Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du massif armoricain

Bernard Auvray

▶ **To cite this version:**

Bernard Auvray. Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du massif armoricain. Géochimie. Université De Rennes, 1979. Français. NNT : . tel-01576075

HAL Id: tel-01576075
https://insu.hal.science/tel-01576075

Submitted on 22 Aug 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Rennes I
Centre Armoricain d'Etude
Structurale des Socles

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain

par

B. AUVRAY

SIGILLVM VNIVERSITATIS REDONENSIS

1979

UNIVERSITÉ DE QUÉBEC
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

24.6.84 → annulation précédent 2234 hors d'usage

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

SERIE : C
N° d'Ordre : 312
N° Série : 91

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque
2234

THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. "Structures et Propriétés de la Matière"

pour obtenir

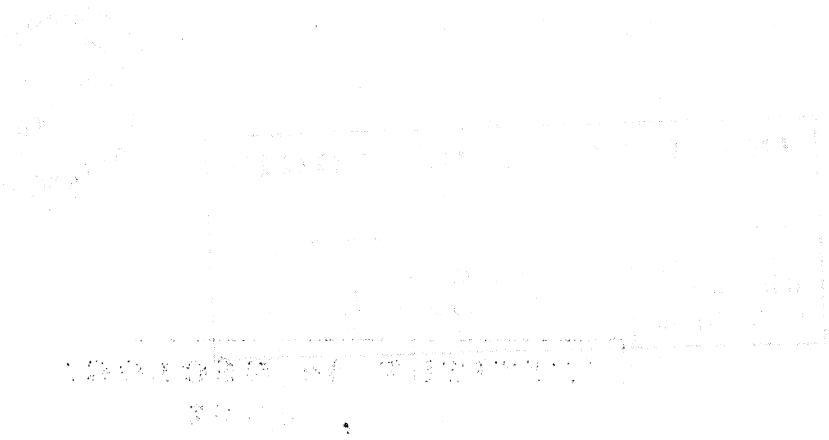
Le grade de Docteur es-Sciences Naturelles

par Bernard AUVRAY

Sujet de la Thèse : Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain.

Soutenue le 14 décembre 1979 devant la Commission d'Examen

MM.	Prof. J. COGNÉ,	Université de Rennes I.	Président
	Prof. J. HAMEURT,	Université de Rennes I.	Rapporteur
	Mr. R. CAPDEVILA,	Maître de Recherche au CNRS.	
	Prof. M. GRAVELLE,	Université de Bretagne Occidentale.	
	Prof. G. ROCCI,	Université de Nancy.	



24 JUIN 1985

UNIVERSITE DE RENNES * BIBLIOTHÈQUE * INSTITUT DE GÉOLOGIE

ANNEE 1978-1979

UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. "SCIENCES ET PHILOSOPHIE"

Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. TREHIN R.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.
M. BOCLÉ J.

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque 2234

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.
M. ROHMER R.
M. TREHIN R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. MILON Y.
M. VENE J.
M. VACHER M.
Melle CHARPENTIER M.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
Melle HAMON M.R.

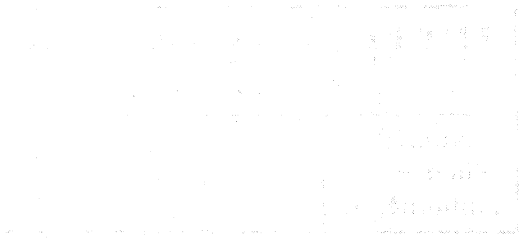
Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours	Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMC

MATHEMATIQUES

M. GUERINDON Jean	M. FERRAND Daniel	
M. GIORGIUTTI Italo	M. BREEN Lawrence	
M. MIGNOT Alain	M. LERMAN Israël	
M. RUGET Gabriel	M. JACOD Jean	
M. BERTHELOT Pierre	M. LENFANT Jacques	
M. GUIVARC'H Yves	M. TRILLING Laurent	
M. CONZE Jean-Pierre	M. CROUZEIX Michel	
M. TOUGERON Jean-Claude		
M. KEANE Mickaël		
M. BOULAYE Guy		
M. HOUDEBINE Jean		
M. CAMUS Jacques		
M. LEGOUPIL Jean		
M. VERJUS Jean-Pierre		

PHYSIQUE

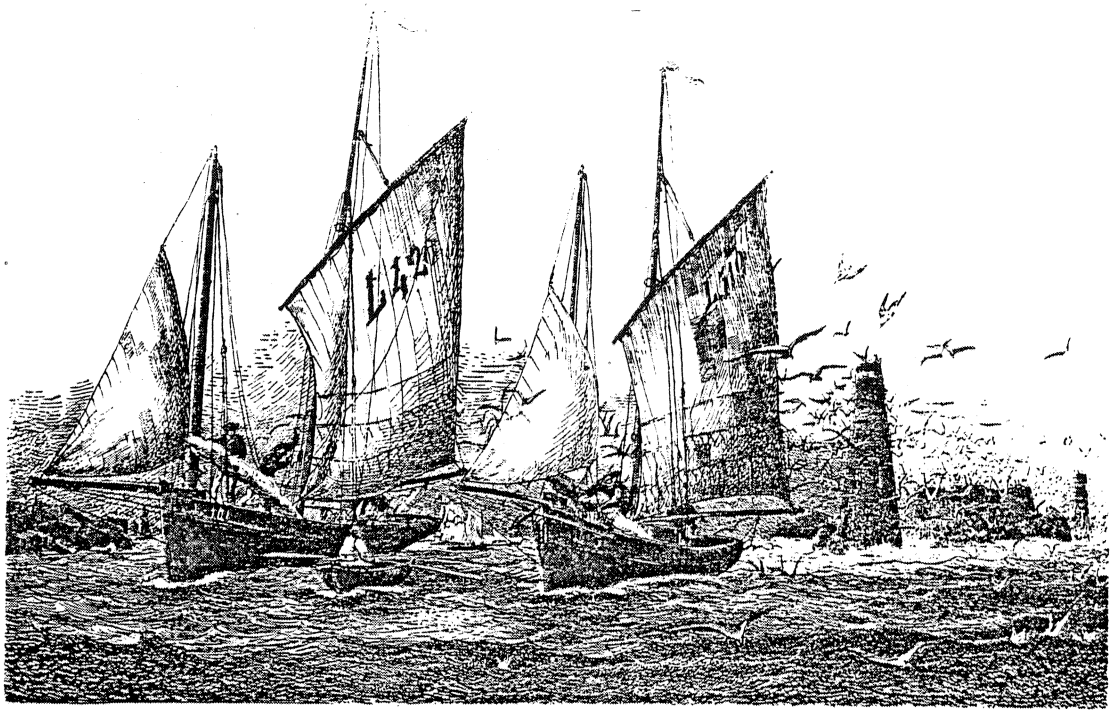
M. VIGNERON Léopold	M. DURAND Alain	M. DAUDE André
M. LE BOT Jean	M. VEZZOSI Georges	M. GOULPEAU Louis
Mme ROBIN Simone née Salomond		M. BERTEL Louis
M. ROBIN Stéphane		M. LANGOUET Loïc
M. MEVEL Jean-Yves		M. LE FLOCH Albert
M. MEINNEL Jean		M. LE TRAON André
M. BRUN Pierre		M. DANIEL Jean-Pierre
M. LEROUX Emile		M. PRIOL Marcel
M. DUBOST Gérard		M. STEPHAN Guy
M. ARQUES Pierre-Yves		M. TANGUY Pierre
M. HAEUSLER Claude		M. TERRET Claude
M. DECAMPS Edmond-Antoine		M. CHARBONNEAU Guy
M. GUIDINI Joseph		



Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours	Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMC
CHIMIE		
M. LE MOAL Henri	M. HAMELIN Jack	M. AUFFREDIC Jean-Paul
M. LEVAS Emile		M. CAILLET Paul
M. PELTIER Daniel		M. CAREL Claude
M. PRIGENT Jacques		M. DANION Daniel
M. FOUCAUD André		Mme DANION Renée née Bougot
M. LANG Jean		M. DIXNEUF Pierre
M. CARRIE Robert		M. FAYAT Christian
M. GUERILLOT Claude, Roger		M. GORGUES Alain
M. KERFANTO Michel (ENSCR)		M. JUBAULT Michel
M. DABARD René		M. LAURENT Yves
M. GRANDJEAN Daniel		M. LE CORRE Maurice
M. LUCAS Jacques		M. LISSILOUR Roland
M. MARTIN Guy (ENSCR)		M. ROBERT Albert
M. TALLEC André		M. ROBIN Roger
		M. NICOLLON des ABBAYES H.
		M. MEYER André
		M. PATIN Henri
		Mme LOUER Mochèle née Gaudin
		M. MOINET Claude
		M. POULAIN Marcel
		M. DARCHEN André
		M. RAPHALEN Désiré (ENSCR)
		M. MAUNAYE Marcel (ENSCR)
CHIMIE BIOLOGIQUE		
M. JOUAN Pierre		M. VALOTAIRE
M. DUVAL Jacques		
GEOLOGIE		
M. COGNÉ Jean	M. BONHOMMET Norbert	M. CHAUVEL Jean-Jacques
Melle DURAND Suzanne	M. CHOUKROUNE Pierre	Mme ESTEOULE J. née Choux
M. HAMEURT Jean-Marie		
M. LARDEUX Hubert		
ZOOLOGIE		
M. MAILLET Pierre	M. GOURANTON Jean	M. BARBIER Roger
M. RAZET Pierre	M. TREHEN Paul	M. BERNARD Jean
M. FOLLIOT Roger		M. DAGUZAN Jacques
M. ALLEGRET Paul		M. GAUTIER Jean-Yves
M. MANIEY Jacques		M. MICHEL Raoul
M. JOLY Jean-Marie		M. PICHERAL Bertrand
M. LEFEUVRE Jean-Claude		Mme URVOY J. née Le Masson
M. CALLEC Jean-Jacques		M. GUYOMARCH Jean-Charles
		M. COILLOT Jean-Pierre
		M. GUILLET Jean-Claude
		M. BOISSEAU Claude
BOTANIQUE		
M. VILLERET Serge	M. HUON André	M. LARHER François
M. CLAUSTRES Georges		M. BERTRU Georges
Melle GOAS G.		M. STRULLU Désiré
Melle GOAS M.		
Mme LEMOINE Cécile		
M. TOUFFET Jean		
PHILOSOPHIE		
M. ORTIGUES Edmond		M. CLAIR André
M. BEYSSADE Jean-Marie		
M. JACQUES Francis		

PERSONNELS C.N.R.S.

Directeurs de Recherche	Maîtres de Recherche	Chargés de Recherche. Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMC
	CHIMIE	
M. BIGORGNE Michaël (ENSCR)	M. JAOUEN Gérard M. SERGENT Marcel	M. GUYADER Jean M. LOUER Daniel
	GEOLOGIE	
	M. CAPDEVILLA Raymond	M. VIDAL Philippe
	ZOOLOGIE	
		Mme GAUTIER Annie née Hion
	ANTHROPOLOGIE	
M. GIOT Pierre-Roland	M. BRIARD Jacques	



Entreprendre une thèse, c'est se lancer comme un marin dans une longue traversée avec le redoutable honneur d'être le "skipper" du bateau. Dans cette course hasardeuse où la route est incertaine et les obstacles imprévus, il est nécessaire d'être entouré par un solide équipage. Heureusement, cela a été mon cas et c'est la raison pour laquelle j'ai pu sortir de situations difficiles, aussi bien des tempêtes que des calmes plats.

Au moment où le voyage s'achève, c'est vers ces équipiers que je me tourne pour les remercier, parfaitement conscient que sans leur aide de tous les instants je me serais sans doute égaré et ne serais jamais revenu au port. Je leur sais gré en particulier de m'avoir arraché à l'attrait de certaines escales et de m'avoir poussé à remettre la barre dans la bonne direction. Ces équipiers ont été nombreux et ont pu changer au cours des étapes; mais tous m'ont apporté leur expérience et souvent leur amitié. Ceci est inappréciable et valait à lui seul de tenter l'aventure.

Dans une telle équipée, il est nécessaire d'avoir à terre un solide appui logistique, une base sur laquelle on puisse compter pour réparer les pièces défaillantes ou améliorer le rendement du bateau. Là encore, j'ai trouvé toutes les facilités pour assurer le succès de cette entreprise. Qu'elle soit scientifique ou matérielle, l'aide s'est toujours avérée efficace et diligente. Que tous ceux et toutes celles qui y ont contribué trouvent ici l'expression de ma sincère gratitude.

Mais si pour moi la course a été longue, elle l'a sans doute été plus encore pour ceux qui espéraient mon retour; je les prie de me pardonner cette interminable attente et je les remercie de m'avoir conservé toute leur affection.

S O M M A I R E

INTRODUCTION. 1

PRESENTATION DE LA REGIONS ETUDIEE : CADRE GEOGRAPHIQUE 6

RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS. 10

PREMIERE PARTIE

CARACTERISATION DES FORMATIONS CONSTITUANT LE TREGOR.

Section A

Les témoins d'un socle ancien

CHAPITRE I - LES GNEISS DE PORT-BENI ET DE TREBEURDEN.

I - Localisation et mode de gisement. 40

II - Description macroscopique et microscopique des principaux types pétrographiques. 43

III - Caractères chimiques. 60

IV - Caractérisation du métamorphisme général des gneiss de Port-Béni et de Trébeurden. 78

V - Métamorphismes particuliers aux gneiss de Trébeurden. 84

VII - Conclusions. 101

Section B

Le domaine sud-trégorrois.

CHAPITRE II - LES TUFS DE TREGUIER.

I	- Localisation et mode de gisement.	106
II	- Description macroscopique et microscopique.	110
III	- Caractères chimiques.	116
IV	- Modifications dans les tufs de Tréguier.	129
V	- Conclusions.	132

CHAPITRE III - LES SPILITES DE PAIMPOL.

I	- Localisation et mode de gisement.	135
II	- Description macroscopique et microscopique.	142
III	- Caractères chimiques.	157
IV	- Bilan de la spilitisation.	183
V	- Les compositions des volcanites de Paimpol sont-elles bien originelles ?	186
VI	- Conclusions à l'étude de la formation des spilites de Paimpol.	190

CHAPITRE IV - LES SEDIMENTS DE LA ROCHE-DERRIEN.

I	- Localisation et mode de gisement.	194
II	- Etude macroscopique et microscopique.	196
III	- Quelques problèmes à propos de la formation de la Roche-Derrien.	202

IV - Conclusions à l'étude des sédiments de la Roche-Derrien. 205

CHAPITRE V - CONCLUSIONS D'ENSEMBLE A L'ETUDE DES FORMATIONS VOLCANO-SEDIMENTAIRES DU DOMAINE SUD-TREGORROIS.

I - Synthèse des principaux caractères des formations constituant le domaine sud-trégorrois. 208
II - Structure du domaine sud-trégorrois. 209
III - Nature du volcanisme dans le domaine sud-trégorrois. 221
IV - Le domaine sud-trégorrois et ses prolongements occidentaux. 246

Section C
Le batholite nord-trégorrois 262

CHAPITRE VI - L'ENSEMBLE GRANODIORITIQUE ET DIORITIQUE :
A - La granodiorite de Talberg
B - La microgranodiorite de Pleubian
C - La diorite de Castel-Meur 268

A - La Granodiorite de Talberg :
I - Localisation et mode de gisement. 270
II - Description macroscopique et microscopique. 270
III - Caractères chimiques de la granodiorite. 277
IV - Conclusions. 277

B - La Microgranodiorite de Pleubian.

I - Localisation et mode de gisement. 280

II - Description macroscopique et microscopique. 280

III - Caractères chimiques. 284

IV - Conclusions. 287

C - La Diorite de Castel-Meur.

I - Localisation et mode de gisement. 288

II - Description macroscopique et microscopique. 288

III - Caractères chimiques. 291

IV - Conclusions. 293

CHAPITRE VII - L'ENSEMBLE GRANITIQUE EST :

A - Le granite de Pomelin-Bréhat.

B - Le microgranite de Launay. 295

A - Le Granite de Pomelin-Bréhat:

I - Localisation et mode de gisement. 297

II - Description macroscopique et microscopique. 298

III - Caractères chimiques. 301

IV - Conclusions. 303

B - Le Microgranite de Launay :

I - Localisation et mode de gisement. 304

II - Description macroscopique et microscopique. 304

III - Caractères chimiques. 307

IV - Les enclaves granodioritiques. 309

V - Conclusions. 315

CHAPITRE VIII - LE GRANITE DE PORT-BLANC.

I - Localisation et mode de gisement. 316
II - Description macroscopique et microscopique. 318
III - Caractères chimiques. 321
IV - Conclusions. 324

CHAPITRE IX - LA GRANODIORITE DE BEG-AR-FOURM. 325

I - Localisation et mode de gisement. 327
II - Description macroscopique et microscopique. 328
III - Caractères chimiques. 331
IV - Conclusions. 331

CHAPITRE X - LE BATHOLITE DE PERROS-GUIREC - BREHAT :
Evolution chimique d'ensemble. 333

I - Tendances géochimiques d'ensemble du complexe nord-trégorrois. 334
II - Influence de la cristallisation fractionnée sur l'évolution géochimique du complexe nord-trégorrois. 344
III - Conclusions. 357

Conclusions générales à l'étude du batholite nord-trégorrois 358

Section D

Les intrusions plutoniques dans le domaine sud-trégorrois.

CHAPITRE XI - LA DIORITE DE KERALAIN.

I - Localisation et mode de gisement. 362
II - Description macroscopique et microscopique. 364
III - Caractères chimiques et hypothèse génétique. 369
IV - Conclusions. 373

Section E

Le magmatisme éocambrien

INTRODUCTION. 376

CHAPITRE XII - LES MANIFESTATIONS PLUTONIQUES :
A - Le granite de Porz-Scarff.
B - Le granite aplitique du Paon.

A - Le granite de Porz-Scarff.
I - Localisation et mode de gisement. 379
II - Description macroscopique et microscopique. 380
III - Caractères chimiques. 384
IV - Conclusions. 385

B - Le granite du Paon.
I - Localisation et mode de gisement. 388
II - Description macroscopique et microscopique. 388
III - Caractères chimiques. 389

C - Conclusions. 391

CHAPITRE XIII - LES MANIFESTATIONS HYPOVOLCANIQUES :
Le microgranite de Loguivy.

I - Localisation et mode de gisement. 394
II - Description macroscopique et microscopique. 394
III - Caractères chimiques. 397
IV - Conclusions. 401

CHAPITRE XIV - LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES :
Les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux.

I - Localisation et mode de gisement. 403
II - Description macroscopique et microscopique. 404
III - Caractères chimiques. 412
IV - Variations chimiques dans les ignimbrites. 415
V - Conclusions. 420

CHAPITRE XV - CONCLUSIONS GENERALES SUR LE MAGMATISME ACIDE ET ALCALIN DU TREGOR. 424

Section F
Le complexe filonnien du domaine nord-trégorrois. 432

CHAPITRE XVI - LES ALBITOPHYRES D'ER

A - Les filons andésitiques.

I - Description macroscopique et microscopique. 437
II - Caractères chimiques. 439
III - Discussion et conclusion. 439

B - Les filons spilitiques.
I - Description macroscopique et microscopique. 447
II - Caractères chimiques. 449
III - Discussion et conclusion. 451

C - Conclusions. 459

CHAPITRE XVII - LES DOLERITES DU TRIEUX.

I - Description macroscopique et microscopique. 460
II - Caractères chimiques. 463
III - Discussion et conclusion. 467

CHAPITRE XVIII - LES LAMPROPHYRES DE TRESTRAOU.

I - Description macroscopique et microscopique. 476
II - Caractères chimiques. 477
III - Conclusions. 480

CONCLUSIONS GENERALES SUR LES FILONS DANS LE DOMAINE NORD-TREGORROIS. 481

DEUXIEME PARTIE

ETUDE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES ELEMENTS-TRACES.

CHAPITRE I - LES DONNEES RADIOMETRIQUES.

I - Introduction. 483
II - Les résultats géochronologiques. 485
III - Conclusions. 513

CHAPITRE II - GEOCHIMIE DU STRONTIUM. ORIGINE DES MAGMAS DANS LE TREGOR.

I - Introduction. 517
II - Origine des magmas. 520
III - Conclusions. 531

CHAPITRE III - LA GENESE DES MAGMAS DANS LE TREGOR : APPORT DE LA GEOCHIMIE DES TERRES RARES.

I - Introduction. 536
II - Les Terres Rares dans les roches magmatiques du Trégor. 539
III - Conclusions. 581

TROISIEME PARTIE

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU TREGOR
MODELE GEODYNAMIQUE

CHAPITRE I - LES GRANDES ETAPES DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU TREGOR. 585

I - La première période : formation du socle ancien. 586
II - La deuxième période : les formations briovériennes. 588
III - La troisième période: l'évolution paléozoïque. 597

CHAPITRE II - MODELE GEODYNAMIQUE : Interprétation de l'histoire du Trégor en termes de tectonique des plaques.

I - La croûte continentale ancienne. 608
II - Les subductions du Protérozoïque supérieur. 611
III - Les subductions paléozoïques. 624
IV - Conclusions. 628

CONCLUSIONS. 635

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES. 639

ANNEXE 672

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.

INTRODUCTION

Promontoire septentrional de la Bretagne, le Trégor que les géologues attachent au domaine domnonéen demeurait jusqu'ici encore relativement mal connu. Ses particularités géologiques suscitaient la curiosité. Aussi, en raison de son étendue bien plus vaste que celle des îles anglo-normandes et de la Pointe du Cotentin laissait-elle espérer qu'une analyse attentive pourrait conduire à des conclusions significatives.

Des données préliminaires permettaient de penser que des matériaux relativement anciens,puisque voisins de 2000 m.a.,s'y trouvaient présents. Un premier objectif était de confirmer et de préciser ces âges protérozoïques inférieurs et de caractériser la nature du socle engendré à cette époque.

Un second objectif consistait à reconstituer le rôle et le comportement de ce socle ancien au cours des événements ultérieurs, en particulier briovériens et varisques : est-il demeuré passif ou bien a-t-il été peu ou beaucoup réactivé et comment ? Ce problème étant d'un intérêt tout particulier dans une période ou de nombreux terrains réputés anciens en Europe moyenne se révèlent plus jeunes qu'on ne l'imaginait et où le Trégor pouvait-être, dès lors, la relique la plus ancienne de tout ce domaine varisque.

Enfin, un dernier objectif consistait, à l'aide des traceurs géochimiques déterminés dans des matériaux magmatiques et à la lumière des données acquises dans la dernière décennie, de tenter de remonter aux conditions géodynamiques de genèse de ces matériaux. Ceci acquis, d'examiner la cohérence de ces spéculations. Une telle démarche nécessitait d'appliquer le principe des causes actuelles à une période de temps géologique relativement reculée; ce qui a été osé.

Cet objectif nous a semblé suffisamment atteint pour confronter nos conclusions aux hypothèses en cours sur les mécanismes de l'orogenèse pan-africaine sensiblement contemporaine de l'orogenèse cadomienne.

Ces buts n'ont pas été assignés dès le début de cette étude dont le support est régional. Ce mémoire apporte une contribution à l'analyse des faits, des objets, de leur nature. On y distingue et définit des ensembles; leurs relations sont décrites ainsi que leurs modifications ou leurs transformations. Ces données, en grande partie nouvelles seront, nous l'espérons, pérennes. Elles sont interprétées dans des corps de doctrines en vogue dont le temps dira si elles ne sont pas des modes fugaces.

Il ne s'agit pas seulement d'un jeu de l'esprit mais de sa provocation qui suscite la réflexion, la critique, le complément d'analyse au terme desquels la théorie s'écroule mais s'en voit subsister une autre mieux établie, ou bien se voit consolidée. Le progrès scientifique non motivé par l'intérêt matériel ne se se réalise pas autrement.

*

* *

Le plan de l'ouvrage est le suivant :

Après un rappel historique que j'ai voulu le plus complet possible, mais qui n'est pas essentiel à la compréhension de la suite de l'exposé et que le lecteur non spécialiste du Massif Armoricain pourra donc se dispenser de lire, j'ai divisé mon travail en trois parties :

- La première partie est consacrée à l'étude pétrographique, géochimique, éventuellement structurologique des formations constituant le Trégor, à l'exception toutefois des granites hercyniens (granite de Trédrez et de Ploumanac'h). Ces petits massifs circonscrits constituent un domaine de recherche sur lequel se penchent d'autres chercheurs ; l'étude du massif de Ploumanac'h vient d'ailleurs de faire l'objet de deux thèses de doctorat récentes (Dupuis, 1975 ; Barrière, 1977).

  Cette étude paraîtra sans doute longue et fastidieuse ; elle m'a semblé néanmoins inévitable car bon nombre de formations étaient encore désignées dans cette région par des termes pétrographiques archaïques (porphyre pétrosiliceux, orthophyre, diabase ophitique, etc...) reposant sur des descriptions sommaires (légendes de cartes géologiques) qu'il s'agissait de redéfinir en termes modernes. Cette étude apporte environ 240 analyses nouvelles de roches totales (éléments majeurs) alors qu'auparavant il n'en existait pratiquement pas.

Chaque chapitre s'achèvera néanmoins par des conclusions, au moins partielles sur l'origine, la genèse et les conditions de mise en place des différents ensembles, ce qui permettra d'ébaucher progressivement l'histoire géologique du Trégor. Le lecteur pressé, pourra toujours s'y reporter directement.

- La deuxième partie a trait aux études géochimiques des éléments traces.

  Basée sur des observations de terrain et sur des études pétrographiques et géochimiques classiques, la chronologie des événements se devait d'être confirmée par des données radiométriques. Aussi ai-je regroupé ici l'ensemble de ces données acquises au cours de différents programmes de recherche menés en commun avec l'équipe de géochronologie et de géochimie isotopique du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (C.A.E.S.S.),

en particulier avec Ph. Vidal, R. Charlot, J.Y. Calvez, F. Martineau, J. Macé. Beaucoup de résultats utilisés dans ce mémoire sont actuellement publiés ou sous presse et figurent en particulier dans la synthèse présentée par Ph. Vidal (1976).

J'ai voulu rassembler ces résultats dans un même chapitre pour les raisons suivantes :

- d'une part le lecteur intéressé par la géochronologie, trouvera réunies toutes les données existant actuellement dans ce domaine, ce qui simplifie les recherches bibliographiques.
- d'autre part, un âge radiométrique nécessite souvent d'être explicité et confronté à d'autres mesures obtenues sur des formations différentes. Annoncer des âges séparément, à l'occasion de l'étude de chacune des formations, risquait d'entraîner des redites et de faire appel à des termes non encore définis. De toute façon, ceci n'aurait pas exclu la nécessité d'une synthèse.
- enfin, et surtout, l'annonce des résultats géochronologiques constitue une introduction à l'étude de la géochimie du Sr qui permet d'aborder la genèse des magmas eux-mêmes.

De la même manière et pour les mêmes raisons, nous avons traité ensemble, dans cette même partie, les données relatives aux Terres Rares, éléments chimiques essentiels à toute tentative d'interprétation génétique des magmas. A l'époque où les mesures ont été faites (2ème semestre 1976), la méthode de dosage des Terres Rares par dilution isotopique était en cours de mise au point à Rennes, ce qui explique qu'elles aient été effectuées hors du laboratoire. Depuis, cette méthode est parfaitement au point à Rennes et est devenue une méthode de routine dont la précision est sans comparaison avec celle des mesures que j'utiliserai ici.

- Une troisième partie constituera la synthèse de l'ensemble des données obtenues. Elle permettra de dessiner l'histoire géologiques du Trégor, de la comparer à celle des domaines voisins et de présenter un modèle géodynamique faisant appel aux mécanismes fondamentaux de la tectonique globale.

  De façon à distinguer les faits reposant sur des données précises des hypothèses, j'ai scindé cette troisième partie en deux : l'une retrace l'histoire géologique du Trégor à la lumière des faits établis, l'autre propose

à la lumière de ces mêmes faits, un modèle géodynamique exprimé en terme de tectonique des plaques qui permettra d'élargir le cadre de cette étude.

Finalement, ce mémoire s'achèvera par des conclusions générales soulignant les caractères originaux de ce noyau précambrien sauvegardé pratiquement intact au sein du domaine varisque ouest-européen.

Cadre Géographique

Partie la plus septentrionale de la Bretagne, le Trégor s'étend depuis Paimpol à l'Est jusqu'à la Baie de Lannion à l'Ouest (fig.1 et 2). Plus vers l'Ouest, cette région se poursuit jusqu'à la rivière de Morlaix par le Petit Trégor. Sur trois de ses côtés (nord, est et ouest) le Trégor est limité par la Manche le long d'une côte exceptionnellement découpée et tourmentée faisant de cette partie de l'Armorique l'une des plus célèbres et des plus sauvages (Côte de Granite Rose). Au Sud, sa limite correspond à une coupure géologique importante, la Faille du Trégorrois, que l'on suit de la Pointe de Kérity, au Sud de Paimpol, jusqu'au Nord de St-Michel-en-Grêve dans la Baie de Lannion.

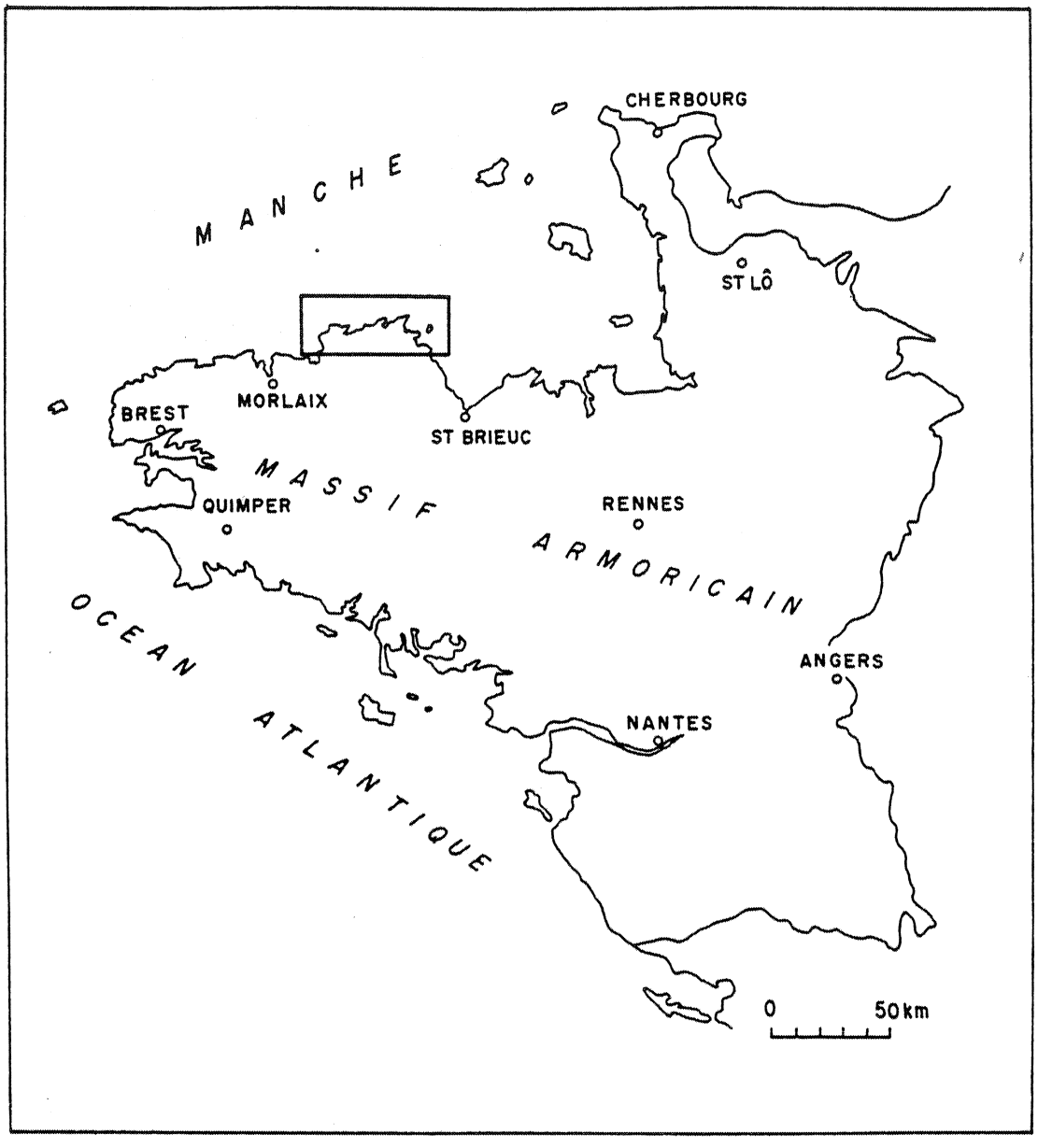


Fig.1 : Localisation géographique de la région étudiée.

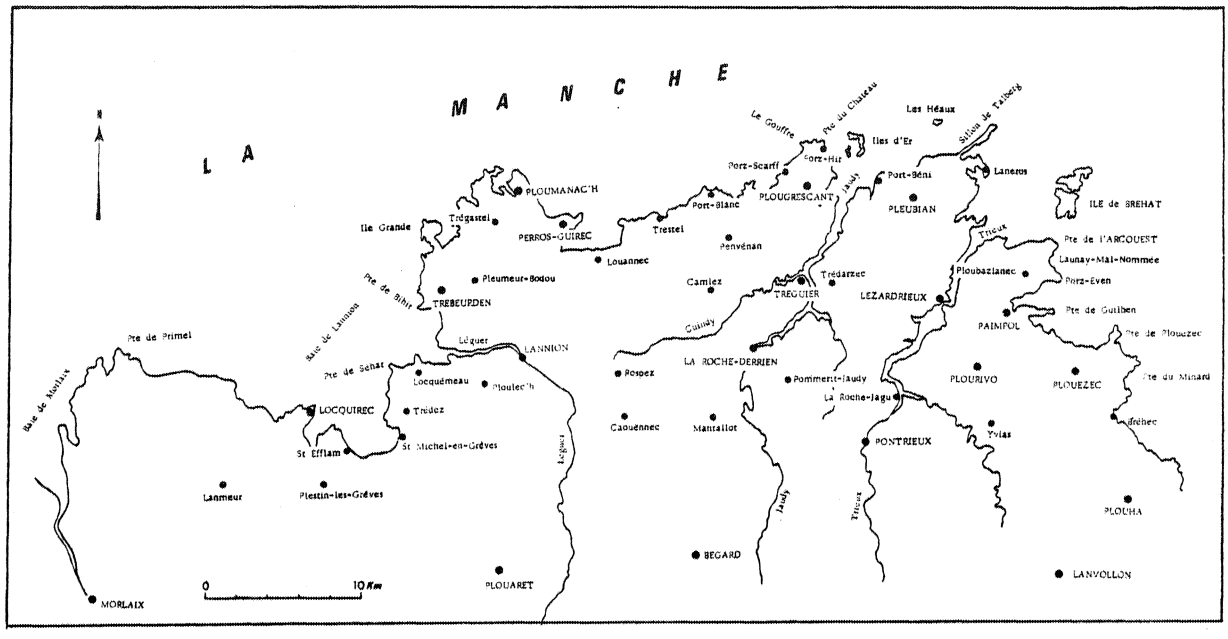


Fig.2 : Principales localités citées dans le texte.

Le secteur étudié constitue donc un rectangle d'une superficie d'environ 500 km^2.

Le Trégor est un plateau d'altitude très basse, en moyenne 50 à 60 m, atteignant exceptionnellement 80 m au Sud de Pleubian par exemple. Ce plateau s'abaisse doucement vers la Manche, si bien que la côte nord, dans sa plus grande partie ne présente que rarement des falaises de quelque importance. Cette pente faible se poursuit en mer et ce caractère morphologique, lié à l'amplitude des marées, explique la présence d'un platier très étendu pouvant atteindre plusieurs kms (région du Sillon de Talberg), découvrant à marée basse, mais malheureusement mal observable par le géologue car recouvert d'algues et constitué souvent de roches très altérées. Un autre trait morphologique original de ce littoral est la présence de très nombreux cordons de galets (Iles d'Er, Castel-Meur en Plougrescant, Sillon de Talberg) qui relient des îlots rocheux soit entre eux (Iles d'Er) soit à la côte (Sillon de Talberg par exemple).

Ce plateau est entaillé par des rivières profondément encaissées (le Trieux, le Jaudy, le Léguer), aux rares affluents (Guindy) dont les cours sont le plus souvent guidés par des accidents tectoniques. Les vallées, aux rives très escarpées, dessinent un paysage caractéristique de rias. Elles constituent de bonnes coupes géologiques et offrent de nombreuses possibilités d'observation (notamment le Trieux et le Jaudy dont les cours sont sensiblement N-S).

Le plateau trégorrois lui-même est recouvert d'une couche pratiquement continue de loess dont l'épaisseur oscille entre 2 et 5 m et qui ne disparaît qu'à l'occasion de petits bombements (Kerlicher en Pleubian par exemple). Le faible morcellement du pays par les cours d'eau, le type de paysage agricole (bocages constitués de petits champs entourés de haies très hautes qui les protègent du vent), explique la conservation de ce limon quaternaire. De ce fait, les affleurements rocheux sont fort peu nombreux sur ce plateau où aucune étude géologique de détail ne peut être effectuée sur le socle.

Rappel des Travaux Antérieurs

Trois étapes peuvent être distinguées dans le cours de l'acquisition de la connaissance géologique du Trégor.

- Celle des précurseurs qui s'étend de 1827 à 1880.
- Celle dominée par l'oeuvre de Charles BARROIS et qui se déroule de 1880 à 1939.
- Enfin, celle des travaux modernes qui débutent après la seconde guerre mondiale.

A) LES PRECURSEURS.

C'est en 1827, que Puillon-Boblaye, dans une carte au 1/200.000e publie le premier schéma d'ensemble de la Bretagne, esquisse à la fois géographique et géologique. Il définit en particulier le "Plateau du Nord" (auquel appartient le Trégor) dans lequel les grandes orientations structurales sont N-NE d'une manière à peu près constante sauf précisément dans le Trégor où elles deviennent E-W.

Un chapitre particulier est consacré à la région trégorroise (p. 108-111). Cet auteur y reconnaît trois ensembles principaux représentés par des couleurs et des symboles différents sur la carte accompagnant le mémoire; ce sont :

- au Sud, une bande s'étendant de Morlaix à Paimpol en passant par Lannion, constituée de "*terrains de transition*" ("phyllades, grauwackes et intercalations calcaires, schistes, ardoises, grès, psammites"). Le symbole de cette formation est H.
- immédiatement au Nord, une bande de "*terrain pyrogène*" ("porphyres verts et rougeâtres, pétrosilex, euphotide avec jaspes, diorite compacte, wackes amygdalaires, roches scorifiées ou laves thoïdes") s'allonge parallèlement à la précédente. Le symbole en est K.
- enfin, encore plus au Nord est découpé par la côte de la Manche, un ensemble de "*granite*" et "*syénite*" symbolisé par la lettre A.

En 1841, Dufresnoy et Elie de Beaumont, avec leur "Explication de la Carte Géologique de la France", proposent un assemblage de 6 feuilles au 1/500.000e représentant l'ensemble de la France; le 1er volume est accompagné d'une réduction au 1/2.000 000e de cet assemblage.

Sur cette carte, le Trégor apparaît constitué de deux ensembles :

- d'une part, des "*terrains cristallisés*" ou "*terrains primitifs*" : granite (Y1), syénite (Y2), micaschistes (Y_{II}) et stéaschistes.
- d'autre part, des "*terrains de transition*" et plus précisément des terrains de transition moyen (i^2).

Dans le mémoire, le Trégor est cité à plusieurs reprises, notamment dans le chapitre consacré aux "terrains anciens"; ainsi, page 193, les auteurs démontrent dans la région de Mantallot (SW de la Roche-Derrien) la postériorité du "granite porphyroïde" par rapport au "granite à grain fin et mica noir"; pages 195, 235, 236, les "amygdaloïdes" (coussins) de la Pointe de Guilben, à Paimpol, sont décrits comme exemples caractéristiques de la transformation

(par fusion) des schistes argileux au contact des "porphyres".

En 1844, à l'occasion d'un nouveau travail de cartographie (Carte géologique au 1/86.400e du département des Côtes-du-Nord : assemblage de 4 feuilles), de Fourcy distingue dans le Trégor un certain nombre d'unités, reprenant en partie les grandes divisions introduites par Dufresnoy et Elie de Beaumont :

- *les roches plutoniques* : sont désignés sous ce nom les pointements de "roches feldspathiques" (figurés en rouge sur la carte et symbolisés par le nombre 10) et de "roches amphiboliques" (couleur bleue, 9). Cet ensemble ne constitue pas une unité stratigraphique car de Fourcy signale (p.36) "que ces roches ignées sont arrivées au jour à des dates différentes".
- *les terrains primitifs* : de l'Arcouest à Penvenan , une grande masse de "granite amphibolique et de syénite" (couleur violette, 8a), prolongée à l'W par le granite (en rose, 8), occupe la plus grande partie de la feuille constituant le 1/4 NW de l'assemblage.
- *les terrains de transition* : ils occupent une bande d'orientation E-W depuis la côte de Bréhec jusqu'à Lannion, constituée par des "schistes talqueux" (couleur grise, 6) attribués au Cambrien, des grès et poudingues (couleur verte, 5), et des schistes argileux (en jaune, 4) attribués au Silurien.

A cette occasion, l'auteur se montre soucieux de comprendre les relations et la chronologie relative des différentes formations, s'attachant à représenter notamment par des figurés particuliers (hachures verticales ou horizontales, croisillons, etc...) les zones où apparaissent des modifications " dans les terrains de transition au contact des différentes roches plutoniques et primitives".

B) La période de Charles BARROIS.

Les différents travaux que nous venons de rappeler sont des oeuvres de pionniers, s'attachant avant tout à reconnaître et définir les grandes unités et utilisant une terminologie souvent difficile à comprendre de nos jours. Ces auteurs anciens n'avaient malheureusement pas la possibilité d'utiliser des outils d'investigation précis et notamment le microscope, si précieux pour l'analyse de cette région constituée pour une grande part de roches magmatiques.

C'est pendant près de 50 ans (de 1881 à 1939) que Barrois s'est intéressé aux problèmes du Massif Armoricain en général et du Trégor en particulier avec un remarquable génie cartographique.

En 1881, Barrois fait une première allusion à certaines variétés de roches trégorroises à l'occasion de l'analyse du mémoire de C.W. Cross (1880) sur des roches de Bretagne : il y parle des porphyres quartzifères des Héaux (îlots au large du Trégor), de la diorite quartzifère de Lézardrieux, des cailloux roulés de diabase entre Plouha et Tréguier. Il ne s'agit là, toutefois, que de l'analyse microscopique de quelques échantillons, sans souci de relation avec le contexte géologique.

Le premier article important de Barrois sur le Trégor date de 1884. Il y considère le "Plateau septentrional" (au Nord d'une ligne Brest - St Brieuc - Dinan - Alençon) comme un pli anticlinal de terrains primitifs, dont l'axe est injecté par des granites. La formation de cet axe est rapportée à la période carbonifère comprise entre le Culm et le Houiller.

En 1888, dans son mémoire "sur la Constitution géologique de la Bretagne", Barrois (1888a), résumant les nombreuses observations qu'il a déjà effectuées en Bretagne, est conduit à traiter plus précisément des problèmes de la stratigraphie.

A ce propos, il situe les "Tufs du Trégorrois" dans l'Infra-Cambrien (Cambrien inférieur du système de Dufresnoy et Elie de Beaumont) et les considère comme un faciès particulier des phyllades de St-Lô, analogues aux phyllades de Douarnenez et aux quartzo-phyllades de Morlaix.

Sous le vocable "Tufs du Trégorrois", Barrois désigne un ensemble "de diabases, porphyrites et porphyres pétrosiliceux, se présentant en filons ou en épaisses coulées, accompagnés ou non de tufs interstratifiés et de projections volcaniques"; toutes ces roches sont décrites plus en détail dans une autre note (1888b). Fait important : *dès cette date (1888), l'auteur reconnaît ici un ensemble volcanique, interstratifié dans des formations sédimentaires, et de mise en place sous-marine.*

Dans son étude des roches de Lanmeur (1888b) Barrois, en conclusion tente une reconstitution chronologique des événements : des formations sédimentaires (schistes, grauwackes, calcaires) sont recouvertes par tout un ensemble de roches éruptives (diabases, diorites, porphyrites) se présentant en coulées ou "nappes sous-marines alternant avec des tufs et des cinérites". Cet ensemble volcanique est lui-même recoupé par les granites à amphiboles (cas du massif

de St-Jean-du-Doigt généralisé à l'ensemble du Trégor). Tous ces terrains sont arasés avant l'époque silurienne.

En 1897, Barrois traitant des "Divisions géographiques de la Bretagne", met en évidence l'existence d'une région naturelle, le Plateau de Tréguier, entourée par le Plateau du Léon (à l'Ouest), par le Plateau de Penthièvre (au Sud) et par la Manche (au Nord et à l'Est); ces différents plateaux correspondent au "Plateau du Nord" au "Plateau septentrional" de Puillon-Boblaye (1827).

Région naturelle, le Plateau de Tréguier représente une unité géologique distincte, constituant au Sud du grand axe anticlinal du Léon, le synclinal de Paimpol-Jersey. Dans le Trégor, la limite sud de ce synclinal dessine une ligne passant par Lanmeur, Plestin, Lannion, La Roche-Derrien et Bréhec (fig.2).

Dans cette publication, le Trégor est considéré à nouveau comme un "vieux volcan arasé", éteint à l'époque cambrienne, mais "laminé et métamorphisé en roches feuilletées" à l'époque carbonifère.

Ces premières publications de Barrois sont encore très fortement influencées par les auteurs antérieurs, notamment Puillon-Boblaye. Mais à partir de 1898, il commence un travail véritablement original sur cette région.

En 1898, deux notes successives traitent du problème des roches cristallines anciennes du massif de Paimpol; ces publications sont importantes et méritent de retenir quelques instants notre attention car elles constituent la base de toutes les représentations cartographiques de ce secteur et ce jusqu'aux dernières cartes les plus récentes.

Dans la première (1898a), Barrois définit d'abord la succession des différents termes sédimentaires qui vont depuis les "mica schistes" et les "gneiss fondamentaux" jusqu'aux"Grès Armoricains à Scolites et Bilobites"; ces terrains dessinent cinq bandes parallèles, à orientation E-W, qui sont successivement du Nord au Sud :

1°) L'Anticlinal de Perros-Guirec
2°) Le Synclinal de Paimpol
3°) L'Anticlinal de la Roche-Derrien
4°) Le Synclinal de Plourivo
5°) L'Anticlinal de Pontrieux

Il aborde ensuite le problème des roches cristallines massives parmi lesquelles il distingue, en fonction de leur relation avec la tectonique, deux ensembles principaux :

1°) D'une part et par ordre d'ancienneté décroissante : le granite à biotite de Mantallot à Plouha, la diabase ophitique de Pleubian, les porphyrites micacées et kersanton de Trestraou. Ces roches, uniquement filoniennes, apparaissent "postérieurement au ridement de la contrée"; elles sont d'âge carbonifère.

2°) D'autre part, tout un groupe de roches, antérieures au "ridement de la contrée" et présentant avec les formations sédimentaires de la région des relations génétiques telles que "toutes les roches éruptives observées dans les zones anticlinales sont intrusives (filons) tandis que celles des zones synclinales sont effusives". Ce sont successivement, des termes les plus anciens aux plus récents :

- Le granite à biotite de Tréguier.
- Les porphyrites à pyroxène de Kérity, verres porphyritiques en coulées, tufs à projections.
- Les orthophyres de l'Arcouest.
- Les porphyres quartzifères de Porz-Even, microgranulites, micropegmatites, porphyres sphérolitiques, pétrosiliceux et fluidaux.

Pour l'auteur, la tectonique a eu pour effet de séparer les cheminées d'alimentation des produits d'épanchement, l'érosion contribuant d'autre part à détruire les appareils de sortie (necks et cratères). Barrois conclue sa communication en présentant le schéma suivant : admettant indirectement ou implicitement l'existence d'une tectonique antérieure aux dépôts des formations rouges (du synclinal de Plourivo), il remarque que "l'étage des schistes de Saint-Lô formait déjà des rivages émergés, sur lesquels s'espaçaient des volcans en activité". Les centres de cette activité volcanique étaient localisés sur les anticlinaux de Pontrieux et de Perros-Guirec.

Ainsi les volcanites occupant la dépression synclinale de Plourivo mais constituant aussi les beaux affleurements de Kérity-Guilben, Yvias, La Magdeleine, Plouézec sont en relation avec le volcan du massif anticlinal de Pontrieux; par contre, les filons des régions Penvénan-Héaux et Camlez-Arcouest, associés "aux vastes coulées d'ortophyres feuilletés et de porphyres pétrosiliceux" que l'on observe depuis Trédarzec jusqu'à Ploubazlanec, représentent les manifestations du volcan du massif anticlinal de Perros-Guirec.

A côté de ces considérations stratigraphiques et paléogéographiques, *Barrois introduit à propos de ces volcanites la notion de série volcanique différenciée;* il remarque que l'ensemble de ces roches qui présentent toutes le caractère commun d'être pauvres en CaO et relativement riches en alcalins, évolue, au cours des temps géologiques, depuis des termes relativement basiques (SiO_2 = 57 à 68%) jusqu'à des termes plus acides (SiO_2 = 62 à 75%). L'analyse chimique, si importante dans ce type de roche, a fait sont apparition.

Dans la seconde publication (1898b), Barrois dépassant largement le cadre des divisions stratigraphiques utilisées jusqu'alors, introduit des subdivisions beaucoup plus fines dans la suite stratigraphique du massif de Paimpol, proposant également les différents étages suivants :

- Le Précambrien essentiellement constitué de Briovérien
- Le Cambrien
- L'Ordovicien
- Le Carbonifère

Il dresse le tableau stratigraphique suivant, *insistant sur le fait que nombreux sont les terrains identiques que l'on trouve à Jersey et dans le Nord du Cotentin, faisant du massif de Paimpol le prolongement d'une zone continue passant par le Cotentin et les Iles anglo-normandes.*

Ordovicien Carbonifère

1. Porphyrite micacée et Kerzanton de Trestraou.
2. Diabase ophitique de Pleubian.
3. Granite à biotite de Mantallot à Plouha.
4. Granite à amphibole de Trégastel.

5. Grès armoricain à scolites et bilobites.
6. Grès feldspathique.
7. Poudingue d'Erquy à galets de roches cambriennes et précambriennes.

Cambrien

8. Schiste vert ou pourpré de Plourivo.
9. Porphyre quartzifère de Pors-Even, microgranulites , micropegmatites, porphyres sphérolitiques, pétrosiliceux et fluidaux.
10. Orthophyrede l'Arcouest, comprenant plusieurs venues successives dont les filons se coupent et se disloquent.
11. Porphyrite à pyroxène de Kérity, verres porphyritiques en coulées, tufs à projections.
12. Schistes noduleux ou dalles, calcaires et quartzites de Plouézec.
13. Poudingue de Bréhec, à galets variés de roches précambriennes, sédimentaires et éruptives.

Précambrien

Briovérien

14. Granite à amphibolite de Tréguier.
15. Schistes et grauwackes de St-Lô comprenant la grande série des roches éruptives contemporaines du Trégorrois : diabases, porphyrites, variolites (Pontrieux, Lannion, Lanmeur), et les lits de poudingues de Gourin (Anse d'Yffiniac, Saint-Brieuc).
16. Granite de Vire

Micaschistes et gneiss fondamentaux de Port-Béni.

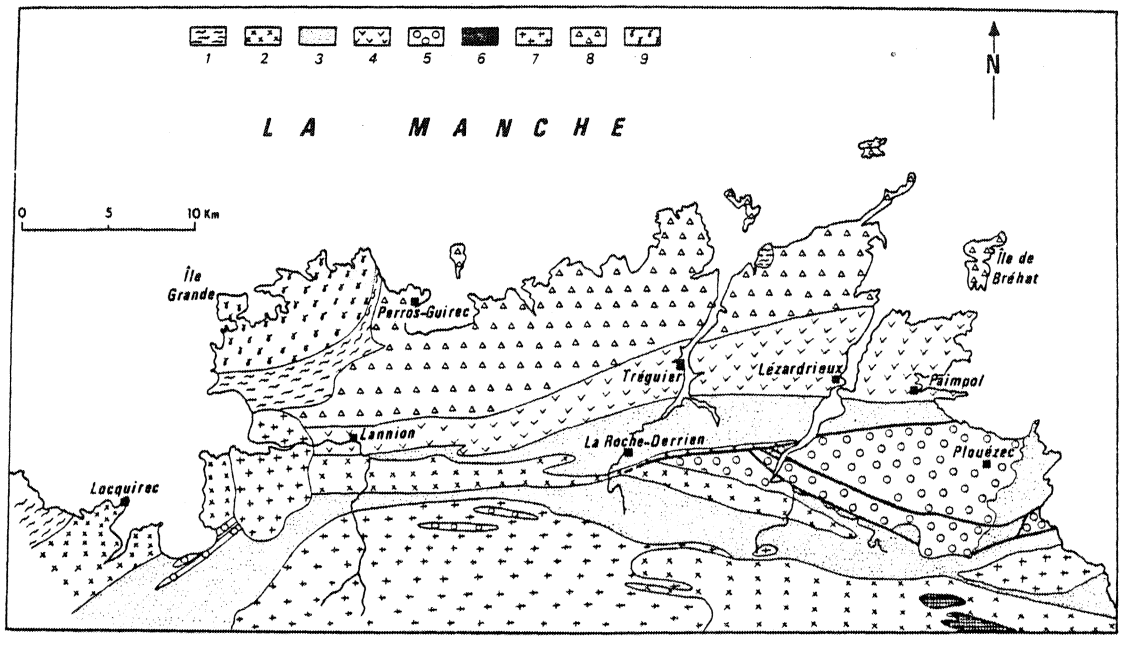


Fig.3 : Principaux ensembles géologiques figurant sur la 1ère édition des feuilles de Tréguier et de Lannion de la carte géologique de la France au 1/80.000eme; d'après Barrois (1908, 1909).
(1): gneiss et micaschistes de Port-Béni et gneiss de Trébeurden; (2): schistes cristallins et épidiorites de Lannion; schistes amphibolitiques et porphyrites; (3) : schistes briovériens de St-Lô; (4): bande des volcanites de Paimpol, Tréguier, Brélévénez, Porz-Hir; (5) : sédiments cambro-ordoviciens de Bréhec, Plouézec, Toulgoat; (6) : diorite de Coutances; (7) : granite de Plouaret; (8) : granite de Perros-Guirec ; (9) : granites de Trégastel et de l'Ile Grande.

On remarquera que l'auteur ne remet pas en question l'unicité du système volcanique du Massif de Paimpol bien que soit mise nettement en évidence dans ce tableau l'appartenance des volcanites à deux étages différents (Briovérien et Cambrien).

Deux articles publiés simultanément aux deux précédents, mais au Bulletin du Service de la Carte (1898c et 1899) et relatifs à la Feuille de Tréguier au 1/80.000e, confirment les résultats déjà exposés. *Barrois insiste toutefois particulièrement, notamment dans la note de 1899, sur la distinction entre le granite de Tréguier, anté-cambrien, et les granites de Trégastel et de Mantallot-Plouha, carbonifères.* Le caractère intrusif du granite est d'autre part souligné.

A la suite d'une dernière campagne effectuée en 1907, est publiée en 1908 (1908a) la Feuille de Tréguier (N°42 de la carte géologique de France au 1/80.000e). Ce document, exceptionnel quant à la finesse et à la précision des contours géologiques, ne sera, du moins en ce qui concerne le dessin cartographique d'ensemble, pratiquement plus modifié jusqu'à la période actuelle. Il en est d'ailleurs de même pour la feuille voisine de Lannion (n°41) dont la légende est publiée également en 1908 (1908b), bien que la carte ne paraisse qu'en 1909.

Sur ces deux cartes sont représentées fidèlement les idées émises les années précédentes par Barrois. Si nous nous intéressons plus spécialement à la partie située entre Locquirec (à l'Ouest) et Bréhec (à l'Est), et au Nord d'une ligne passant par St-Michel-en-Grève, Caouennec, Mantallot, Pommerit-Jaudy et Bréhec (fig.2), on constate que les grands ensembles pétrographiques suivants sont mis en évidence (fig. 3).

1°) Dans la zone la plus septentrionale, la grande masse du granite de Perros-Guirec ($\gamma_{,,,}$), anciennement appelée par l'auteur "granite à amphibole de Tréguier" occupe la *bande anticlinale de Perros-Guirec*. Ce massif, recoupé par de très nombreux filons de roches variées (granophyres, albitophyres, porphyrites, aplites, pegmatites, diabases, minettes), contient en enclaves des lambeaux de micaschistes et de gneiss de Port-Béni ("Micaschistes et gneiss fondamentaux"). Le granite, intrusif, se met en place à la fin du Briovérien (on en retrouve des galets dans le poudingue de Bréhec considéré comme la base de la transgression cambrienne).

2°) *La bande synclinale de Paimpol*, limite au Sud le 1er ensemble. D'orientation sensiblement E-W de Paimpol à Lannion, elle s'incurve au niveau de la côte de Trédrez, prenant une direction NE-SW, et se poursuit dans la région de Locquirec et de la Vallée du Dourdu.

Cette bande est constituée de tout un ensemble de roches volcaniques. Les principales, se succèdant régulièrement du Nord au Sud, sont : les albitophyres de Porz-Hir (ν^1), les orthophyres et tufs de Tréguier ($\alpha x \varepsilon$) qui plus à l'Ouest (feuille de Lannion), prennent le nom de schistes et tufs de Brélévénez, les spilites de Paimpol (ν_{II}), , les porphyres pétrosiliceux de Lézardrieux (π).

3°) *La bande anticlinale de la Roche-Derrien*, caractérisée par les schistes de Saint-Lô (X). Ces schistes sont attribués au Briovérien et on ne rencontre pas de volcanites dans cette bande.

4°) *La bande synclinale de Plourivo* est constituée par les formations sédimentaires les plus jeunes de la région (Cambrien et Ordovicien, S_1 et S^1). A ces formations sédimentaires sont associées des volcanites, les porphyrites de Plourivo (ν_I).

5°) *La bande anticlinale de Pontrieux* renferme des schistes briovériens (x ε et x $\varepsilon\gamma_{IV}$) métamorphisés par les granites voisins (granite de Plouaret et diorite de Coutances, γ_I , et $\gamma_{IV}{}^{bx}$) et associés à des volcanites (porphyrites et variolites).

Ces différents ensembles sont recoupés par les granites de Plouaret et Ploulec'h (γ_I) et de Trégastel (γ_{II} et γ^1). Quant aux gneiss de Trébeurden (x ε γ_{III}), Barrois les interprète comme le résultat de l'action du granite de Perros-Guirec sur les formations identiques aux schistes de Lannion ($x\varepsilon$), c'est à dire aux schistes de Saint-Lô de la Feuille de Tréguier (x).

Pour résumer la stratigraphie ainsi présentée par Barrois, il est possible de dresser le tableau suivant :

Carbonifère	Intrusions granitiques diverses (Plouaret, Ploulec'h, Trégastel).
Ordovicien	Grès armoricains. Grès feldspathiques (à éléments provenant du granite de Perros-Guirec)
Cambrien	Schistes de Plouézec et volcanites associées (Porphyrites de Plourivo, spilites de Paimpol, orthophyres et tufs de Tréguier, albitophyres de Porz-Hir, porphyre pétrosiliceux de Lézardrieux). Poudingue de Bréhec
Briovérien	Schistes briovériens de St-Lô et volcanites associées (porphyrites, variolites).

- Micaschistes et gneiss fondamentaux de Port-Béni.

On remarquera que dans cette colonne stratigraphique ne figure pas le granite de Perros-Guirec. En effet, s'il ne fait pas de doute pour Barrois que ce granite est postérieur à la formation et au plissement des schistes de Saint-Lô et des volcanites associées (et à fortiori, bien entendu, aux micaschistes et gneiss fondamentaux de Port-Béni), *l'auteur paraît très hésitant quant à sa position stratigraphique exacte.*

D'une part, il signale que l'on trouve dans le Poudingue de Bréhec (base du Cambrien), des galets de ce granite.

D'autre part, il insiste, notamment dans la légende de la feuille de Lannion, sur le caractère nettement intrusif de ce granite dans les formations de Brélévénez (identiques aux volcanites de Tréguier, cambriennes), bien que nulle part sur la carte, on ne décèle, par un figuré ou un symbole particulier (C_x $\varepsilon\gamma_{III}$ par exemple) une telle influence.

De plus, Barrois signale que le granite de Perros-Guirec, par ses caractères minéralogiques se rattache à des variétés fines du granite de Trégastel, carbonifère, et se distingue nettement du granite à amphibole de Coutances (syénite ou diorite de Coutances) plus ou moins gneissique, et certainement plus ancien.

Enfin, il reconnaît dans les formations gréseuses ordoviciennes

de la région de Plouézec, des matériaux provenant de l'érosion du granite de Perros-Guirec.

Tous ces arguments sont évidemment contradictoires et l'auteur, le reconnaissant lui-même, n'opte finalement pour aucun âge précis. Ceci est important, car il laisse de ce fait en suspens le problème de l'âge de tous les filons qui recoupent ce granite.

L'ambiguïté est encore accentuée car Barrois lors de la reconstitution des phénomènes volcaniques (légende de la Feuille de Tréguier) signale que "... la série (volcanique) s'est terminée par une intrusion granitique, suivie de termes lamprophyriques en filons", sans qu'il soit précisé s'il s'agit de l'intrusion du granite de Perros-Guirec ou de celle des granites du type Trégastel.

Barrois remet donc en question la position stratigraphique du granite de Perros-Guirec considéré comme Briovérien supérieur dans le tableau stratigraphique présenté en 1898.

A propos des roches volcaniques, on remarquera également deux faits importants :

1°) *L'auteur distingue très nettement deux séries volcaniques* : l'une briovérienne, contemporaine du dépôt des schistes de St-Lô; l'autre cambrienne, particulièrement bien développée dans la bande de Paimpol (spilites, porphyrites, tufs, albitophyres, etc...).

2°) Il pense que les volcanites de la bande de Paimpol et celles de la bande de Plourivo sont contemporaines. *Mais en réalité, il est très hésitant* et note même que seules des raisons de "voisinage" et de "consanguinité lithologique" l'ont guidé vers cette interprétation.

En effet, dans les deux bandes, les volcanites présentent de nombreux caractères différents : dans l'unité de Paimpol, elles sont plus acides que dans celles de Plourivo; leur répartition s'étend sur une aire bien plus considérable; nulle part, on ne les y trouve associées à des sédiments plus récents que le Précambrien; enfin, elles sont redressées et tectonisées contrairement à celles de Plourivo qui sont sub-horizontales.

Tout ceci explique la prudence et les hésitations de Barrois quant à l'âge véritable des volcanites de Paimpol. Quand on sait d'autre part qu'il a considéré comme briovériennes des volcanites identiques (Tufs de Lanleia) de la feuille de Morlaix (publiée en 1905), on comprend d'autant mieux sa position prudente et un peu ambigüe.

Il n'en reste pas moins que dès 1908, les grandes lignes de la géologie trégorroise sont tracées; le caractère très particulier de cette région qui constitue une "province pétrographique " (Barrois, 1908a) caractérisée par la permanence d'une activité volcanique s'étalant depuis la période précambrienne jusqu'à la fin du Paléozoïque est établie. La reconnaissance pétrographique parfois extrêmement fine (songeons en particulier à l'apparition du terme "spilite" dans la description de certains faciès) est faite, et certains caractères chimiques importants sont utilisés soit comme critères de distinction (ensemble plus ou moins riche en SiO_2) soit, au contraire comme argument pour mettre en évidence la consanguinité des épanchements (pauvreté commune en CaO, relative richesse en K_2O et Na_2O).

Il faut désormais attendre plus d'une quinzaine d'années pour que le problème des volcanites et des ensembles granitiques du Trégor soit de nouveau abordé. Milon (1928), dans son mémoire sur "Les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne" est conduit à remettre en cause l'âge de tout l'ensemble des volcanites trégorroises; *il propose pour ces dernières*, ainsi d'ailleurs que pour les masses granitiques et métamorphiques que l'on trouve dans cette région, *un âge carbonifère* et conclue : "Les épisodes principaux de l'histoire de cette région, volcanisme, métamorphisme, mise en place des masses granitiques, etc... doivent s'ordonner dans le cadre plus général des plissements et de la surrection de la chaîne hercynienne. Malgré son apparence de région très ancienne, la Bretagne du Nord est aussi jeune que celle du Centre, et les plus vieux volcans d'Armorique ne sont pas ceux du Trégorrois".

L'auteur pense de plus que cet âge doit être étendu aux volcanites de Jersey qui lui paraissent très semblables à celles du Trégor, comme l'avait déjà noté Barrois (1897, 1920) et comme cela sera confirmé à nouveau à plusieurs reprises (Milon, 1934 , 1936 ; Mourant, 1936).

En 1930, Barrois, retraçant les grandes lignes de la Bretagne, *souligne à nouveau que les volcanites du Trégor doivent être considérées en partie comme briovériennes, en partie comme cambriennes*. Il concède cependant que l'âge carbonifère de certaines doit être envisagé à la suite des découvertes de Laurens de la Barre et de Milon.

La description des alignements granitiques (faisceau des granites septentrionaux) n'apporte guère d'arguments nouveaux quant à l'âge du granite de Perros-Guirec, si ce n'est qu'à cette occasion Barrois semble lui attribuer, comme à tous les alignements granitiques cités, un âge hercynien (mise

en place en relation avec "les lignes tectoniques maîtresses des montagnes formées en ce pays à la fin des temps dinantiens").

En 1932, Barrois repose à nouveau le problème des volcanites du Trégor. Assimilant les volcanites d'Erquy (" schistes cornés amphiboliques : bx ε) à celles briovériennes de la Feuille de Tréguier (xε), il précise que ces volcanites sont situées en-dessous des formations rouges de Plouézec (cambriennes) et au-dessus des "schistes et grauwackes briovériens, avec phtanites de Lamballe". L'auteur ne peut aller plus loin, mais il précise toutefois, en conclusion... "les schistes cornés verts d'Erquy,..., dont l'âge cambrien est indiqué à Plouézec..."

Deux ans plus tard, en 1934, Milon réaffirme *l'âge dévono-carbonifère possible d'une grande partie des formations trégorroises*. Cette interprétation est renforcée, d'après l'auteur, par le fait qu'à la suite des travaux de Mourant (1933), Cornes (1933) et de ses propres observations, les formations rouges de Jersey, identiques à celles du Trégor (Bande de Plourivo), sont d'âge permo-triasique (postérieures aux plissements principaux hercyniens) et non plus cambrien.

La même année (1934), Barrois, à propos de la Feuille de Saint-Brieuc (carte géologique de la France au 1/80.000e), précise à nouveau la position stratigraphique des différents ensembles reconnus dans le Trégor. *Il réaffirme la similitude des faciès volcaniques de part et d'autre de la Baie de Saint-Brieuc* (volcanites de la Bande Pontrieux et d'Erquy en particulier); *il insiste à nouveau sur leur âge cambrien, proposant même de remplacer les symboles* xε *et* bxε (figurant sur les feuilles de Lannion, Tréguier, Saint-Brieuc, Dinan) *par le nouveau symbole* C_{IV} ("schistes, grès, coulées et tufs volcaniques passant aux schistes cornés amphiboliques de Saint-Brieuc").

Mais la discussion sur l'âge de ces volcanites est loin d'être achevée.

En 1936, Milon, reprenant l'argumentation de 1934, réaffirme l'âge vraisemblablement dévono-carbonifère du massif trégorrois. A la même date, Mourant (1936), étudiant d'une manière comparative les volcanites du Trégor et celles de Jersey, hésite fortement sur l'âge de ces matériaux : "sa tendance" le conduit à considérer les roches trégorroises comme pré-cambriennes, mais d'autre part l'argumentation développée par Milon le fait "douter" de cet âge; finalement, il ne tranche pas.

Toujours la même année, Pruvost et Waterlot (1936) montrent que les formations rouges d'Erquy sont constituées en réalité de deux séries séparées par une légère discordance (série d'Erquy surmontée par la série de Fréhel); ces séries sont analogues aux formations de Lessay, en Normandie, et vraisemblablement carbonifères. Cet âge ne prendra toute son importance en ce qui concerne le domaine trégorrois que plus tard, lorsque la corrélation entre les formations rouges du flanc Est (Erquy-Fréhel) et du flanc Ouest (Plouézec-Plourivo-Bréhec) de la Baie de St Brieuc aura été établie (Pinel, 1964).

En 1938, dans l'une de ses dernières publications, Barrois, en collaboration avec Pruvost et Waterlot (révision de la Feuille de Saint-Brieuc) s'oriente vers un âge briovérien en ce qui concerne les schistes cornés d'Erquy. Mais la position stratigraphique exacte, par rapport en particulier aux phyllades de Saint-Lô avec phtanites de Lamballe, n'est pas claire, les auteurs ne sachant si les schistes cornés sont "plus récents, contemporains ou plus anciens" que les phyllades. Cette imprécision est levée, en 1939, par les mêmes auteurs à la suite d'observations nouvelles et détaillées dans la région de Binic; leur conclusion est formelle : les schistes cornés d'Erquy , avec éruptions basiques, sont situés stratigraphiquement sous l'assise de phyllades de Saint-Lô à lits dephtanites charbonneux ou schistes graphiteux et sont donc d'âge briovérien inférieur.

1939 est une date importante car elle marque la disparition de Barrois et correspond à la fin d'une longue période que le grand géologue a profondément marquée, apportant une contribution primordiale à la connaissance du Massif Armoricain dans son ensemble et notamment à celle du domaine trégorrois.

Dans le Trégor, il est désormais admis que les volcanites de la Bande de Pontrieux (xε) sont briovériennes, parce que situées stratigraphiquement sous l'étage des Phyllades de Saint-Lô avec phtanites charbonneux et schistes graphiteux (x).

Le deuxième point sur lequel semblent s'accorder les auteurs est l'âge carbonifère des différents granites y compris celui de Perros-Guirec dont l'origine intrusive est admise par tous. La mise en place de ces granites s'est effectuée progressivement; les caractères pétrographiques varient et l'étude des contacts permet de mettre en évidence une chronologie relative.

Pour le reste, il y a désaccord profond.

Pour Barrois, *le volcanisme de la bande de Paimpol* (spilites de Paimpol,orthophyres et tufs de Tréguier, albitophyres de Porz-Hir, porphyres pétrosiliceux de Lézardrieux) et *celui de la bande de Plourivo* (porphyrites de Plourivo) *sont contemporains*. Or dans cette dernière bande les volcanites sont interstratifiées avec les formations sédimentaires cambriennes : *il en résulte donc que le volcanisme principal du Trégor débute au plus tôt au Cambrien, mais peut se poursuivre, "par venues successives", pendant tout cet étage*. A l'Ordovicien, il n'y a plus de volcanisme.

Pour Barrois, et plus tard aussi pour ses collaborateurs (1934, 1936), l'âge des formations rouges de la bande de Plourivo demeure en effet cambro-ordovicien, l'analogie entre les formations de Plourivo et celles du flanc Est de la Baie de Saint-Brieuc (Erquy-Fréhel) étant réfutée.

Pour Milon, au contraire, *les volcanites trégorroises sont dévono-carbonifères*; les sédiments de la Bande de Plourivo sont permo-triasiques de même que les volcanites interstratifiées dans ces formations rouges.

Implicitement, pour cet auteur, existe donc non pas deux mais trois périodes volcaniques successives :

- l'une briovérienne (volcanites de la Bande de Plourivo) qu'il ne remet pas en doute.
- la seconde, dévono-carbonifère (Bande de Paimpol jusqu'à Jersey).
- la troisième , permo-triasique (Bande de Plourivo).

Si en 1939, l'accord est donc loin d'être établi en ce qui concerne la reconstitution de l'histoire et des grands événements géologiques en Bretagne septentrionale, de cette époque subsistent de remarquables documents cartographiques et de très précieuses descriptions pétrographiques notamment des volcanites qui serviront de base pour les travaux qui vont suivre.

C) Les travaux modernes.

En 1949, Pruvost dans son "Essai de reconstitution paléogéographique du Massif armoricain au Primaire", ouvre une nouvelle page.

Le Trégor fait partie du domaine de la Domnonaea, individualisé à la fin de la période briovérienne, au cours de la phase orogénique cadomienne.

Pruvost y suppose le déroulement des événements suivants :

1 - *Au Briovérien,* un volcanisme de type Erquy associé à une sédimentation schisteuse et grauwackeuse se manifeste dans la Bande Pontrieux; cet épisode est suivi de la sédimentation des schistes de Saint-Lô et phtanites de Lamballe, occupant la bande de la Roche-Derrien.

2 - *A la fin de cette époque,* se produisent des plissements d'axe E-W "répétant les strates briovériennes en ondes multiples et très serrées". Cette phase est accompagnée d'intrusions granitiques dans l'ensemble du Massif Armoricain, mais dans le Trégor aucune précision n'est donnée et aucun exemple de granite de cet âge n'est cité.

3 - *La cordillère domnonéenne ainsi constituée ne sera plus recouverte par les transgressions marines avant le début du Dévonien.* Cette réapparition de la sédimentation se manifeste à l'Ouest du Trégor par le dépôt des schistes et quartzites de Plougastel, des grès de Kervaon et des quartzo-phyllades de Saint-Martin-des-Champs (du Gédinien au Coblancien).

4 - *Après les "mouvements bretons"* de la fin du Dévonien apparaissent les grandes manifestations volcaniques trégorroises que Pruvost attribue au Viséen.

5 - *A la fin du Viséen,* se développent les plissements majeurs hercyniens (phase sudète), dessinant de grands bassins synclinaux parmi lesquels celui de Morlaix-Tréguier-Régneville, de direction SW-NE. Contemporains de ces plissements, apparaissent de nombreux granites, dont ceux du Trégor.

6 - Dans le Trégor, *il faut attendre le Permien* et les séries rouges de Bréhec-Plouézec-Plourivo, pour que se manifeste un nouvel épisode sédimentaire, accompagné d'un volcanisme (Porphyrites de Plouézec) annonciateur des grandes éruptions fissurales doléritiques post-permiennes qui lardent, en filon N-S, une grande partie du domaine nord-armoricain.

On constate, que ce schéma est très proche de celui envisagé auparavant par Milon (1928, 1934, 1936).

En 1952, lors de la révision des feuilles de Lannion, Morlaix et Tréguier, ces conclusions tout à fait nouvelles sont apportées par Delattre, Jérémine, Laffitte, Pruvost et Sandréa.

- d'une part, les formations volcaniques et sédimentaires du Bassin de Morlaix et celles de Locquirec et de Lannion qui constituaient jusque là une seule unité sont dissociées : les premières conservant leur âge dévono-carbonifère, *mais les secondes, dont le prolongement vers l'Est constitue une partie des volcanites du Trégor sont attribuées au Briovérien.* Le poudingue de Locquirec est, dans cette optique, assimilé au poudingue de Cesson (en Baie de St Brieuc).
- *d'autre part, sur la feuille de Tréguier, l'ensemble des volcanites de la bande Paimpol est attribué au Briovérien:*"... elles se placent même dans la série briovérienne, au niveau le plus inférieur qui soit connu dans le Massif Armoricain" (Delattre et al., 1952).

Toutes ces volcanites constituent un ensemble unique, avec des termes parfaitement stratifiés et successifs ("le plongement régulier des couches vers le Sud indique que les termes les plus anciens sont au Nord"). Elles sont métamorphisées au Nord par l'intrusion du granite de Bréhat (ancien granite de Perros-Guirec de Barrois) et plongent au Sud "sous les schistes et quartzites briovériens de la Roche-Derrien qui inclinent eux aussi doucement vers le Sud" (Delattre et al., 1952) et qui sont reconnus comme appartenant à l'assise de Saint-Lô.

En conclusion, les auteurs déclarent donc : "Les éruptions acides du Trégorrois sont donc à la base de la série la plus ancienne connue dans le Massif Armoricain et sont à peu près contemporaines des éruptions basiques d' Erquy qui occupent la même position".

Par rapport aux travaux antérieurs disparaît donc la notion de volcanisme soit cambrien (Barrois), soit carbonifère (Milon, Pruvost); *toutes les volcanites, aussi bien celles de la bande de Pontrieux que celles de Paimpol sont désormais attribuées à la base du Briovérien. Ceci entraîne également la disparition de la notion de Bande anticlinale de la Roche-Derrien introduite par Barrois (1898) bien que les auteurs n'en parlent pas.*

Aucune précision n'est apportée sur l'âge du granite de Bréhat, dont on sait simplement qu'il est postérieur aux volcanites de Paimpol.

Ce sont des résultats essentiels, largement argumentés, que l'on retrouve dans le mémoire de Delattre (1952). *Il s'y ajoute en plus, la confirmation de l'âge permien des séries rouges de la région de Plouézec et la mise en évidence de la grande faille du Trégorrois, attribuée soit à la phase saalienne, soit à la phase palatine de la tectogenèse hercynienne.*

Cet important accident, déjà reconnu par Barrois sur la feuille de Tréguier (1908) où il expliquait l'affrontement du Briovérien de la Roche-Derrien et du Cambrien rouge de Plouézec, est prolongé par Delattre :
- d'un part vers l'Ouest, jusque dans la région de Morlaix, où sont en contact des formations briovériennes et dévono-carbonifères.
- d'autre part, vers l'Est, dans la presqu'île du Cotentin où il entraîne la juxtaposition des sédiments carbonifères de Lessay et ceux permiens, du Mesnil-Vénéron.

L'âge hercynien tardif de cette faille sera à nouveau réaffirmé plus tard à plusieurs reprises (Delattre, Pruvost, Waterlot, 1957 ; Delattre et Pruvost, 1957 ; Delattre et Waterlot, 1958 ; Sandréa, 1958).

En 1955, Laffitte étudie en détail sur la feuille de Tréguier le granite de Bréhat et ses relations avec les laves du Trégor : *sa conclusion essentielle est que les laves briovériennes ont été modifiées et ont recristallisé lors du développement de la grande masse granitique dont l'âge n'est pas précisé (dans l'esprit de l'auteur, ce granite semblerait plutôt hercynien)*. L'auteur hésite sur le processus exact de la modification et de la recristallisation : il s'agit soit d'un simple métamorphisme de contact (pouvant aller jusqu'à la fusion des roches encaissantes), soit d'une véritable granitisation des laves. L'une ou l'autre des hypothèses permet d'expliquer les variations de faciès observées dans le massif granitique (granite aplitique à granodiorite). Autre point intéressant : les filons de microgranite si nombreux dans cette région Est, sont mis en relation génétique avec le granite rose (faciès aplitique) de Bréhat.

En 1958, Sandréa consacre un chapitre de son mémoire de thèse aux formations s'étendant depuis Morguignen (à l'Ouest de Locquirec) jusqu'à Perros-Guirec. Ces formations font partie du "vieux socle", probablement antérieur au Cambrien, dont la tectonisation majeure est attribuée au Calédonien. Elles constituent une bande continue de part et d'autre de la Baie de Lannion, se rattachant ainsi parfaitement à l'ensemble volcanique et granitique du Trégor. De nature variée (orthogneiss basiques ou acides, schistes et conglomérats) ces terrains ont subi, postérieurement à leur tectonisation, un métamorphisme de caractère épizonal que Sandréa attribue, avec réserve, à l'Hercynien dont les phases dynamiques, par contre, n'affectent pas ces mêmes formations.

Pour Sandréa, le granite de Perros-Guirec est sans doute plus ancien que les batholites intrusifs qui découpent le socle métamorphique (Trédrez-

Plouaret, Trébeurden, Ile Grande, Ploumanac'h) et plus jeune que les formations du "vieux socle" (pas de trace d'une tectogenèse importante dans ce granite). L'auteur conclut : "Nous avancerons donc l'hypothèse d'un âge post-calédonien et anté-dévonien, grosso-modo cambro-silurien" (pour ce granite) (?).

Le travail de Sandréa est cependant difficile à suivre car il est souvent délicat de faire la part de ce qui appartient à tel ou tel événement important. Par exemple, après avoir affirmé tout au long de son travail que dans cette région la grande période tectonique était calédonienne, il écrit page 90 dans les conclusions d'ensemble : "Ces matériaux (le "vieux socle")... ont été tous intéressés par la grande tectonique cadomienne" (!).

Désormais, il n'y aura plus guère de travail d'ensemble sur la région trégorroise jusqu'en 1968, date du mémoire de Verdier sur la géologie du Trégor occidental.

Entre-temps, divers auteurs sont conduits à citer occasionnellement les formations du Trégor.

Ainsi Graindor (1957) et Cogné (1959, 1962, 1964) s'intéressant aux problèmes de la stratigraphie du Briovérien dans le Nord du Massif Armoricain, précisent la similitude entre les volcanites du Trégor (Spilites de Paimpol) et celles d'Erquy, confirmant leur position à la base du Briovérien (Etage d'Erquy). J'ai moi-même souscrit à cette hypothèse (Auvray, 1967, 1969).

Par contre, la formation de Locquirec (qui constitue le prolongement des volcanites de Tréguier et de Brélévénez) est considérée par Cogné (1962) comme représentant la base du Briovérien supérieur et mise en parallèle avec les tillites de Granville (interprétation très différente de celle de Delattre et al., 1952, qui en faisait du Briovérien tout à fait inférieur).

En 1963, *Cogné montre que les séries rouges jalonnant le Golfe normanno-breton (en particulier celles de la région de Plouézec) sont obligatoirement post-cadomiennes et anté-dinantiennes*. L'auteur ne peut donner d'âge plus précis montrant pour chaque étage (Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien) les difficultés de corrélations avec les formations de même âge connues dans le reste du Massif armoricain. Pour Cogné, les âges carbonifères ou permo-triasiques doivent être abandonnés.

En 1964, Pinel démontre la similitude des formations rouges du flanc ouest de la Baie de St-Brieuc (Bréhec-Plouézec-Plourivo) avec celles du flanc Est de cette même Baie (Erquy-Fréhel).

Pour Graindor (1966), l'âge anté-carbonifère des formations rouges (désormais prouvé par les découvertes micropaléontologiques et les âges radiométriques) est une preuve de l'existence d'une tectogenèse calédonienne dans ce secteur nord du Massif Armoricain.

En 1966, paraissent simultanément les secondes éditions des feuilles de Lannion et de Tréguier. Les contours cartographiques des différentes formations sont fort peu modifiés par rapport à la première édition de ces mêmes feuilles (Barrois, 1908, 1909), notamment en ce qui concerne celle de Tréguier.

Ces cartes expriment par contre les interprétations stratigraphiques nouvelles de leurs auteurs (Delattre, Pruvost, Sandréa, Waterlot; publications de 1939 à 1958), particulièrement à propos des formations sédimentaires paléozoïques (région de Saint-Michel-en-Grève pour la feuille de Lannion, région de Plouézec pour celle de Tréguier). La légende de la feuille de Tréguier en ce qui concerne les roches magmatiques (volcanites, granites) est identique à celle écrite par Barrois lors de la 1ère édition (1908).

En 1968, Verdier, dans son étude pétrographique et structurale du Trégor occidental (secteur de la Baie de Lannion) définit les grandes divisions suivantes (fig. 4).

1°) *Un ensemble pentévrien*, représenté par les gneiss dioritiques et granodioritiques du Moulin de la Rive-Morguignen et les gneiss de Trébeurden dans lequel s'observent toutes les manifestations tectoniques pentévriennes, cadomiennes et hercyniennes qui affectent la région.

2°) *Au Briovérien inférieur et moyen* et sur ce socle déjà structuré et métamorphisé, se dépose une puissante série volcano-détritique (avec à la base des poudingues à éléments de socle pentévrien ; poudingue de Locquirec). Ce sont les formations de Locquirec, de la Pointe de l'Armorique-Trédrez et de Saint-Efflam. Les volcanismes alternativement kératophyriques et spilitiques sont analogues à ceux observés plus à l'Est (bande de Lannion -Tréguier- Paimpol). La sédimentation qui apparaît au sommet de cette série est essentiellement gréseuse.

L'ensemble est affecté, à la fin du Briovérien moyen, par une tectonique en plis isoclinaux à axes N 90°.

3°) *Au Briovérien supérieur*, en discordance sur les formations précédentes, une série rhytmique gréso-pélitique se dépose : c'est la série de Saint-Michel-

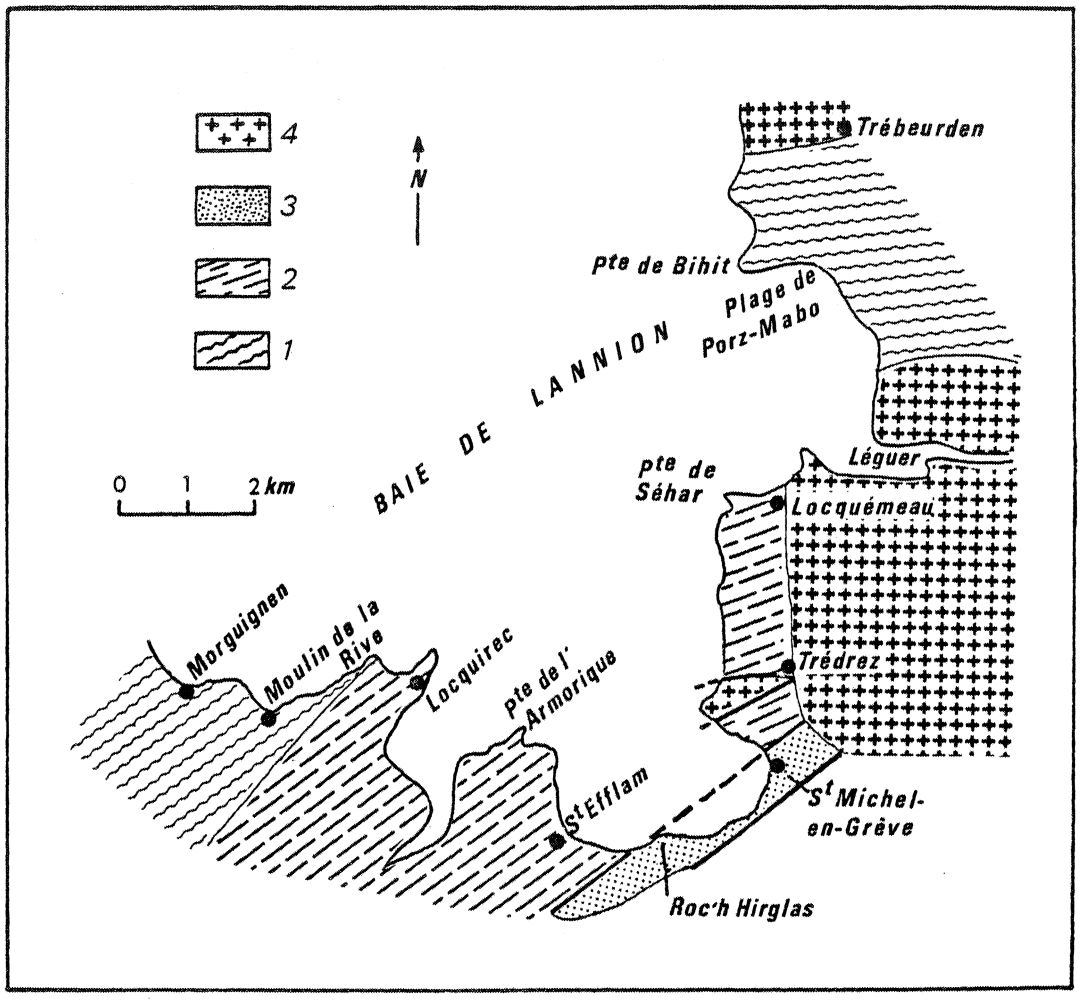


Fig.4 : Principaux ensembles géologiques autour de la Baie de Lannion d'après Verdier (1968). (1) Pentévrien; (2) Briovérien; (3) Paléozoïque; (4) Granites hercyniens.

en-Grêve, considérée auparavant comme briovérienne par Barrois (1909) puis comme emsienne par Delattre (1952, 1966). A la fin du Briovérien supérieur, cette série est plissée (plis à axe N 45° - 50°) et les séries sous-jacentes sont cisaillées.

4°) *La série de Roc'h Hirglas* (grès, quartzites) *constitue le seul témoin d'une sédimentation paléozoïque* dans cette région, comme l'avait déjà reconnu Barrois (1909), mais contrairement à ce qui est figuré sur la 2ème édition de la feuille de Lannion (Delattre et al., 1966).

La tectonique hercynienne plisse l'Ordovicien de Roc'h Hirglas et affecte les formations antérieures (inflexion vers le SW des formations briovériennes orientées E-W dans le Trégor oriental, mylonitisation du socle pentévrien).

Les seules autres manifestations hercyniennes, postérieures à la mise en place du granite de Trédrez, sont des décrochements et des fractures N 110° à N 170°, dont Verdier remarque qu'elles sont peu importantes dans ce secteur.

La thèse de Verdier s'achève au moment ou j'entreprends moi-même mon travail dans le Trégor. Lorsque je débute mes recherches, en 1968, les conceptions en cours sur le Trégor sont donc les suivantes :

1) Il existe dans le Trégor un vieux socle pentévrien gneissique, à composition essentiellement dioritique et granodioritique. Démontré par Verdier (1968), il avait déjà été soupçonné dans ce secteur par Cogné (1962) et Chauris (1967). Il existe une tectogenèse propre à ce Pentévrien.

2) Reposant en discordance sur ce socle, une puissante série volcano-détritique fondamentalement orientée E-W s'incurvant vers le SW dans la Baie de Lannion, représente le Briovérien inférieur et moyen. Tous les grands événements volcaniques du Trégor, albitophyres de Porz-Hir, orthophyres et tufs de Tréguier, spilites de Paimpol, porphyres pétrosiliceux de Lézardrieux, appartiennent à cet ensemble, de même que la série schisto-gréseuse qui les surmonte (bandes sédimentaires de la Roche-Derrien et de Pontrieux).

Dans l'Ouest du Trégor (Locquirec, Saint-Efflam) un métamorphisme à caractère épizonal affecte cette série volcano-détritique, qui a été plissée isoclinalement à la fin du Briovérien moyen.

L'analogie entre le Briovérien inférieur volcanique du Trégor et l'étage également volcanique d'Erquy est considérée comme établie.

3) La série de Saint-Michel-en-Grêve attribuée au Briovérien supérieur et discordante sur l'étage précédent n'est pas connue dans l'Est du Trégor. Elle s'apparente par contre à celle de Binic, dont la discordance sur les séries métamorphiques du Briovérien inférieur et moyen (Etage de Lanvollon) vient d'être démontrée(Jeannette et Cogné, 1968). Une phase de plissement affecte la série de Saint-Michel-en-Grêve à la fin du Briovérien supérieur.

4) La sédimentation paléozoïque est représentée dans la partie Ouest du Trégor par les dépôts gréso-quartzitiques ordoviciens de la série de Roc'h Hirglas inconnus dans la partie Est du Trégor. On y trouve par contre les formations rouges avec volcanisme associé des bassins de Bréhec et de Plouézec-Plourivo dont l'âge, unanimement reconnu comme anté-hercynien, s'affirme de plus en plus comme devant être dévonien.

La tectonique hercynienne s'est manifestée surtout dans le secteur ouest du Trégor, au niveau de la Baie de Lannion, où on reconnaît son influence jusque dans le Pentévrien.

5) L'histoire de cette région est scellée par la mise en place des granites circonscrits (Trédrez, Plouaret, Trébeurden-Ploumanac'h) et par l'apparition de la grande faille du Trégorrois (au cours d'une des phases tardives de la tectogenèse hercynienne).

Dans ce schéma, un seul point important n'est pas résolu : celui de l'âge et de la signification du grand massif de Perros-Guirec - Bréhat. Si son caractère intrusif au sein de séries voisines est admis depuis les premières études de Barrois, son âge est loin d'être établi avec certitude : considéré d'abord par Barrois comme briovérien (1898, 1908) puis par le même auteur comme hercynien à partir de 1930, il est hercynien pour Milon (1928 a), Laffitte (1955); cambro-ordovicien pour Sandréa (1958), antécambrien pour Chauris (1964) Verdier (1968), semble l'assimiler aux gneiss de Trébeurden, du moins à l'ouest du Trégor, ce serait donc un massif pentévrien.

Ici un problème très important subsiste donc, puisque ce massif représente la moitié environ de la superficie du Trégor et que de plus, les nombreux volcanismes fissuraux qui le lardent (microgranites, albitophyres, dolérites, lamprophyres) ne sont pas davantage calés dans l'échelle stratigraphique de la région

*

* *

Cette rétrospective serait incomplète sans le rappel de quelques données géochronologiques publiées avant 1968.

A partir de 1962, apparaissent les premières mesures radiométriques sur le Massif Armoricain (Graindor et Wasserburg, 1962 ; Kaplan et Leutwein, 1963). Ces mesures intéressent principalement les granites de type cadomien (Carolles-Vire, Chausey, Athis, Barfleur) et les gneiss et granite d'anatexie de Saint-Malo. La plupart des âges y ont été mesurés sur minéraux par les méthodes Rubidium-Strontium et Potassium-Argon.

Sur le Trégor, les premiers âges obtenus ont trait aux formations rouges des unités de Bréhec et de Plouézec-Plourivo.

Les porphyrites de Plourivo, interstratifiées aux seins des sédiments, datées en (K/Ar sur roche totale) donnent un âge de 395 ± 30 M.A., c'est-à-dire siluro-dévonien; les auteurs (Rochette-Pinel, Giot, Dumesnil, 1965) pensent que l'âge dévonien est plus vraisemblable.

Un âge légèrement plus jeune est annoncé par Bonhomme, Cogné, Leutwein et Sonet (1966) pour la série de Bréhec et la série rouge d'Erquy (base des formations rouges de part et d'autre de la baie de Saint-Brieuc).

Les mesures effectuées sur les sédiments (roche totale et fraction argileuse) par la méthode des isochrones (Rb/Sr) donnent 373 ± 12 M.A. (ou 394 ± 12 M.A. suivant la constante choisie) et confirment l'appartenance des séries rouges du golfe normanno-breton au Dévonien (inférieur à moyen).

En 1967, Adams dans le cadre d'une étude géochronologique sur le Nord du Massif Armoricain centrée principalement sur les îles anglo-normandes donne quelques âges sur les roches trégorroises. Il s'agit le plus souvent de mesures ponctuelles sauf pour le granite de Trébeurden-Ploumanac'h (isochrone de roches totales).

Gneiss de Trébeurden	:	630 ± 40 M.A. (roche totale Rb/Sr)
	:	690 ± 50 M.A. (roche totale Rb/Sr)
Granite de Perros-Guirec		670 ± 17 M.A. (hornblende, K/Ar)
		623 ± 17 M.A. (biotite Rb/Sr)
		587 ± 14 M.A. (biotite K/Ar)
Granite de Quintin (= Plouaret)		308 ± 9 M.A. (roche totale K/Ar)
		310 ± 9 M.A. (biotite, K/Ar)
Granite de Ploumanac'h	:	300 ± 5 M.A. (roche totale Rb/Sr)

Adams ne fournit pratiquement pas de commentaire avec ces mesures.

En 1968, Leutwein complète dans une publication importante les données partielles figurant dans une note préliminaire (Leutwein et Sonet, 1965). Dans le Trégor, les âges obtenus sont les suivants : (dans toute cette publication, la méthode des isochrones n'est pas utilisée; en ce qui concerne la méthode Rb/Sr, une hypothèse est faite sur la valeur du rapport isotopique initial 87Sr/86Sr admise comme étant égale à 0,712) :

Gneiss de Trébeurden : { 355 ± 30 M.A. (roche totale, K/Ar).
335 ± 15 M.A. (biotite, K/Ar)

L'auteur interprète ces âges très jeunes comme le résultat des derniers événements thermiques affectant la région (mise en place, notamment du granite de Ploumanac'h).

Volcanites du Trégor :

Tufs de Tréguier : 420 ± 40 M.A. (roche totale, Rb/Sr).

Albitophyres (?) : 440 ± 30 M.A. (roche totale, K/Ar).

Microgranite de l'Arcouest : 380 ± 15 M.A. (roche totale, Rb/Sr)/

Granite de Perros-Guirec { 420 ± 10 M.A. (biotite, Rb/Sr).
770 ± 40 M.A. (orthose, Rb/Sr).

Leutwein, malgré les âges obtenus sur minéraux, pense qu'en réalité cette masse granitique est fort ancienne (cadomienne, voir même plus ancienne).

Granites hercyniens :

Granite de Trédrez { 320 ± 10 M.A. (biotite, K/Ar).
300 ± 10 M.A. (biotite, Rb/Sr).

Granite de Ploumanac'h { 291 ± 5 M.A. (biotite, Rb/Sr°;
305 ± 5 M.A. (muscovite, Rb/Sr).

En 1969, Leutwein et al., complètent les données sur le Trégor en obtenant un âge de 300 ± 10 M.A. (roche totale, Rb/Sr) pour les schistes de Locquirec, mais l'interprètent comme un âge vraisemblablement rajeuni.

Ces différentes données géochronologiques sont souvent difficilement interprétables : en effet, il s'agit fréquemment d'âges mesurés sur minéraux et l'on sait que les âges obtenus de cette façon, notamment en Potassium/Argon, peuvent être notablement différents de l'âge réél des formations dont on veut dater la mise en place .

Aussi la plupart de ces résultats demandent à être précisés et affinés à l'aide d'autres méthodes : isochrones de roche totale par la méthode Rb/Sr, méthode U/Pb sur les zircons par exemple. Ceci a été fait par la suite comme nous le constaterons au cours de ce travail.

Nous retiendrons néanmoins parmi toutes ces données que le granite de Perros-Guirec, si mal calé du point de vue stratigraphique ainsi que nous l'avons vu précédemment, paraît être plus ancien que les granites typiquement hercyniens (Plouaret, Trédrez, Ploumanac'h). Par contre, les quelques âges relatifs aux volcanites trégorroises (Leutwein, 1968 ; Leutwein et al., 1969), obtenus sur des échantillons isolés ne peuvent être retenus, les méthodes utilisées pour leur datation étant par ailleurs mal adaptées à ce type de formation.

PREMIERE PARTIE

Caractérisation des formations constituant le Trégor

Section A

Les témoins d'un socle ancien

Chapitre I

Les Gneiss de Trébeurden et de Port Béni

Au sein du complexe plutonique de Perros-Guirec - Bréhat situé au Nord de l'accident de Tréguier (Auvray, 1972 a et b), apparaissent en îlots des roches métamorphiques reconnues depuis fort longtemps.

Dès 1898 en effet, Barrois signale l'existence des "micaschistes et gneiss fondamentaux de Port-Béni" qu'il place tout à fait à la base de la colonne stratigraphique, en dessous même du Briovérien; ils figurent sur la 1ère édition de la feuille de Tréguier au 1/80.000e (Barrois, 1908). Depuis cette date, et bien que signalés par la suite par différents auteurs, ces micaschistes et gneiss n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée. De la même manière, les gneiss de Trébeurden ont été reconnus par Barrois (1909) et sont représentés sur la 1ère édition de la feuille de Lannion au

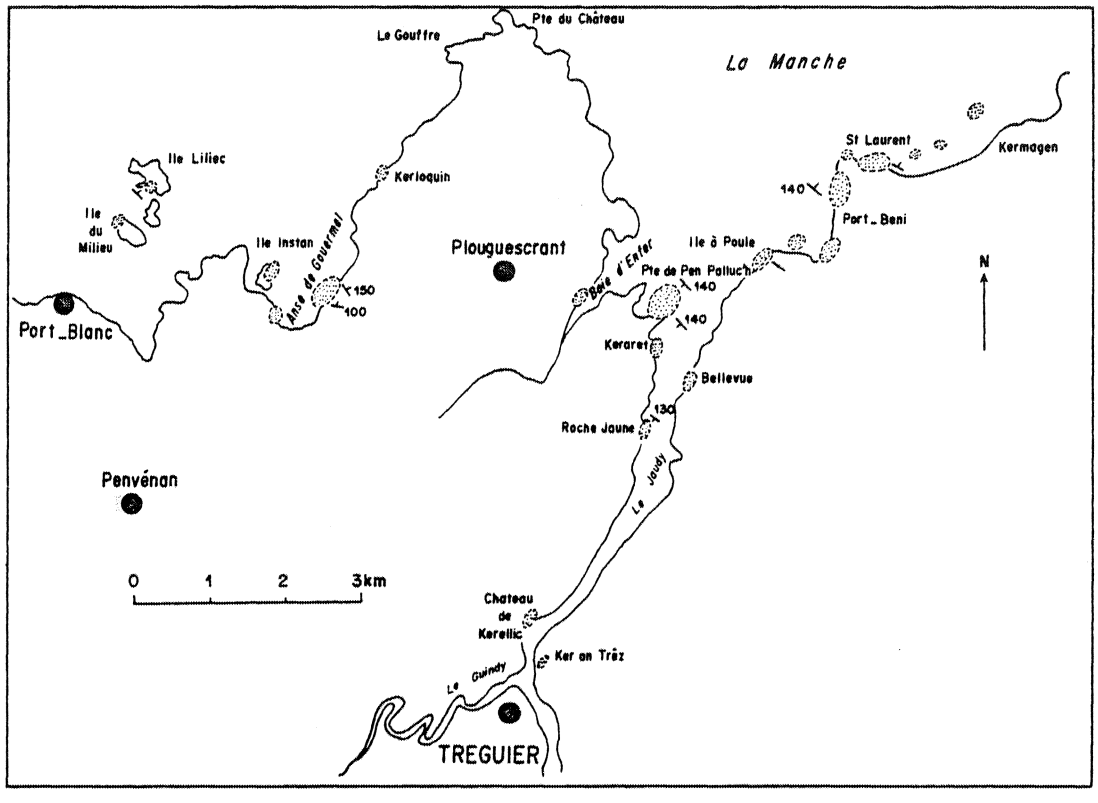


Fig.I-1 : Schéma de localisation des principaux affleurements de gneiss de Port-Béni.

1/80.000ème; par la suite, plusieurs chercheurs ont décrit ces gneiss (par exemple Sandréa, 1958 ; Loy, 1965) mais c'est Verdier (1968) qui en a présenté l'étude pétrographique et structurale la plus complète.

Les gneiss de Port-Béni et de Trébeurden montrent un certain nombre de caractères pétrographiques et géochimiques semblables. C'est la raison pour laquelle nous avons regroupé dans un même chapitre l'étude de ces roches qui relèvent par ailleurs d'une même histoire protérozoïque inférieure.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Représentant une surface réduite au sein du domaine trégorrois, ces roches métamorphiques occupent deux types de gisement différents :

- Les gneiss de Port-Béni (fig.I-1) constituent des affleurements isolés de dimensions limités, entourés de toutes parts par les plutonites granitiques et granodioritiques du massif de Perros-Guirec - Bréhat. La plupart des gisements qui ont été reconnus se situent au voisinage de l'estuaire du Jaudy : ce sont les secteurs de Port-Béni (sur la rive droite du Jaudy) et de la Roche Jaune (rive gauche de la même rivière). On en retrouve des lambeaux jusqu'au niveau de Port-Blanc à l'Ouest et de Tréguier au Sud, ce qui étend l'aire d'affleurement de cette formation à tout le domaine nord trégorrois. Quelques affleurements privilégiés (Port-Béni, 200 m au Nord de la cale; fond de la Baie d'Enfer sur la rive gauche du Jaudy) permettent d'observer directement le contact intrusif des roches plutoniques dans les gneiss.

- Les gneiss de Trébeurden (fig.I-2) contrairement aux précédents dessinent une bande continue que l'on peut suivre sur tout le pourtour du massif granitique hercynien de Ploumanac'h, dans la partie ouest du Trégor. Situés ainsi à la limite occidentale de la région étudiée, ils se prolongent vers le SW, de l'autre côté de la Baie de Lannion, dans la formation de Morguignen - Moulin de la Rive, à l'Ouest de Locquirec (Verdier, 1968). Ils affleurent parfaitement le long de la côte (coupe du sémaphore de Perros-Guirec au Nord, coupe de la plage de Porz-Mabo au Sud); on suit plus difficilement leur continuité à l'intérieur du pays où ils n'affleurent qu'en quelques points (Kergadic, Barnabanec, Gueradur, Pleumeur-Bodou, Trébeurden),suffisants toutefois pour permettre de vérifier la continuité de la formation et localiser avec une certaine précision la limite entre le granite de Ploumanac'h et les gneiss de Trébeurden (cf. carte géologique au 1/25.000ème de Barrière, 1976).

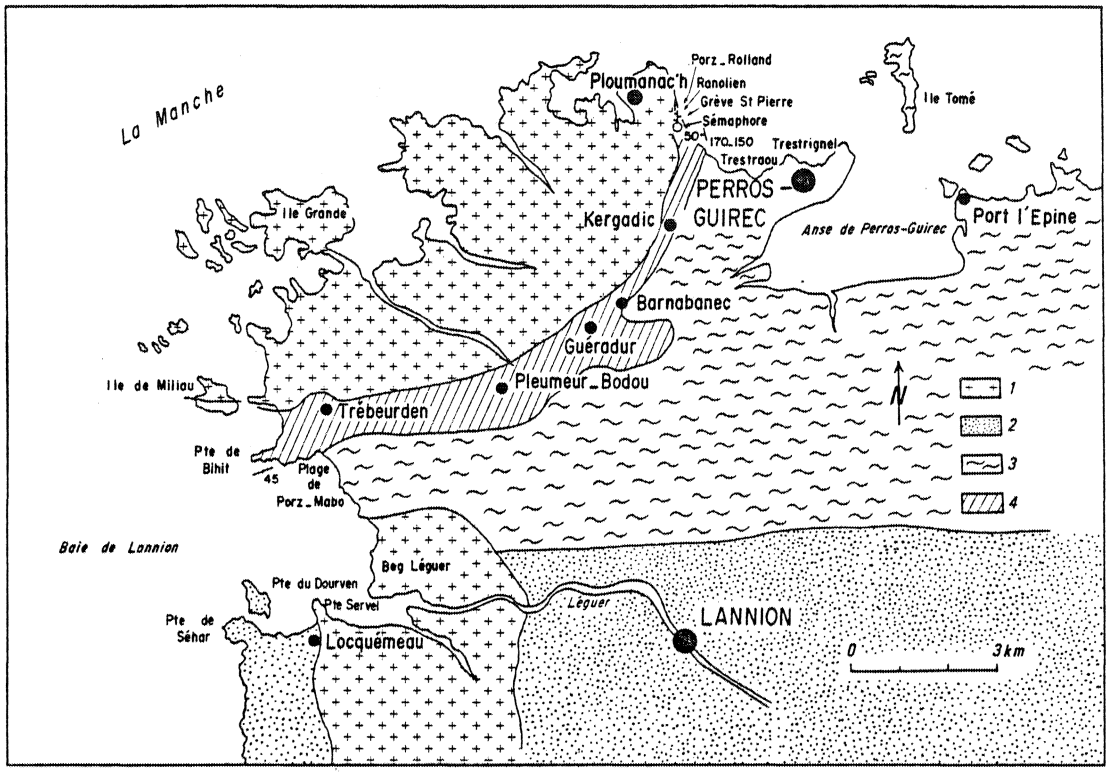


Fig.I-2 : Schéma de localisation des gneiss de Trébeurden d'après la carte géologique au 1/80.000ème, feuille de Lannion, 1966. (1) Gneiss de Trébeurden; (2) Formations volcano-sédimentaires briovériennes; (3) Complexe plutonique de Perros-Guirec - Bréhat; (4) Granites hercyniens.

L'antériorité des gneiss de Trébeurden, aussi bien par rapport au granite de Ploumanac'h qui les borde à l'Ouest que par rapport au granite de Port-Blanc appartenant au complexe Perros-Guirec - Bréhat à l'Ouest, est démontrée par les nombreuses enclaves de gneiss que l'on trouve aussi bien dans l'un que dans l'autre de ces granites.

En ce qui concerne la structure d'ensemble de ces gneiss, et par suite des conditions d'affleurements, les seules conclusions générales qu'on puissent avancer avec prudence sont les suivantes : les témoins des gneiss de Port-Béni, montrent une orientation dominante de la foliation (et de la stratification) voisine de N 140°. La foliation et la stratification des gneiss de Trébeurden suivent parfaitement le contact du granite de Ploumanac'h et pendent systématiquement vers l'intrusion. Lors de sa mise en place, le granite de Ploumanac'h a donc déformé les roches encaissantes et sans doute perturbé leur structuration originelle. Les études de Verdier au SW. de Locquirec, c'est-à-dire au large de l'intrusion, permettent de soupçonner une orientation structurale primitive de ces gneiss N 25° - 30° (Verdier, 1968).

L'étude miscrostructurale, n'a pas été menée de façon systématique et détaillée. Il a été cependant observé ceci :

- dans les gneiss de Port-Béni, l'existence de plis isoclinaux a été reconnue sur de rares échantillons (sections polies) montrant aussi que sous une apparence de série monoclinale généralement à faible pendage (cas des fines alternances), l'ensemble des gneiss peut avoir été en réalité très fortement plissé et déformé. La foliation joue le rôle d'une schistosité de plan axial : métamorphisme et plissement ont donc été synchrones. Le seul autre mode de déformation dans ces gneiss est une crénulation apparemment tardive difficile à caler dans le temps; elle peut résulter soit d'une phase tectonique appartenant à l'histoire ancienne de ces gneiss, soit traduire l'influence d'une tectonique beaucoup plus récente (hercynienne?) qui se manifeste par des fracturations(sub-méridiennes) dans les roches encaissantes plus jeunes.

- dans les gneiss de Trébeurden, il arrive parfois que l'on constate une certaine obliquité (< 10°) entre les directions de la stratification et de la foliation, les pendages demeurant les mêmes; ce fait permet de soupçonner l'existence éventuelle de plis non observables directement. La cornéification très intense qui se développe dans les gneiss à proximité du granite de Ploumanac'h tend d'ailleurs à effacer toute trace de structure primitive.

Dès que l'on s'éloigne du granite, vers le Sud (région de Morz-Mabo) les gneiss sont affectés par une cataclase liée à la tectogenèse hercynienne (stade IV de Verdier, 1968) et antérieure à la mise en place du granite; elle entraine l'apparition d'une structuration N 45° qui, en lames minces, masque la foliation primitive. L'influence de cette déformation hercynienne croît vers le SW (région de Locquirec).

En résumé, nous retiendrons qu'il est fort délicat, au travers des nombreuses perturbations qu'ils ont subi postérieurement à leur formation, de reconnaître les caractères structuraux primitifs des gneiss de Port-Béni et de Trébeurden. *Le seul fait dont on soit sûr est qu'ils ont subi une évolution métamorphique et structurale spécifique et ancienne, puisqu'elle n'est pas visible dans les formations encaissantes ou voisines.*

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES.

Les gneiss de Port-Béni, comme ceux de Trébeurden, se présentent le plus souvent sous forme d'alternances de lits de compositions variées, allant depuis des roches hololeucocrates (leptynites) jusqu'à des roches mélanocrates (amphibolites). On trouve pratiquement toutes les roches intermédiaires entre ces deux extrêmes. Le litage peut être très fin : c'est le cas la plupart du temps dans les gneiss de Port-Béni où les différents niveaux ne dépassent que rarement le dm; mais dans d'autres cas, les niveaux sont plus épais, atteignant parfois 5m de puissance (coupe du sémaphore de Perros-Guirec dans les gneiss de Trébeurden).

Six types principaux ont été reconnus; ce sont :

- Les gneiss à biotite
- Les gneiss à quartz automorphes
- Les leptynites
- Les amphibolites
- Les micaschistes
- Les gneiss oeillés.

A) Les gneiss à biotite :

Nous en prendrons le type dans les gneiss de Port-Béni où ils sont particulièrement abondants. Il s'agit de roches de teinte gris rosé, à cristallisation fine, le grain ne dépassant que rarement 2 à 3 mm. Dans le type qui provient de la Pointe de Pen Palluc'h, au Nord de la Roche Jaune (fig.I-1), un fin litage est souligné par une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et phylliteux. Sur les sections fraîches, on reconnaît la forme plus ou moins automorphe, parfois légèrement globuleuse, des petits cristaux de plagioclase de teinte verdâtre ou blanchâtre.

La texture est granoblastique; seul le plagioclase présente une tendance à l'automorphie. Dans ce type de roche, la foliation est assez souvent difficile à reconnaître en lame mince, même dans les niveaux les plus riches en minéraux phylliteux; la biotite se disperse le plus souvent sous forme de cloisons entre les cristaux de quartz et de feldspath.

Au point de vue minéralogique, c'est un gneiss tout à fait banal, constitué par les quatre minéraux essentiels suivants : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite. La composition est en général granodioritique.

Le plagioclase : Il s'agit d'oligoclase (An_{27}) subautomorphe, maclé albite, non zoné.

Le feldspath potassique : Il est xénomorphe, rarement maclé (mâcle de Carlsbad), toujours microperthitique (albite en fibres diffuses et irrégulières). En général de triclinité intermédiaire, il s'agit de microcline dont les macles en quadrillage caractéristiques n'apparaissent que rarement. De nombreuses gouttelettes de quartz constituent, avec les cristaux d'apatite, les seules inclusions.

Les réactions entre feldspaths sont rares; toutefois, on remarque de temps en temps, les bourgeons myrmékitiques classiques aux contacts oligoclase-microcline. Une séricitisation fréquente affecte les feldspaths notamment l'oligoclase; dans certaines lames elle peut être totale, accompagnée alors par la chloritisation de la biotite.

Le quartz : Il se présente sous deux aspects : - d'une part sous forme de plages xénomorphes aux contours dentelés, irréguliers, étirés;c'est lui qui dessine le mieux la foliation dans la roche;

- d'autre part, sous forme de plages de grande taille (2 à 3 mm); rarement sphériques, le plus fréquemment étirées et déformées dans le plan de foliation, ces plages sont constituées de plusieurs cristaux xénomorphes engrenés les uns dans les autres, à extinction onduleuse. On y devine cependant le caractère automorphe primitif du cristal de quartz qui même, dans les échantillons les moins foliés, a conservé des golfes en "doigts de gants" caractéristiques d'une origine magmatique ("quartz rhyolitiques").

La reconnaissance de ce type de quartz est importante pour décider de l'origine des gneiss.

La biotite : Elle cristallise en petites tablettes automorphes (millimétriques dans leur plus grande dimension). Son pléochroïsme est en général bien marqué, de jaune à brun plus ou moins foncé (parfois brun rouge). Elle ne renferme que très peu d'inclusions : petits granules de zircons, très fines baguettes de rutile (sagénite).

La biotite est le minéral de ces gneiss qui présente le plus souvent des formes de déstabilisation : la chloritisation très fréquente se développe à partir des bordures de cristal ou s'insinue dans les clivages et transforme parfois en totalité le minéral. En même temps, il est très commun de voir les clivages de la biotite s'élargir, éclater; dans ces espaces libres viennent se loger des granules d'épidote, parfois jaune-verdâtre (pistacite), parfois incolores (clinozoïsite).

D'autres minéraux apparaissent dans ce type de gneiss d'une manière plus accidentelle et en quantité très faible. Parmi ceux-ci, le grenat.

Le grenat : Existe toujours à l'état de minéral résiduel : le plus fréquemment, on le retrouve en petits grains dispersés, sans répartition préférentielle au sein de la roche. Parfois cependant, on peut observer des phénocristaux (< 1 mm), automorphes mais étirés et érodés, de teinte légèrement rosée, très limpide, dans les zones les plus biotitiques du gneiss. Ces grenats sont toujours très largement fracturés, les cassures étant occupées par de la chlorite. Le grenat de type almandin, est entouré par du plagioclase; on ne l'observe pas en contact direct avec la biotite voisine.

La muscovite : Elle est rarement présente et toujours en quantité extrêmement faible. Elle se présente en paillettes habituellement groupées en petites gerbes, sans aucune orientation conforme à la foliation; il est fort probable que cette muscovite n'appartient pas à la paragenèse métamorphique de la roche mais qu'elle résulte d'un événement plus tardif (mise en place d'intrusions postérieurement à la gneissification).

Enfin, un certain nombre de minéraux accessoires complètent la composition minéralogique de ce premier type de gneiss : l'apatite, toujours présente en cristaux trapus, rectangulaires, pouvant atteindre 300 à 400 microns de longueur; le zircon, soit en cristaux minuscules dans la biotite, soit en cristaux automorphes de taille plus grande (jusqu'à 100 microns dans leur plus grande dimension); les minéraux opaques (magnétite surtout) sont plus épisodiques.

Ce gneiss à biotite apparaît donc comme une roche de composition granodioritique, leucocrate, présentant parfois un litage assez net mais une foliation fruste.

Il arrive que la proportion du feldspath potassique décroisse au point qu'il soit absent. Cette variation s'accompagne de la basification du plagioclase (jusqu'à An_{35}) et de l'apparition de la hornblende aux côtés de la biotite sous la forme de poeciloblastes.

Cette variété qui ne contient jamais de grenat est particulièrement sensible à la rétromorphose par saussuritisation du plagioclase, ouralitisation de la hornblende et chloritisation de la biotite.

B) Les gneiss à quartz automorphes :

Ce type constitue un des faciès les plus caractéristiques et les plus abondants des gneiss de Trébeurden. Le type en a été choisi dans la coupe du sémaphore de Perros-Guirec où ces gneiss à quartz automorphes alternent, sous forme de bancs d'épaisseur métrique, avec des leptynites et des amphibolites.

La roche de teinte claire, grise (rosée si elle est altérée), renferme de minces filets biotitiques le plus souvent discontinus qui soulignent cependant bien la foliation. Au sein de la trame à fine cristallisation (de l'ordre du mm), se détachent des cristaux ou globules de quartz, souvent automorphes, atteignant parfois le cm, mais dont la taille moyenne est d'environ 0,5 cm; ils sont moulés par la foliation ou étirés et déformés dans cette dernière. Ces phénocristaux sont nombreux et l'altération les met souvent en saillie.

On observe en outre, en quantité souvent importante, des petits phénocristaux de feldspath de teinte rose, soit automorphes (sections rectangulaires de 5 mm x 2 mm pour les plus grandes), soit globuleux; ces phénocristaux sont, eux aussi, contournés ou étirés parallèlement à la foliation.

Des mouchetures de minéraux noirs dessinent de petites flammes très fines, courtes, discontinues, dans la foliation. Suivant les échantillons, la proportion de minéraux colorés peut varier.

Au microscope, la foliation est très difficile à discerner; la plupart du temps, en effet, une cornéification très importante oblitère la cristallisation orientée primitive : sous l'action du métamorphisme thermique, les alignements de biotite tendent à se résorber et parfois même se transforment en petits agrégats de paillettes biotitiques enchevêtrées.

La mésostase, entre les phénocristaux et les nids de biotite, a pris une allure caractéristique de cornéenne, constituée de petites plages xénomorphes étroitement imbriquées les unes dans les autres. Dès lors, seuls l'alignement et l'étirement des phénocristaux permettent de deviner la foliation primitive de la roche.

La composition est essentiellement quartzo-feldspathique, les autres constituants ne représentant jamais plus de 10% du volume global de la roche.

De la paragenèse primaire du gneiss, il ne subsiste plus maintenant que les phénocristaux et encore les feldspaths ont-ils le plus souvent largement recristallisé. Il existe trois types de phénocristaux constitués de :

Quartz : Les grosses plages arrondies ou parfois étirées parallèlement à la foliation sont toujours constituées de plusieurs cristaux xénomorphes, fortement engrenés les uns dans les autres, présentant une extinction onduleuse (photo n°1). On ne peut y voir les formes en "doigt de gant", caractéristiques des "quartz rhyolitiques" que l'on reconnaît par contre très nettement lorsque les plages sont de dimension plus petite et constituées d'un seul cristal.

Feldspath potassique : Il est très rare de pouvoir observer des cristaux de feldspath dans leur forme primitive. Le plus souvent, l'ancien phénocristal est entièrement recristallisé en une mosaïque de petites plages subautomorphes à xénomorphes, ne dépassant pas 300µ, constituées de quartz, d'albite et de microcline. Tous les degrés de transformation sont possibles. Lorsque celle-ci est complète, on n'observe plus, du feldspath originel, que la forme primitive (L.N.).

Plagioclase : Ce minéral est également lui aussi très souvent recristallisé en un agrégat de petites plages de quartz et d'oligoclase (An_{17-27}). Dans les échantillons les moins recristallisés, on peut toutefois reconnaître le plagioclase primitif caractérisé par de nombreuses macles de l'albite; la macle de Carlsbad est très rare. La recristallisation s'accompagne également de l'apparition de petites paillettes de muscovite et de petits grains d'épidote (clinozoïsite).

Dans les cloisons biotitiques, réduites actuellement à l'état de petits amas de forme plus ou moins elliptique, les lamelles subautomorphes de biotite ont recristallisé sous l'action du thermométamorphisme et s'enchevêtrent les unes dans les autres. Il s'agit d'une biotite très fortement pléochroïque (dans les bruns) toujours très fraîche.

Dans la matrice, tous les minéraux essentiels se présentent en petites plages xénomorphes caractéristiques de la texture de cornéenne. Il n'y a plus aucune trace de cristallisation orientée.

Les deux constituants majeurs sont le quartz prédominant et les feldspaths (microcline et oligoclase An_{25}, parfois albite An_{2-3}). La biotite se trouve à l'état de petites lamelles trapues, fortement colorées et pléochroïques, dispersées sans orientation dans la mésostase; elle est peu abondante. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont : la muscovite, en petites paillettes éparpillées dans la mésostase; l'apatite, automorphe, en baguettes parfois assez longues; les minéraux opaques, souvent groupés en petits cristaux

automorphes autour des plages de biotite : il s'agit de magnétite, exceptionnellement d'hématite; le zircon en cristaux automorphes parfois de taille importante (250 à 300 μ de longueur) est soit en inclusions notamment dans la biotite, soit dispersé dans la matrice du gneiss.

Deux minéraux qui résultent sans conteste du métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite de Ploumanac'h puisqu'on ne les trouve jamais dans les niveaux du même type contenus dans les gneiss de Port-Béni, se surimposent dans ces gneiss : il s'agit de l'andalousite et de la sillimanite qui coexistent parfois (photo n°2) au voisinage immédiat du granite (à moins de 50 mètres de distance de celui-ci, le long de la coupe entre Porz-Rolland et la grève Saint-Pierre, sémaphore de Perros-Guirec).

L'andalousite : apparaît sous forme de cristaux automorphes; les plus gros, rectangulaires ou carrés, ont des dimensions de l'ordre du mm. Incolores à légèrement rosés, leur cristallisation s'est effectuée sans orientation. Ils sont souvent brisés et séparés en plusieurs fragments. L'andalousite est toujours insérée dans de grandes plages de muscovite poeciloblastique.

La sillimanite : Comme l'andalousite, s'observe toujours au milieu de plages poeciloblastiques de muscovite, en touffes ou en gerbes rayonnantes de fibres extrêmement fines; la cristallisation de ces gerbes ne montre aucune orientation préférentielle. Associée à l'andalousite, elle est beaucoup plus rare que cette dernière. Dans ces niveaux la muscovite existe aussi indépendemment de ces silicates. Son développement est très irrégulier et relativement tardif puisque les lattes de muscovite englobent des fragments de mésostase ayant déjà acquis la texture de cornéenne. Il est fort possible qu'il soit en rapport avec la phase pneumatolytique liée à l'intrusion du granite de Ploumanac'h (densité très forte des filons pegmatitiques).

En résumé, ces gneiss à phénocristaux de quartz sont essentiellement quartzo-feldspathiques. La présence de phénocristaux ou de reliques de phénocristaux de feldspaths dans une mésostase est compatible avec une origine volcano-sédimentaire. A un métamorphisme régional dont la seule trace est à l'heure actuelle une foliation fruste, s'est surimposé un métamorphisme de contact très fort (sillimanite).

Il convient de lui rapporter la cristallisation des phénocristaux primitifs de feldspath (en quartz + microcline + albite ou quartz + oligoclase), celle des minéraux de la mésostase (quartz + microcline + oligoclase + biotite + muscovite $\pm$ andalousite $\pm$ sillimanite $\pm$ magnétite) et des lamelles de biotite dans les amandes phylliteuses. Il semble s'achever par une phase pneumatolitique, développant les grandes plages de muscovite en destabilisant les silicates

d'alumine apparus; il est également possible que cette phase soit responsable de la chloritisation accidentelle de la biotite et de la discrète séricitisation des feldspaths.

C) Les leptynites :

Abondantes aussi bien dans les gneiss de Port-Béni que dans ceux de Trébeurden, le type en a été choisi dans la partie sud de l'Anse de Gouermel (fig.I-1) au sein des gneiss de Port-Béni.

La roche est de teinte très claire, hololeucocrate, blanchâtre lorsque la surface est altérée, légèrement rosée lorsque la section est fraîche. Le grain parfois assez gros, peut atteindre 5 à 6 mm. Il n'y a pas de cristallisation automorphe; les feldspaths roses ou blancs sont de forme le plus souvent arrondie ou alors allongés dans une foliation difficile à voir mais soulignée néanmoins par l'étirement des plages de quartz. Cette foliation, très fruste, est conforme au litage visible sur l'affleurement.

Au microscope, la texture est typiquement granoblastique; feldspaths et quartz en cristaux fortement indentés constituent à eux seuls pratiquement la totalité de la roche.

Deux feldspaths sont présents dans cette leptynite , en quantités à peu près égales :

Le microcline : Perthitique (inclusions de petites lattes de plagioclase d'environ 100 μ de longueur) et microperthitique (filets ou plus souvent tâches diffuses).

L'albite : Sa composition est voisine de An_5. Une séricitisation légère mais constante recouvre ces plages d'albite, affectant parfois également le microcline.

Un mince liseré limpide de quartz s'insère entre les deux variétés de feldspaths lorsque ceux-ci sont en contact.

Le quartz : En quantité importante, il joue le rôle de ciment entre les autres minéraux, mais on le trouve également sous forme de plages plus ou moins automorphes soit monocristallines à extinction onduleuse, soit polycristallines. Ici encore, bien que souvent fortement recristallisées et déformées, ces plages présentent l'aspect de globules d'origine magmatique.

Les autres constituants ne sont qu'accessoires : présence accidentelle de petites paillettes de biotite, très dispersées dans la roche et souvent largement chloritisées; apatite, zircon, clinozoïsite (petits grains xénomorphes) sont en quantité extrêmement faible.

Dans les leptynites situées à proximité du granite de Ploumanac'h apparaissent d'autres minéraux tels que muscovite et grenat dont la cristallisation presque systématique dans des filonnets recoupant la roche, indique nettement l'origine tardive (phénomène hydrothermal ou pneumatolitique lié à la mise en place du granite tout proche).

En résumé, les leptynites apparaissent donc comme des roches hololeucocrates, à feldspaths alcalins et quartz. Il n'y a pas dans ces roches de minéral index du degré de métamorphisme atteint. La présence de quartz rhyolitique laisse supposer une origine, en partie du moins, ortho, mais aucune trace de texture volcanique n'a été conservée.

D) Les amphibolites :

Elles sont surtout abondantes au sein des gneiss de Port-Béni où elles constituent toujours des niveaux parfaitement bien interstratifiés; leur épaisseur varie de quelques cm à 0,5 m, voire 1 m (sémaphore de Perros-Guirec, Pointe de Bihit; fig.I-2). Le type en a été pris à la Pointe de Pen Palluc'h, dans l'estuaire du Jaudy (fig.I-1).

Il s'agit d'une roche très noire, à cristallisation fine (les baguettes de minéraux colorés ne dépassant pas le mm), massive (pas de litage); ces amphibolites montrent une foliation déjà reconnaissable à l'oeil nu; de petites taches blanches ne dépassant pas la grosseur d'une tête d'épingle, sont souvent visibles à la surface de la roche.

A l'examen microscopique, ces amphibolites montrent le plus souvent une très belle foliation soulignée par l'amphibole qui est le minéral le plus abondant et par la biotite. Dans ce cas la texture est de type némato- à lépidoblastique.

Les minéraux essentiels sont : la hornblende, la biotite, le plagioclase, le quartz et les minéraux opaques dans des proportions relatives très variables d'un échantillon à l'autre. L'amphibole reste cependant toujours l'élément dominant tandis que la biotite peut parfois disparaître presque totalement.

La hornblende : Elle est automorphe à subautomorphe présentant dans les types les plus grossiers un caractère poeciloblastique très accusé; la coloration intense laisse parfois deviner un zonage irrégulier. Les caractères optiques : Pléochroïsme fort avec Ng = vert bruneâtre à brun

Nm = vert jauneâtre

Np = jaune à brun clair

$Ng \wedge c = 15°$

$2V\ np = 62°$

sont ceux d'une hornblende plus ferreuse que magnésienne (Tröger, 1959, p.77).

La hornblende est presque toujours très fraîche et ceci est tout-à-fait remarquable dans ces roches dont les autres constituants sont par contre, eux, très souvent déstabilisés. Dans un échantillon à grain assez grossier, j'ai pu observer au sein des cristaux d'amphibole, les restes d'un minéral incolore, à fort relief, qui paraît être un ancien pyroxène; aucune détermination précise n'a pu être faite sur ce minéral relique qui est sans doute le dernier témoin visible dans cette roche d'une cristallisation magmatique.

La biotite : Se présente en petites plaquettes rectangulaires automorphes, la plupart du temps chloritisées. Lorsqu'elle subsiste, elle montre un pléochroïsme très intense de brun foncé à jaune pâle. La chloritisation s'accompagne d'une exsolution de petits granules de minéraux opaques au pourtour ou dans les clivages du minéral. On trouve quelques zircons en inclusions dans ces lamelles de biotite toujours étroitement associées à la hornblende.

Le plagioclase : Sous forme de plages xénomorphes, plus ou moins arrondies et très étroitement engrénées avec le quartz; il est d'une manière constante, très largement saussuritisé. Dans ces conditions, il est assez exceptionnel de pouvoir déterminer avec précision sa composition. Toutefois, il semble que dans les amphibolites les plus finement cristallisées, il ait une composition voisine de An_{30}; celle-ci se situe autour de An_{45} pour les amphibolites plus grossières (notamment celles à restes de clinopyroxène).

Le quartz : Il est presque toujours présent mais en quantité très variable, xénomorphe sauf dans quelques cas, où l'on reconnaît d'anciens phénocristaux de quartz.

Les minéraux opaques : Constants, avec une abondance variable, on y reconnaît la magnétite, également la titano-magnétite et parfois la pyrite. Tous se présentent en granules dont la taille moyenne varie entre 200 et 300 microns.

Il s'ajoute un peu d'apatite (en prismes trapus pouvant parfois atteindre 400μ dans leur plus grande dimension), de sphène, de clinozoïsite, et de zircon.

Enfin, séricite, chlorite, pistacite, actinote représentent les produits de la rétromorphose de la roche.

En résumé, les amphibolites sont ici des roches à hornblende, plagioclase, biotite, quartz et minéraux opaques (sans grenat). La recristallisation métamorphique de haut degré, à laquelle se surimpose parfois un métamorphisme thermique ne permet pas de retrouver en lame mince de texture caractéristique de telle ou telle origine primaire; en particulier, il n'a pas été reconnu avec certitude de texture doléritique. Ces niveaux amphiboliques parfaitement inter-

stratifiés au sein des autres formations cristallophylliennes sont toujours de puissance limitée et aucun argument de terrain ne permet d'opter pour une origine ortho ou para.

E) Les micaschistes :

Ils constituent des passées peu nombreuses aussi bien dans les gneiss de Port-Béni (St Laurent, fig.I-1) que dans les gneiss de Trébeurden (Pointe de Bihit, fig.I-2). Le type pris à Crec'h an Run (près de St Laurent; fig.I-1) présente les caractères suivants.

La roche est de teinte foncée(verte, noire) très brillante en raison de l'abondance du mica, mouchetée de très petites taches blanches de quartz et de feldspath. La cristallisation est extrêmement fine et la roche peut être confondue sur le terrain avec les amphibolites à grain très fin décrites plus haut.

La texture est à tendance lépidoblastique, mais peu nette par suite de la finesse de la cristallisation et de l'abondance du quartz, voire du feldspath (passage à un gneiss fin, micacé).

La biotite : C'est le minéral le plus abondant; elle est fortement chloritisée et moule les autres minéraux.

Le quartz : Il se présente en plages xénomorphes, dentelées; il est abondant.

Le plagioclase : En grains xénomorphes, il est le plus souvent très largement saussuritisé et sa détermination est délicate. La composition semble varier entre de l'oligoclase (An_{20}) et de l'andésine (An_{40}).

Biotite, quartz et oligoclase-andésine sont les trois constituants essentiels à côté desquels on note, comme minéraux accessoires les plus fréquents : apatite, épidotes (clinozoïsite principalement), zircon. Chlorite, séricite, granules d'épidotes (pistacite, clinozoïsite) et d'oxyde de fer sont les produits les plus abondants de déstabilisation de la paragenèse métamorphique.

Dans ces mêmes micaschistes, à la Pointe de Bihit (extrémité sud de la bande des gneiss de Trébeurden) et malgré la cataclase qui se développe dans ce secteur, on observe nettement des phénoclastes de quartz ("quartz rhyolitique"), d'orthose (macle de Carlsbad fréquente) à côté du plagioclase. Ce caractère paraît indiquer une origine volcano-sédimentaire (tuffites) des micaschistes; nous verrons si celà est confirmé par les données chimiques.

F) Les gneiss oeillés :

Ces gneiss oeillés constituent le terme le plus caractéristique de la formation des gneiss de Port-Béni et de celle de Trébeurden.

Dans les gneiss de Port-Béni, les gneiss oeillés existent pratiquement dans tous les gisements, alors qu'on les connaît dans le seul affleurement de Porz-Mabo au sein des gneiss de Trébeurden (hormis l'affleurement du Moulin de la Rive de l'autre côté de la Baie de Lannion).

La présence constante de mégacristaux de feldspath est le caractère commun à tous les gneiss de ce type qui présentent par ailleurs de sensibles différences pétrographiques (quantité de mégacristaux et abondance de la matrice, composition granitique à granodioritique, etc...). Aussi est-il difficile d'en choisir une référence précise. La description qui en est donnée tient compte de l'ensemble des caractères observables.

Il s'agit généralement de roches de teinte claire (blanches, rosées, verdeâtres) à cristallinité moyenne (4 à 5 mm) parsemées de phénocristaux plus ou moins abondants de couleur blanche ou rose dont la taille maximum est de 5 à 6 cm (photo n°3). L'ensemble présente toujours une très belle foliation, tout à fait conforme à celle des séries litées dans lesquelles ou au contact desquelles il se trouve situé.

Les gneiss se composent donc de deux parties que nous examinerons successivement : la matrice et les phénocristaux.

1) La matrice :

La taille du grain est moyenne ; la roche est essentiellement quartzo-feldspathique; les minces filets de minéraux colorés (biotite, plus rarement biotite accompagnée d'un peu d'amphibole) dessinent de très fines cloisons entre les minéraux blancs qu'ils moulent; ces filets sont discontinus mais tendent à s'ordonner suivant la foliation qu'ils soulignent. Les grains de feldspaths ont le plus souvent une forme arrondie.

Au microscope, cette matrice apparaît comme un gneiss à composition monzonitique à granodioritique dans lequel la foliation est très mal exprimée : elle s'esquisse parfois lorsque les minéraux phylliteux deviennent plus abondants ou lorsque le quartz s'étire en agrégats polycristallins aplatis.

La texture de la mésostase est granoblastique; seul parmi les constituants essentiels, le plagioclase présente certaines faces cristallines bien exprimées. Mais tous les minéraux, y compris l'amphibole rare dans ces gneiss, montrent les indices d'une blastèse nette. Sauf à Porz-Mabo, il n'y a

pas de cataclase importante, seules quelques macles de plagioclase montrent une légère déformation.

Les trois constituants principaux sont : le plagioclase, le microcline et le quartz.

Le plagioclase : Toujours en abondance supérieure à celle du feldspath alcalin, il présente souvent une forme plus ou moins globuleuse, avec des contours dentelés. Les macles de Carlsbad péricline, groupant de très nombreux individus, très fins, sont courantes; la macle de Carlsbad est beaucoup plus rare. La composition moyenne de ce plagioclase oscille autour de An_{30}. Habituellement, il n'y a pas de réaction entre le plagioclase et les minéraux voisins. Néanmoins, il n'est pas rare d'observer, notamment dans le cas de petites lattes de plagioclase incluses dans un feldspath potassique, un très mince liséré (10 microns environ) très limpide, à relief fortement négatif, sans doute d'albite. Ce feldspath est presque toujours transformé en un mélange de séricite, parfois de muscovite, et de minuscules granules d'épidote.

Le feldspath potassique : Xénomorphe, il se présente en éponge diffuse tendant à englober les autres minéraux (plagioclase, quartz, biotite, parfois hornblende). C'est un microcline intermédiaire, très perthitique (petites lattes automorphes d'oligoclase-andésine)et microperthitique (minces bandes discontinues ou tâches diffuses). Contrairement au plagioclase, le microcline paraît frais et n'est pas sériciti sé.

Le quartz : Toujours xénomorphe, interstitiel, il est habituellement assez abondant. Il dessine parfois des filets constitués d'agrégats polycristallins, à extinction onduleuse, soulignant la foliation du gneiss.

La biotite : En abondance toujours très faible, elle se présente le plus fréquemment en minces cloisons très discrètes moulant les cristaux de feldspaths ou de quartz. Elle est pléochroïque (jaune à brun) mais ce caractère est souvent effacé par une chloritisation importante. C'est le minéral coloré le plus commun de ces gneiss.

Plus rarement apparaît aussi la hornblende (c'est le cas des gneiss de l'île Liliec), en petits cristaux subautomorphes, parfois poeciloblastiques tendant à englober les autres minéraux (quartz, petites lattes de biotite chloritisée). Ce minéral ne montre pas d'indice de déstabilisation contrairement à la biotite. Sa présence paraît liée à une légère augmentation de la quantité du plagioclase dans la roche, c'est-à-dire à une dérive de la composition minéralogique vers un pôle dioritique.

Tous les autres minéraux sont accessoires et ne constituent pas plus de 2% de la roche; ce sont les épidotes (pistacite et clinozoïsite habituellement en petits granules souvent localisés dans les minces filets biotitiques), l'apatite, le zircon; il n'y a pas de minéraux opaques. Chlorite,séricite ou

muscovite, épidote dans le plagioclase sont des produits de transformation déjà observés dans d'autres types de gneiss.

2) Les phénocristaux :

Ce sont les éléments caractéristiques de cette variété de gneiss. Ils sont assez dispersés dans le gneiss, toujours bien individualisés, ne constituant jamais de groupement (syneusis). Lorsque l'affleurement est suffisamment important pour pouvoir observer une surface de plusieurs m^2, on ne peut mettre en évidence aucune répartition ordonnée de ces phénocristaux. Leur taille est variable; de forme rectangulaire, ils ont une dimension moyenne de 2 cm environ sur 1 cm. Mais exceptionnellement, ils peuvent atteindre 5 à 6 cm de long (Gouermel, Porz-Mabo). Leur teinte est également variable : ils peuvent être blancs ou roses, parfois dans le même gisement. La teinte rose semble liée essentiellement à des circulations ou des inclusions d'oxyde de fer car elle est systématiquement plus accusée soit le long des clivages du minéral, soit le long des cassures. Ces cristaux montrent fréquemment la macle de Carlsbad; des figures de type rapakivi (phénocristal à coeur rose et à mince liseré blanc), anti-rapakivi (figure inverse) ou même plus complexes (plusieurs couronnes roses et blanches dans le même cristal) sont courantes.

Tous ces phénocristaux sont en général parfaitement allongés dans le plan de foliation. Dans certains cas, ils ne sont pas déformés; dans d'autres au contraire, ils ont été très sévèrement écrasés; il ne subsiste plus alors qu'un noyau à partir duquel s'étire un filet feldspathique dont la longueur est au moins trois fois celle du noyau relique. Bien entendu, cet étirement s'effectue dans le plan de foliation; on peut observer tous les intermédiaires, mais notons toutefois que, le plus souvent, les cristaux sont demeurés intacts se couchant simplement dans la foliation (quelques cristaux montrent ainsi des figures de rotations).

L'examen en lame mince indique que le feldspath est le même quelque soit la couleur du phénocristal : il s'agit d'un feldspath très hétérogène, présentant par plages diffuses des aspects moirés, plus ou moins quadrillés, de microcline; dans d'autres secteurs, il est relativement homogène et possède des caractères d'orthose. Il est irrégulièrement perthitique, les microperthites sont très irrégulières, sans forme bien définie. L'examen aux RX confirme la complexité de ce feldspath (dans lequel on relève à la fois les raies du microcline et de l'orthose); l'importance de la phase albitique contenue dans le minéral est plus difficile à estimer aux RX (recouvrement des raies caractéristiques des principaux constituants); seul l'examen optique permet de juger de son importance.

Bien que présentant dans l'ensemble une belle allure automorphe, ces phénocristaux ont en réalité des contours sinueux et bourgeonnant tout à fait caractéristique d'une blastèse. Il est donc très probable que postérieurement à leur développement, ces feldspaths ont subi une recristallisation : dans ces parties blastiques, de même d'ailleurs que dans les queues ou les zones d'étirement qui prolongent les phénocristaux les plus déformés, le feldspath est identique à celui qui constitue la masse principale du phénocristal.

Remarquons enfin, que les figures de type rapakivi,"anti-rapakivi", de "zoning" ne sont absoluement pas visibles en lame mince : il semble que ces différents aspects soient liés non pas à une variation de composition du feldspath (ce qui est le cas des véritables textures de ce type) mais à la répartition des impuretés (oxyde de fer?) de taille ultra-microscopique qui constituent en permanence un nuage trouble dans ces cristaux. D'ailleurs là où cette coloration n'existe pas, on ne voit pas ces figures et en lame mince il n'apparaît aucune variation dans la nature du feldspath, hormis les hétérogénéités déjà signalées.

A Porz-Mabo, la cataclase hercynienne qui affecte l'ensemble des gneiss est particulièrement bien visible dans les phénocristaux de feldspath roses; ceux-ci se présentent comme des agrégats de plages xénomorphes de microcline fortement engrénées les unes dans les autres et seule la forme primitive du phénocristal est encore plus ou moins reconnaissable.

En résumé, ce type de gneiss de composition monzonitique à granodioritique, est caractérisé par la présence de phénocristaux de feldspaths alcalins. Il possède une foliation dûe essentiellement à l'étirement des phénocristaux et à la disposition des minces filets biotitiques de la matrice. Bien que présentant actuellement une concordance très souvent parfaite avec les formations litées voisines, nous pouvons déjà retenir que ces gneiss ne montrent pas d'indices d'une origine sédimentaire (pas de granuloclassement, pas de litage, etc...). Nous reprendrons plus complètement la discussion sur l'origine possible de ces gneiss en invoquant d'autres arguments (cf. p.96).

G) Les migmatites dans les gneiss de Port-Béni :

Notre inventaire des différents types de roches constituant les gneiss anciens du Trégor serait incomplet si nous ne décrivions rapidement les migmatites qui apparaissent dans les seuls gneiss de Port-Béni à la suite d'une anatexie très discrète et apparemment fort irrégulière.

Etant donné la nature des affleurements et leur dimension limitée, il n'est pas question de pouvoir suivre l'évolution du métamorphisme ni de situer avec précision les zones où apparaît la mobilisation. Aucune étude d'ensemble ne peut être faite sur cette migmatisation qui s'observe le mieux à la Pointe de Pen Palluc'h et dans le secteur de Saint-Laurent (Fig.I-1).

La migmatisation peut se manifester sous deux formes différentes :

- d'une part sous forme d'injections pegmatitiques sécantes ou s'injectant lit par lit; ainsi se dessinent des figures très caractéristiques telles que des agmatites particulièrement bien visibles dans les amphibolites. Il ne s'agit pas véritablement dans ce cas de faciès de migmatite, mais de la conséquence d'une migmatisation qui s'est effectuée ailleurs et dont les produits font ici intrusion.
- d'autre part, de véritables migmatites, dans lesquelles, sous des aspects divers, une fraction claire de la roche s'est individualisée sous forme de leucosome parfois bordé par un mince liseré de mélanosome. Jamais toutefois, la foliation primitive de la roche ne se trouve détruite par cette mobilisation qui ne franchit pas le stade de la métatexie.

1) Les injections pegmatitiques :

Elles sont constituées habituellement par l'association de feldspaths et de quartz; on trouve plus rarement de petites et rares lamelles de biotite et également quelques cristaux d'apatite : ce sont assez typiquement les mobilisats que Mehnert (1968, p.233) désigne sous le nom de mobilisats pegmatitiques ou granitiques suivant la présence ou l'absence de biotite notamment.

La taille des cristaux dans ces mobilisats est variable; elle est en général de l'ordre du cm, mais des cristaux de 3 à 4 cm ne sont pas rares.

Le feldspath potassique (60%), le plagioclase (20%) et le quartz (15 à 20%) sont les constituants essentiels de ce type d'injections. Toutes les cristallisations montrent un caractère blastique, les minéraux étant le plus souvent globuleux, xénormorphes.

Le feldspath potassique : Il s'agit de microcline dont la composition, déterminée optiquement est $Or_{65} - Ab_{35}$. Il est microperthitique (l'albite s'organisant en minces filets irrégulièrement disposés). De l'albite de substitution se développe en outre en petites tâches dans le microcline.

Le plagioclase : C'est une albite-oligoclase (An_{10-12}) fréquemment sériciti sée où seule la macle de l'albite apparaît. Ce feldspath est très fréquemment inclus dans le microcline ; le contact entre les deux minéraux étant souligné par une mince frange albitique très limpide.

Le quartz : Surtout interstitiel, il cimente les feldspaths dans lesquels il est, par ailleurs, fréquemment en inclusions.

La biotite : Elle constitue de petites plages automorphes, très fortement pléochroïques avec des teintes brun-rouges, soit isolées, soit groupées en petits nids de lamelles enchevêtrées.

Comme minéral accessoire, le plus fréquent est l'apatite en prismes trapus et automorphes.

La pistacite en petits cristaux est plus accidentelle.

2) Les véritables métatexites :

Ce sont des roches dans lesquelles se développe un net leucosome, soit sous forme d'amandes (taille centimétrique) soit sous forme de lits ou de filons le plus souvent bordés par un mince liseré biotitique représentant le mélanosome. C'est dans les gneiss biotitiques qu'on été observés les meilleurs exemples.

a) Dans le cas des amandes : celles-ci sont constituées principalement par du microcline, du plagioclase et du quartz.

Le microcline se présente en cristaux xénomorphes, indentés ou engrenés les uns dans les autres ou séparés par de minces filets de quartz. Ce feldspath est largement microperthitique (taches ou minces veines) et renferme des inclusions fréquentes de quartz en petites plages plus ou moins rectangulaires. Le plagioclase est rare, il est fréquemment entouré par le feldspath alcalin et ses caractères optiques sont ceux du plagioclase de la roche encaissante (composition oligoclase An_{25-30}); il est possible que ces cristaux aient été arrachés mécaniquement à la matrice. Il en est de même vraisemblablement pour les quelques lattes automorphes de biotite que l'on voit en inclusions dans le microcline.Le quartz constitue d'une part de petites inclusions dans le microcline d'autre part le ciment en plages xénomorphes de taille plus ou moins importante entre les cristaux de feldspath alcalin.

Dans ces amandes, la mobilisation est donc avant tout une remobilisation de la phase potassique de la roche. Il existe un mince filet de biotite brun-rouge tout autour de ces yeux; cette biotite est la même que celle de la matrice voisine et il n'y a pas de concentration importante du minéral coloré autour des amandes; il s'agit par conséquent ici d'une anatexie tout à fait naissante.

b) Dans les gneiss ou l'anatexie apparaît sous forme de minces bandes leucocrates parallèles ou sécantes sur le litage, la mobilisation a par contre atteint un stade plus avancé. Le leucosome a une composition granitique, les constituants principaux étant : microcline, oligoclase et quartz.

Dans ce cas, le microcline (microperthitique et à nombreuses inclusions de quartz) est encore le minéral le plus abondant. Mais cette fois le quartz xénomorphe, en plages parfois de grandes tailles, et le plagioclase (oligoclase An_{27} de forme globuleuse) prennent un rôle important. A ces constituants essentiels s'ajoutent quelques petites paillettes de biotite et quelques cristaux globuleux d'apatite.

On obtient une roche à composition granitique, à texture granoblastique, ne présentant pas de foliation ni de cristallisation orientée, dans laquelle la proportion des différents constituants est sensiblement la suivante :

Microcline : 40% à 50 %
Quartz : 30% à 25 %
Oligoclase : 30% à 25 %

Au voisinage de ce leucosome, apparaît une bande d'1mm environ d'épaisseur dans laquelle se concentre la biotite automorphe en petites lamelles enchevêtrées les unes dans les autres. Cette biotite est fortement pléochroïque, de teinte brun-rouge très vive. Dans la frange enrichie en biotite, le quartz et le plagioclase (oligoclase An_{27}) sont les autres minéraux essentiels; leur taille moyenne est plus petite que dans le leucosome et le gneiss encaissant; il est important de noter également dans ce mélanosome, l'absence de feldspath alcalin.

Les passages entre les différentes parties de la roche sont tranchés en lame mince.

Ainsi, dans ce deuxième cas, la migmatisation plus poussée donne naissance à un mobilisat granitique qui semble réquisitionner préférentiellement les fractions alcalines du gneiss parent (d'abord K_2O puis Na_2O) provoquant inversement l'apparition de zones mélanocrates enrichies en éléments colorés. Mais même dans ce cas, il ne s'agit encore que de métatexie et le caractère gneissique de l'ensemble de la roche est toujours parfaitement bien conservé.

En résumé, les roches métamorphiques, témoins les plus anciens d'un socle dans le Trégor, peuvent être regroupées en six types principaux allant de roches acides, leucocrates (leptynites, gneiss à phénocristaux de quartz), à des roches basiques, mélanocrates (amphibolites), et comprenant des gneiss oeillés, à composition granitique ou granodioritique. La mobilisation toujours faible, ne dépasse pas le stade de la métatexie.

Alors, que dans la formation de Port-Béni, les témoignages de l'origine de ces matériaux sont, dans l'ensemble, assez bien préservés, dans celle de Trébeurden au contraire, les évènements ultérieurs hercyniens (cataclase et métamorphisme de contact) tendent à les masquer. Nous reprendrons plus loin la discussion sur l'origine de ces métamorphites; mais examinons auparavant leurs caractères chimiques.

III - CARACTERES CHIMIQUES.

24 analyses chimiques nouvelles sont présentées ici; elle se répartissent de la manière suivante :

- 6 gneiss à biotite
- 4 gneiss à phénocristaux de quartz
- 6 leptynites
- 4 amphibolites
- 1 micaschiste
- 3 gneiss oeillés

A) Les gneiss à biotite (Tableau I-1).

Toutes ces roches sont saturées, parfois même très acides (1 et 5). J'ai signalé précédemment que les proportions des constituants essentiels de ces gneiss (feldspath alcalin, plagioclase, quartz, minéraux colorés) pouvaient être sujettes à des variations sensibles, conduisant parfois même à des types dioritiques.

On retrouve ces variations au niveau des compositions chimiques ; dans le tableau I apparaissent en effet deux groupes :

- groupe 1 : analyses 1, 2, 5 et 6.
- groupe 2 : analyse 3 et 4.

.	1	2	3	4	5	6
SiO_2	69,33	66,58	63,32	61,39	70,10	65,20
Al_2O_3	14,23	15,75	15,25	17,34	14,00	15,75
Fe_2O_3	3,58	3,96	7,62	6,57	3,56	5,46
MnO	0,03	0,04	0,09	0,09	0,04	0,09
MgO	0,83	1,15	1,94	2,08	1,20	1,22
CaO	1,45	2,32	4,02	3,97	2,24	1,77
Na_2O	3,19	3,97	2,78	4,10	3,63	4,41
K_2O	3,52	2,87	1,74	2,03	2,67	3,89
TiO_2	0,45	0,49	1,46	0,81	0,42	0,57
P_2O_5	-	-	-	-	-	-
PF 1000°	1,44	1,50	1,75	1,52	1,38	0,64
PF 110°	0,24	0,19	0,14	0,20	0,13	0,18
Total	98,29	98,82	100,11	100,10	99,37	99,18
Σ (Qz+Ab+Or+An)	87,95	87,89	82,73	84,55	89,79	88,14
Qz	32,97	25,84	28,99	18,18	32,20	19,07
Or	20,82	16,98	10,29	12,01	15,79	23,01
Ab	26,96	33,55	23,50	34,65	30,68	37,27
An	7,20	11,52	19,95	19,71	11,12	8,79
An %	21,1	25,6	45,9	36,3	26,6	19,1
Σ barylites	8,71	9,30	15,65	13,92	8,12	10,28

Tableau I-1 : Compositions chimiques des gneiss à biotite du socle ancien.

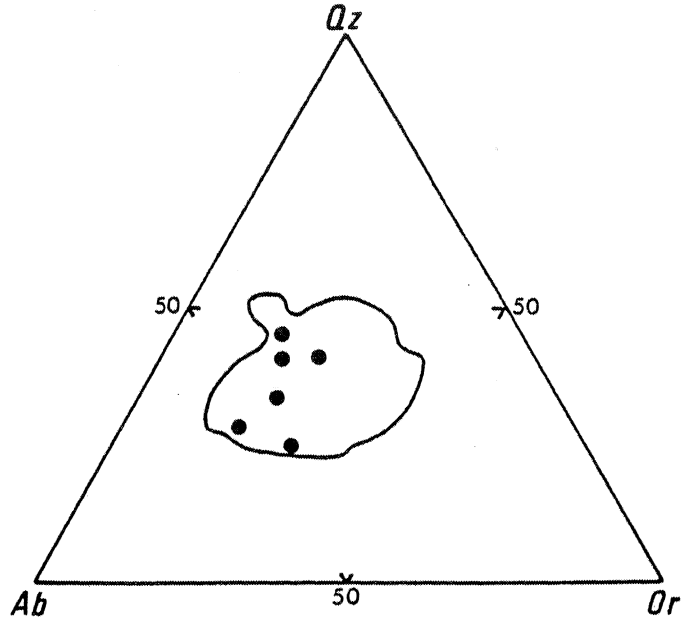


Fig.I-3 : Position des gneiss à biotite du socle ancien dans le triangle normatif Qz-Ab-Or. Champ de composition des granites d'après Winkler (1974).

Dans le groupe 1, les compositions sont acides et alcalines. Les alcalins en effet sont toujours de l'ordre de 6,5% avec une légère prédominance de Na_2O sur K_2O. Le rapport K_2O+Na_2O/CaO est élevé (entre 2,8 et 4,7) et la quantité de Fe_2O_3* + MnO + MgO + TiO_2 est relativement faible (en moyenne de l'ordre de 5,25%).

La norme montre que ces quatre roches sont largement quartzo-feldspathiques, la somme (Qz + Ab + Or + An) étant toujours supérieure à 87% (tableau I-1). Le plagioclase virtuel est de l'oligoclase ce qui est en bon accord avec l'observation pétrographique.

Les analyses 3 et 4, qui représentent notre groupe 2, correspondent à des échantillons dans lesquels on observe une quantité plus importante de minéraux colorés et une diminution assez sensible de la quantité de feldspath alcalin; autrement dit une modification de la composition modale qui correspond au déplacement de la composition de ces roches vers un pôle plus granodioritique. On retrouve cette tendance dans les analyses 3 et 4.

Les teneurs en silice et alcalins baissent légèrement, tandis qu' augmentent les proportions de CaO et de Fe_2O_3, MnO, MgO et TiO_2 (la somme de ces derniers étant voisine ou supérieure à 10%).

La somme Na_2O + K_2O est respectivement de 4,52% et 6,13% Na_2O dominant largement sur le K_2O. Le rapport K_2O + Na_2O/CaO est beaucoup plus faible que dans le groupe 1 (1,1 et 1,5).

Bien entendu, ceci se retrouve dans les quantités normatives où la somme des coupholites n'atteint pas 85% (Tableau I-1). Le plagioclase normatif est plus basique que dans les roches de l'autre groupe, ce qui correspond bien aux observations faites en lames minces.

Malgré ces variations, l'ensemble de ces gneiss possède une composition de granitoïde; dans un diagramme Qz - Ab - Or (fig. I-3), les points représentatifs de ces gneiss se trouvent bien, effectivement, dans le champ des compositions les plus fréquentes des granites (Winkler, 1974, p.308).

B) Les gneiss à quartz automorphes :(Tableau I-2).

Toutes ces roches sont fortement acides, la teneur en SiO_2 dépassant toujours 70%; elles présentent également un caractère alcalin bien marqué, la

---

* Fe_2O_3 = Fer total.

	7	8	9	10
SiO_2	71,20	71,50	70,95	71,10
Al_2O_3	13,83	14,19	14,50	14,23
Fe_2O_3	2,81	2,65	3,08	3,47
MnO	0,04	0,05	0,06	0,08
MgO	0,51	0,50	0,99	1,09
CaO	0,72	0,76	1,50	2,18
Na_2O	3,53	4,23	3,45	3,47
K_2O	5,04	4,42	3,73	2,78
TiO_2	0,23	0,21	0,28	0,32
P_2O_5	-	-	-	-
PF 1000°	0,67	0,49	0,84	0,72
PF 110°	0,20	0,19	0,20	0,17
Total	98,78	99,19	99,58	99,61
Σ (Qz+Or+Ab+An)	92,31	93,30	90,60	90,59
Qz	29,09	27,63	31,93	34,00
Or	29,81	26,14	22,06	16,44
Ab	29,83	35,75	29,16	29,33
An	3,57	3,77	7,45	10,82
An %	10,7	9,5	20,3	27,0
Σ barylites	5,62	5,23	7,97	28,17

Tableau I-2 : Compositions chimiques des gneiss à quartz automorphes du socle ancien

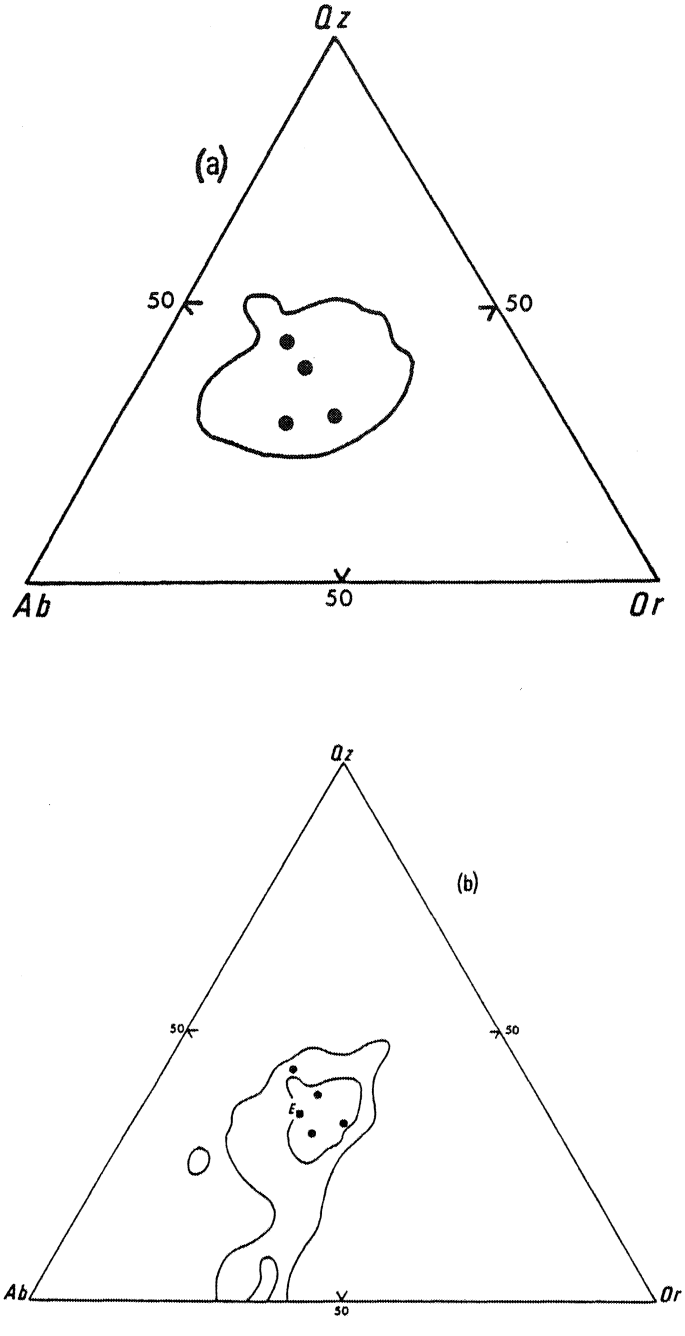


Fig.I-4 : Position des gneiss à phénocristaux de quartz dans les triangles normatifs Qz-Ab-Or; (a) champ des granites (Winkler, 1974); (b) champ des rhyolites (Mehnert, 1968) avec position de l'eutectique E pour PH_2O=2 kb et Ab/An $\simeq\infty$

somme des alcalins étant toujours largement supérieure à celle de CaO. Cependant, des variations sensibles apparaissent entre les différents échantillons; à SiO_2 pratiquement constant, lorsque l'on passe de l'analyse (7) à l'analyse (10), K_2O diminue sensiblement alors que CaO, Fe_2O_3 et MgO augmentent. Na_2O ne varie pas si bien que les modifications du rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ sont liées essentiellement aux variations de K_2O et CaO (ce rapport évolue de 12 à 2 environ).

Ceci traduit les variations dans les quantités relatives de feldspath alcalin ,de plagioclase et également de biotite, signalées précédemment.

La quantité d'éléments ferro-magnésiens reste cependant toujours faible ($Fe_2O_3 + MnO + MgO + TiO_2 < 5\%$).

Le calcul de la norme permet de classer ces roches, hololeucocrates à leucocrates, dans la famille des granites et des rhyolites soit alcalins (7 et 8), soit monzonitiques (9 et 10).

Toutes ces roches contiennent plus de 90% de coupholites : $\Sigma(Qz + Or + Ab + An) > 90\%$. Le tableau I-2 montre également que la somme $\Sigma(Qz + Ab + Or)$, sauf pour (10), est bien supérieure à 80%.

Si nous plaçons ces roches dans les diagrammes Qz - Ab - Or (fig.I-4 a et b), nous constatons qu'elles se situent parfaitement dans le champ de compositions des granites (fig. I-4a) ou des rhyolites (fig.I-4b). Ceci semble constituer un argument en faveur de l'origine ortho de ces gneiss.

C) Les leptynites : (Tableau I-3)

Les analyses (11), (13), (14) et (15) sont très homogènes. Les roches sont nettement acides et alcalines. Le rapport $K_2O + Na_2O/CaO$ est très élevé (il est respectivement de 10,6 ; 7,58 ; 8,30 et 8,39); la somme des alcalins est pratiquement constante, mais les quantités relatives de Na_2O et de K_2O peuvent par contre varier notablement et même s'inverser : par exemple, dans l'échantillon 70-284 (13) Na_2O l'emporte sur K_2O, alors que dans l'échantillon 70-312 (15), c'est l'inverse; ces différences correspondent minéralogiquement à des teneurs variables en oligoclase et en feldspath alcalin, et vraisemblablement aussi en muscovite.

Remarque : L'analyse (14) est celle d'un échantillon contenant un peu de grenat lié à des minéralisations tardives dans des fissures.Les constituants majeurs n'y sont guère modifiés; on peut cependant remarquer que le fer augmente très légèrement alors que le magnésium devient ou reste très peu abondant.

	11	12	13	14	15	16
SiO_2	72,65	68,95	74,35	74,95	74,25	77,00
Al_2O_3	14,38	16,09	13,58	13,17	13,42	12,67
Fe_2O_3	1,25	1,76	1,82	2,04	1,59	1,11
MnO	0,02	0,02	0,03	0,07	0,04	0,02
MgO	0,46	0,63	0,25	0,10	0,11	0,20
CaO	0,83	2,27	1,01	0,91	0,92	< 0,10
Na_2O	3,94	4,99	4,21	3,85	3,45	2,22
K_2O	4,87	2,57	3,45	3,71	4,27	4,76
TiO_2	0,15	0,21	< 0,10	0,10	0,11	< 0,10
P_2O_5	-	-	-	-	-	-
PF 1000°	0,79	1,21	0,51	0,62	0,53	0,95
PF 110°	0,13	0,23	0,30	0,14	0,11	0,11
Total	99,47	98,93	99,51	99,66	98,80	99,04
Σ (Qz+Ab+Or+An)	94,88	92,87	95,15	95,29	94,71	92,78
Qz	28,65	24,32	34,15	36,29	35,73	45,37
Or	28,81	15,20	20,41	21,94	25,26	28,15
Ab	33,20	42,17	35,58	32,40	29,16	18,76
An	4,12	11,27	5,01	4,52	4,57	0,50
An %	11	21	12,4	12,2	13,5	2,6
Σ barylites	3,69	4,55	3,66	3,62	3,46	5,41

Tableau I-3 : Compositions chimiques des leptynites du socle ancien

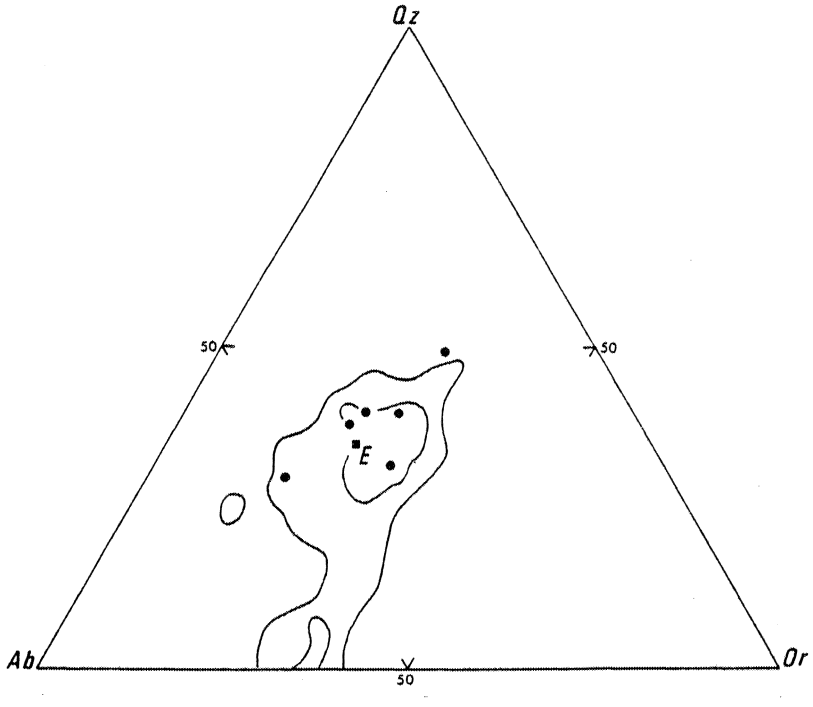


Fig.I-5 : Position des leptynites du socle ancien dans le triangle normatif Qz-Ab-Or. Champ des rhyolites (Mehnert, 1968) et position de l'eutectique E pour PH_2O=2 kb et Ab/An ≃∞

Sans vouloir en tirer des conclusions trop précises, nous pouvons néanmoins en conclure que l'apparition du grenat, sans doute de l'almandin,dépend du rapport Fe/Mg.

Deux échantillons, tout en conservant un caractère acide et alcalin ont une composition légèrement différente :

- l'analyse (12) correspond à un échantillon particulièrement riche en feldspath, notamment en albite; il contient de plus quelques grains ou cristaux d'épidote souvent liés à de petites plages de biotite dispersés dans la roche. Ces variations de composition minéralogique expliquent les teneurs un peu plus faibles en SiO_2 et K_2O et un peu plus élevées en Al_2O_3 et CaO de cette roche.
- l'échantillon provenant du secteur de la Pointe de Bihit (16) est encore plus acide et alcalin que les autres. Il n'y a pas pratiquement plus de calcium dans la roche et la somme de Fe_2O_3, MgO, MnO et TiO_2 (correspondant aux éléments colorés) est très faible ($\sim$ 1,50%). Le potassium domine largement sur le sodium, ce qui doit être en relation avec le développement important de la muscovite (liée à la cataclase) dans la trame de la roche. La composition chimique de la roche reste néanmoins comparable à celles des autres leptynites.

Du point de vue de la composition normative, toutes ces roches sont hololeucocrates et se situent dans la famille des rhyolites alcalines à l'exception de l'échantillon (12) qui a une composition plus monzonitique; l'échantillon Bi 1 (analyse 16) montre une tendance hyperalcaline et potassique (valeurs plus élevées des paramètres r et s).

Dans toutes les analyses la somme (Qz + Ab + Or) est supérieure à 90%; si nous portons les points représentatifs de ces leptynites dans le triangle Qz - Ab - Or, cinq d'entre eux se situent bien dans le champ de composition des rhyolites (fig. n°I-5); seule, l'analyse (16), hypersiliceuse, s'en écarte légèrement; comme nous le verrons plus loin, il s'agit peut-être d'une contamination sédimentaire.

Quoiqu'il en soit, les leptynites par leur composition chimique aussi bien que par leur caractère minéralogique (présence de "quartz rhyolitique" par exemple) s'apparentent à des volcanites acides (rhyolites) et semblent par conséquent être des roches orthodérivées.

	17	18	19	20
SiO_2	44,88	47,84	48,20	52,80
Al_2O_3	14,95	15,67	13,22	13,67
Fe_2O_3	15,20	13,72	11,72	14,26
MnO	0,20	0,23	0,19	0,22
MgO	5,57	6,83	9,75	5,00
CaO	9,50	7,01	8,92	3,90
Na_2O	1,76	3,63	2,16	3,50
K_2O	1,42	0,64	1,72	2,95
TiO_2	3,50	1,85	1,09	2,82
P_2O_5	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	0,48	1,41	1,70	0,37
$PF_{110°}$	0,18	0,09	0,19	0,17
Total	97,64	98,92	98,86	99,66

Tableau I-4 : Compositions chimiques des amphibolites du socle ancien

D) Les amphibolites : (Tableau I-4).

Les trois premières analyses correspondent à des échantillons provenant des gneiss de Port-Béni. Les roches sont pauvres en SiO_2 et en alcalins, riches en fer, magnésium, titane et calcium. De sensibles variations dans les proportions des différents oxydes apparaissent d'une roche à l'autre ce qui se traduit minéralogiquement par des modifications dans la composition modale des roches (quantité plus ou moins grande de hornblende en particulier).

Parmi ces variations, les plus régulières affectent SiO_2, Fe_2O_3 et MgO. En effet lorsque SiO_2 augmente, ce qui s'observe en passant de (17) à (19), Fe_2O_3 diminue et MgO au contraire augmente. Des variations dans les proportions relatives d'amphibole (qui serait plutôt riche en fer) et de biotite (plutôt magnésienne) traduisent ces tendances chimiques. Dans l'échantillon correspondant à l'analyse n°17 (échantillon 70-243) il y a effectivement beaucoup d'amphibole et très peu de biotite; dans l'échantillon 70-342 (analyse n°19) au contraire, la hornblende, moins abondante, est accompagnée d'une proportion notable de biotite. La quantité de minéraux opaques (magnétite et titano-magnétite) joue également un rôle important dans le même sens; ils sont en effet beaucoup plus abondants dans le premier échantillon que dans le deuxième. Ceci nous conduit d'ailleurs à remarquer que le titane, abondant dans ces trois roches, l'est particulièrement dans l'analyse (17) qui correspond précisément à l'échantillon le plus riche en minéraux opaques. Le TiO_2, variant régulièrement en fonction de SiO_2 et corrélativement avec Fe_2O_3 doit donc être fixé préférentiellement dans les phases opaques (et peut-être également dans la hornblende). Le CaO est toujours abondant; il varie assez irrégulièrement, ce que traduit la nature du plagioclase qui présente une gamme de composition assez large (de l'oligoclase-andésine An_{30} à l'andésine An_{45}).

Le calcul de la norme indique que ces amphibolites possèdent toutes les trois les caractères chimiques de la famille des gabbros-basaltes.

L'analyse (20) concerne une roche appartenant à la formation des gneiss de Trébeurden. La forte proportion de minéraux colorés (hornblende, biotite) a sa réplique dans la valeur élevée de la somme (Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2) égale à 22,30%. Comparativement aux amphibolites des gneiss de Port-Béni, SiO_2 est relativement abondant et surtout la teneur est très élevée en alcalins par rapport à CaO. Cette amphibolite n'a plus la composition d'un basalte, mais celle d'un basalte andésitique, voire même d'une andésite. (Na_2O + K_2O = 6,45%).

	21	6
SiO_2	64,15	65,20
Al_2O_3	15,67	15,75
Fe_2O_3	5,03	5,46
MnO	0,08	0,09
MgO	2,07	1,22
CaO	2,28	1,77
Na_2O	2,22	4,41
K_2O	5,69	3,89
TiO_2	0,52	0,57
P_2O_5	-	-
$PF_{1000°}$	0,95	0,64
$PF_{110°}$	0,30	0,18
Total	98,96	

Tableau I-5 : Comparaison entre la composition chimique d'un micaschiste (21) et celle d'un gneiss à biotite du socle ancien (6).

Ceci est confirmé par les teneurs en minéraux normatifs qui placent effectivement cette roche dans la famille des diorites et andésites de la classification de Lacroix.

Dans cette roche, le plagioclase virtuel est peu abondant (moins de 13% des constituants virtuels) et sa basicité relativement faible (An $\sim$ 30%).

Seules les teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2, très élevées, constituent un point commun avec les amphibolites de la formation de Port-Béni.

E) Les micaschistes : (Tableau I-5, analyse 21).

Je ne possède qu'une seule analyse de ce type de roche. L'échantillon provient de la formation des gneiss de Trébeurden.

Sa composition chimique, présente de nombreuses analogies avec le gneiss à biotite provenant de la même formation (tableau I-1, analyse 6): SiO_2, Al_2O_3, la somme (Fe_2O_3 + MnO + MgO + TiO_2) sont tout à fait comparables. Par contre, les proportions d'alcalins et de CaO ont varié ; la variation la plus sensible se situe au niveau de K_2O qui, dans ce micaschiste, l'emporte largement sur Na_2O et CaO. A cette teneur élevée en potassium correspond le grand développement de la muscovite dans la trame de la roche (et sans doute également la prédominance du feldspath potassique par rapport au plagioclase au sein des phénoclastes observés). On notera qu'entre gneiss à biotite et micaschiste la somme (Na_2O + K_2O + CaO) ne varie pratiquement pas (10,07% et 10,19%) et que c'est donc bien seulement une permutation entre ces trois éléments qui entraîne les variations de composition.

La somme des quantités virtuelles de Qz, Ab et Or se situe nettement en dessous de 80% (73,90%). Ceci est une conséquence de la sensible variation de CaO qui augmente la quantité d'anorthite virtuelle.

L'abondance de la muscovite et la valeur relativement faible de la somme (Qz + Ab + Or) ne nous permettent pas d'utiliser les représentations triangulaires Qz - Ab - Or; l'origine de ce faciès qui contient des phénoclastes de quartz et de feldspath ne peut donc pour l'instant être envisagée dans ce type de diagramme.

F) Les gneiss oeillés : (Tableau I-6)

Deux analyses correspondent à deux types de gneiss oeillés provenant de la formation des gneiss de Port-Béni (22 et 23). La troisième (24) est

	22	23	24	(A)
SiO_2	70,40	61,40	69,85	68,33
Al_2O_3	15,17	15,59	15,25	15,13
Fe_2O_3	2,18	5,82	3,50	3,78
MnO	0,03	0,08	0,05	0,02
MgO	0,73	3,22	1,15	0,97
CaO	0,84	4,39	1,18	1,10
Na_2O	4,87	3,71	2,67	2,87
K_2O	3,53	2,52	4,92	4,73
TiO_2	0,32	0,68	0,41	0,60
P_2O_5	-	-	0,15	0,05
$PF_{1000°}$	1,19	1,67	1,28	1,92
$PF_{110°}$	0,22	0,14	-	0,23
Total	99,48	99,22	100,41	
Σ (Qz+Ab+Or+An)	91,92	81,86	88,65	
Qz	25,71	17,20	31,38	
Ab	20,28	14,91	28,91	
Or	41,16	31,36	22,53	
An	4,17	18,40	5,83	
An %	9,2	37,0	16	
Σ barylites	6,19	14,49	10,08	

Tableau I-6 :Compositions chimiques des gneiss oeillés du socle ancien

(A) gneiss oeillé de Porz-Mabo (in Loy, 1965 ; analyse n° 1384, p. 17).

celle du gneiss oeillé de Porz-Mabo, dans les gneiss de Trébeurden. L'analyse (A) est donnée par W. Loy (1965; analyse n°1384, p.17); la description de cette roche (p.16-17) et la photographie (n°18) fournies par cet auteur indiquent qu'il s'agit de la même roche que celle décrite ici sous le nom de gneiss oeillé; on constatera d'ailleurs que les deux analyses sont tout à fait semblables (*).

Nous avons vu que ces gneiss pouvaient présenter des aspects différents : phénocristaux et matrice en porportions relatives variables; composition de la matrice qui peut passer de granitique (monzonitique) à granodioritique.

C'est entre les deux gneiss oeillés provenant de la même formation (gneiss de Port-Béni; analyses 22 et 23) que les différences sont les plus importantes; l'échantillonnage a d'ailleurs été effectué volontairement dans ce sens, puisque l'étude chimique de ces gneiss étant couplée avec l'étude radiométrique, il était nécessaire de choisir des roches les plus différentes possibles de façon à étaler au maximum les abscisses($^{87}Rb/^{86}Sr$) en vue de la construction d'une éventuelle isochrone.

L'analyse (22) correspond ainsi à une roche acide (échantillon 70-242), très fortement alcaline et très pauvre en CaO et en éléments ferromagnésiens. L'échantillon 70-248 (analyse 23) est un gneiss à petits phénocristaux blancs et à matrice riche en éléments colorés (présence de hornblende en particulier) : sa teneur en silice et en alcalins diminue nettement par rapport à celle de l'échantillon précédent, tandis que les autres oxydes (hormis Al_2O_3) augmentent sensiblement; toutefois, la quantité de CaO n'atteint pas celle des alcalins. Minéralogiquement et chimiquement, ce gneiss oeillé tend vers une composition granodioritique.

(*) La similitude entre les deux analyses semble indiquer que la représentativité de l'échantillon 74-8 est satisfaisante. On connaît en effet la difficulté présentée par l'échantillonnage de gneiss de ce type dont les teneurs en alcalins en particulier dépendent largement de la concentration de l'échantillon choisi en phénocristaux de feldspath.

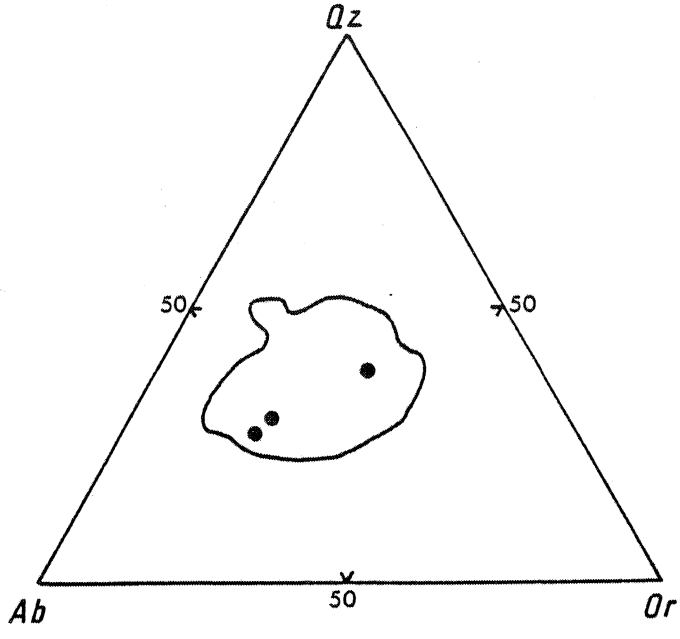


Fig.I-6 : Position des gneiss oeillés du socle ancien dans le triangle normatif Qz-Ab-Or. Champ de composition des granites d'après Winkler (1974).

Si l'on compare l'analyse (24) à celles des gneiss oeillés de la formation de Port-Béni (analyses 22 et 23), nous constatons que c'est de l'analyse (22) qu'elle se rapproche le plus, c'est-à-dire du gneiss contenant les phénocristaux les plus gros. Toutefois, les proportions de Na_2O et de K_2O sont inversées.

La composition normative permet de classer ces gneiss dans la famille des granites soit alcalins (analyse 22), soit monzonitiques (analyse 24) ou dans celles des granodiorites (analyses 23). Ces roches occupent donc un éventail assez large dans la famille des granites, mais dans un diagramme Qz - Ab - Or, elles demeurent dans le champ de composition habituel des granites (fig. I-6).

*

* *

En résumé, la plus grande partie des roches analysées présente des compositions de roches acides, granitiques (ou rhyolitiques) au sens large; les variations chimiques que l'on observe dans ce premier groupe sont toujours relativement faibles et les compositions ne s'écartent guère du champ des compositions des granites (ou des rhyolites). Le second groupe est constitué par diverses amphibolites dont les compositions se rapportent à la famille des gabbros-basaltes.

Le contraste existant entre ces deux ensembles géochimiques entre lesquels les termes intermédiaires paraissent rares ne doit toutefois pas faire oublier que toutes ces roches sont étroitement associées sur le terrain sous forme d'alternances plus ou moins épaisses et qu'elles correspondent à une même histoire sans doute magmatique.

IV - CARACTERISATION DU METAMORPHISME GENERAL DES GNEISS DE PORT-BENI ET DE TREBEURDEN.

A) Dans les gneiss de Trébeurden, il est à l'heure actuelle pratiquement impossible de retrouver dans la composition minéralogique des différents types de roches, une trace quelconque de la paragenèse métamorphique originelle. Les seuls éléments reliques sont les phénocristaux (quartz, feldspath alcalin et plagioclase) plus ou moins recristallisés mais qui n'apportent aucune information précise sur l'intensité ou le type du métamorphisme primitif.

Quelques indices subsistent cependant qui nous permettent de déceler la marque du métamorphisme régional.

- tout d'abord la présence d'une foliation bien que celle-ci soit souvent largement masquée par la cornéification ou par la cataclase; néanmoins on l'a reconnue parfois, en particulier dans les gneiss et les amphibolites.
- Les silicates d'alumine (andalousite, sillimanite), le grenat, la biotite, la hornblende, les feldspaths de la matrice des roches (microcline ou plagioclase) résultent en l'état d'une recristallisation thermique.

Toutefois, certaines de ces recristallisations paraissent être mimétiques : c'est le cas des biotites ou des hornblendes qui, dans les amphibolites, sont alignées dans la foliation mais dont les caractères optiques sont identiques à ceux des mêmes minéraux cristallisés de manière désorientée dans la mésostase. En conséquence, s'il s'agit bien d'un phénomène mimétique, celui-ci implique l'existence préalable de biotite et d'amphibole dans les gneiss. La nature de l'amphibole résultant de ce métamorphisme régional nous étant inconnue, nous ne pouvons guère aller plus loin , ni même affirmer si nous nous trouvions dans le "faciès schistes verts" ou le "faciès amphibolites". On remarquera ici cependant qu'aucun indice d'anatexie, même débutante, n'a été noté, ce qui indique que le métamorphisme n 'a pas atteint le stade fort.

La nature et le type du métamorphisme générateur des gneiss de Trébeurden nous échappent donc totalement. Si l'on cherche à étudier ces gneiss loin du contact avec le granite de Ploumanac'h, c'est à dire vers le SW, on se heurte à un autre phénomène qui masque cette fois-ci non seulement la paragenèse primaire de la roche, mais aussi sa foliation primitive : les gneiss de Morguignen reconnus par Verdier (1968) comme analogues aux gneiss de Trébeurden, sont totalement déformés et recristallisés lors d'événements hercyniens.

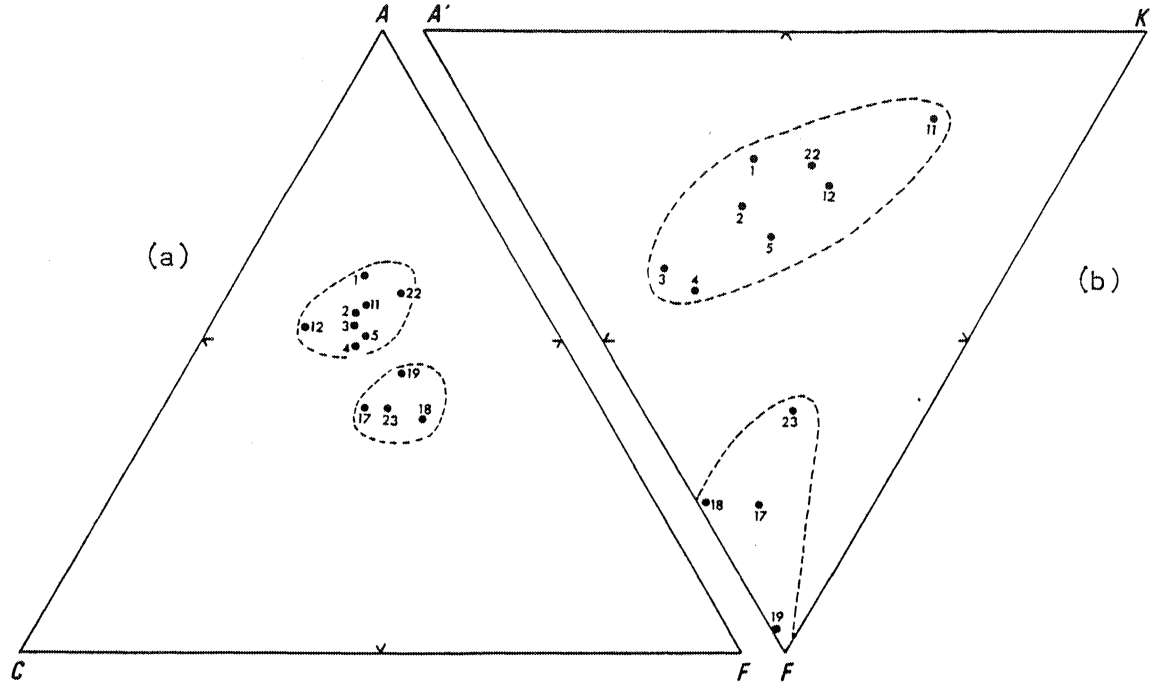


Fig.I-7 : Position des points représentatifs des différentes variétés de roches des gneiss de Port-Béni dans les diagrammes ACF et A'KF. Les nombres correspondent aux n° des analyses figurant dans les tableaux I-1 à I-6.

Ceci est déjà sensible entre la Pointe de Bihit et Porz-Mabo (au Sud de Trébeurden) où l'essentiel des caractères n'appartient déjà plus aux gneiss primitifs.

B) En ce qui concerne les gneiss de Port-Béni, les conditions d'affleurement ne facilitent pas l'étude de leur métamorphisme régional; en effet les gisements sont trop petits pour qu'on puisse y suivre ou même deviner une zonéographie du métamorphisme; d'autre part, l'éparpillement des affleurements ne permet guère de corrélation d'un gisement à l'autre (fig. I-1).

Les arguments pétrographiques font aussi défaut. Rappelons en effet les principales paragenèses métamorphiques observées :

- gneiss biotitiques : Oligoclase + microcline perthitique + quartz + biotite ± grenat almandin.

  ou

  Andésine ± microcline perthitique + quartz ± biotite + hornblende.
- Leptynites : Microcline perthitique + albite + quartz ± biotite.
- Amphibolites : Hornblende ± biotite + andésine + quartz ± épidotes (clinozoïsite) ± sphène.
- Gneiss oeillés (matrice) : Oligoclase - andésine + microcline perthitique + quartz ± biotite ± hornblende.
- Micaschistes : Quartz + biotite + oligoclase - andésine + clinozoïsite.

Les autres minéraux sont tardifs, notamment la muscovite.

Si nous figurons les analyses chimiques de ces gneiss dans un diagramme ACF, nous obtenons deux groupes bien distincts (fig.I-7 a) (*).

(*) Toutes ces représentations, et ceci est valable également pour les diagrammes A'KF et pour tous les diagrammes où Fe_2O_3 est séparé de FeO, ne sont qu'approximatives. En effet, dans les analyses présentées, ces deux oxydes ne sont pas dosés séparément et tout le fer est exprimé sous forme d'oxyde ferrique. Ceci ne présente pas trop d'inconvénient dans les roches où le fer entre pour une faible part (les leptynites notamment). Au niveau des roches à biotite cela est certainement plus sensible et devient très important dans les roches basiques telles que les amphibolites.

- L'un constitué par les gneiss a biotite, les leptynites et le plus acide des gneiss à phénocristaux. Les valeurs moyennes des trois paramètres A, C et F sont à peu près les suivantes :

A ∿ 53
C ∿ 27
F ∿ 20

Nous sommes donc au voisinage des points représentatifs des compositions des différents granites et à peu près également dans le champ des grauwackes (Winkler, 1974, fig.5-7, p.45).

- L'autre groupe est constitué par les amphibolites et par l'échantillon le plus basique des gneiss à phénocristaux. Les paramètres ACF moyens sont de l'ordre de :

A ∿ 37
C ∿ 30
F ∿ 33

Cette composition approximative nous situe à la limite du champ des grauwackes et des marnes calciques. Ces points se situent certainement beaucoup trop près du pôle A dans ces triangles puisque l'on sait que Fe_2O_3 intervient dans le calcul du paramètre (voir note infrapaginale page précédente), et il est vraisemblable que leur position réelle est plus voisine du pôle F que ne le montre la fig.I-7 a. On tomberait ainsi sans doute dans le champ des roches à composition basaltique ou andésitique (champ 2 de Winkler, 1974) ce qui correspond mieux aux observations que nous avons déjà faites lors de l'étude des compositions chimiques.

Dans le diagramme A'FK (fig.I-7 b) les points représentatifs sont plus dispersés, mais les deux groupes se distinguent encore nettement.

Les amphibolites sont relativement bien groupées au voisinage du pôle F tandis que les roches de composition granitique dans le diagramme ACF, montrent ici un étalement prononcé à peu près parallèlement au côté A'F du triangle (donc essentiellement variations entre ces deux paramètres). Ceci montre la tendance de la plupart de ces roches à migrer vers la zone des points représentatifs des compositions d'argiles.

Si imparfaite que soit la représentation des gneiss dans ces diagrammes, leur position même très approximative, en particulier celles du groupe 1, nous permet de comprendre qu'il n'y apparaît pas de silicates dits de métamorphisme dans ces roches.

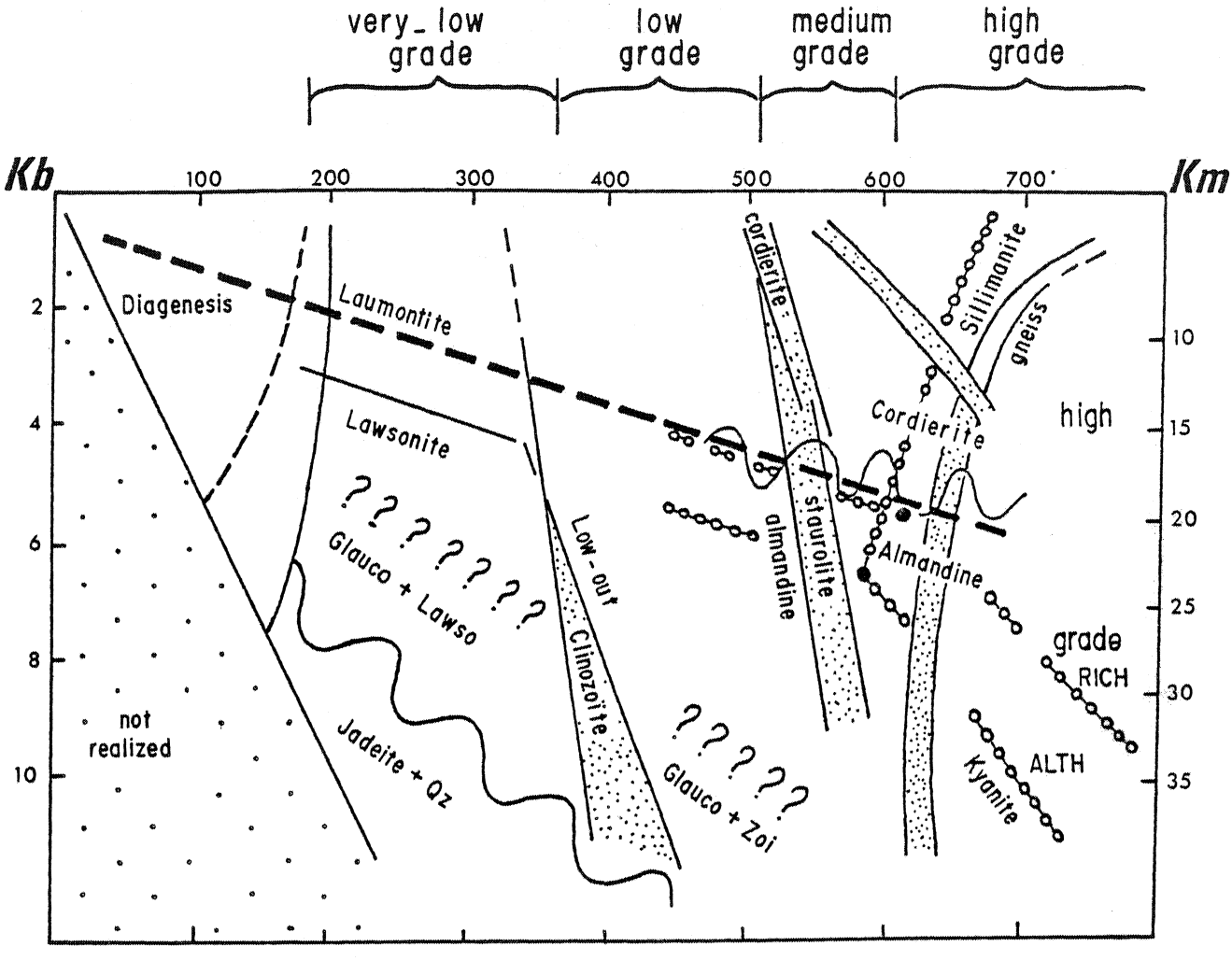


Fig.I-8 : Gradient d'évolution du métamorphisme dans les gneiss de Port-Béni représenté dans un diagramme P-T (d'après Winkler, 1974).

Nous en sommes donc réduits à émettre des hypothèses et à ne fixer que des valeurs maximales limites. En ce qui concerne les températures, l'almandin montre que nous sommes au moins dans le stade moyen du métamorphisme, c'est-à-dire que la température minimum de 500° a été franchie. L'observation, en quelques endroits,des premières manifestations d'une anatexie permet de supposer qu'au moins dans certaines parties de cette formation, le stade élevé ("High grade", Winkler, 1974) du métamorphisme correspondant à des températures supérieures à 600° a été atteint. Ceci pourrait expliquer l'absence systématique de muscovite dans les gneiss et les leptynites à composition acide. L'association hornblende et andésine parfois très basique (andésine An_{45}) observée dans les amphibolites semble être en accord avec cette gamme de température.

Quant au régime barique, seule la présence d'almandin nous permet d'envisager un ordre de grandeur. Mais comme nous n'avons pas pu préciser avec certitude si l'absence de cordiérite était liée à des facteurs chimiques ou aux conditions physiques mêmes du métamorphisme (P et T), nous ne sommes pas en mesure de décider si les gneiss ont été portés dans le faciès à cordiérite et almandin ou dans le faciès à almandin (Winkler, 1974, p.89-90). La seule conclusion que l'on peut donc tirer est que les gneiss de Port-Béni ont subi un métamorphisme au cours duquel la pression minimum subie a été celle correspondant au faciès "à cordiérite et almandin", c'est à dire que la pression minimum a été d'environ 5 à 6 kbs.

En résumé, le métamorphisme général subi par les roches cristallophylliennes du Trégor ne peut être reconnu que dans les gneiss de Port-Béni. Dans ces derniers le métamorphisme semble s'être déroulé, pour l'essentiel, dans le stade moyen; l'anatexie qui apparaît tout à fait épisodiquement indique que ce stade a pu être localement franchi (températures supérieures à 620° - 630°); de plus, l'existence du grenat de type almandin indique une pression minimum de l'ordre de 5-6 kbs.

Dans ces conditions, ce métamorphisme correspondrait à un métamorphisme de type intermédiaire (métamorphisme barrowien) dont le gradient d'évolution est de l'ordre de 100°c/kb (fig. I-8).

V - METAMORPHISMES PARTICULIERS AUX GNEISS DE TREBEURDEN.

Les gneiss de Trébeurden, ont subi, postérieurement à leur formation, divers événements métamorphiques qui appartiennent à une histoire beaucoup plus récente (hercynienne); nous en dirons juste un mot.

- La recristallisation contemporaine de la cataclase (hercynienne ; Verdier, 1968) masquée en partie par le métamorphisme de contact dans le secteur de Bihit - Porz-Mabo, est donc antérieure à ce métamorphisme de contact. Elle a été observée dans la région de Locquirec - Morguignen par Verdier (1968) où, essentiellement destructrice (cataclase), elle est néanmoins caractérisée par le développement de la biotite dans la foliation.

- Quant au métamorphisme de contact, lié à l'intrusion du granite hercynien de Ploumanac'h, il paraît responsable de l'essentiel des paragenèses observées dans ces gneiss. Ce métamorphisme a été fort atteignant même, tout à fait au contact de l'intrusion, le pyroxène - hornfels facies (apparition à côté de l'andalousite, de la sillimanite en gerbe) et il se traduit par les assemblages minéralogiques suivants :

- gneiss à quartz automorphes : Quartz + oligoclase (An_{17-27}) + microcline + biotite $\pm$ andalousite $\pm$ sillimanite.
- leptynites : Quartz + oligoclase (An_{12-17}) + microcline $\pm$ biotite $\pm$ muscovite.
- gneiss à biotite : Quartz + oligoclase (An_{15-20}) + microcline + + biotite $\pm$ hornblende.
- micaschistes : quartz + biotite $\pm$ FK $\pm$ plagioclase $\pm$ opaques.
- amphibolites : Quartz + hornblende + biotite + oligoclase (An_{20}) + magnétite.
- gneiss à phénocristaux : Quartz + oligoclase (An_{10-15}) $\pm$ biotite $\pm$ minéraux opaques.

Il faut ajouter à ces différents minéraux la muscovite et le grenat, également liés au métamorphisme de contact, mais qui apparaissent tardivement, lors des phénomènes hydrothermaux ou pneumatolytiques accompagnant la mise en place du granite. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'établir une zonéographie de ce métamorphisme.

VI - NATURE ET ORIGINE DU SOCLE METAMORPHIQUE ANCIEN.

Avant d'envisager la nature originelle possible des gneiss de Port-Béni et de Trébeurden, rappelons rapidement quelques caractères essentiels des différents termes constituant ces formations.

- Les gneiss à biotite, à phénocristaux de quartz, les amphibolites, les leptynites et les autres types subordonnés se présentent le plus souvent sous forme d'alternances, en lits décimétriques à métriques, dessinant un litage très net. Seuls, les gneiss oeillés se présentent en masses beaucoup plus épaisses quoiqu'en apparence toujours concordantes dans les séries litées.

- Dans aucun des types étudiés il n'a été possible de reconnaître de textures caractéristiques d'une origine ortho ou para. Toutefois, dans les gneiss à quartz automorphes et les leptynites constamment, dans les gneiss à biotite fréquemment et parfois même dans les micaschistes, on a noté la présence de quartz à caractère "rhyolitique" ou "magmatique".

- Les paragenèses minéralogiques aussi bien que les compositions chimiques ont montré que dans l'ensemble de la formation, les roches se groupent d'une part autour de compositions granitiques ou rhyolitiques, d' autre part, autour de compositions gabbroïques ou basaltiques.

Ces rappels étant faits, nous allons voir maintenant, cas par cas, chacun des types de gneiss et essayer d'en déduire une origine possible pour l'ensemble de la formation. Le meilleur outil pour tenter cette reconstitution est l'outil géochimique, en particulier les différents diagrammes de de La Roche (1965, 1968, 1972).

A) Les gneiss à biotite : (Analyses 1 à 6).

Nous avons reporté les points figuratifs de ces gneiss dans les trois diagrammes de de La Roche (1972).

$Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO - SiO_2 - Al_2O_3$ (fig. I-9).

$MgO - Na_2O - K_2O$ (fig. I-10).

Al/3 - K (f) Al/3 - Na (fig. I-11).

Les valeurs de ces paramètres figurent dans le tableau I-7.

Nous retrouvons dans ces diagrammes les deux groupes de roche déjà signalés lors de l'étude chimique : l'un de composition granitique { (1), (2), (5) et (6) } , l'autre de composition granodioritique {(3), (4) } .

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Paramètres :												
Al/3-Na	- 9,90	- 25,12	10,00	- 18,92	-25,59	-39	-23	-43	-17	-19	-33,11	-55,80
Al/3-K	18,11	41,80	62,65	70,14	34,69	20	-17	- 1	15	-34	- 9,63	50,48
$Fe_2O_3+TiO_2+CaO$	5,48	6,77	13,10	11,35	6,22	7,80	3,76	3,62	4,86	5,97	2,23	4,24
SiO_2	80,29	77,48	71,65	71,31	79,78	76,45	82,41	82,19	80,74	79,8	83,39	79,67
Al_2O_3	14,23	15,75	15,25	17,34	14,00	15,75	13,83	14,19	14,50	14,23	14,38	16,09
MgO	11	14	28	25	16	12,81	5,62	5,46	12,11	14,85	5	7
K_2O	47	38	25	26	36	40,87	55,50	46,23	46,66	37,88	53	33
Na_2O	42	48	47	49	48	46,32	38,88	46,23	42,23	47,27	42	60
$100\ (MgO+Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	53	50	45	47	53	60	65	64	56	51	64	50

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Al/3-Na	-47	-38	-24	11	40,94	-14,68	16,73	-24	31	-57,95	-17,78	13
Al/3-K	15	7	- 3	-18	67,50	88,80	49,81	27	-19	24,04	48,28	- 6
$Fe_2O_3+TiO_2+CaO$	2,93	3,05	2,62	1,31	28,20	22,58	21,73	20,98	7,83	3,34	10,89	5,09
SiO_2	83,49	83,78	83,96	86,02	56,85	61,75	65,05	65,35	76,6	81,49	73,52	79,66
Al_2O_3	13,58	13,17	13,42	12,67	14,95	15,67	13,22	13,67	15,67	15,17	15,59	15,25
MgO	3,16	1,30	1,40	2,78	64	60	71	43,63	20,74	8	34	13,16
K_2O	43,62	48,44	54,54	66,31	16	6	12	25,80	57,02	36	27	56,29
Na_2O	53,22	50,26	44,06	30,91	20	34	37	30,57	22,24	56	39	30,55
$100\ (MgO+Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	58	58	58	56	58	70	100	83	63	60	60	57

Tableau I-7 :Paramètres de de La Roche pour les différents types de roches constituant le socle ancien.

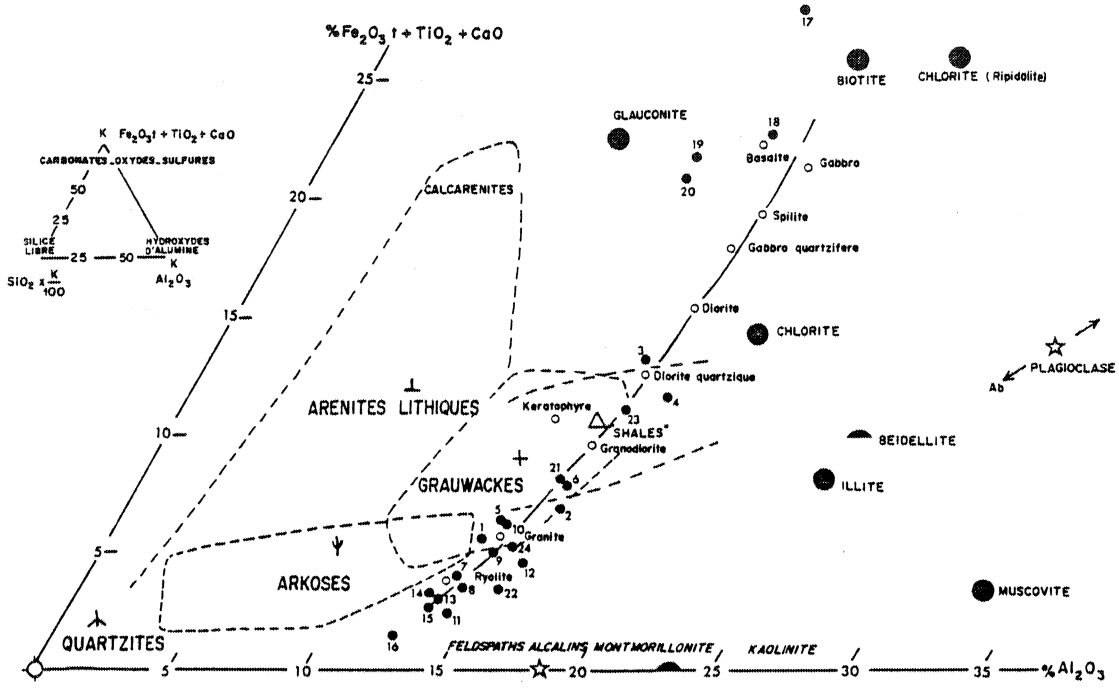


Fig.I-9 : Position des gneiss du socle ancien dans le diagramme de de La Roche (1972). Les n° correspondent aux numéros d'analyses citées dans le texte.

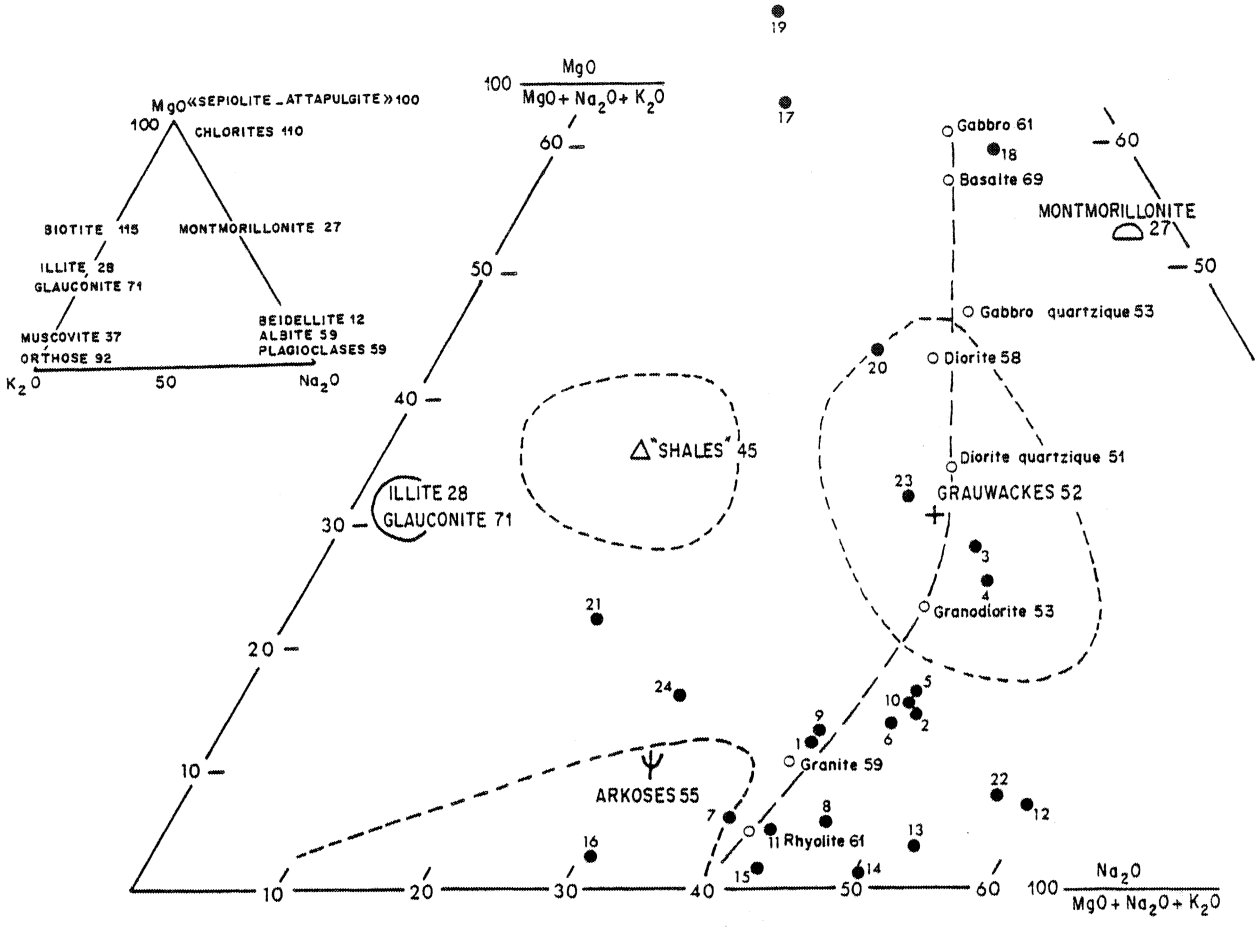


Fig.I-10 : Autre diagramme de de La Roche (1972) montrant le caractère nettement orthodérivé de la plupart des roches constituant les gneiss du socle ancien. Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte.

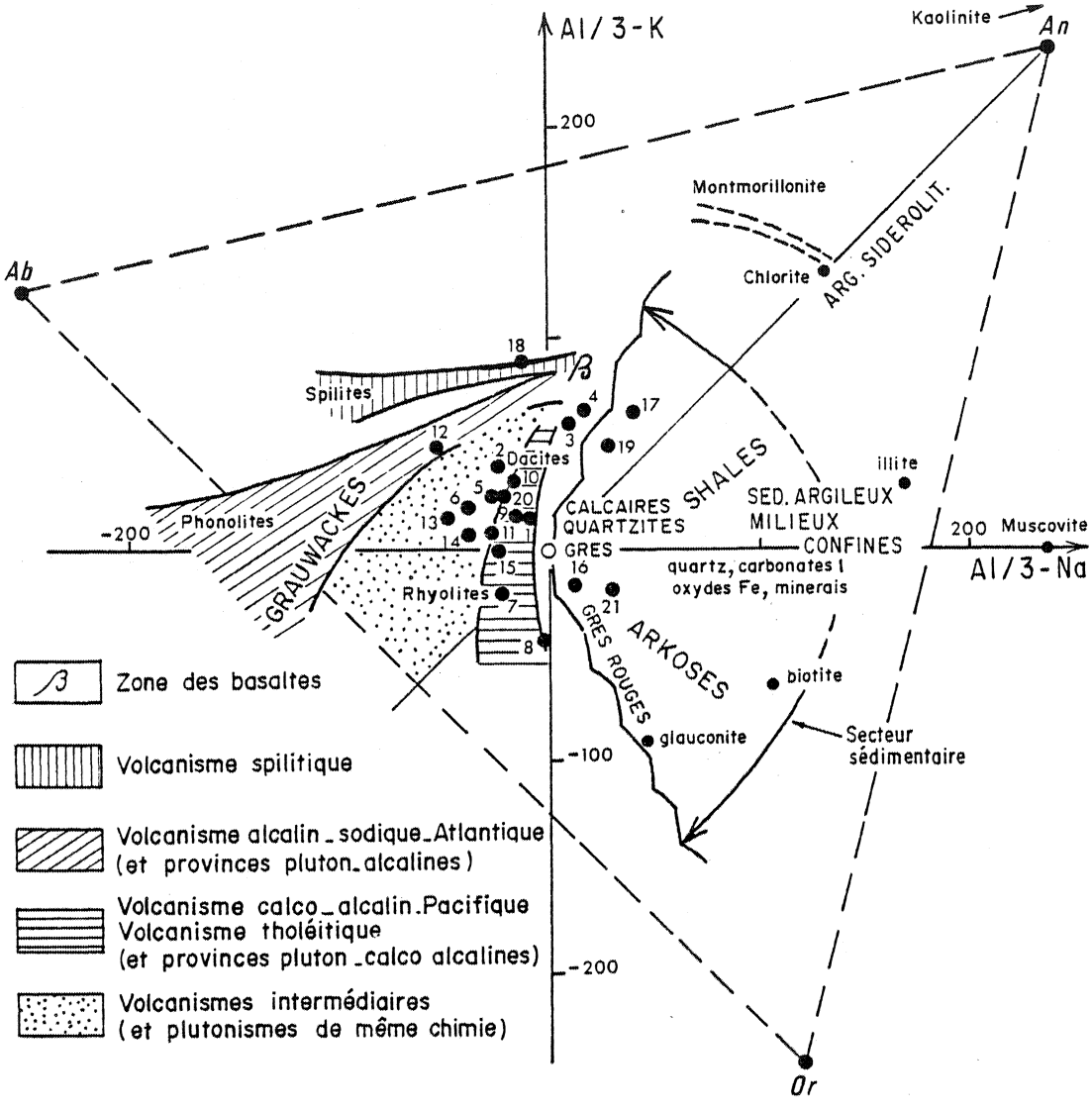


Fig.I-11 : Le diagramme Al/3-K (f) Al/3 - Na de de La Roche (1972) montre à nouveau le caractère orthodérivé de la majorité des types pétrographiques constituant le socle ancien. Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte.

La lecture de ces trois diagrammes nous permet de voir que :

- toutes ces roches ont des compositions qui se situent au voisinage immédiat de la ligne représentative des séries de roches ignées (fig.I-9 et I-10) ou des champs caractéristiques des roches ignées (fig.I-11).
- le diagramme de la fig. I-10 ($MgO - Na_2O - K_2O$) est celui qui distingue le mieux les compositions des roches ignées de celle des roches sédimentaires. Il nous permet de constater en particulier, que 4 analyses (1), (2), (5) et (6), de ces gneiss se situent nettement en dehors de toute composition sédimentaire. Néanmoins, l'indice de basicité pour trois de ces roches $\{100 (MgO + Na_2O + K_2O) / Al_2O_3\}$ est plus faible (respectivement 53, 50, 53) que pour des roches granitiques typiques (59). Seule l'analyse (6) montre un indice de basicité analogue à celui des granites (60).

Pour les deux autres roches (analyses 3 et 4), par contre, il n'y a pas de séparation nette du champ des grauwackes et des granodiorites. Là encore, l'indice de basicité est nettement plus faible que pour les roches ignées (45 et 47 contre 53). Dans le diagramme (Al/3 - K) f (Al/3 - Na) on voit que ces deux roches tendent à se rapprocher du champ des "shales" dont la valeur de l'indice de basicité est de l'ordre de 45 (fig. n°I-10 et I-11).

Nous interprétons ces comportements ainsi : ces gneiss sont constitués par du matériel volcanique (les quartz rhyolitiques en sont les témoins) plus ou moins altérés ou mélangés à des éléments sédimentaires. Cette participation du matériel sédimentaire peut être faible ou nulle (exemple de l'analyse (6)) ou au contraire importante (analyse (4)). La nature mixte de ce matériel permet d'expliquer les indices de basicité relativement bas observés et semble confirmer le comportement des mêmes analyses dans le diagramme A'KF.

La plupart de ces gneiss, notamment ceux de la formation de Port-Béni seraient donc des tuffites, ce qui s'accorde avec leurs gisements en minces niveaux alternants de composition changeante et avec l'absence de texture volcanique relique dans ces roches.

B) Les gneiss à quartz automorphes : (Analyses 7 à 10).

Dans les trois figures n°I-9 ($Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO - SiO_2 - Al_2O_3$), n°I-10 ($MgO - Na_2O - K_2O$) et n°I-11 (Al/3 - K) f (Al/3 - Na), les points représentatifs de ces gneiss sont situés au voisinage de la lignée des roches magmatiques, notamment dans la figure n°I-9, où toutes les roches se répartissent suivant cette lignée entre les rhyolites et les granites.

Dans la figure n°I-10, où les domaines des roches magmatiques sont encore mieux séparés, seule la roche correspondant à l'analyse (7) montre une tendance à se diriger vers le champ des arkoses. Toutefois, l'indice de basicité (65) est beaucoup plus proche de celui des rhyolites (61) que de celui des arkoses (55). Dans ce diagramme, on note aussi la tendance de certains termes à évoluer vers une composition granodioritique (c'est le cas pour 9 et 10); ce caractère est encore plus net sur le diagramme de la figure I-11 où toutes les roches se situent bien dans le champ des volcanites; mais s'étalent dans ce champ depuis des compositions rhyolitiques jusqu'à des compositions presque dacitiques.

On peut donc conclure, de l'examen de ces diagrammes que les gneiss à quartz automorphes représentent très vraisemblablement les produits du métamorphisme d'anciennes volcanites à composition dacitique à rhyolitique. Il ne s'agit plus de tuffite car l'héritage sédimentaire paraît être absent dans ces roches, mais bien de tufs. Ces arguments d'ordre géochimique confirment le caractère orthodérivé de ce type de gneiss.

C) Les leptynites : (Analyses 11 à 16)

Dans les diagrammes de de La Roche (fig. n°I-9, 10 et 11) on distingue :

(1) des leptynites vraies (analyses 11, 13, 14 et 15) très groupées sur le diagramme de la figure n°I-9, tout à fait au voisinage de la lignée des roches ignées; sur la fig. I-10, elles se dispersent sensiblement le long du côté Na_2O - K_2O mais ne montrent aucune tendance à se diriger vers le champ des arkoses. L'origine purement volcanique de ces roches est confirmée de plus par la position de leurs points représentatifs dans le diagramme Al/3 - K (f) Al/3 - Na (fig. n°I-11).

(2) l'échantillon provenant des gneiss de Trébeurden (analyse n°16 ; Pointe de Bihit) s'éloigne au contraire du champ des roches magmatiques et dans les diagrammes des fig. I-10 et I-11, il se situe nettement dans le champ des arkoses ("l'indice de basicité qui est de 56 est d'ailleurs compatible avec celui des arkoses 55"). Nous avons vu toutefois que ce type de roche contenait des phénocristaux de quartz aussi bien que de feldspath. Ces phénocristaux ont paru, au même titre que ceux rencontrés dans les gneiss ou les leptynites, d'origine magmatique. On peut dès lors penser que cette leptynite est en fait une tuffite, contenant à la fois du matériel pyroclastique (notamment les phénocristaux) et

N° analyses	17	18	19	20
Paramètres				
Al+Fe+Ti/3-K	145	154	113	98
Al+Fe+Ti/3-Na	119	50	70	48
Al+Fe+Ti	427	502	419	482
Ca+Mg	309	296	403	195

Tableau I-8 : Paramètres de Moine et de La Roche (1968 b) pour les amphibolites du socle ancien.

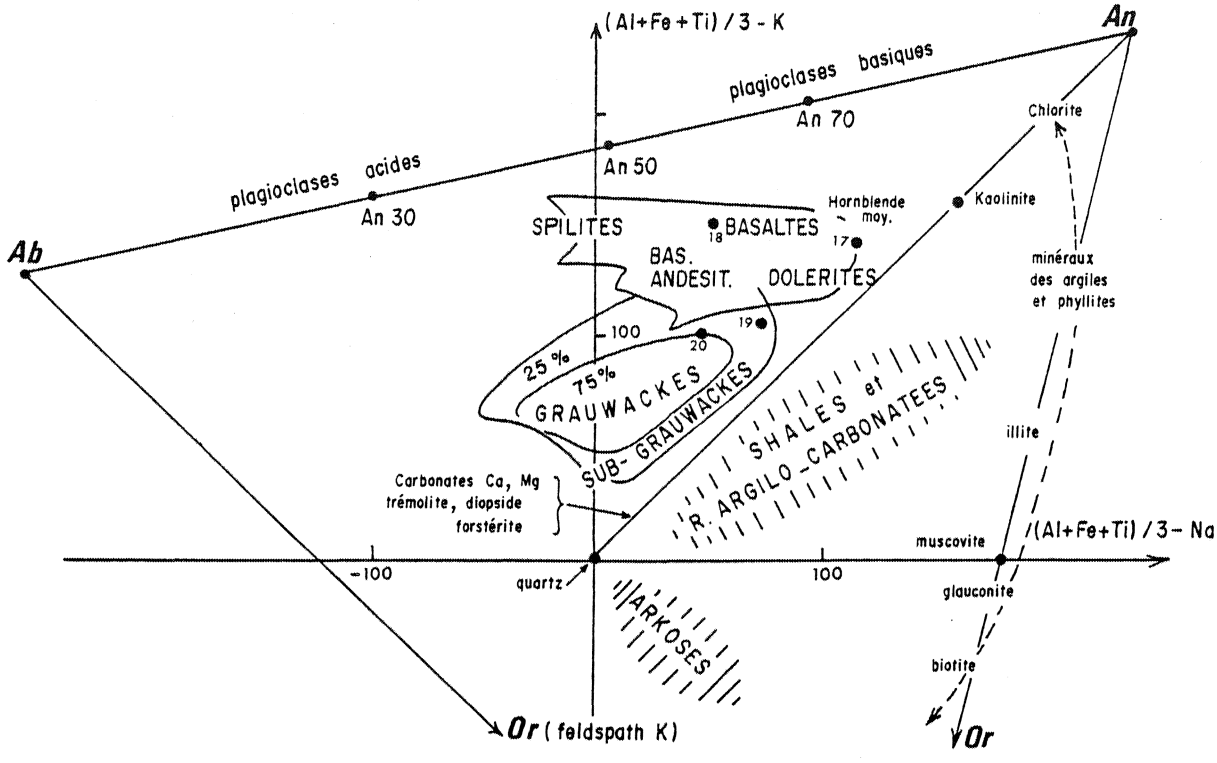


Fig.I-12 : Diagramme de Moine et de de La Roche (1968). Position des amphibolites du socle ancien du Trégor. Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte.

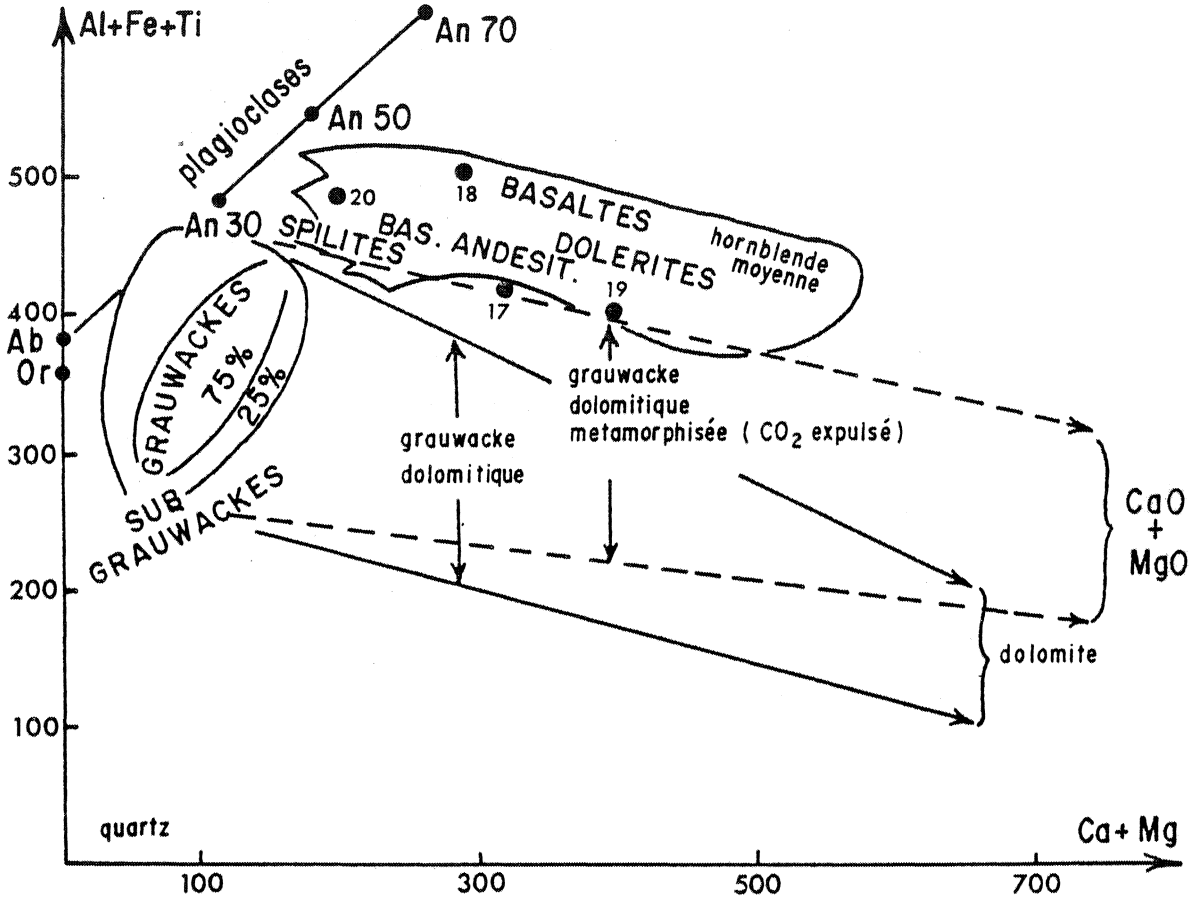


Fig.I-13 : Diagramme de Moine et de de La Roche (1968). Position des amphibolites du socle ancien du Trégor. Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte.

une proportion importante de matériel sédimentaire arkosique. Ceci expliquerait le développement important de la muscovite, provenant essentiellement de la phase sédimentaire, dans la mésostase de la roche et la teneur élevée en SiO_2 liée à une proportion importante de silice également d'origine sédimentaire.

(3) l'échantillon provenant des gneiss de Port-Béni et correspondant à l'analyse (12), s'écarte lui aussi sensiblement de la courbe d'évolution des roches ignées principalement dans le diagramme MgO - Na_2O - K_2O (fig.n°I-10). La composition globale de cette roche est assez proche de celle d'un kératophyre notamment lorsque l'on considère la teneur en alcalins, voisine de 8%. Le point représentatif de (12) est cependant situé assez loin de celui des kératophyres (fig. n°I-9) et l'hypothèse d'une roche d'origine purement volcanique est pour celà difficile à retenir. Peut-être s'agit-il encore ici d'une tuffite plus ou moins contaminée, lors de son dépôt, par du matériel sédimentaire (déplacement vers le champ des compositions grauwackeuses dans le diagramme Al/3 (f) Al/3 - Na (fig. n°I-11).

Les leptynites ont donc pour l'essentiel une origine ortho et représentent vraisemblablement d'anciennes coulées ou d'anciens tufs rhyolitiques. Ceci est confirmé par la position de ces roches dans le champ des rhyolites du diagramme Qz - Ab - Or (fig. n°I-5).

D) Les amphibolites :(Analyses 17 à 20).

Les diagrammes utilisés jusqu'à présent sont peu adaptés à l'étude des roches basiques. Toutefois, les trois diagrammes montrent déjà que si une des roches a une composition très voisine de celle des basaltes (analyse 18), les trois autres s'écartent sensiblement de la lignée des roches ignées, pénétrant même en ce qui concerne (17) et (19) dans le champ des roches sédimentaires (fig. n°I-11).

Pour l'étude des amphibolites, nous ferons appel aux diagrammes de Moine et de La Roche (1968) mieux appropriés à ce type de roches (les valeurs des paramètres figurent dans le tableau I-8). Dans le diagramme (Al + Fe + Ti/3 - K) f (Al + Fe + Ti/3 - Na) (fig. n°I-12) aussi bien que dans le diagramme (Al+Fe+Ti) f (Ca+Mg) (fig. n°I-13), on distingue nettement que (18) se place dans le champ des basaltes alors que (17), (19) et (20) sont toujours à la limite entre le champ des volcanites basiques et celui des grauwackes.

Ces roches en lames minces, ne présentent pourtant pas de caractères fondamentalement différents.

L'examen de ces différents diagrammes nous conduit donc à interpréter les amphibolites soit comme de fines passées volcaniques à composition basaltique (confirmation des discussions chimiques précédentes), soit comme des niveaux tuffacés appartenant au même type de volcanisme basaltique mais plus ou moins mélangés à une fraction sédimentaire à composition grauwackeuse.

Une fois encore, ceci est compatible avec le caractère lité de ces formations.

E) Les micaschistes : (Analyse 21).

Une empreinte nettement sédimentaire marque l'origine de ces micaschistes. L'analyse de l'un d'eux se place sans ambiguité du côté des roches sédimentaires (fig. n°I-10 et I-11); si ce caractère n'apparaît pas dans le diagramme de la fig. I-9, c'est que le champ des roches de type granodioritique ne s'y distingue pas nettement de celui des grauwackes ou des shales.

Mais dans ce micaschiste nous avons remarqué également des phénoclastes (quartz et feldspaths) et une partie au moins du matériel est donc d'origine magmatique. L'indice de basicité relativement fort (63) pourrait s'expliquer, du moins en partie, par la participation d'éléments endogènes.

Il semble que nous ayons avec ce type de roche l'un des rares exemples de roche d'origine essentiellement sédimentaire contenue dans la formation des gneiss de Port-Béni.

F) Les gneiss oeillés : (Analyses 22 à 24).

La variabilité de la composition de ces gneiss passant de compositions granitiques à des compositions granodioritiques à été montrée. Ceci se confirme sur les deux diagrammes fig. n°I-9 et I-10.

Pour retrouver l'origine de ce type de roche, nous ferons surtout appel aux observations de terrain.

En trois endroits (à Port-Béni même, dans l'affleurement du flanc Est de l'Anse de Gouermel et à Porz-Mabo) on peut remarquer, à l'intérieur des gneiss oeillés des lambeaux de roches litées identiques à celles que l'on trouve à proximité du contact. Les figures observées sont absoluement identiques à celles que l'on voit à la bordure de toute intrusion : il s'agit

N° analyses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
D.F.	1,28	2,69	0,10	2,67	1,38	3,32	2,36	3,07	1,46	1,10	3,17	4,70

N° analyses	13	14	15	16	17	18	19	20	22	23	24
D.F.	2,56	2,07	2,08	-0,41	9,77 *	7,06 *	6,02 *	5,80 *	3,72	1,72	0,73

Tableau I-9 : Paramètres de Shaw (1972) pour les gneiss à biotite et à phénocristaux de quartz, les leptynites et les orthogneiss et de Shaw et Kudo (1965) pour les amphibolites du socle ancien.

D.F. Shaw (1972) : $D.F. = 10,44 - 0,21\ SiO_2 - 0,32\ Fe_2O_3$ (total Fe) $- 0,98\ MgO + 0,55\ CaO + 1,46\ Na_2O + 0,54\ K_2O$ (fonction DF3, p. 31).

D.F. Shaw et Kudo (1965) : $D.F. = 7,07 \log TiO_2 + 1,91 \log Al_2O_3 - 3,29 \log Fe_2O_3 + 8,48 \log FeO + 2,97 \log MnO + 7,80 \log CaO + 4,81 \log MgO + 3,92 \log P_2O_5 + 0,15 \log CO_2 - 15,08$ (fonction X_3, p.432).

Dans les deux fonctions : si D.F. > 0, les roches sont orthodérivées.
si D.F. < 0, les roches sont paradérivées.

* Le calcul a été fait en utilisant le fer total sous forme de FeO. Dans le cas où tout le fer est compté comme Fe_2O_3, D.F. reste largement positif.

UNIVERSITÉ DE RENNES
INSTITUT DE GÉOLOGIE
BIBLIOTHÈQUE

d'enclaves déplacées, arrachées à l'encaissant lors de la mise en place du corps plutonique. Pour cette raison, les gneiss à phénocristaux peuvent être considérés comme des granites porphyroïdes intrusifs dans les séries litées. Les gros feldspaths qui donnent au gneiss son aspect oeillé ont pris naissance lors de la cristallisation du granite et non pas postérieurement, sous l'influence d'un métamorphisme. La blastèse ne concerne qu'une fine frange sur le pourtour de ces phénocristaux.

Ces gneiss oeillés sont donc des roches d'origine magmatique : il s'agit de véritables orthogneiss. Ceci explique l'absence de classement ou de toute autre figure dans la répartition des phénocristaux.

Remarque : Tout notre raisonnement est basé sur l'utilisation des diagrammes de de La Roche et de Moine et de La Roche. En fait, beaucoup d'auteurs se sont intéressés à la distinction entre roches métamorphiques d'origine para et ortho (Guitard, 1963 ; Shaw et Kudo, 1965 ; Shaw, 1972 b, par exemple).

Afin de vérifier si nos conclusions étaient cohérentes avec d'autres méthodes, nous avons calculé les valeurs de D.F. ("Discriminant function"; Shaw et Kudo, 1965 ; Shaw, 1972b) pour les gneiss de Port-Béni et de Trébeurden. On sait que si D.F. (dont on trouvera l'expression sous le tableau n°I-9) est positif, la roche est ortho-dérivée; si D.F. < 0, il s'agit au contraire d'une roche para-dérivée.

A l'exception de l'analyse (16), toutes les valeurs sont positives ce qui confirme bien l'origine essentiellement magmatique des gneiss de Port-Béni et de Trébeurden. La valeur D.F. = - 0,41 dans la leptynite provenant des gneiss de Trébeurden (analyse 16), confirme la part importante jouée par la fraction sédimentaire dans cette roche.

*

* *

Puisqu'il semble bien que l'essentiel des gneiss trégorrois représente des roches ortho-dérivées magmatiques, on peut dès lors tenter de caractériser la nature du magmatisme auquel ils correspondent.

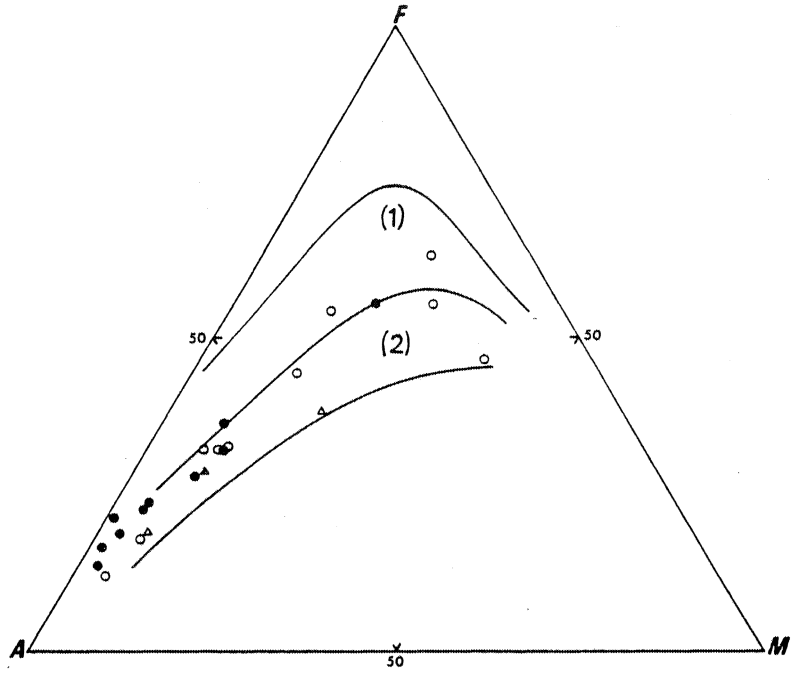


Fig.I-14 : Position des gneiss du socle ancien du Trégor dans le diagramme AFM ;
● ▲ : gneiss et orthogneiss oeillés de Trébeurden;
○ △ : gneiss et orthogneiss oeillés de Port-Béni. (1) Champ des séries tholéitiques; (2) Champ des séries calco-alcalines.

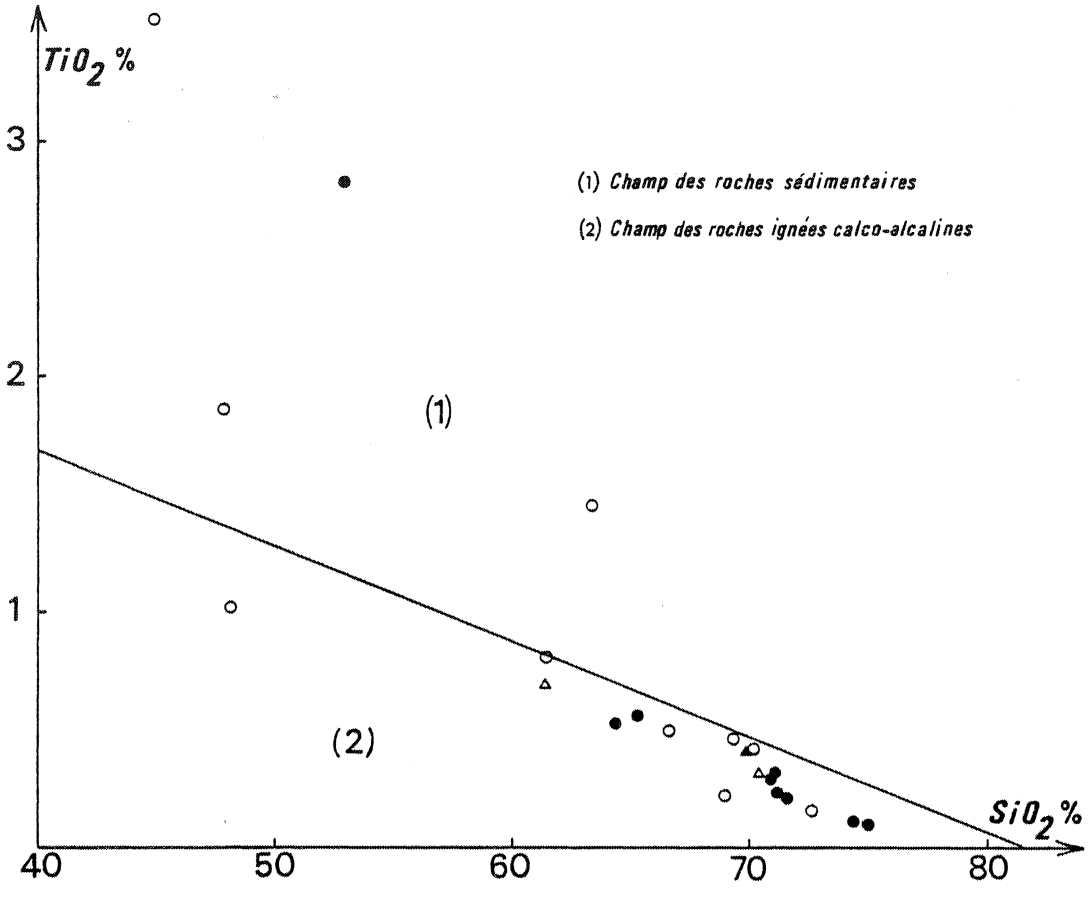


Fig.I-15 : Position des gneiss du socle ancien du Trégor dans le diagramme de Tarney (1976). Mêmes figurés que dans la figure I-14.

Dans le diagramme AFM ($Na_2O + K_2O$ - $FeO + Fe_2O_3$ - MgO) le plus classique dans ce genre d'étude, on constate (fig. n°I-14) que l'essentiel des points représentatifs des gneiss se situe dans le domaine des séries calco-alcalines, à l'exception toutefois d'une amphibolite (analyse 17) et d'un gneiss à biotite (analyse 3 : gneiss à biotite et amphibole à composition granodioritique).

Le diagramme TiO_2 - SiO_2 (fig. n°I-15) a été utilisé par Tarney (1976) pour montrer l'origine volcanique et le caractère calco-alcalin des gneiss archéens d'Ecosse, des Hébrides et du Groënland. Dans ce diagramme, les gneiss du Trégor se situent pour la plupart en dessous de la droite qui sépare le champ des roches sédimentaires de celui des roches volcaniques; ceci confirme encore l'origine essentiellement ortho de ces gneiss et semble d'autre part indiquer leur appartenance à une série de type calco-alcalin.

Nous avons ainsi différents indices qui convergent en faveur du caractère calco-alcalin de l'association magmatique primitive dont dérivent en majeure partie les gneiss constituant le socle ancien du Trégor.

VII - CONCLUSIONS.

L'existence d'un socle ancien cristallophyllien dans le Trégor est attestée par des gneiss qui, géographiquement, se répartissent en deux ensembles distincts au sein du complexe granitique de Perros-Guirec - Bréhat ; ce sont les formations métamorphiques de Port-Béni et de Trébeurden. L'étude précédente nous a permis de constater les similitudes entre les deux ensembles. Nous avons constaté en effet que :

- tous les deux sont antérieurs au complexe plutonique de Perros-Guirec - Bréhat (batholite nord-trégorrois; voir plus loin) constitué de roches grenues, massives, ne présentant aucune trace de recristallisation ou de déformation métamorphiques. L'évolution des séries gneissiques est par conséquent complètement achevée avant l'apparition des plutonites.
- dans les deux cas, l'essentiel des formations est constitué de roches d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire. Le métamorphisme, s'exerçant sur ces séries différenciées calco-alcalines constituées de termes acides et de termes basiques (compositions rhyolitiques à basaltiques), a

donné naissance dans un cas comme dans l'autre à des roches variées, depuis des leptynites jusqu'à des amphibolites.

Bien que dans les gneiss de Port-Béni, les amphibolites paraissent plus abondantes que dans les gneiss de Trébeurden, ce sont néanmoins toujours les termes acides qui dominent dans les deux formations.

Dans les termes acides, la présence de gneiss à phénocristaux de quartz à aspect rhyolitique est tout à fait caractéristique de la formation de Trébeurden. Les mêmes gneiss n'apparaissent pas dans la formation de Port-Béni; néanmoins la présence de "quartz rhyolitiques" (bien que plus petits et moins nombreux) est fréquente dans les gneiss à biotite aussi bien que dans les leptynites de Port-Béni.

Les micaschistes qui, d'après ce que nous avons vu dans les gneiss de Trébeurden, sont vraisemblablement les seuls épisodes typiquement sédimentaires, sont finalement assez rares dans les deux ensembles.

- enfin, la présence d'orthogneiss à phénocristaux de feldspath alcalin, représentant d'anciens granites porphyroïdes intrusifs par la suite gneissifiés, aussi bien dans les gneiss de Port-Béni que dans ceux de Trébeurden, est un caractère de parenté supplémentaire des deux formations. Certes, les caractères minéralogiques et chimiques ne sont pas exactement les mêmes; macroscopiquement , la couleur de la roche, la taille des phénocristaux, leur abondance ne sont pas identiques; mais nous avons vu qu'à l'intérieur d'une même formation (gneiss de Port-Béni) la composition minéralogique et chimique des orthogneiss pouvait sensiblement varier (tableau I-6).

Dans les deux cas, l'intrusion des granites porphyroïdes est intervenue soit avant, soit pendant le métamorphisme régional et le plissement synchrone; ceci se traduit par le fait que la foliation des orthogneiss oeillés est toujours strictement conforme à celle des séries litées encaissantes.

L'ensemble de ces caractères communs auxquels s'ajoute l'âge similaire de ces différents gneiss, montrent d'une manière convaincante que les gneiss de Port-Béni et de Trébeurden représentent les témoins d'une même évolution et d'une même période géologique.

Postérieurement, ces gneiss ont pu subir, suivant les lieux des modifications plus ou moins importantes; ainsi :

- dans les gneiss de Port-Béni on constate souvent une déstabilisation rétromorphique; les manifestations les plus évidentes en sont la chloritisation de la biotite, la séricitisation ou la saussuritisation des feldspaths. Ce

phénomène affecte également les plutonites nord-trégorroises et correspond vraisemblablement à un épisode thermique contemporain de l'apparition des roches magmatiques éocambriennes ("voile thermique"; voir chapitres XII à XV)

- dans les gneiss de Trébeurden, ce sont les événements hercyniens, avec leurs déformations et leurs recristallisations (cataclase, métamorphismes thermiques) qui sont les mieux marqués.

*

* *

On peut rapprocher ces gneiss de ceux des Iles anglo-normandes et en particulier de Guernesey.

La plupart des travaux sur la géologie de Guernesey sont anciens (antérieurs à 1935). Une thèse plus récente (R. Roach, 1957), portant notamment sur la partie sud de l'île est malheureusement introuvable. Les seules données que nous ayons se trouvent dans un livret-guide d'excursion (Roach, 1966) et dans la thèse d'Adams (1967). L'île peut être géologiquement divisée en deux parties : une moitié sud essentiellement cristallophyllienne et une moitié nord occupée par un complexe plutonique différencié.

Dans la partie sud, les roches cristallophylliennes dominent et plusieurs variétés de gneiss ont été décrites : Castle Cornet gneiss, Icart gneiss, Perelle gneiss, Doyle gneiss, Pea Stacks gneiss. Tous ces gneiss sont très anciens, Adams leur attribuant des âges compris entre 2600 M.A. et 1900 M.A.

Les gneiss de Pea Stacks et surtout les gneiss de Castle Cornet ont macroscopiquement et microscopiquement des caractères très voisins des gneiss à phénocristaux de Port-Béni : même taille, même couleur, même densité et même nature des phénocristaux; la matrice, de composition variable, comme dans les orthogneiss de Port-Béni, est en général leucocrate (essentiellement quartzo-feldspathique), la biotite étant très dispersée en minces filets discontinus dans la trame. Ces gneiss sont considérés comme des orthogneiss intrusifs dans les métasédiments (des gneiss à hornblende et des amphibolites)plus anciens. L'ensemble de ces formations a été structuré postérieurement à la mise en place de ces orthogneiss (à l'Aurignien, entre 2600 et 1900 M.A., communication orale de R. Roach).

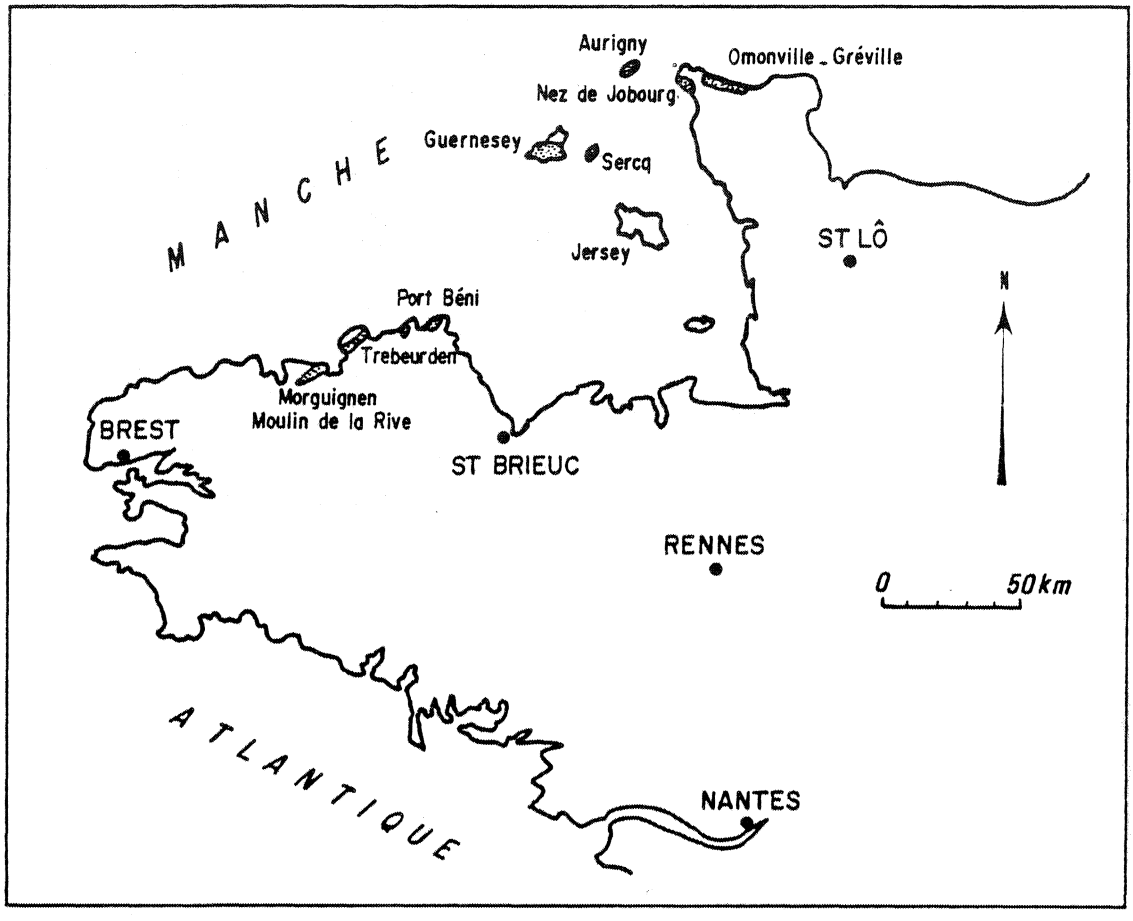


Fig.I-16 : Les noyaux de socle ancien dans le Nord du Massif Armoricain.

Les gneiss d' Icart et particulièrement le type visible à Sts-Bay sont quant à eux tout à fait identiques au gneiss oeillé de la formation de Trébeurden. L'âge est de plus le même (environ 2000 m.a., voir plus loin chapitre géochronologie).

La similitude entre les gneiss de Guernesey et ceux du Trégor est suffisante pour que l'on puisse envisager, dans cette partie septentrionale du Massif Armoricain, la présence d'un socle dont les affleurements dessinent une bande orientée NE-SW, bande qui se prolonge vers l'Est dans les îlots de Sarck et d'Alderney (Adams, 1967) et jusqu'au Cap de la Hague, dans le Cotentin (Leutwein et al., 1973) (fig. n°I-16).

Au chapitre géochronologie, on verra que l'âge de ce socle est protérozoïque inférieur et qu'il représente donc les fragments de croûte les plus anciens reconnus dans l'ensemble du Massif Armoricain.

Section B

Le domaine sud - trégorrois

Chapitre II

Les Tufs de Tréguier

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Avec les tufs de Tréguier nous abordons l'étude du domaine sud-trégorrois. Il s'agit de la formation la plus septentrionale de ce domaine. Elle est limitée au Nord par l'important accident de Tréguier qui la sépare du complexe plutonique nord-trégorrois (Fig. I-17); elle est bordée d'une manière continue, tout le long de sa limite sud et jusqu'aux environs de Lannion, par la formation des spilites de Paimpol.

L'ensemble des tufs de Tréguier constitue ainsi une bande régulière de 1,5 km environ de largeur qui s'étend depuis l'Est du Trégor (région de Ploubazlanec - Porz Even et îlots au large de Porz-Even) jusque dans la région de Lannion, où elle est interrompue par le granite intrusif her-

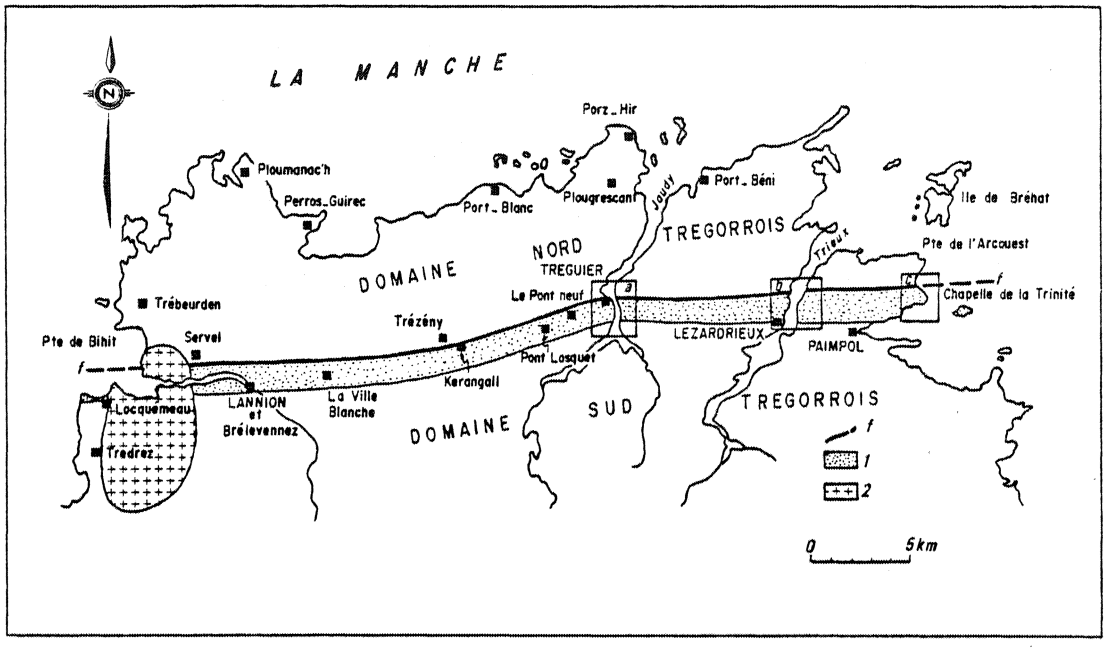


Fig.I-17 : Localisation de la bande des tufs de Tréguier (1) Tufs de Tréguier; (2) Granite hercynien de Trédrez; (f) Faille de Tréguier-Lézardrieux. Les secteurs (a), (b), et (c) sont ceux de la figure I-18.

cynien de Trédrez, apophyse septentrionale du granite de Bégard - Plouaret. Entre le bord de la Baie de Saint-Brieuc et Tréguier, la direction de la bande est approximativement Est-Ouest. A partir de Tréguier, elle s'infléchit légèrement vers le SW.

Il y a fort longtemps que l'existence de cette bande a été mise en évidence par Barrois : cette unité est parfaitement bien individualisée dès la première édition des feuilles de Tréguier (1908) et de Lannion (1909) sous le nom soit d' "albitophyres et tufs de Tréguier" (Cx^{ε} de la feuille de Tréguier) soit de "schistes volcaniques de Brélevenez" (Cx^{ε} de la feuille de Lannion).

Les contours cartographiques de cette unité de même que les descriptions pétrographiques qui figurent dans les éditions suivantes de ces feuilles, n'ont pas été modifiés

Quelques coupes naturelles offrent, entre Porz-Even et Tréguier, de bons affleurements, permettant des observations et un échantillonnage relativement aisés. Ce sont :

- le secteur de Porz-Even, dans la zone qui s'étend entre la jetée du Petit Port et la Chapelle de la Trinité au Nord (fig. I-17 et I-18 c);
- le secteur du Trieux, notamment la rive gauche immédiatement au Nord du port de Lézardrieux (à l'aplomb de Kermenguy) (fig. I-17 et I-18 b);
- le secteur du Jaudy, à la hauteur de Tréguier, sur la rive droite de cette rivière. A l'entrée Est de Tréguier le long de la R.N. 786, quelques carrières autrefois exploitées permettaient encore ces dernières années de récolter des échantillons relativement frais. (fig. I-17 et I-18 a).

A partir de Tréguier et en se dirigeant toujours vers l'Ouest, les affleurements se font plus rares : les plus notables sont ceux de la région du Pont-Neuf, de Kerprigent, de Pont-Losquet, de Trézeny, de la Ville-Blanche. En différents endroits de l'agglomération de Lannion (à Brélevenez notamment) et le long du Léguer, on peut également retrouver cette bande et en suivre la prolongation (fig. I-17).

Le contact avec les formations situées au Nord est tectonique (Auvray, 1972 b). Cet accident est parfois visible comme dans la région de Trézény, mais la plupart du temps sa localisation précise ne peut être qu' approchée grâce notamment au développement d'une schistosité qui paraît s'accentuer dans certains niveaux au voisinage de la faille.

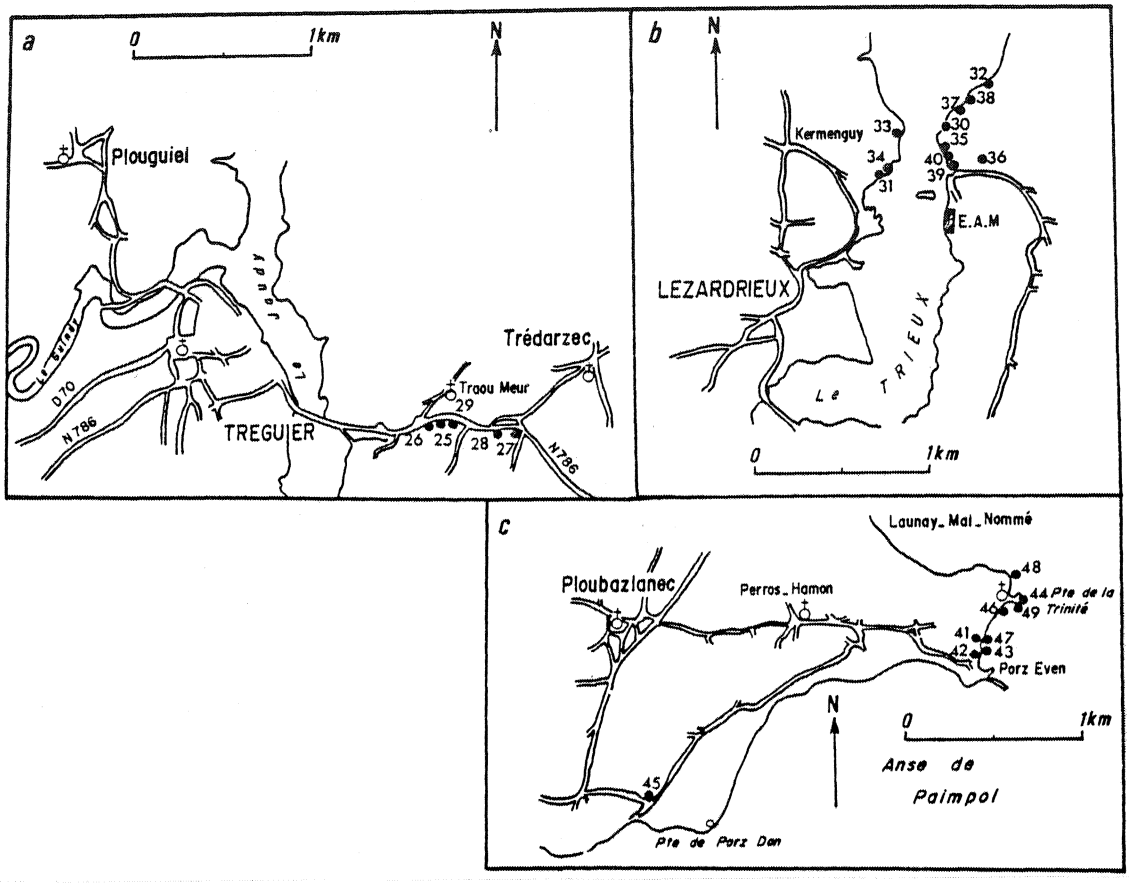


Fig.I-18 : Localisation des échantillons de tufs de Tréguier soumis à l'analyse chimique dans les trois coupes types suivantes : (a) Tréguier; (b) Lézardrieux; (c) Porz-Even. Les nº sont ceux des analyses citées dans le texte.

Vers le Sud, le contact avec la formation des spilites de Paimpol n'est jamais visible. C'est en vain que j'ai tenté de l'observer aussi bien dans la Baie de Paimpol que dans la vallée du Trieux ou celle du Jaudy. Il se situe toujours au fond de baies envasées ou comblées par de la solifluxion. Il est aussi une zone privilégiée pour les intrusions (diorite dans la vallée du Trieux sous l'Ecole d'Apprentissage Maritime) ou les épanchements postérieurs d'ignimbrites (région de la Tour de Kerroc'h, au Nord de Paimpol).

Dans ces conditions, il est fort délicat de déterminer la disposition structurale des tufs de Tréguier par rapport aux spilites de Paimpol. En outre, il ne peut être observé aucune stratification et à fortiori aucun critère de polarité dans les tufs de Tréguier.

Néanmoins, un certain nombre de considérations ayant trait à l'ensemble des formations du domaine sud-trégorrois et qui seront rassemblées plus loin (chapitre V) permettent, à la suite de Barrois, de considérer que les tufs de Tréguier se situent stratigraphiquement à la base des séries volcano-sédimentaires de ce domaine. Comme d'autre part, aucun indice de plissement intense (de style isoclinal) n'a pu être mis en évidence dans ces volcanites, on peut admettre que les tufs de Tréguier constituent un empilement présentant "une belle régularité" (Barrois, 1908 a) et à pendage systématiquement sud ; l'épaisseur de cette formation pyroclastique est de l'ordre de 800 m à 1000 m, ce qui est une estimation minimum, la base de l'empilement n'étant pas connue dans ce secteur.

Signalons enfin pour terminer l'absence, au sein de cette formation, de toutes intercalations ou épisodes sédimentaires; ceci est un caractère remarquable des tufs de Tréguier, qui de ce point de vue constituent un ensemble volcanique homogène.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Dans la formation des tufs de Tréguier, il est très difficile de distinguer avec précision des types pétrographiques divers ; en effet :

- la couleur, la structure de la roche ne sont guère significatives d'un type plus que d'un autre comme le montrent les analyses chimiques;
- l'absence de litage, de séquences ou d'alternances régulières dans ces roches empêche de reconnaître des associations pouvant servir de type.

Il s'agit de roches de couleur variée avec cependant deux teintes dominantes qui sont le vert et la teinte violacée lie-de-vin. Ces dernières dominent dans le secteur de Porz-Even, alors que dans les carrières à l'entrée de Tréguier, on trouve également les unes ou les autres. L'altération tend à donner à ces roches, notamment celles de couleur verte, une teinte blanchâtre.

La structure est variable : l'on peut observer des roches très massives et d'autres à débit en plaquettes d'épaisseur centimétrique. Aucune fluidalité n'apparaît à l'évidence dans ces roches dans lesquelles se développe parfois une nette schistosité.

Un des caractères les plus constants est la présence de phénocristaux. Les plus abondants, dont la taille dépasse rarement 2 à 3 mm, sont des feldspaths de teinte blanche correspondant soit à des cristaux automorphes soit, très souvent, à des fragments de cristaux. On observe également des phénocristaux de minéraux colorés de teinte noire, en baguettes allongées de taille millimétrique. Plus rarement, on remarque l'existence de quartz à forme arrondie, toujours peu nombreux et de petite taille.

L'abondance des phénocristaux, leurs proportions relatives, varient considérablement d'un échantillon à l'autre. Parfois leur quantité est telle (notamment celle des feldspaths) que la matrice disparaît presque; d'autres variétés, au contraire, peuvent être presqu 'aphanitiques.

Etant donné la variabilité de l'aspect macroscopique des roches et l'absence apparente de toute relation entre les différents caractères, il est impossible de définir des types significatifs. Barrois lui-même (1908), ainsi que ses successeurs (Pruvost et al., 1966) avaient renoncé à fournir autre chose que la description assez générale d'un type moyen.

Au microscope, par contre, la nature tuffacée est un caractère évident et constant dans toute la formation; il est conservé malgré le développement plus ou moins important de la schistosité.

Au sein d'une mésostase le plus souvent très finement cristallisée, quartzo-phyllliteuse, flottent des phénocristaux ou des fragments de phénocristaux sous forme d'éclats anguleux dont l'aspect est tout à fait caractéristique de roche pyroclastique. Cette texture tuffacée apparaît aussi bien dans les roches massives que dans celles à débit en plaquettes ou en dalles, quelle que soit leur coloration.

Certains matériaux de cette formation qu'aucun caractère macroscopique ne distingue particulièrement se révèlent au microscope être des laves à tex-

ture microlitique; parfois, d'autres échantillons ont une mésostase qui peut être microgrenue.

La formation comporte donc des coulées ou des sills rarement identifiés, il est vrai. Barrois les avait reconnus et les désignait comme orthophyres, albitophyres, etc... Leur grande rareté apparente, l'impossibilité de les distinguer des tufs sur le terrain m'ont conduit à abandonner ces termes et à leur préférer celui de tufs (de Tréguier) qui marque mieux le caractère pyroclastique dominant de ce type de volcanites.

A) Les phénocristaux :

Nombreux et variés, les plus grands (ceux des plagioclases)ne dépassent que très rarement 5mm dans leur plus grande dimension; la taille moyenne est d'environ 2 mm. On note également des phénocristaux de feldspath potassique, de quartz, de minéraux colorés, de minéraux opaques et d'apatite.

Le plagioclase : En quantité variable mais représentant parfois 80% des phénocristaux contenus dans la roche, il se présente en tablettes rectangulaires ou en fragments anguleux. Il contient toujours des macles nombreuses et variées (albite surtout groupant de très nombreux individus, Carlsbad avec parfois combinaison des deux macles, péricline plus rarement). Par contre, il n'existe pas de zonage.

Sa composition paraît fort variable d'un échantillon à l'autre et même dans un seul échantillon. Statistiquement, la composition la plus fréquente se situe autour de An_8; toutefois, la présence d'oligoclase An_{15} est assez fréquente; exceptionnellement, on peut observer de l'albite pure ou de l'andésine An_{35}.

Le plagioclase est très fréquemment séricitisé d'une manière irrégulière; lorsque la séricitisation est très poussée, le minéral se confond avec la mésostase elle-même très riche en petites paillettes de séricite. Dans le cas de cristaux plus basiques (andésine), il s'agit d'une saussuritisation.

Dans ces phénocristaux les inclusions sont peu nombreuses : ce sont de minces baguettes d'apatite, très fines et très longues, et de très petites paillettes de biotite.

Le feldspath potassique : Contrairement au plagioclase, il n'est pas constamment présent; son existence a été constatée essentiellement dans la partie Est de la formation (coupe de Porz-Even). Il se présente en cristaux de quelques millimètres soit entiers, soit à l'état fragmentaire.

Optiquement homogènes, presque toujours non perthitiques, ils peuvent être maclés Carlsbad. L'angle des axes optiques (2 Vnp = 65°) semble indiquer qu'il s'agit d'une orthose de composition $Or_{65} - An_{35}$ (Tröger, 1959, p.96). Très souvent, la séricitisation l'affecte profondément. Ce feldspath contient de rares inclusions (petites houppes de biotite ou fines baguettes d'apatite).

Dans les différents feldspaths, les plans de macle parfois déformés, tordus ou brisés, permettent de se rendre compte que dans certains échantillons, une cataclase a pu éventuellement se développer; dans quelques cas, les cristaux sont brisés en plusieurs fragments restés à proximité les uns des autres et resoudés par du quartz. La mésostase au contraire, toujours très phylliteuse, témoigne mal de cet événement tectonique qui, de toute façon, est loin d'être un phénomène général.

Les Minéraux ferromagnésiens : Nous avons déjà relevé la présence dans certaines roches de phénocristaux de teinte noire ou rougeâtre, souvent aciculaires et millimétriques. Ils peuvent être abondants, représentant avec le plagioclase la presque totalité des constituants de la roche.

Au microscope, on y reconnaît : la biotite et l'amphibole.

La biotite : Elle se rencontre fréquemment, mais la plupart du temps en faible proportion, dans la roche. Il est très rare qu'elle ait été conservée intacte et elle est de ce fait souvent très difficile à identifier. Elle se présente en tablettes automorphes, rectangulaires et pléochroïques de jaune pâle, presque incolore, à brun. La plupart du temps, ces tablettes sont très fortement chloritisées avec exsudation de minéraux opaques dans les clivages ou au pourtour du minéral.

Lorsque la roche présente des indices de cataclase, les tablettes de biotite sont déformées et flexurées; elles s'étirent dans le sens de la schistosité dessinée par la déformation, s'éffilochant progressivement pour se résoudre finalement en de minces alignements de granules de magnétite dispersés dans la mésostase.

Les inclusions les plus fréquentes dans la biotite sont l'apatite et le zircon.

L'amphibole : Tout comme la biotite, l'amphibole n'apparaît pratiquement qu'à l'état de reliques dans ces roches. Un seul échantillon, récolté dans la région de Porz-Even, a permis de déterminer avec certitude la nature et les caractères originels de ce minéral.
Il s'agit d'une hornblende, pléochroïque de jaune-verdâtre à brun-rougeâtre dans les sections longitudinales; avec un angle d'extinction Ng Λ c relativement fort ($\sim$19°). Une déstabilisation commence à envahir le cristal, s'introduisant par les clivages dans lesquels ou au voisinage desquels se développent principalement la chlorite, les épidotes (clinozoïsite et pistacite) et la magnétite. La plupart du temps, l'amphibole a complètement disparu pour faire place à un agrégat de ces minéraux auxquels s'ajoutent en quantité variable : du quartz en petites plages

xénomorphes; de petites paillettes de séricite; des granules de leucoxène et de sphène; de la calcite (photo n° 4).

L'aspect le plus caractéristique de cette transformation aboutit à des fantômes où, du minéral primitif, seule est reconnaissable la forme hexagonale plus ou moins losangique soulignée par un liseré régulier et continu de granules de minéraux opaques (magnétite, leucoxène). Au centre de cette plage on n'observe plus que de la chlorite.

Parfois, la déformation de la roche peut être assez poussée pour entraîner l'écrasement, l'aplatissement et l'étirement des prismes primitifs d'amphibole, qui ne subsistent plus que sous la forme de plages xénomorphes très allongées, prolongées dans la mésostase par des chapelets de petits grains de minéraux opaques et d'épidotes.

Dans cette amphibole, les inclusions sont assez fréquentes; on trouve en particulier des petites baguettes d'apatite, plus rarement des cristaux de zircon et des tablettes de plagioclase.

Biotite et hornblende sont les deux seuls minéraux ferromagnésiens reliques que l'on trouve en permanence dans ces tufs. Ce n'est que très exceptionnellement, dans un seul échantillon provenant de la région de Porz-Even, qu'il m'a semblé possible d'interpréter une section octogonale comme celle d'un ancien cristal de pyroxène (mélange de chlorite, de grains de minéraux opaques et d'épidotes).

Le quartz : Ce n'est pas un constituant permanent des tufs; cependant, et en particulier dans les plus fins d'entre eux, il représente jusqu'à 20% des phénocristaux.
Leur taille, en général beaucoup plus faible que celle des phénocristaux de feldspath, de biotite ou de hornblende, ne dépasse pas le mm; le plus fréquemment, elle n'excède pas 0,5 mm. Lorsqu'ils sont entiers, ils sont parfois automorphes et possèdent des cavités en "doigt de gants"; mais très souvent, on en observe seulement des fragments. Ces fragments anguleux sont parmi les éléments les plus caractéristiques de la texture tuffacée de ces roches. A côté de ce fractionnement d'origine pyroclastique, certains cristaux de quartz montrent un éclatement lié à la cataclase de la roche; le phénocristal se morcelle alors en plusieurs éclats qui restent souvent proches et permettent ainsi de reconstituer la forme du cristal originel.

B) La matrice :

Elle est en règle générale composée de quartz et de séricite très finement cristallisés (cristaux < 10 µ). Les petites plages de plagioclase, xénomorphes, maclées albite, sont rares.

Le caractère le plus habituel de cette matrice est lié à l'agencement des phyllites qui dessinent des bandes flexueuses plus ou moins paral-

lèles, conférant à la roche une apparente "schistosité". L'abondance de la séricite (passant parfois à de petites paillettes de muscovite) variable d'un échantillon à l'autre entraîne la présence de rares et très minces filets dans la roche ou, au contraire, de bandes très importantes constituant alors l'essentiel du tuf.

Les autres constituants de la matrice se présentent pour la plupart en petits grains ou en petites plages xénomorphes, certains de ces constituants pouvant résulter de la désagrégation des phénocristaux : chlorite, minéraux opaques (magnétite, hématite, pyrite), épidotes (pistacite, clinozoïsite), sphène, leucoxène, calcite sont parmi les plus fréquents. Sauf exception, ils ne représentent qu'une faible partie de cette mésostase. Parmi les minéraux accessoires, apatite, minéraux opaques et zircons sont les plus courants :

L'apatite : Minéral accessoire, mais toujours présent, c'est un des minéraux précoces de la roche; en effet, nous l'avons vu en inclusion dans la biotite, la hornblende et les feldspaths. Elle se présente en baguettes automorphes, allongées, pouvant atteindre des dimensions parfois importantes (600μ x 35μ par exemple), souvent brisées en plusieurs fragments.

Cette apatite possède un caractère tout à fait remarquable et constant : elle contient toujours de petites inclusions de minéral opaque noir, alignées en petites baguettes très fines parallélement à l'allongement du cristal. L'apatite acquiert alors un aspect "schillerisé" très caractéristique de ces tufs (photo n°5). La nature de ces minuscules inclusions opaques ne peut être déterminée optiquement. Parfois, elles sont de couleur rouge, et dans ce cas là il s'agit sans doute d'hématite (ou de rutile ?).

Les minéraux opaques : Ils sont variés; certains, autormorphes à section plus ou moins carrée, résultent d'une cristallisation précoce : il s'agit de magnétite ou/et de titano-magnétite souvent leucoxénisée.

Nous avons vu également qu'au cours de la transformation de la biotite et de l'amphibole apparaissaient notamment à la périphérie des cristaux des granules de minéraux opaques : ceux-ci sont constitués essentiellement par de la magnétite.

Enfin, une minéralisation plus tardive se traduit par l'apparition de pyrite en taches diffuses ; elle peut être reliée à une phase hydrothermale (remplissage de vacuole).

Le zircon : Il se rencontre la plupart du temps en inclusion dans la biotite et l'amphibole où il entraine parfois l'apparition de halos. Dans d'autres cas, on le trouve isolé au sein de la mésostase, en petits grains ou en petits cristaux automorphes trapus, pouvant atteindre 100μ de longueur (taille moyenne : 50μ).

C) Filonnets et amygdales :

Dans bon nombre de ces tufs on constate souvent l'existence de nombreux filonnets et petites amygdales remplies par les mêmes minéralisations : quartz, calcite, épidotes et minéraux opaques (notamment, pyrite). Ces divers minéraux peuvent y exister isolément ou associés à deux ou trois.

Les figures les plus fréquentes sont constituées par de petites amygdales emplies uniquement de quartz (texture microquartzitique) ou de prismes d'épidote (pistacite très pléochroïque) en gerbes rayonnantes.

Le développement des minéralisations dans les filonnets et les amygdales résulte d'une phase hydrothermale probablement liée au volcanisme lui-même; elle est antérieure à la déformation qui affecte parfois ces roches. L'apparition de taches diffuses de calcite, dispersées au sein de la matrice, est également à mettre en relation avec cette phase.

De cette description pétrographique nous retiendrons donc les points essentiels suivants :

- d'aspect massif ou au contraire feuilleté, les tufs de Tréguier de couleur verte à violacée présentent pratiquement toujours une texture pyroclastique.
- La quantité de fragments ou de phénocristaux peut y être très variable. Le plagioclase est constant; le feldspath alcalin et le quartz sont plus épisodiques. Les minéraux ferromagnésiens, en particulier l'amphibole réduite souvent à l'état de fantômes, sont très caractéristiques de ces roches, leur présence est un des critères les plus importants permettant de distinguer les tufs de Tréguier des ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux que nous décrirons plus loin et dont certains types sont parfois très semblables aux roches violacées de Tréguier.
- Il apparaît parfois une structuration qui se traduit par le développement d'une schistosité très irrégulière, même à l'échelle de l'échantillon; une cataclase, surtout bien marquée au niveau des phénocristaux, est également irrégulièrement développée; tout ceci masque un éventuel litage originel.

III - CARACTERES CHIMIQUES.

25 analyses chimiques ont été effectuées dans la formation des tufs de Tréguier. Les roches à aspects macroscopiques les plus variés ont été choisies:

	25	26	27	28	29	Moyenne des Compositions
SiO_2	55,83	56,90	59,21	60,21	62,83	58,99
Al_2O_3	18,30	17,35	17,50	17,00	16,05	17,24
Fe_2O_3	6,12	6,09	5,64	6,73	4,99	5,91
MnO	0,72	0,72	0,91	0,53	0,76	0,73
MgO	3,56	4,08	3,37	2,97	2,18	3,25
CaO	2,45	3,64	1,13	1,48	2,86	2,31
Na_2O	4,83	3,49	3,45	1,16	3,35	3,26
K_2O	3,40	3,53	4,59	5,21	3,42	4,03
TiO_2	0,53	0,59	0,57	0,59	0,53	0,56
P_2O_5	0,60	0,16	0,12	0,12	0,31	0,27
$PF_{1000°}$	2,82	3,50	2,83	3,42	2,62	3,04
$PF_{110°}$	0,54	0,01	0,44	0,43	0,57	0,40
Total	99,70	100,06	99,76	99,85	100,42	99,99

Tableau I-10 : Compositions chimiques des tufs kératophyriques dans le secteur de Tréguier

roches massives ou compactes, vertes ou violacées, riches ou non en phénocristaux.

Les analyses chimiques sont présentées par groupes géographiques (fig. I-18); nous étudierons successivement ces divers groupes avant de les comparer entre eux.

A) Secteur de Tréguier : Tableau I-10 et fig. n°I-18a

La lecture du tableau I-10 permet de dégager les points essentiels suivants :

- Il n'existe aucune corrélation entre la variation de la teneur en SiO_2 et la répartition spatiale ou l'aspect macroscopique (coloration) des roches.
- Par contre, on observe que Al_2O_3 et MgO varient régulièrement en sens inverse de SiO_2.
- Le total Fe_2O_3 + MnO + MgO est presque toujours supérieur à 10%.
- La teneur en CaO est plus capricieuse ce qui s'explique par la présence plus ou moins forte de calcite (amygdales et filonnets) dans les roches.
- Quelle qu'elle soit, la teneur totale en alcalins est largement supérieure à celle du CaO ($6,35\% < K_2O + Na_2O < 8,23\%$) ce qui se traduit par un rapport $K_2O + Na_2O/CaO$ compris entre 2 et 7.

Ces tufs sont donc de tempérament alcalin marqué et, sauf cas exceptionnel (analyse 28), les proportions de Na_2O et de K_2O sont assez voisines. En l'absence de feldspath potassique abondant, $K_2O\%$ qui oscille entre 3,40 et 5,21 doit trouver sa place dans les minéraux phylliteux de la mésostase. Ceci est confirmé dans le cas de l'analyse 28 qui correspond à un tuf totalement dépourvu de fragments feldspathiques.

La composition de ces roches est trachytique (25, 26, 27) à rhyolitique (28, 29) sans que l'on puisse accorder à leur dispersion une interprétation en terme de différenciation.

B) Secteur de Lézardrieux : Tableau I-11 et fig. I-18b.

Les 10 analyses de tufs provenant de ce secteur (rives du Trieux) sont présentées par ordre croissant des teneurs en SiO_2 qui couvrent la gamme 63 à 68%. Globalement, Al_2O_3 ainsi que le total des éléments fémiques suivent encore une variation inverse à celle de SiO_2. Les teneurs en CaO demeurent constamment très basses, sauf exception liée à l'imprégnation cal-

	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	Moyenne des compositions
SiO_2	62,76	62,85	63,00	63,48	64,35	65,52	65,77	66,18	66,80	66,96	67,49	65,01
Al_2O_3	17,00	17,45	16,10	16,40	18,20	16,17	16,45	16,35	15,80	15,10	15,80	16,44
Fe_2O_3	5,10	5,33	5,09	4,62	3,51	4,07	4,37	4,27	4,43	3,66	3,93	4,39
MnO	0,49	0,55	0,77	0,63	0,38	0,51	0,14	0,61	0,63	0,65	0,68	0,54
MgO	2,64	1,86	2,26	1,98	1,48	1,74	0,48	1,71	1,72	1,70	1,15	1,70
CaO	0,26	0,34	0,60	0,29	0,21	0,24	0,45	0,33	0,52	1,68	0,81	0,61
Na_2O	4,54	3,72	4,55	4,17	3,61	3,56	5,03	4,26	5,24	4,27	5,35	4,43
K_2O	3,96	5,20	3,32	4,41	4,79	4,69	3,83	3,83	2,31	2,78	2,77	3,81
TiO_2	0,52	0,57	0,51	0,46	0,42	0,49	0,50	0,42	0,42	0,50	0,53	0,48
P_2O_5	-	-	-	0,16	-	-	-	0,13	-	0,15	-	-
$PF_{1000°}$	2,20	1,93	2,27	1,59	2,20	1,86	1,11	1,77	1,65	1,89	1,02	1,77
$PF_{110°}$	0,11	0,17	0,12	0,27	0,19	0,10	0,10	0,14	0,18	0,10	0,15	0,15
Total	99,58	99,97	98,59	98,46	99,34	98,95	99,23	100,00	99,70	99,44	100,18	99,36

Tableau I-11 : Compositions chimiques des tufs kératophyriques dans le secteur de Lézardrieux

citique, tandis que les alcalins dépassent le plus souvent 8%.

Ces caractères confirment ceux qui ont été observés aux environs de Tréguier, ainsi que la variation du rapport K_2O/Na_2O tributaire de la proportion matrice/pyroclastes de plagioclase.

Au regard de la classification, toutes ces roches, sauf la (39) qui est calco-alcaline, ont des compositions de rhyolites alcalines leucocrates sans que leurs légères variations s'organisent régulièrement dans l'espace.

C) Secteur de Porz-Even : Tableau I-12 et fig.I-18c

Comparativement au secteur de Lézardrieux, les teneurs en SiO_2 couvrent une gamme élargie de part et d'autre. On peut séparer 2 groupes de compositions :

- le premier, (41, 42, 43) très homogène sauf pour CaO, Na_2O et K_2O, rassemble des compositions de trachytes calco-alcalins.
- le second,plus siliceux et moins alumineux,réunit des compositions de rhyolites leucocrates, alcalines et calco-alcalines.

Les variations relatives de CaO, Na_2O et K_2O s'expliquent ici de la même façon que dans les 2 autres secteurs d'affleurements.

Si,à l'aide du tableau I-13 dans lequel sont représentées les moyennes des compositions des roches provenant des trois secteurs étudiés,nous tentons de définir quelques grandes coupures chimiques au sein de l'ensemble des tufs de Tréguier, nous constatons l'apparition de trois groupes principaux :

- le premier est constitué par l'ensemble des roches que l'on trouve dans la région de Tréguier et par les roches les plus basiques du secteur de Porz-Even.

Seules les proportions moyennes de Na_2O et K_2O sont sensiblement variables d'une localité à l'autre; le secteur de Tréguier est plutôt potassique, celui de Porz-Even plutôt sodique.

La majorité des roches de ce groupe a une composition calco-alcaline, trachytique, voire même dacitique (analyse 41) ou rhyolitique,mais très voisine des trachytes (28) et (29).

- le deuxième groupe est représenté par les roches affleurant le long du Trieux. Bien que des variations sensibles apparaissent d'un échantillon à l'autre, les valeurs moyennes indiquent des teneurs en SiO_2 et en alcalins plus élevées que dans le groupe précédent; le caractère alcalin se trouve renforcé de plus

	41	42	43	Composition moyenne	44	45	46	47	48	49	Composition moyenne
SiO_2	58,54	58,87	58,98	58,79	66,75	67,38	68,84	70,71	71,28	71,38	69,39
Al_2O_3	17,28	17,45	17,25	17,32	14,32	14,18	14,38	14,95	12,75	13,72	14,38
Fe_2O_3	7,07	6,24	6,38	6,56	5,15	3,40	3,97	2,74	3,69	3,02	3,66
MnO	0,10	0,79	0,73	0,54	0,07	0,02	0,03	0,21	0,07	0,05	0,07
MgO	3,08	3,28	3,10	3,15	1,75	0,53	0,98	0,30	1,59	1,66	1,13
CaO	5,00	1,52	1,83	2,78	0,97	0,41	1,58	2,12	0,25	1,08	1,07
Na_2O	3,12	4,56	5,71	4,46	5,98	4,15	3,14	4,78	2,45	3,84	4,06
K_2O	2,44	3,59	2,43	2,82	1,46	5,43	3,97	2,43	5,77	2,70	3,63
TiO_2	0,72	0,65	0,65	0,67	0,54	0,36	0,53	0,45	0,39	0,43	0,45
P_2O_5	-	0,29	0,27	0,17	0,28	-	-	-	-	-	0,04
$PF_{1000°}$	2,48	2,44	2,00	2,30	1,31	1,15	1,58	0,95	1,21	1,46	1,27
$PF_{110°}$	0,11	0,26	0,22	0,19	0,12	0,10	0,12	0,08	0,16	0,08	0,11
Total	99,94	99,94	99,55	99,75	98,70	99,12	99,12	99,12	99,61	99,42	99,26

Tableau I-12 : Compositions chimiques des tufs kératophyriques dans le secteur de Porz-Even

	Secteur de Tréguier	Secteur de Lézardrieux	Secteur de Porz-Even	
			Groupe I	Groupe II
SiO_2	58,99	65,01	58,79	69,39
Al_2O_3	17,24	16,44	17,32	14,38
Fe_2O_3	5,91	4,39	6,56	3,66
MnO	0,73	0,54	0,54	0,07
MgO	3,25	1,70	3,15	1,13
CaO	2,31	0,61	2,78	1,07
Na_2O	3,26	4,43	4,46	4,06
K_2O	4,03	3,81	2,82	3,63
TiO_2	0,56	0,48	0,67	0,45
P_2O_5	0,27	0,03	0,17	0,04
$PF_{1000°}$	3,04	1,77	2,30	1,27
$PF_{110°}$	0,40	0,15	0,19	0,11
Total	99,99	99,36	99,75	99,26
Na_2+K_2O	7,29	8,19	7,28	7,69
Na_2O+K_2O/CaO	3,15	13,42	2,69	7,18
$Fe_2O_3+MnO+MgO+TiO_2$	10,45	7,29	10,92	5,31

Tableau I-13 : Moyennes des compositions chimiques des tufs de Tréguier

par la valeur beaucoup plus élevée du rapport Na_2O+K_2O/CaO que dans le groupe précédent.

Sauf exception (39), ces roches ont des compositions rhyolitiques; elles renferment très fréquemment du quartz en phénocristaux, l'albite et l'orthose étant présentes en quantités variables; la valeur moyenne indique, semble-t-il, une tendance légèrement sodique.

- Le dernier groupe, plus riche en SiO_2 mais présentant à peu près les mêmes tendances que le groupe intermédiaire, apparaît dans la région de Porz-Even. Le caractère acide du chimisme de ces roches est indiqué à la fois par la teneur plus élevée en SiO_2 et également par la diminution de la somme (Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2) qui est la plus faible de tous les ensembles (5,31%). Le caractère alcalin est encore bien marqué et les compositions sont, là encore, de type rhyolitique.

Les roches de ce dernier groupe contiennent fréquemment des quartz automorphes, ainsi que des phénocristaux de feldspaths(albite, oligoclase et orthose); les éléments colorés y sont en général moins nombreux.

En fait nous trouvons dans les tufs de Tréguier à peu près toute la gamme des roches que l'on groupe habituellement sous le terme général de kératophyres.

- des kératophyres : roches à composition intermédiaire riche en Na_2O, pauvre en K_2O, et avec une teneur en CaO faible. La somme Na_2O + K_2O est en général voisine de 8% (analyse 43, par exemple).
- des orthokératophyres : présentant les mêmes caractères que les kératophyres mais dans lesquels K_2O devient plus abondant que Na_2O (analyse 28, par exemple).
- des quartz-kératophyriques : roches acides et sodiques à quartz automorphes (toujours CaO faible et Na_2O + K_2O voisin de 8%); c'est le cas de l'analyse (44).
- des quartz-orthokératophyres : plus riches en K_2O que les précédents : c'est le cas de l'analyse (48).

Dans ces conditions, les roches appartenant au groupe I sont des kératophyres ou des orthokératophyres; les roches des groupes II et III, sont des quartz-kératophyres ou des quartz-orthokératophyres.

La plupart de ces termes sont préconisés par Schermerhorn (1973); celui d'orthokératophyre, utilisé ici, correspond à kalikératophyre défini par

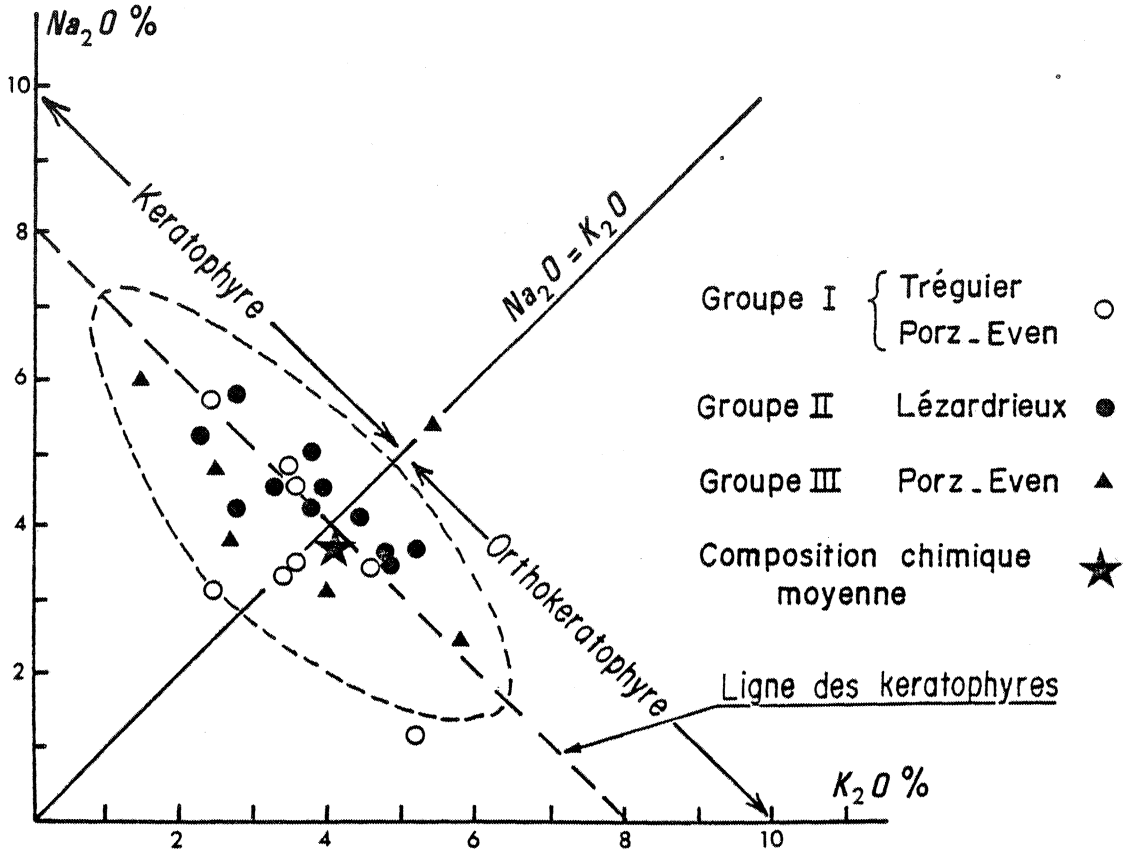


Fig.I-19 : Allongement du nuage représentant les compositions des tufs de Tréguier le long de la ligne des kératophyres (d'après Battey, 1955).

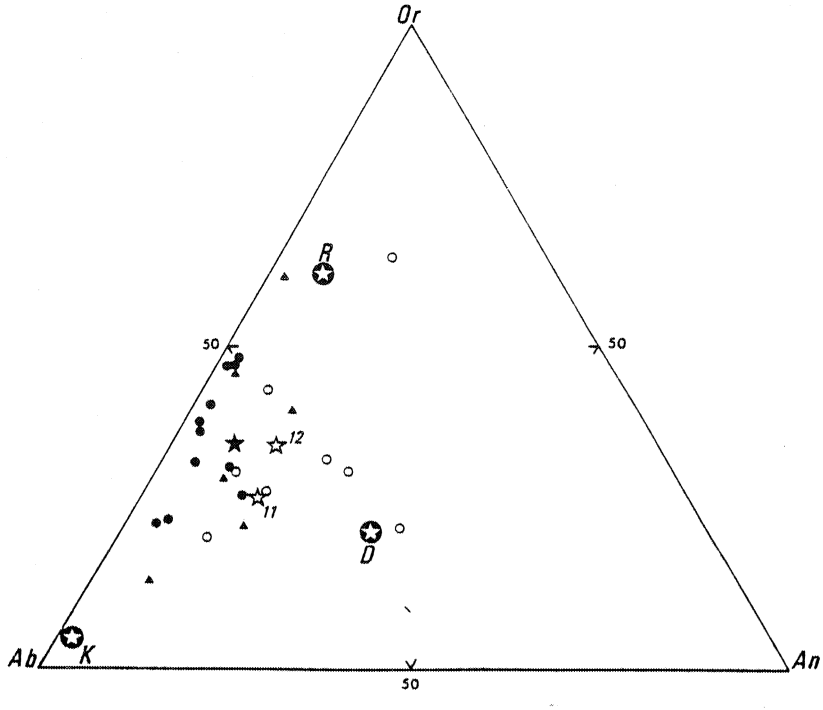


Fig.I-20 : Position des points représentatifs des tufs de Tréguier dans le triangle Or-Ab-An. Mêmes figurés que dans la fig.I-19; (R) : moyenne de 36 analyses de rhyolites; (D) : moyenne de dacites; (K) : moyenne de kératophyres sodiques. Ces moyennes sont données par Johannsen (1969). (11) et (12) sont des compositions moyennes de kératophyres sodi-potassiques des Alpes mancelles données par Boyer (1967).

Lehman (1949) et Schermerhorn (1973) et dont se servent plus fréquemment les auteurs anglo-saxons.

Bon nombre de nos analyses ont les caractères généraux des kératophyres, au sens large. Les teneurs en Na_2O et K_2O y sont souvent sensiblement égales. Des roches à composition très semblables ont été signalées par Boyer (1967) dans les Alpes Mancelles; le nom de kératophyres sodi-potassiques choisi par cet auteur paraît tout à fait approprié ici.

Les deux figures n°I-19 et I-20 illustrent ces faits. La première, Na_2O (f) K_2O , permet de constater un bon alignement des compositions chimiques des tufs autour de la ligne des kératophyres, soit du côté des kératophyres au sens strict (sodique) soit du côté des orthokératophyres. Dans la deuxième (diagramme triangulaire Or - Ab - An),l'étalement est maximum suivant le côté Or - Ab du triangle;la plupart des échantillons occupent une position moyenne entre un pôle très potassique (point R des rhyolites) et un pôle très sodique (point K des kératophyres sodiques) et se groupent au voisinage des quartz-kératophyres sodi-potassiques (analyses (11) et (12) de Boyer, 1967).

Quoiqu'il en soit, et malgré les dispersions chimiques enregistrées, l'ensemble de ces pyroclastites semble devoir être rapporté à un processus magmatique unique (pas de zonéographie chimique régulière, étroite imbrication de termes à composition variable, notamment en ce qui concerne les proportions d'éléments alcalins) et les variations mises en évidence résultent vraisemblablement des phénomènes locaux et contemporains de la mise en place.

Dans ces conditions, et pour autant que l'échantillonnage soit représentatif, on peut estimer la composition du magma ayant donné naissance à ces tufs; la moyenne des 25 analyses chimiques en notre possession est la suivante :

SiO_2	=	64,09
Al_2O_3	=	16,21
Fe_2O_3	=	4,78
MnO	=	0,47
MgO	=	2,05
CaO	=	1,32
Na_2O	=	4,11
K_2O	=	3,69
TiO_2	=	0,51
P_2O_5	=	0,10
PF_{1000}	=	1,97
PF_{110}	=	0,19

Cette composition est celle d'une rhyodacite, ainsi que le montre la comparaison des teneurs en constituants essentiels (SiO_2, CaO, Na_2O, K_2O) du magma ainsi imaginé avec celles d'une rhyodacite telle qu'elle a été proposée par Johannssen (1965, vol. II, p.358, analyse 1).

	Composition moyenne (Trégor)	Rhyodacite (Johannssen, 1965)
SiO_2	64,09	64,48
CaO	1,32	1,95
Na_2O	4,11	4,81
K_2O	3,69	3,39

Remarque :

Un caractère tout à fait original de la plupart des tufs de Tréguier est leur richesse en MnO. En effet, hormis les tufs les plus acides de la région de Porz-Even (analyses 44 à 49) et ceux correspondant aux analyses (36) et (41), toutes les autres roches ont des teneurs anormalement élevées en cet élément (Tableau I-14).

Il arrive que dans des roches plus basiques, en particulier des spilites, des teneurs élevées en oxyde de manganèse soient signalées. Citons à titre d'exemple :

N° analyse	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	37	38	39	40	42	43
MnO %	0,72	0,72	0,91	0,53	0,76	0,49	0,55	0,77	0,63	0,38	0,51	0,61	0,63	0,65	0,68	0,73	0,79

Tableau I-14 : Teneurs en MnO des tufs kératophyriques de Tréguier

Spilites
- 0,42 % de MnO : Analyse 6, tableau 3, Conquéré, 1966.
- 0,30 % de MnO : Analyse 7, " " " " .
- 0,38 % de MnO : Analyse 3, tableau 2, Spadea, 1974 (p.342).
- 0,30 % de MnO : Tableau 1, Juteau et Rocci, 1974, (p.300).

Schalsteins
- 0,30 % de MnO : LH 3 (2), tableau 16, Juteau et Rocci, 1974, (p.316).
- 0,31 % de MnO : LH 21 (a) tableau 16, Juteau et Rocci, 1974, (p.316).

Toutefois, en ce qui concerne les kératophyres, je n'ai pas trouvé d'analyses montrant des concentrations aussi élevées en MnO, même dans les kératophyres associés aux gîtes de manganèse où ce métal est concentré non pas dans les volcanites (MnO % = 0,05), mais dans les sédiments encaissants (Bouladon et col., 1963 ; Bouladon et col., 1965).

Les indices de manganèse sont rares dans le Massif Armoricain (Chauris et Guigues, 1969), et il est possible que les tufs kératophyriques de Tréguier constituent, de ce point de vue, une formation intéressante à explorer.

IV - MODIFICATIONS DANS LES TUFS DE TREGUIER.

Nous venons de décrire les aspects les plus courants et les plus caractéristiques des tufs de Tréguier. Toutefois, sous l'influence de facteurs géologiques de deux sortes, il arrive que ces tufs changent d'aspect : c'est le cas d'une part des roches situées près du grand accident qui sépare le domaine nord-trégorrois du domaine sud; et d'autre part celui des tufs localisés au voisinage de l'intrusion granitique de Trédrez, tout à fait à la limite ouest du Trégor.

A) Mylonitisation des tufs de Tréguier :

Nous avons vu, au début de ce chapitre, que la limite nord de la formation des tufs de Tréguier est constituée par une grande faille séparant les domaines nord et sud-trégorrois.

Le long de cet accident, sur une épaisseur variable de l'ordre de 100 à 200 m, les tufs de Tréguier sont affectés par une cataclase plus ou

moins nette, déjà signalée à plusieurs reprises précédemment et dont l'intensité paraît croître vers l'Ouest.

De bonnes observations peuvent être faites dans les grandes carrières situées à l'Ouest de Tréguier (carrière du Pont-Neuf et carrière de Kerangall près de Trézeny; fig. n°I-17).

Macroscopiquement la schistification de la roche se traduit par un débit en plaquettes de plus en plus fines. L'altération pénètre plus facilement dans ces roches souvent décolorées (teinte blanchâtre). Les phénocristaux d'origine volcanique restent néanmoins toujours visibles, même dans les faciès les plus écrasés.

Au microscope, on peut distinguer en gros deux stades :

- Dans le premier, la cataclase est légère : la plupart des phénoclastes encore entiers ont tendance à se coucher dans la schistosité qui les moule. Ils y sont parfois étirés et aplatis, notamment les anciennes lattes de biotite et les fantômes d'amphibole. Lorsqu'il existe, le quartz est très sensible à la tectonisation (extinction onduleuse et parfois début de fragmentation). Il n'y a pas développement blastique des phénocristaux; les seules recristallisations sensibles s'expriment dans la matrice: les toutes petites paillettes de séricite caractéristiques des tufs normaux, font place de plus en plus à de la muscovite, cristallisée en lamelles de plus grande taille.
- Dans le deuxième stade, plus avancé, les roches apparaissent fortement broyées : les phénocristaux sont déformés, brisés, parfois pulvérisés. Dans certains échantillons, ces phénocristaux sont très étirés sous forme d'amandes dans le plan de schistosité. Là encore, les recristallisations affectent principalement la matrice, la muscovite devenant le constituant majeur de la roche. Les phénocristaux de minéraux ferromagnésiens ne sont plus reconnaissables et ne subsistent dans la roche qu'à l'état de filets constitués par un mélange de quartz, d'épidote, de minéraux opaques, de chlorite.

Parfois, au sein de la matrice, recristallisent de petites plages xénomorphes de quartz et de feldspath non maclé (albite ou feldspath potassique).

Au voisinage de l'accident et dans l'accident lui-même, se développe une silicification très importante. Ainsi dans la carrière de Kerangall, une bonne partie du front de taille exploite une zone bréchifiée silicifiée.

A l'échelle de l'échantillon et de lame mince, ce phénomène se manifeste par de nombreux filonnets de quartz recoupant la roche en tout sens. La pyrite est également ici un minéral fréquent.

B) Métamorphisme de contact du granite de Trédrez (Fig.I-17):

Le granite de Trédrez, petit massif qui est une apophyse du grand batholite hercynien de Plouaret-Bégard situé plus au Sud, développe un métamorphisme de contact dans les tufs de Tréguier.

Dans ce secteur ouest comme ailleurs, les tufs de Tréguier possèdent une schistosité plus ou moins nette, suivant leur nature primitive et leur proximité de l'accident nord-trégorrois; dans la région de Lannion elle est plutôt bien développée. Le métamorphisme de contact efface progressivement cette schistosité; la roche devient de plus en plus dure, massive et compacte à l'approche de l'intrusion.

Au niveau de Lannion, à environ 3 km du contact visible le long du Léguer, le métamorphisme thermique est déjà sensible. La texture tuffacée de la roche est encore nette et les phénocristaux sont bien reconnaissables. On constate de plus que dans la mésostase, les phyllites (principalement la muscovite) sont encore bien orientées et soulignent parfaitement la schistosité. Entre les bandes phylliteuses apparaît cependant une recristallisation de type cornéenne avec apparition des minéraux suivants : quartz, plagioclase (non maclé, relief négatif : albite?), microcline, biotite verte, chlorite, sphène (en grànules), épidote (en granules ou en petits cristaux automorphes) et minéraux opaques (avec en particulier de la pyrite, liée à des cristallisations filoniennes tardives).

Au voisinage du contact, localisé avec assez de précision dans la vallée du Léguer (rive droite), la roche devient une véritable cornéenne. Elle est massive, très dure, et au microscope la schistosité a pratiquement disparu.

Les phénocristaux primitifs ont recristallisé en agrégats de petites plages xénomorphes de quartz, de quartz+albite ou de quartz+microcline suivant le cas (ancien quartz ou anciens feldspaths). Les plages de biotite primitives recristallisent elles aussi en amas de petites paillettes brunes, tandis que des agrégats de hornblende, de pistacite, de minéraux opaques, de quartz plus ou moins confondus avec la mésostase représentent sans doute l'ancienne amphibole du tuf originel.

La mésostase, à texture de cornéenne typique, est un mélange en quantité variable suivant la composition du tuf primitif de :

- Quartz
- Feldspath (microcline et albite-oligoclase)
- Biotite
- Hornblende verte
- Muscovite
- Chlorite
- Epidote (pistacite et clinozoïsite, en grains).
- Sphène (en granules xénomorphes).
- Minéraux opaques (magnétite et pyrite tardive).

Faute d'affleurement, il n'est pas possible d'échantillonner au contact même du granite. Les paragenèses suivantes apparaissent à une centaine de mètres de celui-ci :

{ Quartz + microcline + albite + muscovite + biotite + minéraux opaques .
{ Quartz + oligoclase + hornblende verte + biotite + chlorite + épidote + sphène + minéraux opaques.

La persistence de la chlorite qui paraît stable avec la biotite et la hornblende, indique que le métamorphisme de contact n'est pas très élevé; il se situe à la limite de l'albite-épidote hornfels faciès et du hornblende hornfels faciès (Winkler, 1965).

En résumé, cataclase et cornéification provoquent une modification sensible mais toujours très locale des tufs de Tréguier qui présentent par ailleurs, sur l'ensemble de la bande, un aspect assez peu variable.

V - CONCLUSION.

Dans toute son étendue, la formation des tufs de Tréguier est caractérisée du point de vue pétrographique par la prédominance de faciès pyroclastiques, en général assez fins. Les roches à texture microlitique sont extrêmement rares, et il n'est pas possible de situer avec précision leur répartition au sein de la formation.

Les phénocristaux ou phénoclastes (de 20 à 80% de la roche) sont constitués par du plagioclase (albite parfois oligoclase, beaucoup plus rarement andésine) de la biotite et/ou des fantômes d'amphibole (en moyenne 10% de phénocristaux); occasionnellement, le quartz et l'orthose apparaissent également. La matrice est essentiellement quartzo-phylliteuse.

Ces tufs ont des compositions chimiques de kératophyres : quartz kératophyres sodi-potassiques le plus souvent, mais également kératophyres ($Na_2O > K_2O$) et orthokératophyres ($K_2O > Na_2O$).

Ces variétés sont imbriquées les unes dans les autres et rien n'autorise à les dissocier sur le terrain; il semble en conséquence que tous ces matériaux soit issus d'un magma ou d'un réservoir magmatique unique dont la composition moyenne, sodi-potassique, est comparable à celle des rhyodacites.

Je voudrais achever ce chapitre en discutant à nouveau le point relatif à la teneur des tufs de Tréguier en potassium. Pour Lehmann (1974 et correspondance particulière) la teneur en K_2O est liée à la richesse de la roche en séricite; cette séricitisation résulterait, pour cet auteur, en grande partie d'apports extérieurs, peut-être au cours de la phase de cataclase; il pose ainsi la question de savoir si les compositions chimiques des roches correspondent bien à la composition primitive des volcanites.

Pour plusieurs raisons, je pense que le chimisme global des tufs a été conservé et qu'aucune "métasomatose" sensible n'est intervenue postérieurement à leur refroidissement; la séricite qui apparaît éventuellement lors d'une tectogenèse ultérieure se développe isochimiquement. Les arguments essentiels sont les suivants :

- les teneurs en potassium ne sont pas liées uniquement à la richesse de la roche en séricite; la quantité d'orthose joue également un rôle parfois important.
- une "métasomatose" liée à la cataclase se traduirait par une variation progressive dans les tufs (augmentation de la teneur en K_2O au voisinage de la faille nord, là où la mylonitisation est la plus importante). Or nous avons vu qu'il n'en était rien, la répartition des roches riches en potassium étant géographiquement quelconque. Cette répartition désordonnée évoque beaucoup plus un phénomène volcanique qu'une potassification postérieure à l'épisode effusif. Nous verrons d'ailleurs plus loin qu'une telle irrégularité dans la répartition des alcalins n'est pas rare (exemple des ignimbrites rhyolitiques de

Lézardrieux) et qu'on peut l'expliquer par des phénomènes contemporains du volcanisme lui-même (lessivages hydrothermaux dans le cas de ces ignimbrites).

- Dans le chapitre consacré à la géochronologie et à la géochimie du strontium nous verrons qu'une isochrone a pu être tracée en utilisant en particulier une dizaine d'analyses de tufs de Tréguier. Ces points sont parfaitement alignés ce qui est très difficilement compatible avec une potassification ultérieure à la fermeture des réseaux cristallins (ou refroidissement) des pyroclastites. Seule une réouverture complète du système affectant l'ensemble de la formation et nécessitant des températures élevées (voisines par exemple des températures de migmatisation) dont on n'observe aucune trace géologique permettrait un tel réajustement isotopique.
- Le seul argument qui pourrait être invoquer pour expliquer les variations de K_2O est une éventuelle contamination par des sédiments marins de type argileux lors de l'épanchement. Une telle hypothèse se heurte d'une part à l'absence de sédiments associés à ces volcanites et d'autre part, au fait que le rapport I, très bas (0,7048 $\pm$ 3) est incompatible avec une contamination importante de ce type.

En résumé, les compositions chimiques observées actuellement dans les tufs de Tréguier, et notamment la teneur K_2O, sont vraisemblablement très voisines de celles des volcanites originelles. S'il est certain que des recristallisations sont apparues lors d'évènements tectoniques ultérieurs (c'est le cas en particulier pour la muscovite), celles-ci ont eu lieu sans que des apports extérieurs soient intervenus. Et c'est par des phénomènes magmatiques que nous tenterons d'expliquer plus loin (chapitre V) les variations chimiques observées dans ces tufs.

Chapitre III

Les Spilites de Paimpol

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Les spilites de Paimpol doivent leur célébrité au superbe débit en coussins de certaines coulées (Jung, Précis de Pétrographie, 1958 et éditions suivantes).

Elles constituent une bande parallèle à celle des tufs de Tréguier et contigüe, dont la largeur maximale au niveau de Lézardrieux, oscille entre 1000 et 1700 m. (fig. n°I-21). Cette bande s'allonge en direction sensiblement E-W depuis Paimpol (on les trouve même dans l'île du Mez de Goëlo à la pointe de Plouézec) jusqu'au Sud de Tréguier.

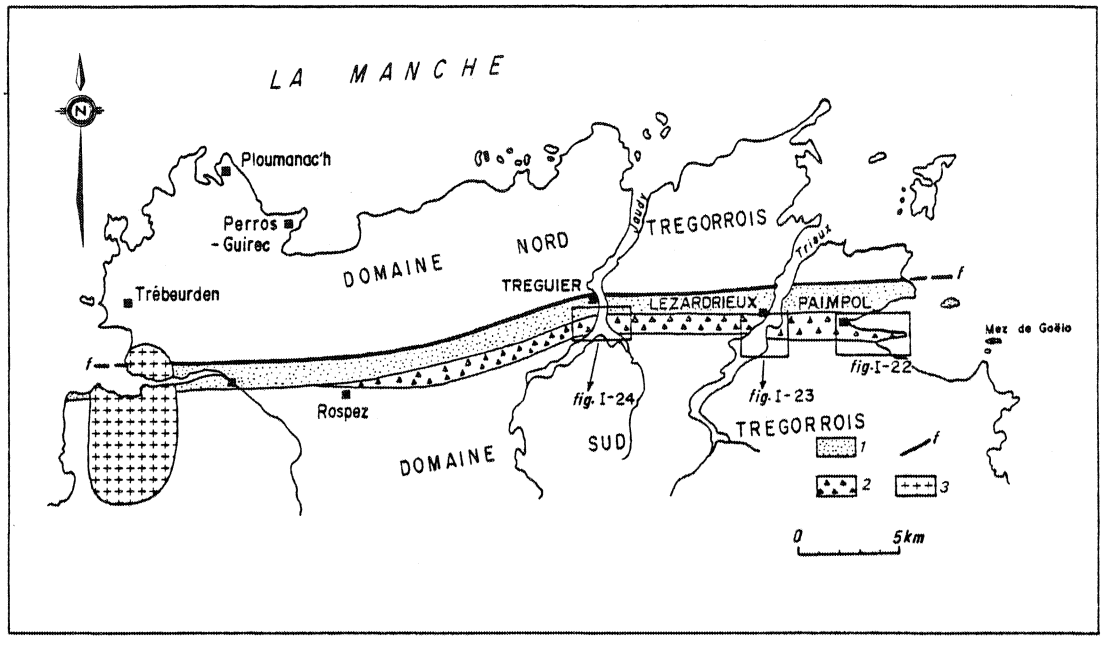


Fig.I-21 : Localisation de la bande des spilites de Paimpol (1) Tufs de Tréguier; (2) Spilites de Paimpol; (3) Granite hercynien de Trédrez; (f) Faille de Tréguier-Lézardrieux.

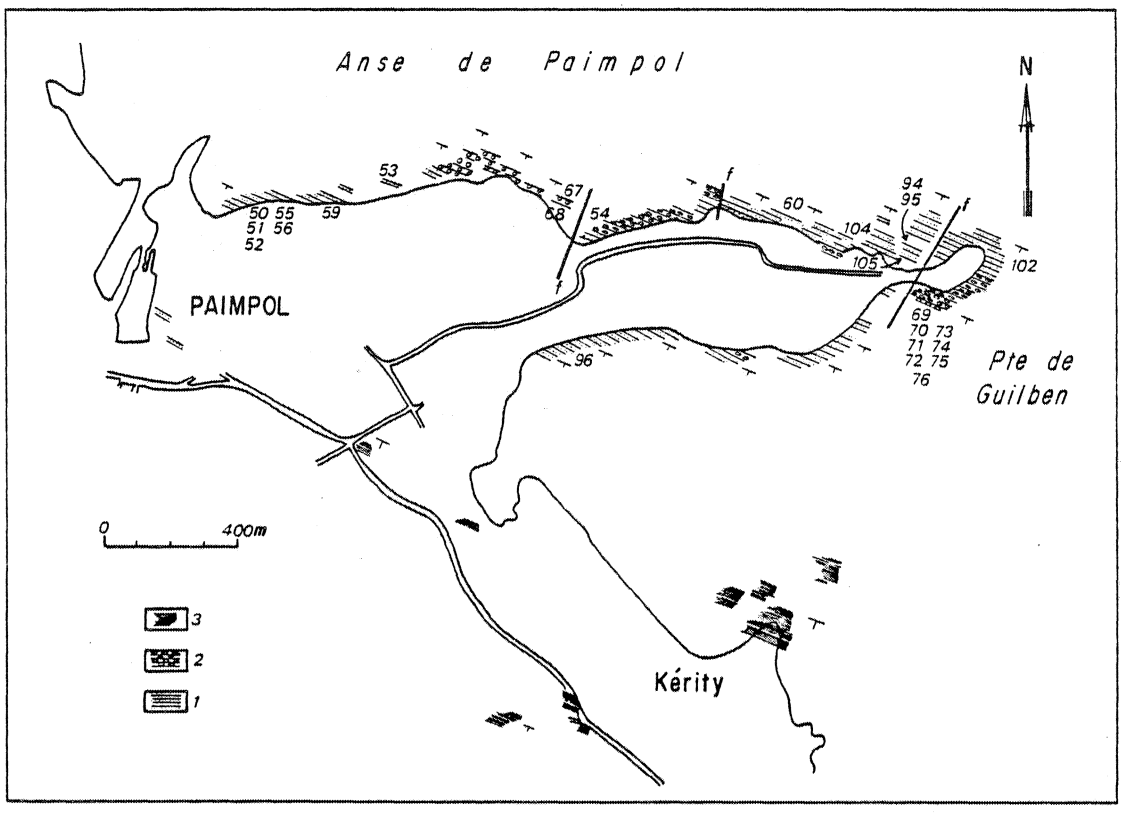


Fig.I-22 : Carte des affleurements de la Pointe de Guilben à Paimpol. (1) Coulées massives, laves bréchiques, tufs, schalsteins ; (2) Coulées à coussins; (3) Sédiments de la Roche-Derrien. Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte.

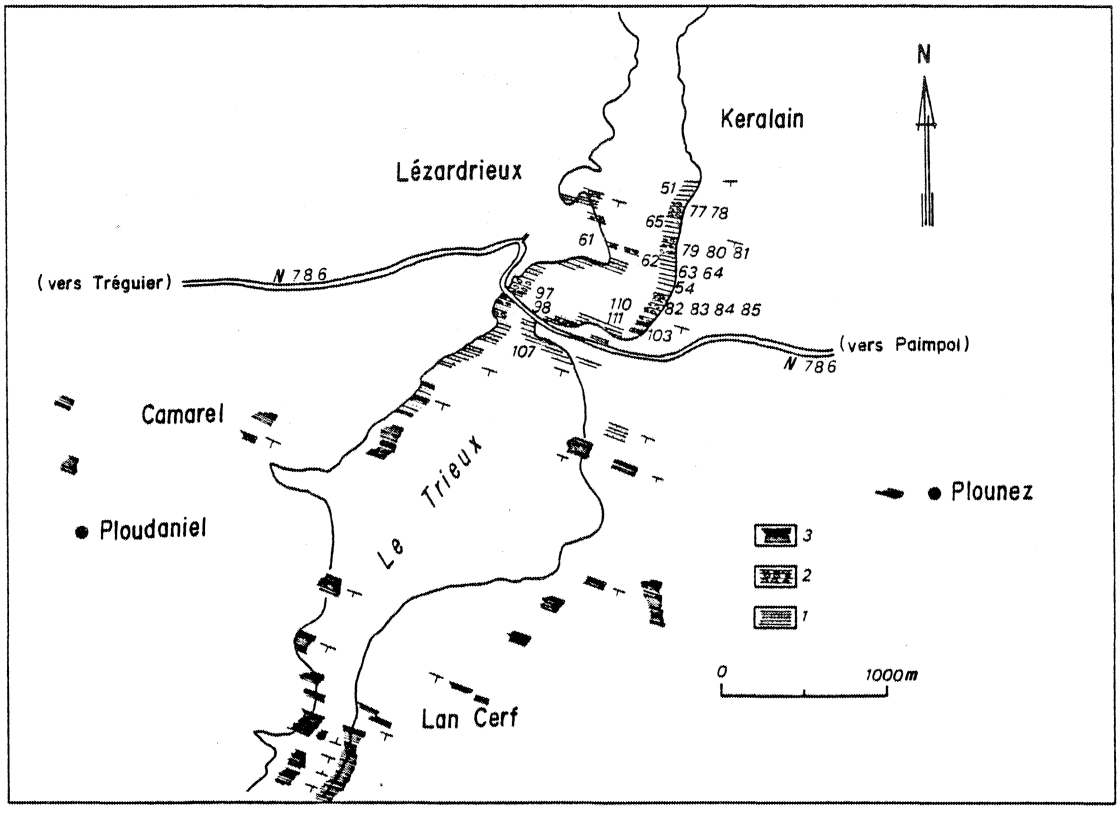


Fig.I-23 : Carte des affleurements de la coupe du Trieux. Même légende que celle de la figure I-22.

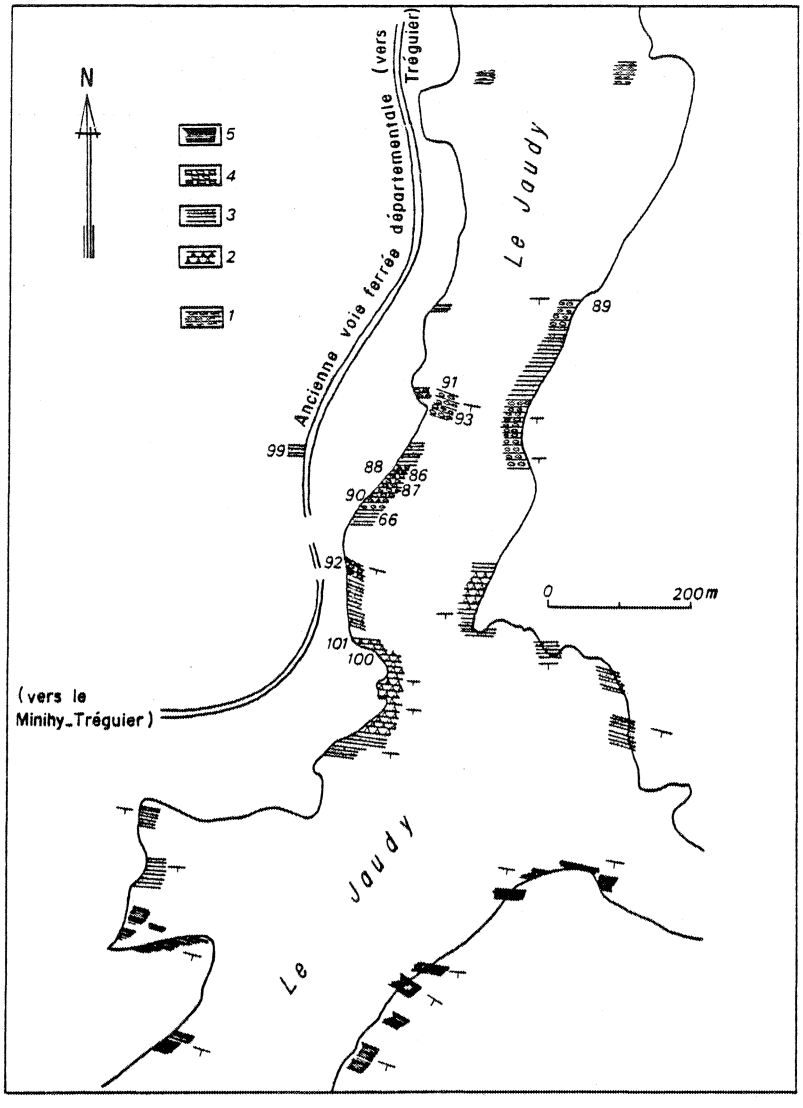


Fig.I-24 : Carte des affleurements de la coupe du Jaudy. (1) Tufs de Tréguier; (2) Brêche de Men-Ar-Bieg; (3) Coulées massives, laves bréchiques, tufs, schalsteins; (4) Coulées à coussins; (5) sédiments de la Roche-Derrien. Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte (les analyses 108 et 109 sont légèrement à l'Est de la figure, vers Pouldouran).

A partir de Tréguier, elle s'incurve vers le SW, comme les tufs de Tréguier, mais elle disparaît brusquement à l'approche de Lannion (aux environs de Rospez). Son extension maximale est donc d'une trentaine de kms.

De bonnes observations sont possibles dans les trois coupes naturelles suivantes :

- à l'Est, dans la région de Paimpol, le long de la côte, à la Pointe de Guilben (fig. n°I-22);
- dans la vallée du Trieux, au Sud de Lézardrieux, et principalement sur la rive droite (fig. n°I-23);
- dans la vallée du Jaudy, au Sud de Tréguier (fig. n°I-24).

A partir de Tréguier et vers l'Ouest, le repérage de cette bande devient beaucoup plus délicat; il n'y a plus que des affleurements épars. Aucune étude détaillée ne peut donc être faite dans ce secteur.

Le passage entre les tufs de Tréguier et les spilites de Paimpol n'est jamais visible bien que la limite entre les deux formations puisse être parfois approchée d'assez près (quelques dizaines de mètres). Il en est de même pour la limite entre les spilites et les roches sédimentaires qui les bordent au Sud. Dans la partie Est, aux environs de Paimpol, la zone de passage entre les volcanites de la Pointe de Guilben et les sédiments de la Pointe de Kérity est occupée par une vaste dépression remplie de limons et de vases. A l'Ouest, dans la vallée du Jaudy, sur la rive gauche notamment, le contact entre les volcanites et les formations sédimentaires peut être localisé à quelques mètres, mais on ne peut pas reconnaître sa nature. On remarque toutefois qu'il n'existe aucune différence de direction ou de plongement de la stratification et de la schistosité entre les deux formations.

Mais les meilleures observations à ce propos peuvent être faites dans la vallée du Trieux, au Sud du pont suspendu de Lézardrieux. Sur la rive gauche, à marée basse et sur environ 300 mètres, on observe au sein de niveaux tuffacés d'aspect grauwackeux le développement de plus en plus important des sédiments, notamment de pélites (schistes noirs). On passe assez rapidement mais progressivement de l'ensemble des spilites à celui des sédiments de la Roche-Derrien, sans aucune discordance stratigraphique. Il semble donc que l'on ait affaire à une succession stratigraphique.

Les caractères structuraux d'ensemble de cette formation sont les suivants :

- dans les spilites, pas plus que dans les tufs kératophyriques de Tréguier, nous n'avons pu trouver d'indices de plis isoclinaux. Le litage où la stratification sont, il est vrai, souvent difficile à reconnaître et parfois n'existent pas; mais il y a tout de même certains niveaux tels que les tufs ou les schalsteins, voire les japses, qui devraient permettre de détecter l'existence de ce type de pli; or aucun indice de structure isoclinale n'a été trouvé.

  L'ensemble de la formation pend uniformément vers le Sud, et paraît constituer ainsi un empilement régulier dont l'épaisseur oscille entre 1000m et 1300m.

  La concordance entre les pendages observés dans les tufs de Tréguier et les spilites de Paimpol montre que l'on a une succession apparemment régulière représentant le flanc nord d'un vaste synclinal comprenant les tufs kératophyriques à la base, tufs surmontés par les spilites.
- Quant à la schistosité, elle se manifeste principalement dans les coulées de laves bréchiques, les coulées en coussins ou encore dans les schalsteins. Il est à noter d'ailleurs que cette schistosité se développe d'autant plus nettement que la roche possède une fluidalité : ceci est particulièrement net dans la matrice verte entourant parfois les coussins. Dans l'ensemble des spilites de Paimpol, cette schistosité possède la même direction N 100-110° que dans les tufs de Tréguier. Comme dans ces derniers, elle ne paraît pas résulter d'un plissement mais plutôt du rejeu des grandes failles voisines hercyniennes.

Les spilites de Paimpol représentent une formation homogène, constituée entièrement de roches volcaniques. Dans les trois coupes étudiées, un seul épisode sédimentaire, très discret (quelque dm) a été observé. Il s'agit de schistes graphiteux visibles à la base de la formation des spilites (rive droite du Trieux à Keralain).

La nature spilitique et la distinction des variétés pétrographiques des volcanites ont été reconnues depuis bien longtemps. (Barrois, 1908 a , dans la première édition de la Feuille de Tréguier ;carte géologique de la France au 1/80.000e) Milon (1928, 1936), Mourant (1936), Laffitte et Pruvost (1952), confirmeront par la suite ce caractère spilitique.

Plus récemment, Alsac (1959) s'est livré à l'étude pétrographique des laves en coussins de la Pointe de Guilben.

Ces différentes études sont toutefois soit très partielles (Alsac), soit trop générales, et les descriptions pétrographiques demeurent vagues. Il n'existe pas non plus de données chimiques publiées de ces spilites. Nous en avons donc repris l'étude systématique.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Comme dans toute série spilitique, les structures et les textures des roches sont sujettes à de grandes variations; on distinguera ici 4 groupes principaux :

- Les laves massives
- Les laves en coussins
- Les laves bréchiques
- Les roches pyroclastiques et autres (brèches, tufs, schalsteins, jaspes, etc...).

Les laves bréchiques et les roches pyroclastiques sont de loin les types dominants dans ce volcanisme au sein duquel les coulées massives ne représentent qu'une faible part.

A) Les laves massives :

De teinte verte dominante mais parfois si foncées qu'elles sont presque noires, on les trouve en masses compactes et homogènes, interstratifiées avec les autres types (laves en coussins, laves bréchiques, etc...).

On peut en observer de beaux exemples à la Pointe de Guilben (base de la Pointe, du côté nord) et dans la vallée du Trieux, dans toute la coupe entre le Pont de Lézardrieux et l'Ecole d'Apprentissage Maritime (E.A.M.) (rive droite). Dans la vallée du Jaudy, la coupe de la rive gauche en particulier montre la présence de ces laves compactes entre des coulées à pillows.

La cristallisation est souvent très fine et la roche à l'oeil nu est entièrement aphanitique. Mais on distingue parfois sur les sections fraîches des taches blanches correspondant à des phénocristaux de feldspath de taille millimétrique (5mm au maximum). On observe aussi fréquemment dans ces roches de très petites taches noires (de 2 mm) : ce sont des amygdales.

Beaucoup plus rarement, les amygdales sont de teinte blanche : elles sont remplies de quartz et atteignent une dimension de 1,5 à 2 cm.

Bien que souvent très dures et très compactes, les laves massives montrent de temps en temps, notamment dans le secteur de Tréguier, un clivage schisteux très grossier.

Fréquemment, la qualité des affleurements ne permet pas de juger de la puissance des coulées; certaines d'entre elles doivent cependant atteindre et même dépasser la dizaine de mètres (Pointe de Guilben, Trieux).

La texture de ces roches est variable : certaines présentent une texture de type doléritique (intergranulaire), d'autres de type microlitique ; d'autres, enfin, ont une texture microgrenue.

La texture doléritique intergranulaire s'observe principalement dans les roches renfermant du pyroxène : les lattes de plagioclase, appuyées les unes contre les autres, ménagent des espaces dans lesquels cristallisent des plages de pyroxène.

C'est dans les laves de Guilben et du Trieux que s'observent les plus beaux exemples. La taille des plages de feldspath et de pyroxène y est rarement inférieure à 200 microns.

Les roches à texture microlitique sont les plus abondantes, notamment dans la vallée du Trieux. La présence de microlites très nombreux dont la taille varie suivant les échantillons entre 50 et 300 microns caractérise ces roches. Les microlites peuvent s'aligner pour dessiner une fluidalité (texture trachytique). Ces laves peuvent être porphyriques ou non (phénocristaux < 2-3 mm).

D'autres laves, enfin, présentent une texture microgrenue; la matrice dans laquelle flottent des phénocristaux est constituée de petites plages de quartz et d'albite, subautomorphes ou xénomorphes, étroitement indentées les unes dans les autres. La dimension de ces plages dépasse rarement 50 microns (taille moyenne entre 20 et 30 microns).

La composition minéralogique est dans l'ensemble assez constante; les différences essentielles reposent sur la présence ou l'absence de pyroxène et sur la nature du plagioclase.

1) Les laves à pyroxène : (Photo n°6).

La composition minéralogique est la suivante : plagioclase, clinopyroxène, amphiboles, chlorite, épidote, quartz, minéraux opaques, calcite, sphène.

Le plagioclase : Ce minéral se présente en tablettes automorphes, à macle albite très fréquente. Hormis ce caractère, la plupart du temps le plagioclase est très difficilement reconnaissable; il est en effet épigénisé presque totalement en un mélange de séricite, de granules d'épidote, de plages de calcite, de quartz et de chlorite; ce plagioclase se confond avec la mésostase. Dans ces conditions, la teneur en An ne peut pas être déterminée; toutefois, dans certains cristaux mieux conservés, la composition du plagioclase, apparemment très variable d'une coulée à l'autre, est comprise entre An_{15} et An_{55}. Le plagioclase est un constituant essentiel de ce type de roche (habituellement 40%).

Le clinopyroxène :Incolore, automorphe à subautomorphe, avec un angle d'extinction élevé (Ng Λ c > 40°) et un angle des axes optiques 2Vng assez variable (oscillant autour d'une valeur moyenne égale à 50°). Il possède les caractères de l'augite; les cristaux d'augite sont fréquemment maclés (trace du plan d'association bien visible sur les sections basales), mais pratiquement jamais zonés.

Le plus souvent, les plages d'augite sont transformées périphériquement en ouralite. Celle-ci peut pénétrer largement dans le pyroxène qui ne subsiste plus alors que sous forme de relique au sein de l'amphibole.

Le pyroxène est un minéral essentiel pouvant représenter de 20 à 25% des constituants de la roche.

Les amphiboles : Nous venons de voir qu'une ouralitisation se développait habituellement dans ces roches au dépend du pyroxène. L'amphibole qui apparaît au cours de ce phénomène est fibreuse, de teinte vert clair et faiblement pléochroïque, à angle d'extinction faible; elle a les caractères optiques de l'actinote (Ng Λ c = 14°).

On observe une autre amphibole de couleur verte faiblement pléochroïque, cristallisée indépendamment du pyroxène, en beaux prismes automorphes. L'angle d'extinction Ng Λ c $\simeq$ 23°, et l'angle des axes optiques 2Vnp toujours inférieur à 70° (valeur moyenne 68°); ce sont les caractères de la hornblende commune.

Cette hornblende qui, à l'inverse de l'ouralite, semble résulter d'une cristallisation directe, est en général en faible quantité dans ce type de roche (moins de 5%).

La chlorite : Toujours présente, en quantité relativement faible (inférieure à 10%); dans la mésostase finement cristallisée, elle se présente en petites plages xénomorphes et fibreuses.

Les épidotes : Soit en petits granules xénomorphes, piquetant tout le fond de la roche, soit en petits prismes automorphes, elles sont souvent associées à de la chlorite dans des cristallisations de type hydrothermal (petites fissures parcourant les roches). Sous forme de prismes automorphes , c'est le plus souvent de la clinozoïsite. Mais on observe également, notamment en grains xénomorphes, de la pistacite très pléochroïque. Ces différentes épidotes constituent une part importante de la roche, jusqu'à 10%.

Sphène - leucoxène : En très petits grains de quelques microns de diamètre, à très fort relief, s'agglomérant parfois pour donner des granules (100 microns) plus ou moins opaques en lumière naturelle, blanchâtres en lumière réfléchie. Ces granules se répandent dans toute la masse de la roche et constituent un voile dans les lames minces.

Le quartz : En faible quantité (environ 3% de la roche, rarement plus), le quartz est néanmoins toujours présent dans la mésostase en petites plages xénomorphes.

Les minéraux opaques : La proportion de ces minéraux opaques est difficile à estimer car l'ilménite (en cristaux aux formes squelettiques parfois bien reconnaissables) et la titano-magnétite sont très souvent leucoxénisées; cette transformation se traduit par l'apparition des granules signalés plus haut qui se dispersent dans la roche. Les minéraux opaques sont cependant toujours présents; la pyrite est également fréquente mais paraît d'origine plus tardive que les autres minéraux opaques (cristallisation dans les filonnets ou les amygdales).

A ces différents minéraux, qui constituent la paragenèse fondamentale de ces roches, il convient d'ajouter : la séricite comme produit fréquent d'épigénisation des plagioclases; la calcite, minéral tardif apparaissant également lors de la destruction des feldspaths; l'apatite, en fines et longues baguettes automorphes, est un minéral accessoire constant.

Enfin, on observe constamment de rares amygdales. Les cristallisations y sont assez variées, l'amygdale pouvant être soit monominérale, soit pluriminérale. Les minéraux que l'on y observe sont les suivantes : chlorite (prochlorite), clinozoïsite, quartz, actinote, calcite, sphène, pistacite.

On retrouve donc dans ces amygdales bon nombre de minéraux constituant la mésostase de ces roches.

En résumé, les laves à pyroxène sont des roches à composition et texture de dolérite ou de diabase (sens anglo-saxon).

Plagioclase basique (allant jusqu'au Labrador An_{55}) et augite sont les deux éléments principaux; ils constituent 60 à 70% de la roche et les autres minéraux sont subordonnés (hornblende, chlorite, quartz, épidote et minéraux opaques).

D'une manière constante, le plagioclase est saussuritisé, le pyroxène ouralitisé, les minéraux opaques leucoxénisés. Dans les amygdales se développent des cristallisations identiques à celles observées dans le reste de la roche.

2) Les laves sans pyroxène : (Photo n°7).

Macroscopiquement, ces roches présentent les mêmes aspects que les précédentes. Au microscope, la texture est microlitique, parfois même fluidale ou trachytique. Plus rarement apparaît une texture microgrenue porphyrique (phénocristaux toujours très petits, de taille millimétrique).

Par rapport aux laves massives, outre la disparition totale de l'augite, on note les principales modifications minéralogiques suivantes :

- La chlorite prend un rôle très important constituant parfois jusqu'à 30% du volume de la roche.
- Le plagioclase, se trouve en phénocristaux et en microlite (en moyenne $\sim$ 100 µ de longueur). Les uns comme les autres, mais surtout les phénocristaux, sont très souvent complètement épigénisés en un mélange de quartz et de séricite (pas d'épidote, ni de calcite parmi ces produits de transformation). A chaque fois qu'une mesure a pu être faite, le feldspath s'est avéré être de l'albite voisine de An_0; exceptionnellement certains phénocristaux renferment plus de calcium (An_{8-9}). L'albite est toujours un minéral essentiel de ces roches (environ 40 à 45% de la lave).
- Le quartz est ici plus abondant; il représente souvent 10% du volume de la roche.

Tous les autres éléments de la paragenèse y compris ceux qui constituent les amygdales, sont les mêmes que dans les laves à pyroxène.

En résumé, ces roches montrent de belles textures de roches volcaniques et une paragenèse dominée par l'association : Albite - chlorite - quartz. Nous voyons ainsi apparaître dans ces coulées, dont les exemples les plus caractéristiques et les plus nombreux peuvent être récoltés dans la coupe du Trieux, des roches à composition minéralogique typique de spilites.

Il n'y a pas relations évidentes entre les deux types de laves massives à l'intérieur d'une même coulée. En particulier, il ne semble pas y avoir ici, comme dans d'autres cas étudiés (Auvray, 1967, par exemple), de répartition gravitaire à l'intérieur d'une même unité; les roches avec et sans

pyroxène apparaissent dans des unités différentes. Si l'on examine la coupe du Trieux, en particulier celle de la rive droite, du Nord vers le Sud, il n'y a pas non plus de répartition ordonnée de ces différentes laves; toutefois, les laves à pyroxène semblent être plus abondantes dans la partie nord de cette coupe, c'est à dire à la base de la formation. Les informations sont trop insuffisantes sur les autres coupes (Guilben, Jaudy) pour pouvoir en déduire un caractère systématique et donc une implication génétique.

Dans l'ensemble de la formation, les coulées massives ne doivent toutefois pas représenter plus de 1/10e des produits volcaniques émis.

B) Les laves en coussins :

C'est dans la coupe de la rive droite du Trieux (fig. n°I-23) que ces coulées à coussin sont les mieux développées. Cinq coulées ou plutôt cinq zones à pillows ont été reconnues dans cette coupe. Il est préférable en effet de parler de zones ou d'épisodes à coussins plutôt que de coulées uniques car fréquemment, au sein de ces zones, on observe de minces passées de matériel tuffacé ou même de laves massives (ces passées ont souvent une épaisseur inférieure à 1 m et ne sont pas représentables cartographiquement).

A la Pointe de Guilben (fig. n°I-22), où l'on observe les plus beaux exemples de coussins, deux épisodes principaux de 30 à 40 mètres de puissance chacun se succèdent. Les meilleurs affleurements sont ceux de l'extrémité Est de la Pointe, sur le flanc sud de celle-ci.

Dans la coupe du Jaudy (fig. n°I-24), la rive gauche permet de bonnes observations et trois zones à coussins peuvent y être mises en évidence.

La teinte dominante dans toutes ces roches est la couleur verte aussi bien dans les coussins que dans la matrice schisteuse; cependant, on remarque parfois que la bordure des coussins prend une couleur violacée. De plus, une teinte jauneâtre, traduisant la présence d'épidote, se développe en taches ou en veines irrégulières dans ces laves.

Les coussins, de taille réduite, dépassent rarement 60 cm dans leur plus grande dimension. Ils se présentent alors en ellipsoïdes très aplatis, moulés ou emboîtés les uns dans les autres, avec des faces inférieures concaves et des faces supérieures convexes dont l'étude statistique permet de placer le haut de la formation vers le Sud; les affleurements de la Pointe

de Guilben sont très démonstratifs à ce point de vue (photo n°8). Il arrive que ces pillows soient plus petits : 30 cm de diamètre et même dans certaines coulées du Trieux, 15 cm; ils sont dans ce cas presque sphériques.

Très souvent, les coussins ont leur partie centrale évidée; ils prennent alors l'aspect de géode aux parois internes tapissées de minéralisations diverses (le plus souvent calcite, quartz et minéraux opaques).

A l'oeil nu, même dans les coussins les plus gros, aucune différenciation n'apparaît; en particulier, il n'existe nulle part de bordure variolitique. Par contre, la roche est extrêmement bulleuse; ceci est un caractère constant.

Quant au ciment entre les coussins, il est d'une manière générale fort peu abondant; le plus fréquemment il se réduit à une simple pellicule verte d'aspect schisteux, ou blancheâtre d'aspect quartzitique (coupe du Trieux notamment); mais parfois dans les espaces laissés libres entre les coussins se développent des cristallisations dont la plus spectaculaire est celle de la cornaline de couleur rouge vif; accompagnant cette cornaline (on peut en trouver des blocs énormes d'environ $1m^3$ dans la coupe du Trieux), des minéralisations en quartz, calcite, épidote et chlorite sont également reconnaissables. On trouve par ailleurs exactement les mêmes minéralisations dans de petits filons recoupant les roches.

Plus rarement, des minéraux tels que la pyrite ou la chalcopyrite en petits cristaux cubiques automorphes se concentrent dans les mêmes zones.

Les caractères microscopiques essentiels de ces coulées sont les suivants :

1) Les coussins :

Ni la texture, ni la composition minéralogique ne montrent de variations ordonnées à l'intérieur des coussins et aucune différenciation systématique coeur-bordure ne peut être observée. La seule modification assez fréquente au passage de la zone externe (bordure) à la zone interne d'un pillow est l'augmentation des minéraux carbonatés (notamment calcite et/ou épidotes). Mais ceci n'est pas une règle générale et n'apparaît d'ailleurs que dans les pillows les plus gros (Pointe de Guilben, notamment).

Le caractère le plus frappant de ces laves est leur fraîcheur visible en lame mince qui contraste notablement avec l'aspect très épigénisé ou déstabilisé des laves massives. Ici le feldspath est toujours relativement

frais; comme par ailleurs le pyroxène n'existe pas et que les minéraux opaques, sauf exception, sont peu abondants, la roche a une limpidité tout à fait surprenante.

La texture est très variable. Elle est microlitique, le plus souvent porphyrique; elle peut être intersertale divergente (lattes assez trapues de feldspath groupées en agrégats rayonnants), parfois arborescente (fines baguettes de feldspath très longues dessinant des arborescences et des gerbes très caractéristiques des textures des laves en coussins). La mésostase entre les lattes de feldspath est toujours très finement cristallisée.

Deux minéraux essentiels constituent ces roches : l'albite et la chlorite.

L'albite : C'est le constituant majeur de ces laves dont il représente souvent près de 50% du volume, soit sous forme de phénocristaux dont la taille atteint rarement le millimètre, soit comme constituant de la phase microlitique (taille moyenne des microlites : 100μ environ). Dans les deux cas, elle se présente d'une part en baguettes automorphes à contours géométriques nets et d'autre part, plus fréquemment, en longues et fines baguettes aux extrémités effilochés, fourchues, dont les sections transversales sont creuses. De telles formes sont caractéristiques d'un refroidissement brutal (Lofgren, 1974) et s'observent fréquemment dans les spilites (voir par exemple les spilites de la série d'Erquy ; Auvray et Hameurt, 1973).

La teneur en anorthite n'excède jamais 5% sauf dans quelques rares phénocristaux où elle peut atteindre 8%. La macle de l'albite fréquente ne regroupe en général pas plus de trois à quatre individus; elle se combine à la macle de Carlsbad dans les cristaux les plus trapus.

L'albite est toujours très limpide et la séricite ne s'y développe que très peu. Parfois de petites inclusions, notamment des petits granules de minéraux opaques s'alignent le long des plans de macle.

La chlorite : Elle constitue l'essentiel du ciment entre les lattes d'albite. C'est une chlorite fibreuse, verte, peu pléochroïque, dont les teintes de polarisation indifféremment bleu foncé (bleu berlin) ou brun rougeâtre cuivré, laissent penser qu'il s'agit tantôt de pennine (essentiellement magnésienne), tantôt de prochlorite (Mg + Fe).

A ces deux minéraux fondamentaux s'ajoutent en quantité très variable d'un échantillon à l'autre:

Les épidotes : Représentant dans certains coussins près de 20% des constituants, la variété la plus abondante est la clinozoïsite, cristallisant en petits prismes automorphes souvent associés à des plages chloriteuses. On trouve également de la pistacite, très colorée et pléochroïque, soit en granules xénomorphes, soit en prismes automorphes.

Le quartz : On l'observe dans la mésostase, en plages xénomorphes. Il est peu abondant (4-5% du volume total de la roche).

Les minéraux opaques : Sauf lorsqu'ils se présentent en petits granules saupoudrant tout le fond de la roche et en quantité difficilement estimable à ce moment là (vallée du Jaudy, notamment), les minéraux opaques (ilménite, magnétite, pyrite) sont peu nombreux (environ 1% des constituants); le plus souvent, ce sont de petits agrégats xénomorphes dans la mésostase.

Le sphène : Il est toujours présent en petits granules arrondis (de 10 à 30μ) ; il est difficile d'estimer la part qu'il représente dans ces laves.

Moins fréquemment, peuvent également exister dans ces coussins la calcite et l'actinote.

La calcite : C'est le carbonate le plus abondant, mais il existe également de l'ankérite, de teinte rosée. La partie centrale de certains coussins de la Pointe de Guilben, s'enrichit considérablement en calcite, celle-ci représentant jusqu'à 50% de la roche.

L'actinote : Dans certains coussins de la vallée du Trieux, de nombreuses petites baguettes d'actinote très fines (100μ x 10μ), dessinent un feutrage qui envahit tout le fond de la roche. L'amphibole légèrement colorée en vert, faiblement pléochroïque, devient dans ce cas le minéral ferromagnésien le plus abondant; l'actinote peut s'associer aux petites lattes d'albite pour dessiner des textures rayonnantes ou arborescentes.

Comme autre minéral accessoire, on trouve principalement de l'apatite (longues et fines baguettes automorphes).

Enfin, un des aspects les plus constants de ces coussins est leur richesse en amygdales ou vacuoles, très nombreuses aussi bien au pourtour qu'au centre des coussins. Dans ces amydgales les minéralisations sont très variées; on peut y observer soit isolément, soit groupés à plusieurs, les minéraux suivants : chlorite, calcite, quartz, clinozoïsite, pistacite, pyrite, sphène (parfois en petits cristaux automorphes).

Tous ces minéraux constituent également le remplissage de filonnets qui recoupent les laves en tout sens.

2) La matrice entre les coussins :

Plusieurs variétés peuvent être distinguées.

- Cette matrice est constituée parfois uniquement par : la cornaline, la calcite, le quartz, la chlorite ou l'épidote, avec fréquemment un peu de pyrite.

La cornaline est un microquartzite à oligiste, roche très dure, aphanitique, de teinte rouge foncé, parfois veinée de noir ou de blanc. Les plages de quartz, xénomorphes, fortement engrenées les unes dans les autres, ont des tailles très variables de (10 à 300 μ). L'oligiste est concentrée en traînées flexueuses contournée ou disséminée en granules innombrables et très petits (2μ environ) dans le fond de la roche. Il y a aussi quelques petits cristaux de pyrite.

La cornaline est très typique des spilites de Paimpol; elle n'a été signalée nulle part ailleurs dans les autres formations volcaniques du Massif Armoricain.

La chlorite et l'épidote forment des enduits de couleur verte ou jaunâtre sans cristaux bien développés visible à l'oeil nu. Elles y ont les mêmes caractères optiques que dans les coussins.

— Dans d'autres cas, la matrice est une roche de teinte blanc-verdâtre, aphanitique, très finement cristallisée, très dure, à cassure conchoïdale, composée à plus de 90% par du quartz auquel s'ajoutent des petits granules ou des petites plages de calcite, de chlorite, de séricite, d'opaques, d'épidote et parfois de petites aiguilles de rutile. Il s'agit de jaspe que l'on trouve parfois en minces passées de quelques centimètres d'épaisseur parmi les niveaux pyroclastiques.

- Enfin, le dernier type de matrice est représenté par une roche schisteuse de teinte verte dessinant les minces cloisons entre les coussins. C'est une lave montrant fréquemment une belle texture microlitique, parfois trachytique; elle est porphyrique et les phénocristaux de dimensions modestes (inférieurs au mm), de même que les microlites (100 μ de longueur en moyenne), sont tous constitués d'albite très pure. La chlorite y représente l'essentiel de la mésostase dans laquelle on trouve également à peu près tous les constituants observés dans les coussins, notamment : clinozoïsite, pistacite, sphène et leucoxène, quartz, minéraux opaques et même quelques fibres d'actinote. Le ciment est donc en fait une lave spilitique essentiellement albito-chloritique.

Ces différentes variétés de matrice peuvent s'observer dans la même coulée, l'une ou l'autre ne semblant répondre à aucune répartition précise.

A côté des coulées à pillows très typiques, dans lesquelles les coussins sont parfaitement bien individualisés et de taille réduite, on observe dans la coupe du Jaudy un type un peu différent : vers la base de la pile volcanique, il existe des roches de teinte violacée se débitant en très grosses langues ou boudins; on a ainsi des sortes d'éllipsoïdes très allongés, très étirés (plus de 2m dans leur plus grande dimension) aplatis et moulés les uns sur les autres. Comme entre les autres pillows, le ciment est peu important.

La roche d'aspect schisteux, de teinte violacée foncée, est vacuolaire et de nombreux filonnets et amygdales de calcite la recoupe fréquemment en tout sens. Aucune autre cristallisation n'est visible à l'oeil nu ; aucune différenciation, ni aucune zonation n'est visible dans ces grandes galettes aplaties.

Au microscope, par contre, les textures et la paragenèse sont tout à fait semblables à celles que nous venons de décrire dans les coussins. Il faut noter toutefois que le minéral opaque (oligiste) est dans ce type de lave très abondant; envahissant pratiquement toute la roche (grains minuscules), il lui confère sa couleur.

C) Les laves bréchiques :

Typiquement ce sont des laves de teinte verte renfermant de très nombreux fragments noirs, de forme sphérique ou elliptiqueet de la grosseur d'une balle de tennis (photo n°9). Elles sont fréquentes dans l'ensemble de la formation spilitique de Paimpol. On les observe dans de bonnes conditions à la Pointe de Guilben et sous le pont suspendu de Lézardrieux.

1) Les enclaves violacées :

Il s'agit de fragments de laves. La texture est trachytique ou intersertale divergente. La roche est presque toujours porphyrique, les phénocristaux atteignant rarement le millimètre (entre 400 et 800µ en général). Deux constituants essentiels caractérisent cette lave : albite et quartz.

L'albite : souvent très pure, sa composition semble osciller entre An_0 et An_7. Elle constitue aussi bien les phénocristaux que les microlites (20 à 30 µ). Ce minéral en général très frais et limpide, ne renferme que de rares inclusions (petits granules d'opaques).

Le quartz : en plages xénomorphes de petite taille, il cimente les lattes de feldspath.

A côté de ces deux minéraux essentiels, on relève la présence de : chlorite (plages fibreuses); épidotes (en particulier la pistacite, en granules xénomorphes ou en agrégats fibro-radiés); sphène, leucoxène, minéraux opaques, tous en granules de très petite taille (de quelques microns de diamètre) constituant (notamment les minéraux opaques) de nombreuses traînées dans le fond de la roche.

Cette lave est très riche en vacuoles ou amygdales de forme sphérique, de taille millimétrique. Les cristallisations y sont très variées mais le plus souvent on trouve :

Le quartz : en grandes plages, mono ou polycristallines.

La chlorite : d'une part sous forme de grandes plages fibreuses; d'autre part en petites tablettes dessinant les serpentins caractéristiques de la ripidolite.

La pistacite : en grains xénomorphes ou en cristaux tapissant les parois de l'amygdale.

L'albite : de l'albite très pure apparaît, mais très rarement, dans ces amygdales.

Ces différents minéraux coexistent en général dans une même amygdale, sauf le quartz qui peut être seul.

2) La matrice verte :

C'est également une lave à texture microlitique porphyrique, fluidale. Elle est constituée des mêmes minéraux que les fragments qu'elle cimente, mais dans des proportions différentes. C'est ainsi que la chlorite devient très abondante, que la quantité d'épidotes augmente alors que celle du quartz diminue très sensiblement. Les vacuoles y sont moins nombreuses. Les minéraux les plus fréquents sont cette fois-ci non plus le quartz mais les épidotes, notamment la pistacite très fortement pléochroïque, en fibres groupées à structure rayonnante ou en agréqats de plages xénomorphes.

Ces roches sont donc des brèches dans lesquelles enclaves et ciment sont des laves : le ciment à une composition minéralogique plus spilitique, les enclaves une composition plus kératophyrique.

Le type décrit est le plus caractéristique : les fragments violacés y sont bien individualisés et se détachent parfaitement de la matrice verte. Ce n'est pas toujours le cas et la séparation des deux parties est parfois difficile : les zones violacées se présentent alors sous forme diffuse et contournée dans la matrice verte. Au microscope, la limite devient difficile à situer; l'abondance de la chlorite permet de faire la distinction entre les deux parties de la roche.

D) Produits pyroclastiques et autres :

Ces produits sont très variés, paraissant surtout bien développés dans la partie supérieure de la formation spilitique si l'on s'en réfère aux coupes du Jaudy et du Trieux.

On peut y distinguer des brèches, des tufs, des schalsteins. Les jaspes constituent de minces niveaux interstratifiés ou le ciment des coussins dans certaines coulées (voir plus haut).

1) Les brèches :

On les trouve en un seul endroit sur la rive gauche du Jaudy. Ce niveau, d'une centaine de mètres de puissance apparente, avait été reconnu déjà par Barrois (1908) qui l'avait nommée "Brèche porphyrique de Men-Ar-Bieg" (symbole ¶ S sur la carte géologique, feuille de Tréguier).

Il s'agit d'une roche blancheâtre, d'aspect schisteux, contenant de nombreux fragments anguleux (quelques cms) d'une roche noirâtre ou violacée et de très nombreux cristaux de feldspath et de quartz (taille toujours inférieure au centimètre). Elle n'est pas granoclassée.

Au microscope la texture est très caractéristique d'une roche pyroclastique : dans un fond quartzo-phylliteux flottent des fragments cristallins (feldspaths, quartz) ou lithiques volcaniques.

Les plagioclases : La composition des phénoclastes de plagioclase varie de (An_3 à An_{30}). Ils sont toujours maclés (macles nombreuses et variées : albite, carlsbad, péricline) et très limpides. Il y a également quelques rares cristaux d'orthose.

Le quartz : en cristaux automorphes à caractère rhyolitique net (doigt de gants) ou en éclats, est abondant.

Les fragments lithiques : il s'agit de fragments de lave spilitique à texture microlitique, alignés et étirés dans la trame de la roche. Leur paragenèse comporte : albite + chlorite + quartz + minéraux opaques + épidotes + sphène-leucoxène. L'abondance de la chlorite et des minéraux opaques leur donne une teinte foncée.

Quant à la matrice qui les entoure, elle est microquartzitique : des petites plages de quartz (10 à 15 microns) fortement engrenées les unes dans les autres en constituent la partie la plus importante. Ce fond est parsemé de nombreuses paillettes de chlorite et parfois de séricite qui y dessinent de longues traînées; on trouve également des granules d'épidotes, d'opaques, et du zircon.

2) Les tufs :

Parfois difficiles à distinguer des laves, ce sont des roches massives de couleur verte veinées de traînées d'épidote et piquetées de phénocristaux peu nombreux de taille millimétrique.

Ces tufs constituent dans la coupe du Trieux, surtout au sommet de la série, près du passage à la formation sédimentaire de la Roche-Derrien, des bancs d'épaisseur métrique interstratifiés entre les coulées et les autres roches pyroclastiques.

La texture est celle d'une roche pyroclastique : matrice très finement cristallisée, microgrenue, essentiellement quartzo-chloriteuse mais s'enrichissant parfois considérablement en épidote. On y trouve également de nombreux granules de sphène, de très petite taille; les minéraux opaques sont présents. Il y flotte des cristaux ou des fragments d'albite et de quartz.

Les proportions relatives des cristaux pyroclastiques et de la mésostase sont extrêmement variables : lorsque la phase pyroclastique est abondante, la roche prend une composition kératophyrique; quand la mésostase au contraire devient prépondérante, la roche est plus franchement spilitique.

3) Les schalsteins :

Ces roches d'aspect schisteux, satiné, de couleur verte avec souvent des taches diffuses violacées, ou des veines de couleur vert foncé ou blanche (calcite) s'observent à la Pointe de Guilben (extrémité Est, dans la zone des coulées à pillows) et dans le Trieux, sous le pont de Lézardrieux ; elles constituent des bancs en général peu épais (30 à 40 cm).

Au microscope, ces roches se distinguent des brèches et des tufs par la présence de fragments de verre volcanique et par l'abondance de la calcite dans la mésostase (photo n°10).

A côté de grandes plages de calcite, le ciment contient des petites zones microquartzitiques, de la chlorite et de nombreux petits grains d'épidotes, de minéraux opaques et de sphène (ou leucoxène). La fraction pyroclastique est représentée par des fragments de lave, des cristaux de plagioclase, d'épidotes, de quartz et des échardes vitreuses aux contours souvent anguleux, remplies de chlorite fibreuse. On trouve également, dans le ciment de ces roches, de très petites sphères (50 µ de diamètre en général), sorte de

perles emplies de quartz et dont le contour est souligné par de minuscules granules à très fort relief (sphène-leucoxène ?).

Les fragments lithiques ont des compositions spilitiques ; leur texture est microlitique porphyrique (microlites et phénocristaux d'albite cimentés par une mésostase essentiellement chloriteuse).Le tout est envahi et recouvert par la calcite du ciment.

L'originalité de ces tufs tient donc au développement considérable de la calcite (jusqu'à 50% de la roche) et aux fragments vitreux qu'ils contiennent (échardes, perles). Ce sont ces deux caractères qui nous ont conduit à désigner ces pyroclastites sous le nom de schalsteins bien que ces roches ne répondent pas exactement à la définition du terme tel qu'il est utilisé par les auteurs allemands (voir rappel de la définition donné par Juteau et Rocci, 1966, p.92) ; en particulier je n'ai pas observé de fragments de roche sédimentaire dans ces roches.

4) Les jaspes:

Nous avons déjà signalé l'existence de ces roches lors de l'étude de la matrice des pillows.

De teinte blanc-verdâtre, elles sont silexoïdes, aphanitiques. L'examen microscopique montre qu'il s'agit de microquartzite très finement cristallisé (taille moyenne : 20 µ). Le quartz représente au moins 90% de la roche dans laquelle se développe toutefois, de temps à autre, des granules xénomorphes de clinozoïsite, de petites paillettes de chlorite, des taches diffuses de calcite et des petits grains de minéraux opaques en quantité variable.

Microquartzitiques, ces roches sont assez proches de la cornaline dont elles diffèrent essentiellement par la couleur et la teneur en minéraux opaques. De telles roches hypersiliceuses ont été signalées à de multiples reprises dans la littérature en association avec un volcanisme de type spilitique.

En résumé, les caractères pétrographiques fondamentaux des spilites de Paimpol sont :

- *l'extrême variabilité de leurs structures et de leurs textures;*
- *la constance de l'association minéralogique typique des spilites : albite + chlorite + épidote + sphène et/ou leucoxène + minéraux opaques + quartz +*

± amphibole ± calcite à laquelle seules font exception les laves massives à pyroxène de composition doléritique (Plagioclase basique + augite).

III - CARACTERES CHIMIQUES.

L'étude chimique des spilites de Paimpol utilise 62 analyses réparties de la manière suivante :

- laves massives : 17
- laves en coussins : 27
- laves bréchiques : 6
- roches pyroclastiques et jaspes : 12

La localisation des échantillons analysés est indiquée sur les figures n°I-22, I-23 et I-24.

A) Les laves massives :

1) Les laves à pyroxène : (Tableau n°I-15).

Leur chimisme est assez constant. Les teneurs en SiO_2 sont faibles, le plus souvent nettement inférieures à 50%; les teneurs en alumine sont fortes; la somme (Fe total + MgO + MnO + TiO_2) est toujours très forte, avec une valeur moyenne voisine de 19% (valeurs extrêmes 14,46% et 22,25%). CaO est toujours élevé notamment par rapport aux alcalins parmi lesquels K_2O est en quantité très faible, toujours inférieur à 1%.

Le rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ est dans tous les cas faible et toujours inférieur à 0,5 (valeur moyenne 0,37).

On retrouve donc bien dans les compositions chimiques les caractères définis lors de l'analyse pétrographique : roches largement plagioclasiques (plagioclase en général nettement basique) et riches en éléments colorés (pyroxène, chlorite, amphibole et minéraux opaques notamment). Les variations sont pour la plupart de faible importance et irrégulières; il faut rappeler que les laves sont amygdalaires (amygdales à chlorite, épidote notamment) ce qui suffit peut-être à expliquer ces variations.

Les compositions sont basaltiques; la comparaison (tableau n°I-16) entre la moyenne obtenue sur les 8 analyses de laves à pyroxène (A), la moyenne de 1558 analyses de basaltes (E) fournies par Manson (1967) et la moyenne de 417

N°	50	51	52	53	54	55	56	57	58	Moyenne des 9 analyses
SiO_2	46,80	51,80	47,60	48,15	46,18	46,90	47,82	50,97	46,53	48,08
Al_2O_3	17,22	18,13	17,14	16,96	17,59	17,50	17,32	19,41	15,26	17,39
Fe_2O_3	9,76	8,31	9,50	9,46	9,53	9,61	9,79	8,43	9,68	9,34
MnO	0,17	0,15	0,16	0,17	0,16	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15
MgO	9,55	6,23	8,35	8,73	10,00	8,85	8,81	5,04	11,72	8,59
CaO	8,40	7,95	9,57	8,52	7,41	8,55	8,70	9,26	7,36	8,41
Na_2O	2,37	3,09	2,90	2,58	1,95	2,58	2,39	2,36	2,25	2,50
K_2O	0,64	0,74	0,27	0,90	0,79	0,51	0,48	0,60	0,80	0,64
TiO_2	0,87	0,93	0,81	0,83	0,78	0,87	0,88	0,85	0,71	0,84
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	3,37	2,45	2,86	2,94	4,41	3,31	3,17	2,61	3,51	3,18
$PF_{110°}$	0,15	0,11	0,16	0,17	0,46	0,32	0,32	0,20	0,36	0,25
Total	99,30	99,89	99,32	99,41	99,26	99,15	99,84	99,87	98,32	99,37

Tableau I-15 : Compositions chimiques des laves massives à pyroxène ; formation des spilites de Paimpol

	A	B	C	D	E
SiO_2	48,08	49,56	49,3	50,6	49,65
Al_2O_3	17,39	19,26	16,0	15,3	16,00
Fe_2O_3	9,34	8,99	3,2	2,4	3,89
FeO	-	-	7,8	8,9	6,08
MnO	0,15	0,13	0,17	0,18	0,15
MgO	8,59	6,36	6,6	6,4	5,10
CaO	8,41	7,09	9,9	10,1	6,62
Na_2O	2,50	3,57	2,8	2,4	4,29
K_2O	0,64	0,33	1,0	0,9	1,28
TiO_2	0,84	0,93	2,0	1,5	1,57
P_2O_5	-	-	0,32	0,26	0,26
$PF_{1000°}$	3,18	3,35	0,9	1,0	-
$PF_{110°}$	0,25	0,23	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	1,63

Tableau I-16 : Comparaison entre les laves massives à pyroxène (A) et sans pyroxène (B) de la formation des spilites de Paimpol. (C) et (D) : compositions moyennes des basaltes et des dolérites (Manson, 1967, p. 226, tableau VI, analyses 2 et 3) ; (E) : composition moyenne des spilites d'après Vallance (1960).

analyses de dolérite (D) permet de constater des teneurs sensiblement plus élevées en Al_2O_3 et MgO et, par contre, plus faibles en CaO et TiO_2 des laves du Trégor par rapport à ces moyennes mondiales.

Les quantités normatives de Qz - Plg - Opx - Cpx - Ol - Ne sont habituellement utilisées dans la classification de Yoder et Tilley (1962) ; nous ne pouvons nous servir de ces paramètres normatifs ici car le fer est dosé totalement sous forme de Fe_2O_3. D'autres diagrammes toutefois permettent de se faire une idée de la classe chimique à laquelle ces basaltes peuvent être rattachés.

Ainsi les diagrammes de Kuno (1960) faisant appel aux paramètres Al_2O_3, $Na_2O + K_2O$ et SiO_2 (tableau n°I-17) servent à faire la distinction entre les tholéïtes, les high-alumina-basalts et les basaltes alcalins. Dans ces différents diagrammes (fig. n°I-25 et I-26) les points représentatifs des compositions chimiques des roches trégorroises tombent sinon tous, du moins pour la plupart, dans le champ des "high-alumina-basalts" (dans la classification de Yoder et Tilley, il s'agit donc de tholéïtes à olivine). La richesse en Al_2O_3 des laves basaltiques est effectivement le caractère chimique le plus marquant de ces roches à pyroxène.

2) Les laves massives sans pyroxène : (Tableau n°I-18)

Leurs compositions sont encore basaltiques : teneur en SiO_2 faible (voisine de 50% en moyenne); forte proportion de $Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$ (en moyenne, la somme de ces différents oxydes est de l'ordre de 16,5%). Toutefois, la teneur en MgO peut varier du simple au double, celle des autres éléments étant plus constante. CaO est, lui aussi, sujet à de sensibles variations, mais sauf dans un cas (analyse 63), il est en quantité supérieure à celle des alcalins. Parmi ces derniers K_2O est toujours faible (< 0,6%) voire même très faible (66).

Par rapport aux laves à pyroxène, on note certaines différences : Les teneurs en silice sont en général légèrement plus élevées dans les laves sans pyroxène; la teneur en Al_2O_3, que nous avions déjà considérée comme forte dans les laves doléritiques, augmente encore ici, dépassant parfois 21% pour une valeur moyenne d'environ 19% (Tableau n°I-18). La somme Σ ($Fe_2O_3 + MnO + MgO + TiO_2$) est sensiblement plus faible dans les laves sans pyroxène (16,5% en moyenne contre 19,6% en moyenne) ; dans cette variation MgO joue, semble-t-il, le rôle le plus important.

N° analyse	50	51	52	53	54	55	56	57	58
Al_2O_3	17,22	18,13	17,14	16,96	17,59	17,50	17,32	19,41	15,26
Na_2O+K_2O	3,01	3,83	3,17	3,48	2,74	3,09	2,87	2,96	3,05
SiO_2	46,30	51,80	47,60	48,15	46,18	46,90	47,82	50,97	46,53

Tableau I-17 : Paramètres Al_2O_3, $Na_2O + K_2O$, SiO_2 pour les laves à pyroxène de la formation des spilites de Paimpol.

N° d'analyse	59	60	61	62	63	64	65	66	Moyenne des 8 analyses
SiO_2	50,03	47,01	52,12	47,36	49,34	50,81	49,25	50,08	49,56
Al_2O_3	16,96	17,59	18,18	20,83	21,68	20,07	21,14	17,61	19,26
Fe_2O_3	8,68	10,00	8,50	9,76	9,19	8,63	8,87	8,31	8,99
MnO	0,16	0,15	0,13	0,11	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13
MgO	7,92	8,04	6,07	5,60	5,30	4,92	4,82	8,25	6,36
CaO	7,19	7,13	5,62	7,08	4,63	9,69	8,12	7,25	7,09
Na_2O	4,03	3,84	3,37	4,05	4,58	2,46	3,20	3,03	3,57
K_2O	0,39	0,29	0,41	0,38	0,56	0,17	0,43	0,01	0,33
TiO_2	0,80	1,05	0,77	1,01	1,08	0,90	1,00	0,84	0,93
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	2,66	3,49	3,74	3,23	3,58	2,68	3,40	3,99	3,35
$PF_{110°}$	0,31	0,29	0,23	0,36	0,26	0,12	0,14	0,12	0,23
Total	99,63	99,88	99,14	99,77	100,33	100,58	100,50	99,61	99,80

Tableau I-18 : Compositions chimiques des laves massives sans pyroxène (formation des spilites de Paimpol)

Le titane n'est pas très abondant dans l'un ou l'autre type de lave; il l'est toutefois un peu plus dans les laves sans pyroxène dans lesquelles il atteint et peut dépasser 1% (4 analyses sur 8).

La teneur en calcium baisse alors que celle en sodium augmente sensiblement lorsqu'on passe des dolérites aux laves sans pyroxène ; la teneur en potassium est encore plus faible dans ces dernières.

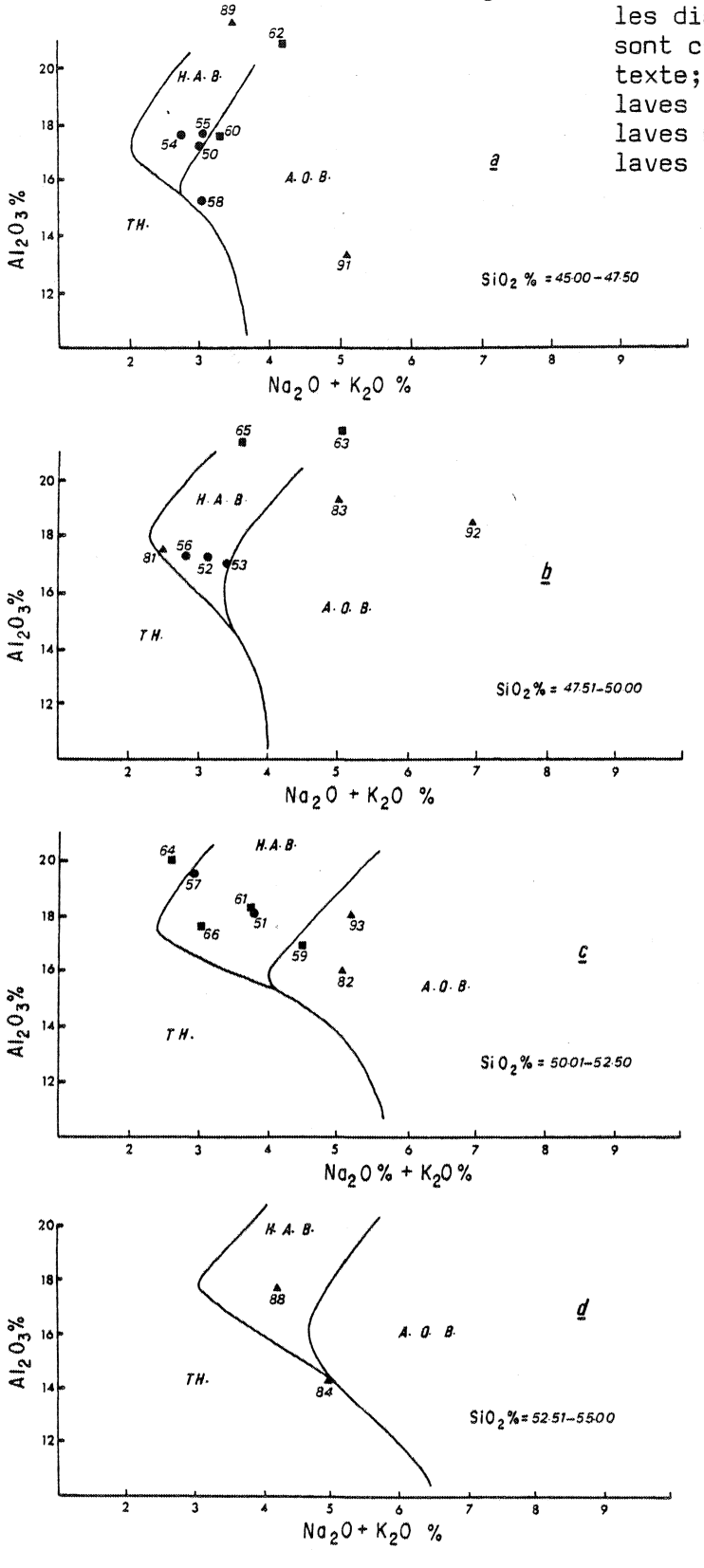
Les variations des éléments calco-alcalins traduisent le passage d'un plagioclase calcique à un plagioclase albitique; on pourrait d'ailleurs attendre, étant donné l'abondance du plagioclase dans ces roches, des variations beaucoup plus importantes. Quoiqu'il en soit, le rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ passe d'une valeur moyenne de 0,37 dans les dolérites à une valeur de 0,59 dans les laves à albite + chlorite. La perte au feu (PF_{1000}) ne montre par contre pas de variation significative.

Les teneurs des différents oxydes mais surtout les quantités absolues et les proportions relatives de CaO et de Na_2O dans les laves albito-chloritiques caractérisent des compositions spilitiques; la composition moyenne des spilites donnée par Vallance (tableau n°I-16) est, de ce point de vue, assez proche de celle des laves du Trégor.

Dans leur variation vers les termes spilitiques, les laves conservent toujours comme trait fondamental une très grande richesse en alumine. Dans les diagrammes des figures n°I-25 et I-26 (tableau n°I-19) leurs points représentatifs se situent sinon tous dans le champ des basaltes riches en alumine, du moins toujours très près de ce champ.

En résumé, les laves massives que l'on trouve dans la formation des spilites de Paimpol, sont des roches à composition basaltique dont la caractéristique essentielle est la richesse en alumine; les laves à pyroxène ont une composition chimique classique de basalte correspondant à une paragenèse plagioclase basique + clinopyroxène elle-même basaltique; les laves sans pyroxènes représentent au contraire une évolution vers des compositions spilitiques, avec en particulier augmentation des teneurs en sodium.

Fig.I-25 : Position des spilites de Paimpol dans les diagrammes de Kuno (1960). Les n° sont ceux des analyses citées dans le texte;
laves massives à pyroxène ●
laves massives sans pyroxène ■
laves en coussins (analyses globales) ▲



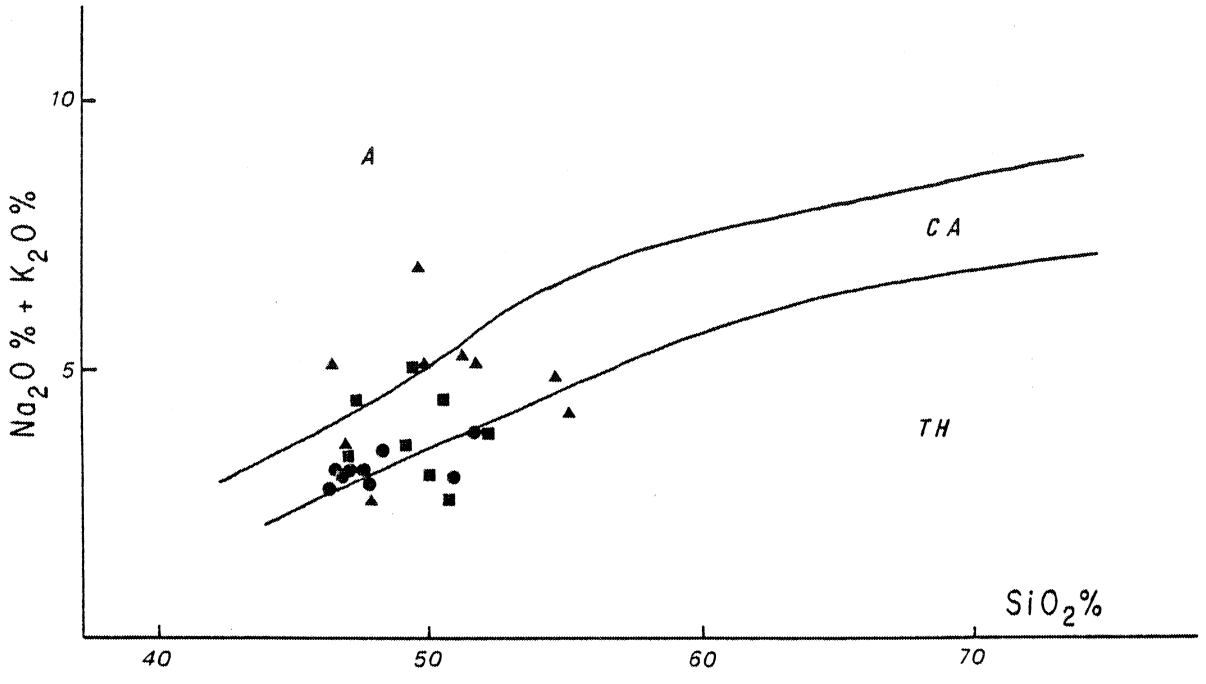


Fig.I-26 : Position des spilites de Paimpol dans le diagramme de Kuno (1960). Mêmes figurés que ceux de la figure I-25. (A) Champ des séries alcalines; (C) Champ des séries calco-alcalines; (TH) Champ des séries tholéitiques.

B) Les laves en coussins : (Tableau n°I-20).

Ces laves en coussins comprennent à la fois les véritables coussins tels que l'on peut les observer à la Pointe de Guilben et les grandes langues de laves violacées qui ont été décrites dans la partie nord de la coupe du Jaudy.

L'échantillonnage porte sur toute l'étendue de la bande spilitique depuis la Pointe de Guilben (10 analyses) jusqu'au Sud de Tréguier (8 analyses) en passant par la coupe du Trieux (9 analyses).

Il a été réalisé dans un double but :

- d'une part de vérifier le chimisme globale des roches. Pour des raisons d'homogénéité, les coussins choisis étaient de petite taille (15 cm de diamètre) compacts, massifs, sans différenciation interne apparente; ce sont les coulées du Trieux et du Jaudy qui se sont prêtées le mieux à ce type d'échantillonnage;
- d'autre part, essayer de voir si des différenciations pouvaient être mises en évidence entre coeur, bordure (et matrice) des coussins; c'est la Pointe de Guilben qui se prêtait le mieux à l'étude de ce problème.

Toutes ces analyses figurent dans le tableau n°I-20, où elles ont été regroupées par secteur géographique.

1) Composition des laves en coussins :

Intéressons-nous d'abord au problème de la nature chimique globale de ces roches. Nous utiliserons pour cela les analyses (81) à (84) et (88) à (93) de coussins entiers ou de roches très homogènes.

Le tableau n°I-21 met en évidence les caractères chimiques essentiels de ces laves en coussins. Toutes entrent dans la catégorie des basaltes :

- teneur faible à moyenne en SiO_2 compris entre 46,36% et 55,81%
- teneur élevée en Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2 le plus souvent supérieure à 14%.
- teneur en Al_2O_3 en général élevée; la moyenne des compositions en alumine est supérieure à la moyenne des basaltes (tableau n°I-16, colonne C). Toutefois, dans les coussins, Al_2O_3 est dans l'ensemble sensiblement plus faible que dans les laves massives (tableau n°I-16, colonnes A et B).

Par contre, la teneur en CaO bien que sujette à des variations considérables, est relativement faible pour des basaltes.

N° analyse	59	60	61	62	63	64	65	66
Al_2O_3	16,96	17,59	18,18	20,83	21,68	20,07	21,14	17,61
Na_2O+K_2O	4,42	3,33	3,78	4,43	5,14	2,63	3,63	3,04
SiO_2	50,53	47,01	52,12	47,36	49,34	50,81	49,25	50,08

Tableau I-19 : Paramètres Al_2O_3, Na_2O+K_2O et SiO_2 pour les laves massives sans pyroxène de la formation des spilites de Paimpol

N° analyse	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO_2	48,67	49,72	39,86	51,45	49,29	51,44	55,48	56,80	55,01	43,93
Al_2O_3	16,35	17,40	13,18	18,12	19,00	18,43	18,91	19,38	19,06	19,68
Fe_2O_3	9,18	9,79	5,50	8,79	9,12	10,25	6,61	7,78	8,99	10,62
MnO	0,19	0,15	0,12	0,14	0,14	0,14	0,14	0,08	0,09	0,15
MgO	10,86	6,70	3,24	4,64	7,82	5,09	4,97	2,93	3,89	11,99
CaO	5,25	7,50	18,30	5,58	2,20	3,17	3,23	5,67	5,28	1,30
Na_2O	4,13	3,56	3,44	5,12	5,24	5,49	5,50	3,31	3,52	4,83
K_2O	0,24	0,23	0,04	0,10	0,14	0,11	0,58	0,41	0,30	0,05
TiO_2	1,05	0,94	0,63	0,76	0,99	1,08	0,97	1,22	0,88	1,32
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	4,02	3,27	15,35	3,78	4,50	3,66	3,47	2,86	3,47	5,64
$PF_{110°}$	0,24	0,24	0,15	0,41	0,50	0,57	0,42	0,41	0,50	0,39
Total	100,18	99,50	99,81	98,89	98,94	99,43	100,28	100,85	100,99	99,90

Tableau I-20 : Compositions chimiques des laves en coussins : Pte de Guilben ; (formation des spilites de Paimpol).

N° analyse	86	87	88	89	90	91	92	93
SiO_2	52,12	55,21	54,97	46,81	55,81	46,36	49,55	51,10
Al_2O_3	16,74	17,50	17,49	21,87	18,26	13,14	18,40	17,94
Fe_2O_3	8,75	8,52	8,52	11,80	8,24	6,52	11,74	10,09
MnO	0,10	0,09	0,09	0,06	0,11	0,12	0,08	0,11
MgO	5,33	5,22	5,08	4,94	4,14	2,42	5,03	4,69
CaO	9,46	4,23	5,74	3,17	1,91	13,36	1,92	4,18
Na_2O	1,65	4,65	3,65	2,32	6,22	4,88	5,79	4,63
K_2O	0,08	0,18	0,52	1,14	0,27	0,19	0,14	0,60
TiO_2	0,80	0,79	0,78	1,19	0,69	0,68	1,53	0,83
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	3,47	3,15	3,13	6,58	2,97	10,46	3,19	3,38
$PF_{110°}$	0,29	0,37	0,16	0,31	0,57	0,09	0,45	0,27
Total	98,79	99,91	100,13	100,19	99,19	98,22	98,82	97,82

Tableau I-20 (suite) : Compositions chimiques des laves en coussins de la coupe du Jaudy (formation des spilites de Paimpol)

N° analyse	77	78	79	80	81	82	83	84	85
SiO_2	54,30	50,49	51,50	48,90	47,85	51,62	49,35	54,47	70,66
Al_2O_3	16,46	17,60	15,94	17,40	17,49	15,98	19,34	14,37	11,73
FeO_3	8,67	8,67	8,88	9,58	10,14	7,72	10,09	6,83	4,76
MnO	0,14	0,25	0,09	0,07	0,23	0,13	0,10	0,12	0,05
MgO	7,24	7,62	9,34	10,46	8,70	9,86	6,53	9,75	1,42
CaO	5,63	7,76	6,22	4,46	11,40	5,18	3,85	6,67	7,59
Na_2O	2,19	2,07	3,04	3,42	1,96	4,96	4,85	4,73	1,32
K_2O	0,52	0,56	0,14	0,14	0,53	0,13	0,22	0,13	0,05
TiO_2	0,84	0,94	0,89	0,78	0,74	0,77	0,90	0,63	0,48
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	2,84	2,67	4,30	4,06	1,50	2,67	3,68	1,88	1,55
$PF_{110°}$	1,72	0,31	0,25	0,29	0,10	0,37	0,19	0,25	0,20
Total	100,55	98,94	100,59	99,76	100,64	99,39	99,10	99,83	99,81

Tableau I-20 (suite) : Compositions chimiques des laves en coussins de la rive droite du Trieux (formation des spilites de Paimpol)

N° analyse	81	82	83	84	88	89	90	Moyenne des 7 analyses	91	92	93	Moyenne des 3 analyses
SiO_2	47,85	51,62	49,35	54,47	54,97	46,81	55,81	51,55	46,36	49,55	51,10	49,00
Al_2O_3	17,49	15,98	19,34	14,37	17,49	21,87	18,26	17,83	13,14	18,40	17,94	16,49
$\Sigma(Fe_2O_3+MnO+MgO+TiO_2$	19,81	18,48	17,62	17,33	14,47	17,99	13,18	16,98	9,74	18,38	15,72	14,61
CaO	11,40	5,18	3,85	6,67	5,74	3,17	1,91	5,42	13,36	1,92	4,18	6,48
Na_2O+K_2O	2,49	5,09	5,07	4,86	4,17	3,44	6,49	4,51	5,07	6,93	5,23	5,74
Na_2O+K_2O/CaO	0,22	0,98	1,32	0,73	0,73	1,08	3,40	0,83	0,38	3,61	1,25	0,89

Tableau I-21 : Caractères chimiques principaux des laves en coussins (analyses globales des coussins) et des laves violacées en grandes langues (formation des spilites de Paimpol)

Certaines roches, en effet, sont très riches en calcium, soit parce qu'elles renferment de grande quantité d'épidote (ce qui est le cas pour l'analyse 81), soit parce qu'elles renferment beaucoup de calcite (ce qui est le cas de l'analyse 91)*.

De toute façon et malgré des différences liées à des compositions minéralogiques en quelque sorte accidentelles, les coussins et les laves violacées du Jaudy montrent les mêmes caractères chimiques fondamentaux. En particulier dans les deux groupes, dont l'affinité basaltique est nette, on remarque une teneur relativement faible en CaO par rapport aux alcalins, c'est à dire par rapport au Na_2O puisque dans la plupart des cas, la valeur de K_2O est largement inférieure à 1%.

Le caractère sodique et spilitique des laves de ce type est donc bien marqué, mieux encore que dans les laves massives sans pyroxène (la valeur du rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ est de 0,59 en moyenne pour les laves massives à tendance spilitique et de 0,83 et 0,88 pour les laves en coussins ou en grandes langues).

Un autre argument important en faveur de la nature spilitique de ces laves est la teneur élevée en éléments volatils (H_2O et/ou CO_2) qui traduit les différences minéralogiques entre ces roches et de véritables basaltes; dans les spilites, il y a abondance de minéraux hydroxylés (chlorite, voire amphibole) ou de carbonate (calcite) qui n'apparaissent pas dans les basaltes typiques.

Dans les diagrammes que nous avons déjà utilisés, (fig. n°I-25 et I-26), la position des points représentatifs des laves en coussins et des laves violacées s'écarte du champ des basaltes riche en alumine; ceci apparaît notamment dans la figure n°I-25 où, à teneurs égales ou un peu plus faibles en Al_2O_3 que les

---

* Il est nécessaire ici de faire une remarque à propos de la présentation des analyses : la perte au feu globale à 1000°, représente tous les volatils et en particulier CO_2 qui entrent dans la composition des minéraux de ces roches. Dans la plupart des analyses présentées jusqu'à présent, en l'absence de calcite, la perte au feu correspondait essentiellement à H_2O. Il en va différemment pour les laves en coussins notamment pour celles dans lesquelles nous avons signalé des quantités très importantes de calcite ; P.F. y représente en majorité du CO_2; d'ailleurs les plus fortes valeurs obtenues en perte au feu correspondent toujours à de très fortes teneurs en CaO.

laves massives, la somme $Na_2O + K_2O$ est en général plus élevée, les points représentatifs tendant à se déplacer vers le champ des basaltes alcalins à olivine. Par contre, dans la figure n°I-26, les spilites se maintiennent mieux dans le champ ou au voisinage du champ des basaltes riches en alumine.

En résumé, entre le chimisme des laves en coussins et celui des laves massives, il n'y a aucune coupure fondamentale : le caractère original de ces laves (leur haute teneur en alumine) est conservé. On notera simplement qu'en passant des laves à pyroxène aux laves albito-chloritiques massives, puis aux laves en coussins, le caractère spilitique des roches s'accentue.

Il faut néanmoins remarquer que cette "évolution" ne correspond pas sur le terrain à une répartition stratigraphique régulière : laves basaltiques et spilitiques alternent sans que l'on puisse parler d'une différenciation progressive de la base vers le sommet de la pile volcanique. Ceci constituera un argument intéressant lors de la discussion de l'origine de ces volcanites.

2) Différenciation coeur-bordure dans les coussins :

Pour tenter de mettre en évidence des différenciations dans les coussins, plusieurs analyses de couples coeur-bordure ont été réalisées (7 couples) sur des coussins de grande taille (analyses n°67 à 75, 77 à 80 et 86 à 87).

Un exemple de matrice de teinte verte, schisteuse (lave microlitique) a été également analysé (analyse 76) de même que la matrice de type jaspe que l'on trouve dans certaines coulées (analyse 85).

Dans une étude antérieure (Auvray et Hameurt, 1971 et 1973) sur des spilites d'origines très diverses nous avons montré que dans les coulées à pillows de ces séries 3 types de différenciations peuvent être mises en évidence à l'aide des diagrammes de de La Roche (1964, 1968) entre le coeur, la bordure et la matrice des coussins :

- soit une ultramafitisation
- soit une potassification
- soit une calcification

Par comparaison avec ces conclusions, les données concernant les spilites de Paimpol (tableau n°I-22 et fig. n°I-27 et I-28) conduisent à admettre qu'il n'existe ici aucune variation systématique de la composition depuis le coeur

	67	68	69	70	71	72	73	74	75	77	78	79	80	86	87	76
	c	b	c	b	c	c-b	b	c	b	c	b	c	b	c	b	m
Si	811	829	664	857	821	857	925	947	917	905	841	853	815	869	920	732
Al	321	341	258	355	372	361	371	380	374	323	345	313	341	328	343	386
Fe	115	122	69	110	114	128	83	97	112	108	108	111	122	109	106	133
Mn	3	2	2	2	2	2	2	1	1	2	3	1	1	1	1	2
Mg	271	167	81	116	195	127	124	73	97	181	190	233	261	133	130	300
Ca	94	134	327	100	39	57	58	101	94	100	139	111	80	169	76	23
Na	133	114	111	165	169	177	177	107	114	71	67	98	110	53	150	156
K	5	5	1	2	3	2	12	9	6	11	12	3	3	2	4	1
Ti	13	12	8	9	12	13	12	15	11	10	12	11	10	10	10	16
	I		II		III			IV		V		VI		VII		

Tableau I-22 : Analyses des couples coeur-bordure dans les laves en coussins de la formation des spilites de Paimpol : proportions des différents éléments exprimées en milliatomes (c = coeur ; b = bordure ; c - b = mi-distance entre coeur et bordure ; m = matrice entre coussins).

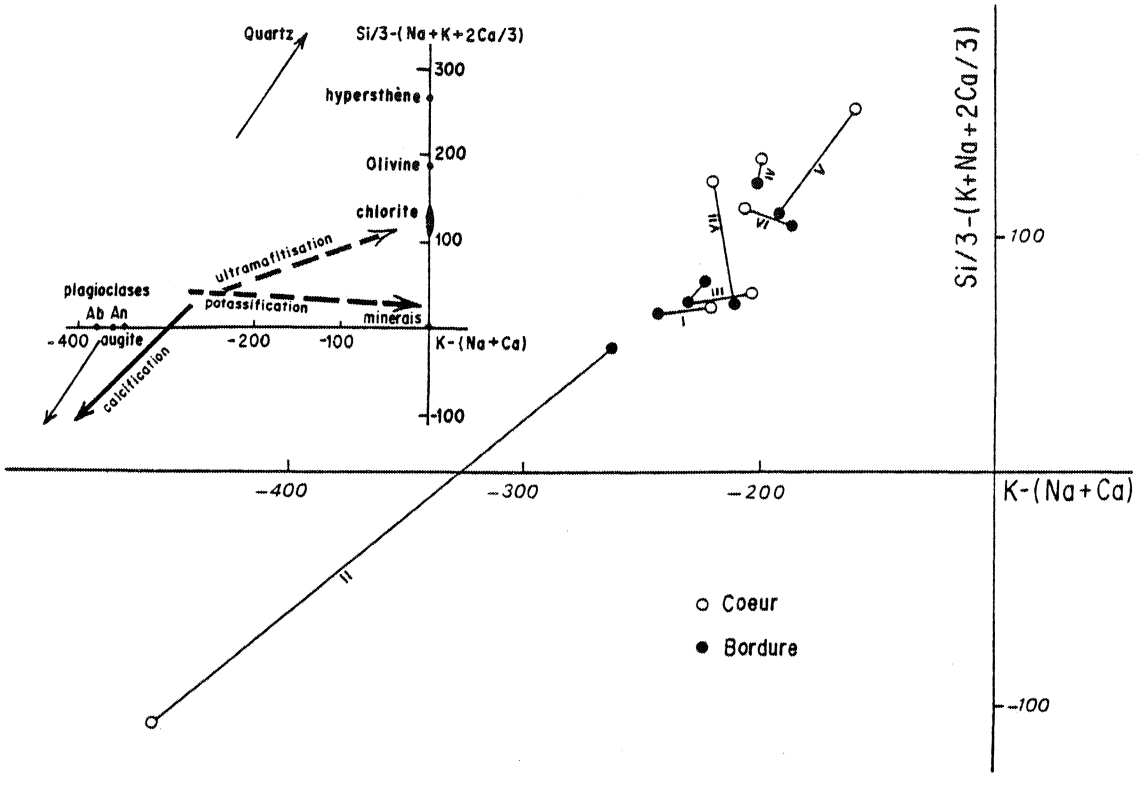


Fig.I-27 : Analyses des couples coeurs-bordures de coussins dans les spilites de Paimpol. Ce diagramme montre l'absence de différenciation systématique entre coeur (o) et bordure (•) Les n° sont ceux figurant dans le tableau I-22.

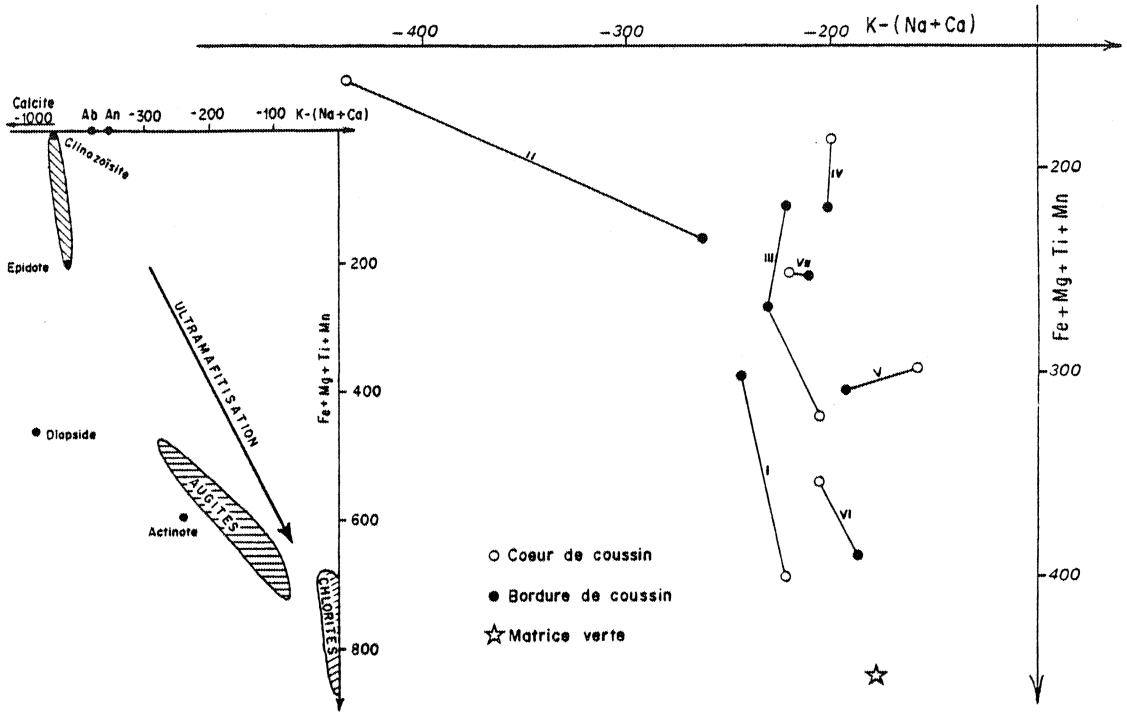


Fig.I-28 : Diagramme de de La Roche montrant, comme le précédent, l'absence de différenciation systématique entre coeur et bordure des coussins. Mêmes figurés que ceux de la figure I-27.

jusqu'à la bordure des coussins et que, lorsqu'elles existent, ces variations sont faibles.

a) La potassification des bordures n'est perceptible dans aucun des différents coussins analysés.

b) L'ultramafitisation est très discrète dans les couples IV, VI et II (figure n°I-28). Mais dans les couples I et III qui sont les plus différenciés en éléments Fe + Mg + Ti + Mn, non seulement il n'y a pas d'ultramafitisation au passage coeur-bordure mais l'inverse s'observe (phénomène observé dans certains coussins décrits par Narebski , 1964 , dans les Monts Kaczawa ; in Auvray et Hameurt, 1973).

c) Quant à la calcitisation, si quelques couples en sont affectés (I et VII), les autres ne le sont pas de façon nette ; il arrive même (cas du couple II qui montre la variation la plus importante du Ca) que du coeur à la bordure on constate un appauvrissement très net en cet élément.

En conclusion, les modifications du centre vers la périphérie des coussins de la série de Paimpol sont la plupart très faibles, anarchiques et même fréquemment contradictoires.

Nous avons observé que les coussins sont ici en général de taille modeste (30 à 50 cm). Je ne pense pas toutefois que ce soit la cause de l'absence de différenciation importante et régulière; en effet, à Erquy où la potassification a été mise en évidence, la taille des pillows n'est souvent pas plus importante; or tous présentent une bordure variolitique plus ou moins épaisse, enrichie en potassium.

3) Composition chimique des différents types de matrice entre les coussins.

La matrice entre les coussins est variée et habituellement peu abondante; deux analyses ont été faites, l'une (76) sur la matrice verte, schisteuse qui est une lave microlitique albitique et chloritique; l'autre (85), sur une roche blanchâtre, silexoïde, microquartzitique à aspect de jaspe.

N° analyse	94	95	96	97	98	99
SiO_2	64,12	50,79	51,40	55,21	57,54	49,98
Al_2O_3	17,00	19,70	19,75	19,70	19,06	17,71
Fe_2O_3	5,66	7,65	9,24	10,08	9,35	9,35
MnO	0,06	0,09	0,10	0,08	0,04	0,13
MgO	1,61	6,18	5,72	5,34	3,91	5,70
CaO	1,61	2,60	3,22	1,23	0,50	9,18
Na_2O	7,64	7,42	4,55	2,47	4,82	2,19
K_2O	0,12	0,26	0,16	1,60	0,66	0,03
TiO_2	0,70	0,75	0,68	0,68	0,90	0,82
P_2O_5	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	1,51	3,92	3,87	4,58	3,45	3,91
$PF_{110°}$	0,47	0,72	0,48	0,65	0,26	0,41
Total	100,50	100,08	99,17	101,62	100,49	99,41

Tableau I-23 : Compositions chimiques des laves brèchiques de la formation des spilites de Paimpol

La composition chimique de la matrice du premier type confirme la nature spilitique de cette lave dans laquelle albite et chlorite représentent 90% des constituants : forte teneur en sodium, très faible en potassium et en calcium (très peu d'épidote, pas de calcite), très élevée en Al_2O_3 ; on remarquera aussi que la présence de chlorite entraîne une augmentation sensible du magnésium par rapport aux laves voisines, cet élément devenant plus abondant que le fer, ce qui n'est pas habituel ; dans la matrice, au moins, les chlorites sont fortement magnésiennes.

La somme (Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2) dépasse 24% (la plus élevée de toutes les laves en coussins) et la teneur en éléments volatiles (ici H_2O) plus élevée.

Par rapport à l'ensemble des laves, la matrice entre les coussins ne présente donc pas de différence fondamentale (seule la teneur en silice est plus faible); si on compare sa composition à celles des coussins, la matrice apparaît surtout plus riche en éléments fémiques et exprime donc une tendance à l'ultramafitisation (figure n°I-28).

L'analyse (85) est celle d'une roche très riche en silice. Dans le ciment qui a été analysé ici, des plages saupoudrées de minuscules granules d'épidote, également de sphène ou de leucoxène et de minéraux opaques,apparaissent très irrégulièrement; de plus, de minuscules filonnets d'épidote recoupent également la roche. Tout ceci explique les proportions relatives d'Al_2O_3, de CaO et de FeO de cette roche.

C)Les laves bréchiques : (Tableau n°I-23)

Rappelons qu'il s'agit de roches constituées de deux parties : des enclaves de teinte violacée et une matrice de couleur verte.

Parmi ces analyses, les deux premières (94) et (95) représentent respectivement une enclave violacée et la matrice verte; les quatre autres sont des analyses globales de brêches contenant en proportion variable les fractions vertes et violacées.

L'analyse (94) correspond à une composition de kératophyre : teneur assez élevée en SiO_2, faible en éléments fémiques (environ 8%) et en CaO et élevée en sodium (Na_2O + K_2O étant voisin de 8%). Il s'agit d'un kératophyre au sens strict, dans lequel Na_2O est largement supérieur à K_2O.

La matrice englobant ces fragments (95) a une composition spilitique; le sodium domine largement sur le calcium; la somme (Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2) est relativement élevée (voisine de 15%).

La teneur en volatils, voisine de 4%, est également compatible avec la nature spilitique de cette lave . De plus, on retrouve dans cette roche les caractères géochimiques généraux de la série spilitique, à savoir la grande richesse en alumine (Al_2O_3 = 19,70%) et la très faible teneur en potassium (K_2O = 0,26%). Les variations chimiques entre les fragments de kératophyre et la matrice spilitique reflètent parfaitement les différences minéralogiques et en particulier le développement de la chlorite dans cette dernière. L'augmentation de la quantité de ce minéral se traduit par une élévation des teneurs en fer mais surtout en magnésium, ce qui tendrait à confirmer que, comme dans le cas de la matrice entre les pillows (analyse 76) la chlorite contenue dans ces spilites est surtout magnésienne.

On remarquera également que dans la formation, les roches dans lesquelles la chlorite abonde sont systématiquement riches en Al_2O_3. Ceci est vrai pour la matrice verte des laves bréchiques (analyse 95), pour la matrice des coussins (analyse 76), et également pour les laves massives sans pyroxène (comparaison des analyses et des moyennes des tableaux n°I-15 et I-18). Les chlorites contenues dans toutes ces spilites sont donc apparemment riches en Al.

Quant aux autres analyses de laves bréchiques où dans chaque échantillon la fraction kératophyrique et la fraction spilitique sont représentées en quantité variable, les résultats sont plus dispersés. Toutefois, comparativement aux deux analyses précédentes, la teneur en Na_2O est nettement plus faible, les sommes (Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2) sont en moyenne à peu près identiques à celle de la matrice (analyse 95). Ces différentes laves montrent une composition plus spilitique que kératophyrique. Comme toutes les roches appartenant à la formation des spilites de Paimpol, elles possèdent toujours une forte teneur en Al_2O_3 (en moyenne de 19%) et une faible, parfois même très faible, quantité de potassium (analyse 99).

D) Les roches pyroclastiques et les jaspes: (Tableau n°I-24).

Parmi les roches pyroclastiques nous avons distingué : des brèches, des tufs et des schalsteins. Les analyses de ces différents types figurent dans le tableau n°I-24.

1) Les brèches :

Deux analyses (100) et (101) ont été faites sur des échantillons provenant de la coupe du Jaudy (rive gauche).

	Brèches		Tufs		Schalsteins						Jaspes	
N° analyse	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111
SiO_2	68,40	62,27	47,24	59,25	40,86	41,85	44,37	40,19	39,56	40,36	92,20	93,30
Al_2O_3	15,20	17,73	19,38	17,32	14,98	14,96	13,60	16,37	9,85	16,25	2,86	2,22
Fe_2O_3	4,43	4,70	9,73	6,44	5,83	5,95	7,78	7,12	4,91	3,57	1,63	1,87
MnO	0,08	0,08	0,14	0,06	0,10	0,10	0,11	0,11	0,17	0,11	0,01	0,02
MgO	2,11	2,50	8,42	5,83	4,12	4,37	4,38	3,77	2,15	2,09	0,30	0,62
CaO	0,30	2,11	7,08	3,51	14,75	13,80	12,60	14,12	19,88	17,23	2,34	0,76
Na_2O	5,93	4,51	2,08	3,03	2,91	3,32	1,47	1,76	2,75	2,34	0,00	0,35
K_2O	0,94	2,37	0,26	0,74	1,93	1,67	0,77	0,92	0,11	1,21	0,00	0,03
TiO_2	0,46	0,54	0,97	0,74	0,61	0,68	0,58	0,77	0,53	0,34	0,15	0,16
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$PF_{1000°}$	1,83	2,29	4,52	3,39	12,98	12,42	13,34	14,80	17,97	14,55	0,50	0,55
$PF_{110°}$	0,26	0,21	0,17	0,08	0,28	0,33	0,47	0,16	0,23	0,35	0,00	0,02
Total	99,94	99,31	99,99	100,39	99,35	99,45	99,47	100,09	98,11	99,00	99,99	99,90

Tableau I-24 : Compositions chimiques des roches pyroclastiques et des jaspes de la formation des spilites de Paimpol.

On retrouve dans ces résultats sensiblement variables les principaux caractères définis lors de l'étude pétrographique de ce type de brèche : richesse en cristaux d'albite ou en fragments de spilite albitique qui correspond à une large prédominance de Na_2O sur CaO; proportions plus ou moins importantes de phénocristaux d'orthose ou de séricite dans la matrice expliquant la teneur parfois assez élevée en K_2O (analyse 101 : K_2O = 2,37%); la matrice étant microquartzitique et les phénocristaux de quartz abondants, la roche est riche en silice. On retiendra surtout le caractère sodique dominant de ces brèches, dans lesquelles les teneurs en alumine sont variables.

2) Les tufs :

La variabilité de leur composition chimique reflète celle de leur composition minéralogique; cette dernière est cependant caractérisée par l'abondance de l'albite et du quartz.

Ces variations se retrouvent dans la comparaison des analyses (102) et (103). La première correspond à un échantillon où la matrice, très riche en chlorite et en épidote, est abondante; ceci se traduit par une quantité faible de SiO_2 (47,24%),élevée en fer et en magnésium (Fe_2O_3 + MgO ≃ 18%) et relativement forte en CaO (environ 7%). La teneur en volatils est également assez importante (4,52%).

A l'inverse, l'autre échantillon possède beaucoup plus de phénoclastes d'albite et de quartz et corrélativement moins de matrice; sa composition devient plus "kératophyrique"(voir page 155)ce qui se marque par une nette augmentation de SiO_2, une légère augmentation des alcalins mais surtout une baisse sensible des éléments entrant en priorité dans la mésostase : Fe_2O_3 + MgO (dont la somme est voisine de 12%) et CaO (dont la teneur dépasse à peine celle du Na_2O).

3) Les schalsteins :

La composition des schalsteins est marquée par la grande quantité de calcite qui constitue la partie la plus importante de la matrice cimentant les fragments pyroclastiques. Ce caractère se retrouve dans les six analyses de schalsteins présentées ici (analyses 104 et 109).

Les teneurs extrêmement fortes en CaO et en éléments volatils (voir remarque p.169sur la signification de $PF_{1000°}$) , perturbent toutes les compositions chimiques qui deviennent de ce fait difficilement interprétables.

	A	B
SiO_2	41,20	51,0
Al_2O_3	14,33	17,8
Fe_2O_3	6,02	7,5
MnO	0,12	0,2
MgO	3,48	4,3
CaO	15,40	7,5
Na_2O	2,42	3,0
K_2O	1,10	1,3
TiO_2	0,68	0,8
$PF_{1000°}$	14,34	6,2
$PF_{110°}$	0,30	0,4
Total	99,39	

Tableau I-25 : Moyennes des compositions chimiques des schalsteins de la formation des spilites de Paimpol (A) : moyenne des 6 analyses de schalsteins; (B) moyenne après élimination de la calcite.

En dehors de la calcite, l'étude minéralogique a montré que les schalsteins étaient surtout constitués de fragments de cristaux ou de roches à paragenèse spilitique. Nous pouvons tenter d'estimer la composition chimique de cette fraction en éliminant la calcite; les résultats figurent dans le tableau n°I-25.

Pour cela, on a estimé que le CO_2 représentait environ 55% de la phase fluide (estimation basée sur des déterminations des proportions relatives de calcite et de chlorite dans la roche). Le chimisme ainsi reconstitué montre un caractère assez nettement spilitique : teneur faible en SiO_2, assez importante en éléments fémiques (environ 13%), avec un rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ supérieur à 0,5 et une teneur élevée en H_2O^+. Ceci est donc une confirmation de la composition essentiellement spilitique de ces schalsteins dans lesquels il ne semble pas y avoir de contamination sédimentaire (K_2O est néanmoins un peu plus élevé que dans les autres spilites de la formation).

4) Les jaspes :

Nous avons déjà examiné une analyse chimique de ce type de roche lors de l'étude des coulées en coussin (analyse n°85). La teneur en SiO_2 était élevée (70,66%) mais limitée toutefois par la présence d'autres oxydes (Al_2O_3 et CaO principalement) liés à l'existence de phases minérales variées dans ces microquartzites (épidotes notamment).

Les analyses (110) et (111), au contraire, démontrent clairement la nature presqu'uniquement quartzique de ces jaspes (SiO_2 > 90%); les autres minéraux sont ici tout à fait accessoires, jouant en quelque sorte le rôle d'impuretés.

*

* *

Ainsi s'achève la revue des caractères chimiques des différents types de roche constituant la formation des spilites de Paimpol. Résumons les grands traits.

Les volcanites de Paimpol sont constituées de deux groupes de laves :

- Les laves massives à plagioclase relativement basique et à clinopyroxène, qui ont des compositions basaltiques et représentent le terme le plus basique de ce volcanisme ; elles sont peu abondantes.

	Manson (1968)		Kuno (1960)	Yoder et Tilley (1962)	Waters (1962)	Trégor
	a	b				
Al_2O_3	15,00	16,2	17,58	18,28	17,73	17,54
TiO_2	2,6	1,6	0,75	0,89	1,52	0,88
K_2O	0,8	1,1	0,40	0,14	0,72	0,46

Tableau I-26 : Comparaison entre les compositions des différents types de basaltes.

Manson (1968) : (a) Composition moyenne de 450 basaltes océaniques.

(b) Composition moyenne de 1513 basaltes continentaux.

Kuno (1960) : Composition moyenne des "High-alumina-basalts " du Japon.

Yoder et Tilley (1962) : Composition des "High-alumina-basalts", Medicine Lake Highlands, northeastern California.

Waters (1962) : Composition moyenne de "High-alumina-basalts," Oregon.

Trégor : Moyenne de 52 analyses provenant de la formation des Spilites de Paimpol.

- Toutes les autres laves ont des caractères spilitiques traduit par l'existence d'une paragenèse à : albite, chlorite, épidote, quartz, minéraux opaques, calcite, etc... Elles s'apparentent à des compositions de basaltes en ce qui concerne certains éléments SiO_2, Al_2O_3, K_2O et la somme $\Sigma (Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 + MnO)$; mais les teneurs en CaO et Na_2O et les rapports CaO/Na_2O sont nettement différentes et en relation avec le tempérament spilitique des laves.
- Malgré des variations qui, finalement, restent assez limitées, un certain nombre de caractères demeurent permanents dans ces roches; qu'elles soient spilitiques ou non, elles sont caractérisées par des teneurs moyennes en Al_2O_3, K_2O et TiO_2 qui sont les suivantes (moyenne portant sur 52 analyses d'où ont été exclues les analyses de schalsteins, de jaspes et l'analyse 94 qui représente un fragment de kératophyre dans une lave bréchique) :

Al_2O_3 = 17,54 %
K_2O = 0,46 %
TiO_2 = 0,88 %

Pour ces trois éléments, qui, nous le verrons plus loin, sont relativement stables lors de l'évolution correspondant au passage basalte-spilite, la comparaison entre les roches du Trégor et les différentes analyses moyennes des basaltes signalées dans la littérature mondiale est très instructive (tableau n° I-26); elle montre en effet, que par rapport à l'ensemble des basaltes mondiaux (Manson, 1968, tableau III, p.222, colonnes 4 et 12) les valeurs de Al_2O_3 sont très élevées, celles de TiO_2 et de K_2O sont faibles.

Par contre, les pourcentages de ces oxydes sont très comparables à ceux que l'on trouve dans les basaltes riches en alumine ou "high-alumina-basalts", notamment lorsque l'on compare les roches du Trégor à celles du Japon décrites par Kuno (1960). Nous avons déjà souligné ce point à propos des laves massives (voir fig. n°I-25 et I-26), mais il semble que le chimisme global de toutes les volcanites de la formation se situe bien dans le groupe des basaltes riches en alumine.

Il s'agit là d'un caractère important du volcanisme basique trégorrois.

IV - BILAN DE LA "SPILITISATION".

Nous ne discuterons pas ici de la cause du phénomène de spilitisation et des différentes hypothèses proposées pour l'expliquer.

	Vallance (1969)		Vallance (1974)		Conquéré (1966)		Juteau et Rocci (1974)		Sukheswala (1974)		Spilites de Paimpol	
	Basalte	Spilite	Tholéite	Spilite	Dolérite	Spilite	Dolérite	Spilite	Tholéite	Spilite	Dolérite	Spilite
SiO_2	49,2	49,00	51,54	49,90	45,72	47,15	47,30	52,60	51,59	45,50	48,08	51,55
Al_2O_3	15,8	15,4	13,76	13,70	15,48	15,00	18,30	16,80	13,76	14,30	17,39	17,83
Fe_2O_3	3	4,1	2,26	4,90	3,01	3,45	9,43	11,32	2,26	4,66	9,34	9,05
FeO	8	6,1	9,25	7,58	8,45	8,00			9,25	11,12		
MnO	0,17	0,18	0,18	0,20	0,20	0,30	0,19	0,20	0,18	-	0,15	0,12
MgO	6,6	5,3	6,09	6,85	8,45	10,80	5,77	5,06	6,09	5,61	8,59	7,00
CaO	10,0	7,6	10,23	6,23	10,42	2,20	10,39	2,02	10,23	7,09	8,41	5,42
Na_2O	2,7	4,1	2,33	3,20	1,78	3,10	2,88	6,36	2,33	3,00	2,50	4,09
K_2O	1	1,1	0,62	2,22	0,29	0,05	1,25	1,06	0,62	1,95	0,64	0,42
H_2O^+	0,9	3,2	1,79	1,71	3,64	5,80	3,77	3,60	I,79	3,06	3,18	3,20
CO_2		2,4	0,22	0,79	-	1,00			0,22	0,20		
TiO_2	1,9	1,5	1,13	1,10	2,20	1,90	0,96	-	1,13	2,20	0,84	0,72
P_2O_5	0,33	0,30	0,13	0,12	0,17	0,29	_	_	0,13	-	-	-

Tableau I-27 : Bilan du passage des basaltes ou dolérites aux spilites.

Vallance (1969) : Tableau 1 - Composition moyenne des basaltes.
- Composition moyenne des spilites.

Vallance (1974) : Tableau 1 - Analyse A de tholéites.
Analyse IV d'une spilite.

Conquéré (1966) : Tableau III - Moyenne des analyses 1, 2 et 3 de dolérite à Labrador et pyroxène.
Analyse n°7 d'une spilite

Juteau et Rocci (1974) : Tableau 8 - Dolérite échan. 8312
Spilite échan. 8314

Sukheswala (1974) : Tableau 4 - Analyse 109 d'une tholéite.
Tableau 5 - Analyse A d'une spilite (green fine-grained albitized basalt).

Spilites de Paimpol : Dolérite : moyenne de 9 analyses de laves à pyroxènes (tableau I-15).
Spilite : moyenne des 7 analyses de coussins entiers (tableau I-20).

Notre propos est simplement d'établir un bilan des modifications chimiques qui apparaissent lorsque l'on passe des dolérites aux spilites. Un tel bilan est toujours très difficile à établir car les spilites en général, et c'est un caractère qui a été souligné à justre titre par Juteau et Rocci (1974) notamment pour des spilites hercynotypes, ont des compositions en éléments majeurs extrêmement variables. Pour ces auteurs, cette grande variabilité "... rend illusoire toute tentative de vouloir cerner une composition spilitique".

Il n'en reste pas moins que les concentrations d'un certain nombre d'éléments majeurs varient au passage d'une roche basaltique à une roche spilitique. Nous avons cherché dans la littérature différents exemples dans lesquels étaient décrits dans une même série volcanique, parfois dans un même gisement, de tels passages : basalte (ou dolérite) → spilite. Ces exemples figurent dans le tableau n°I-27 où ont été également reportées les analyses des roches trégorroises (moyenne des dolérites et des spilites).

De ce tableau, nous pouvons déduire que, au cours du passage basalte → spilite :

a) Les seuls éléments qui varient d'une manière systématique sont le calcium et le sodium. Dans le sens basalte → spilite, CaO diminue et Na_2O augmente.
b) Certains éléments ne varient pas toujours, mais lorsque c'est le cas, cette variation a toujours lieu dans le même sens : il s'agit du fer (fer total) et des volatils ($H_2O + CO_2$) qui augmentent dans le sens basalte → spilite.
c) D'autres éléments ont des variations désordonnées : ce sont SiO_2, Al_2O_3, MgO, K_2O et TiO_2. Al_2O_3, TiO_2 et MgO sont considérés par Juteau et Rocci (1974) comme relativement invariants car leurs fluctuations sont toujours faibles.
d) MnO, P_2O_5 sont ou bien invariants, ou bien dépourvus de variation significative.

Par rapport à ces données générales, les variations entre basaltes (dolérites) et spilites dans les laves du Trégor s'établissent ainsi :

augmentent : Na_2O, SiO_2
décroissent : MgO, CaO, K_2O, TiO_2, MnO
sont constants: Fe_2O_3, $H_2O + CO_2$

Au total le bilan s'établit essentiellement sur une diminution de CaO et de MgO (-4,58%) contrebalancée par l'augmentation de Na_2O et SiO_2 (+ 5,06%), les autres variations étant mineures.

Toutefois ces variations caractéristiques ne doivent pas faire oublier les relations de terrain qui existent entre les termes basaltiques et les termes spilitiques; à aucun moment il n'a été possible de mettre en évidence une relation spatiale précise et régulière entre les variétés de laves : il n'y a pas de succession définie et les laves sont interstratifiées sans qu'il y ait, par exemple, prédominance de l'une par rapport à l'autre soit à la base soit au sommet de la série. On ne peut donc dans ce sens parler de "spilitisation" dans la mesure ou l'on accorde à ce terme la signification d'une différenciation progressive d'un magma basaltique au cours du phénomène volcanique.

Dans les descriptions pétrographiques, nulle part n'a été observée la transformation de laves doléritiques en laves spilitiques. Les importantes déstabilisations observées dans les laves à pyroxène, peuvent être expliquées par une altération hydrothermale contemporaine du volcanisme (déstabilisations du plagioclase, du pyroxène); mais nous n'avons jamais pu voir la transformation progressive et systématique d'un plagioclase basique en albite et surtout, les altérations décrites ne semblent jamais être accompagnées d'une évolution chimique vers une composition spilitique. Dans ces conditions, il est difficile de parler de "spilitisation" dans le sens utilisé par de nombreux auteurs, c'est à dire celui de la transformation d'une roche initialement basaltique en une roche spilitique.

S'il faut parler de spilitisation, ce terme ne peut s'appliquer ici qu'à l'acquisition d'une paragenèse de basse température lors de la mise en place et de la cristallisation d'un magma possédant déjà les caractères chimiques spilitiques. Ceci n'interdit pas que le magma parent soit unique ; ainsi s'expliquerait la juxtaposition des deux variétés de roches qui résultant d' émissions distinctes possédent néanmoins des affinités mutuelles.

V - LES COMPOSITIONS DES VOLCANITES DE PAIMPOL SONT-ELLES BIEN ORIGINELLES ?

Deux objections peuvent être faites à l'étude des caractères chimiques des spilites que nous venons de présenter :

1) Il s'agit d'épanchements sous-marins et l'eau de mer est responsable de modifications chimiques ("halmyrolyse") qui altère la composition originelle des roches.

2) Comme nous le montrerons plus loin, l'ensemble du domaine sud-trégorrois a été affecté par un métamorphisme de degré très faible. Dans les volcanites de Paimpol, tout comme dans les tufs de Tréguier d'ailleurs (voir chapitre précédent), aucune recristallisation ne peut être reliée avec certitude à ce métamorphisme. Ce métamorphisme n'a -t-il pas tout de même entraîné des modifications chimiques dans ces roches, notamment au niveau des éléments réputés mobiles tels que CaO, Na_2O ou K_2O, très importants dans la définition même des spilites?

Autrement dit, est-il possible d'échaffauder des raisonnements géochimiques en se basant sur la composition chimique des spilites de Paimpol?

L'utilisation des diagrammes de Hart (1973) qui s'est particulièrement intéressé au problème de "l'altération" au sens large des basaltes sous-marins, nous permet de répondre à cette double interrogation.

Hart à mis en évidence, aussi bien dans le processus d'halmyrolyse (altération par l'eau de mer) que dans le métamorhisme de type schiste vert , des tendances évolutives représentées dans la figure n°I-29.

Dans cette même figure, nous avons porté les spilites dont la teneur en volatils était inférieure à 10%, admettant que dans ce cas la perte au feu représentait essentiellement H_2O (peu ou pas de calcite).

Nous constatons que les variations observées dans les spilites de Paimpol ne peuvent pas se rattacher à une halmyrolyse ou à un métamorphisme dans le greenschist-facies. Ceci est très net notamment en ce qui concerne les éléments importants qui nous ont servi à caractériser ces roches : Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O ou K_2O (figure n°I-29, b, c, d, f, g, h); toutes les variations sont donc d'ordre magmatique (parallèles aux ordonnées des diagrammes).

Nous pouvons conclure que les spilites de Paimpol n'ont pas subi de modifications chimiques postérieurement à leur mise en place et que les compositions observées sont bien originelles dans ces roches ; ceci nous autorisera donc à les utiliser par la suite au cours de démonstrations géochimiques.

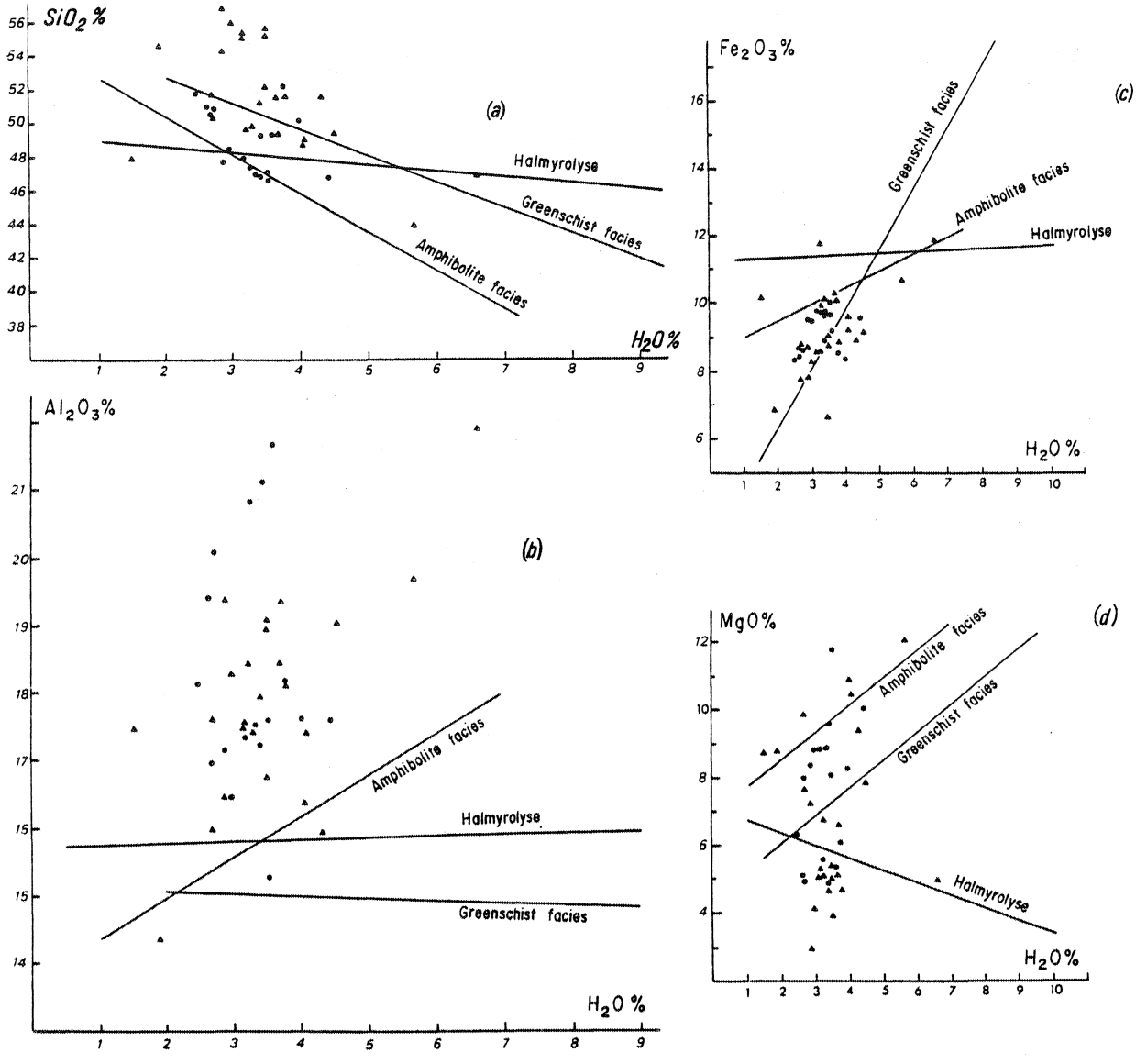


Fig.I-29 : Comportement des spilites de Paimpol dans les diagrammes de Hart (1973) du type oxydes (f) H_2O. Aucune tendance évolutive pouvant correspondre à l'halmyrolyse, au greenschist facies ou à l'amphibolite facies n'apparaît à l'évidence. (●) laves massives; (▲) laves en coussins.

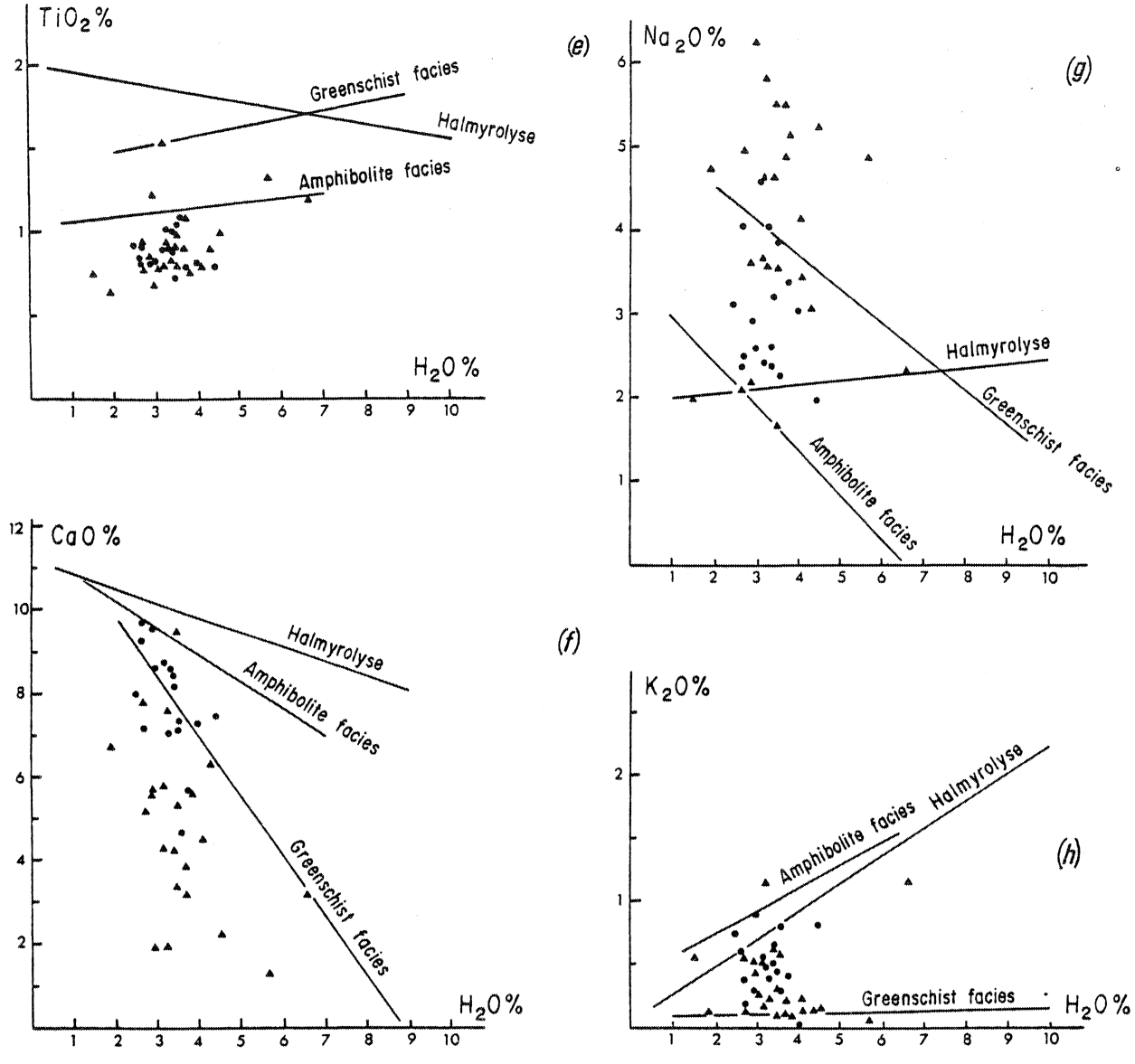


Fig.I-29 (suite)

VI - CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA FORMATION DES SPILITES DE PAIMPOL.

L'essentiel de la formation des spilites de Paimpol est constitué de spilites sous forme de coulées massives, de coulées en coussins et surtout de laves bréchiques et de roches pyroclastiques (brèches, tufs en schalsteins).

Ces différents types de roches apparaissent sans ordre régulier ; toutefois, les laves bréchiques et les roches pyroclastiques semblent occuper préférentiellement la partie supérieure (partie sud) de la pile volcanique, les coulées massives ou à pillows apparaissant bien développées principalement dans la moitié inférieure (cas de la coupe du Trieux qui est la plus complète).

Deux types d'associations minérales ont été reconnues :

- l'une visible uniquement dans des coulées massives et de type doléritique (association plagioclase basique + clinopyroxène); la texture la plus fréquente est intergranulaire;
- l'autre, visible dans toutes les autres roches correspondant à l'association albite + chlorite à laquelle s'ajoutent en quantité variable de nombreux autres minéraux de basse température : épidotes, leucoxène, quartz, calcite ; les textures sont extrêmement variées et dépendent du type de roche (microlitique, trachytique, intersertale, arborescente, etc...).

Les compositions chimiques confirment les traits essentiels suivants :

- existence, de roches à composition franchement basaltique, c'est à dire pauvres en silice et en alcalins et riches en éléments cafémiques et d'autre part de roches à composition spilitique se distinguant des précédentes surtout par les teneurs relatives en sodium et en calcium et par des teneurs souvent très fortes en éléments volatils.
- autre fait : la grande richesse en alumine de l'ensemble de ces volcanites, accompagnée d'une relative pauvreté en TiO_2 et d'une très grande pauvreté en potassium : ces caractéristiques sont celles des high-alumina-basalts, et marquent le trait fondamental du magmatisme générateur des volcanites de Paimpol.

Le tempérament spilitique qui apparaît d'une manière irrégulière traduit un fractionnement du magma parent de ces différentes volcanites.

Dans les coulées à coussins, nous n'avons pas observé les différenciations coeur-bordure caractéristiques de nombreuses séries spilitiques. Celles de la région trégorroise sont apparues soit relativement homogènes, soit affectées par des différenciations contradictoires d'un coussin à l'autre et parfois même inverses (décalcifications) des tendances définies dans d'autres séries. Aucune règle générale n'a pu être dégagée.

Le débit en coussins de bon nombre de ces laves implique bien évidemment qu'il s'agit d'un volcanisme sous-marin ainsi que l'ont montré depuis longtemps les photographies d'épanchements sous-marins actuels (Engel et Engel, 1964). Plus intéressante peut-être est la présence quasi-constante, en particulier dans les coussins, de très nombreuses vacuoles qui se répartissent à peu près uniformément dans toute la masse des pillows avec toutefois une tendance à se concentrer à la périphérie du coussin.

Le caractère vacuolaire des laves sous-marines est un point intéressant car il peut être un bon indicateur de l'épaisseur de la couverture d'eau au dessus de l'épanchement. Ce problème a été abordé par quelques auteurs (notamment Moore, 1965) mais les seules études quantitatives précises ont été faites par Jones (1969), et par Moore et Schilling (1973)*. Les conclusions de ces auteurs sont concordantes : ils montrent que la "vésiculation" croît lorsque la profondeur d'émission diminue; pour Jones (volcanisme quaternaire d'Islande), le pourcentage de vésicules (ou vacuoles, ou pores) passe de 4% (en volume) à 500 m de profondeur à 40% environ à 150 m de profondeur pour le type 1 de pillows le plus riche en vésicules (figure n°I-30). Pour Moore et Schilling (basaltes de la ride médio-atlantique) les vésicules occupent 5% du volume à 1000 m de profondeur et 16% à 500 m.

La "vésiculation" de la lave est donc liée à la profondeur de la mise en place ; mais elle dépend également de la nature de la lave et de sa richesse en gaz.

---

* Deux publications récentes traitent également de ce sujet, mais ce sont surtout des applications du modèle de Jones (1969); il s'agit des publications de Duffield (1978) et Wrucke et al. (1978).

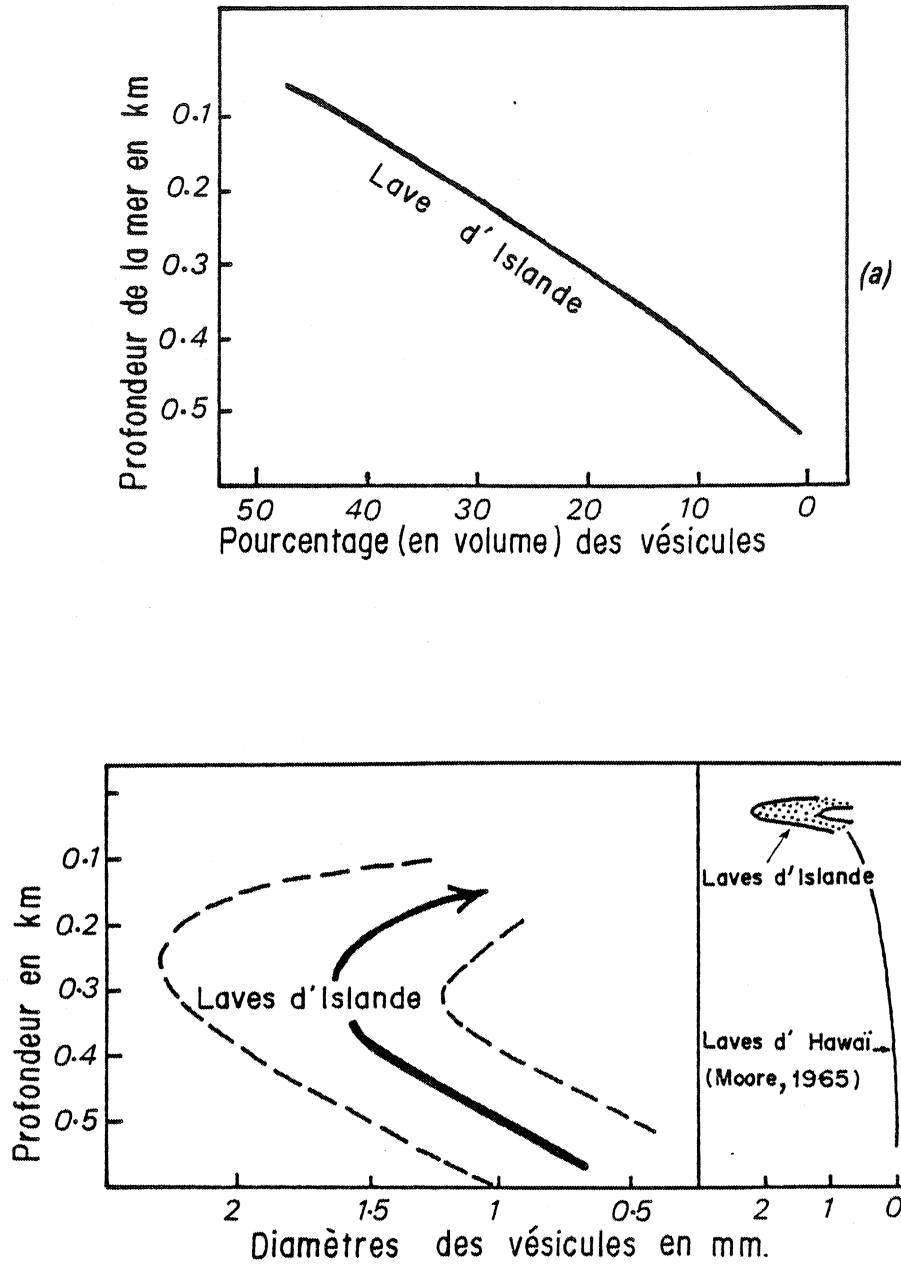


Fig.I-30 : Diagrammes de Jones montrant : (a) les variations quantitatives des vésicules en fonction de la profondeur; (b) les variations de la taille des vésicules en fonction de la profondeur.

La composition conditionne la viscosité de la lave et influe donc sur l'aptitude au dégazage. La richesse en gaz joue un rôle évident, or dans le cas des spilites l'abondance de l'eau et du CO_2 retenus dans les minéraux implique une grande richesse en fluides du magma. La diversité de ces paramètres interdit donc d'établir une relation univoque entre la quantité de vacuoles et la profondeur de l'épanchement. D'une manière générale on peut simplement dire que la quantité des vacuoles augmente lorsque la profondeur diminue.

Jones a montré également que la taille des vacuoles augmente lorsque la profondeur diminue, mais le phénomène ne paraît pas continu (figure n°I-30b) et s'inverse à partir de 300 m de profondeur.

Quoiqu'il en soit, les spilites de Paimpol sont souvent très vacuolaires au point que la quantité des vésicules peut représenter entre 30 et 50% du volume de la roche, les vacuoles ayant une taille moyenne de l'ordre du millimètre (plus rarement le diamètre est de 2 à 3 mm); si nous nous reportons aux schémas de Jones, une profondeur de mise en place comprise entre 100 m et 500 m peut être admises; toutefois, le magma de nos spilites devait être très riche en gaz, et posséder une aptitude au dégazage beaucoup plus importante que des basaltes normaux.

Il est donc tout à fait raisonnable d'imaginer une profondeur de mise en place plus importante pour les spilites sans qu'il soit néanmoins possible de la fixer avec précision; l'épaisseur de la formation (plus de 1000m), le caractère peu profond de la sédimentation surmontant ce volcanisme (grès, quartzites, lutites) indiquent une mise en place plus néritique qu'abyssale, de l'ordre de 1000 à 2000 mètres).

Chapitre IV

Les Sédiments de La Roche-Derrien

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Immédiatement au Sud des Spilites de Paimpol et surmontant celles-ci, apparaît un ensemble sédimentaire comprenant essentiellement des schistes et des grès connu sous le nom de Formation de la Roche-Derrien (figure n°I-31).

L'âge de ces sédiments ainsi que leurs relations avec les volcanites situées au Nord ont fait l'objet de nombreuses controverses. Barrois les assimile aux "schistes de St-Lô" (x de la feuille de Tréguier) et les désigne aussi comme "sédiments briovériens" (x de la feuille de Lannion) en 1908 et 1909. Leur position exacte par rapport aux volcanites de Paimpol n'a été définitivement établie qu'en 1952 (Delattre et al.,) : "Toutes ces volcanites... plongeant au Sud sous les schistes et quartzites briovériens de la Roche-Derrien qui inclinent eux-aussi doucement vers le Sud et qui sont reconnus comme appartenant à l'assise de St-Lô".

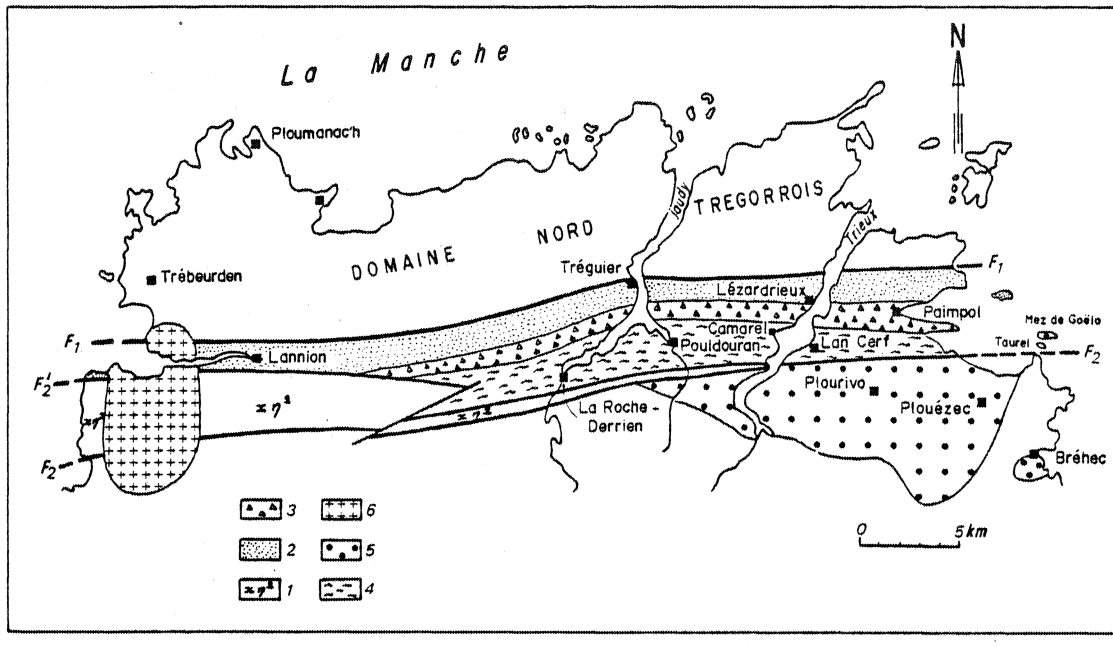


Fig.I-31 : Localisation des sédiments de la Roche-Derrien.
(1) Epidiorites de Plestin (ou série de l'Armorique-Trédrez); (2) Tufs de Tréguier; (3) Spilites de Paimpol; (4) Sédiments de la Roche-Derrien; (5) Formations rouges de Bréhec, Plouézec, Plourivo; (6) Granite hercynien de Trédrez; F_1 : faille de Tréguier-Lézardrieux; F_2 : faille du Trégorrois.

Tout comme les unités volcaniques précédemment décrites, les sédiments de la Roche-Derrien dessinent une bande d'orientation grossièrement E-W dans sa partie orientale qui s'incurve vers le SW à partir du Jaudy. Plus à l'Ouest, elle s'amincit assez rapidement pour disparaître définitivement aux environs de Rospez à la faveur d'une faille qui la met en contact avec les épidiorites de Plestin ($x\ \eta^2$).

A l'Est, les premiers affleurements de cette bande schisto-gréseuse apparaissent au Nord de la grande faille du Trégorrois dans les îlots du Taurel (Pointe de Plouézec). On la retrouve à la petite pointe de Kérity et il faut ensuite atteindre la vallée du Trieux pour pouvoir observer, notamment à Lancerf (rive droite) et à Camarel (rive gauche), de bons affleurements de ces sédiments. Dans toute cette zone, le contact sud se fait par faille avec les séries rouges de Plouézec-Plourivo. Dans toute la partie ouest, les affleurements sont extrêmement rares et seule la coupe du Jaudy permet d'effectuer des observations plus nombreuses.

C'est d'ailleurs dans cette coupe que la formation de la Roche-Derrien présente son épaisseur maximum, entre 2,5 et 3 km.

Au Nord, la limite avec les spilites de Paimpol est difficile à observer sur la majeure partie du tracé; cependant, elle peut-être localisée avec précision dans quelques secteurs comme le long du Trieux (au Sud du Pont de Lézardrieux) ou dans la vallée du Jaudy (au Sud de Tréguier). Partout ailleurs, seuls des affleurements épars et discontinus permettent d'esquisser une limite approximative, peu différente de celle figurant sur les cartes de Barrois (1908, 1909).

II - ETUDE MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Cette formation sédimentaire est constituée essentiellement de grès et de schistes; d'autres sédiments y sont beaucoup plus rares (quartzites), voire même exceptionnels (calcaires).

Les quantités relatives de schistes et de grès varient beaucoup d'un secteur à l'autre, sans qu'il soit possible de mettre en évidence une répartition stratigraphique au sein de la formation. Dans le secteur Est, à la Pointe de Kérity par exemple, des schistes fins et noirs dominent; seules de petites intercalations d'épaisseur décimétrique, gréseuses ou quartzitiques, de couleur blanc verdâtre, interrompent la sédimentation pélitique.

Dans la vallée du Trieux au contraire et au niveau de Lancerf en particulier, les passées gréseuses sont les plus nombreuses : les grès se présentent sous forme de bancs massifs d'épaisseur métrique, de teinte gris verdâtre, entre lesquels les schistes ne constituent plus que de petits niveaux de 20 à 30 cm d'épaisseur, zones déprimées par rapport aux bancs de grès plus résistants à l'altération.

Dans la vallée du Jaudy, entre la Roche-Derrien et Pouldouran, on observe le plus souvent de fines alternances d'ordre décimétrique, les gros bancs gréseux étant plus rares.

A) Les schistes :

Gris foncé à noir lorsqu'ils ne sont pas altérés, ils prennent une teinte terreuse par altération. Le grain est très fin et aucun élément n'y est visible à l'oeil nu.

Sur les sections polies, on observe fréquemment un litage très fin, millimétrique, souligné par l'alternance de petits niveaux de teinte plus ou moins claire. On peut alors y reconnaître des figures de sédimentation, notamment des stratifications entrecroisées.

Dans ces roches, la schistosité est en général bien exprimée. Son intensité varie, se traduisant par un clivage plus ou moins fin de la roche. Dans certains secteurs et notamment dans la partie sud de la formation, c'est-à-dire près du grand accident hercynien, la schistosité est particulièrement bien exprimée, les sédiments possédant alors un véritable débit ardoisier.

Observés au microscope, les schistes sont très uniformes dans toute la formation. Il s'agit de lutites dans lesquelles la taille des éléments figurés ne dépasse que rarement 64 microns. La matrice est toujours très abondante, représentant, sauf exception, au moins 50% de la roche et atteignant parfois 70%.

La composition minéralogique est la suivante :

1) Les éléments figurés :

Il s'agit pour l'essentiel de quartz et de phyllites qui constituent environ 95% des éléments détriques.

Le quartz : Il constitue la plupart des fragments (50 à 90%), sous forme de grains anguleux sans forme nette.

Les phyllites : En proportion variable, pouvant atteindre exceptionnellement celle du quartz; il s'agit de muscovite et de chlorite dont la taille se situe habituellement entre 50 et 100µ (atteignant très rarement 300µ) ce qui permet de les distinguer des mêmes minéraux appartenant à la matrice.

En petite quantité, on trouve également sous forme de grains détritiques : des minéraux opaques (magnétite, oligiste, pyrite), des épidotes (pistacite, clinozoïsite), de l'apatite, du zircon. On observe aussi de petits cristaux anguleux de plagioclase (le plus souvent il s'agit d'albite) et des petites paillettes de biotite brune, pléochroïque, légèrement chloritisée.

2) La matrice :

Une matrice à cristallisation extrêmement fine, à peine discernable au microscope, cimente les grains détritiques. Elle est constituée principalement par du quartz et des phyllites ou plus rarement presqu' exclusivement de phyllites ; elle est souvent parcourue par des traînées diffuses d'oxyde de fer de couleur rouille ou de matière charbonneuse.

Le quartz s'y présente en petites plages xénomorphes, aux contours mal définis. Sa reconnaissance et l'évaluation de son importance sont rendues très difficiles par suite du développement des phyllites qui saupoudrent l'ensemble de cette matrice. En très petites paillettes automorphes, ou en plages xénomorphes également de très faible dimension (le plus fréquemment de l'ordre de 10µ), les phyllites de la mésostase sont soit incolores (sériciteet/ou muscovite), soit légèrement verdâtres (chlorite). Ces phyllites s'alignent dans le plan de la schistosité lorsque celle-ci est suffisamment bien développée, constituant de longues traînées moulant les fragments détritiques. D'autres fois, les paillettes sériciteuses ou chloriteuses ne présentent aucune orientation préférentielle.

De la description de ces schistes, on retiendra les points suivants :

- *présence d'une matrice abondante;*
- *présence de feldspath et de biotite détritiques;*
- *absence de figure de granoclassement;*
- *présence de stratifications entrecroisées.*

Ces caractères sont ceux de sédiments déposés à peu de distance de la zone d'alimentation (transport bref), c'est à dire en bordure d'une zone continentale. Les seuls indices de recristallisation, visibles au niveau de la matrice, correspondent à une cristallisation orientée des phyllites (schistosité).

B) Les grès :

Ces roches massives, de couleur gris verdâtre lorsqu'elles ne sont pas altérées, sont très dures et présentent souvent une cassure quartzitique. Lorsqu'ils forment des bancs épais, les grès sont toujours très compacts. En lits plus minces alternant avec les schistes, il arrive qu'ils soient affectés eux aussi par la schistosité; mais celle-ci reste très fruste et les grès ne se débitent jamais en plaquettes.

Le grain de la roche est fin et il est rare que les éléments figurés atteignent le millimètre; du point de vue sédimentologique, il s'agit donc de sablites fines (Krylatov, 1971 ; Quété, 1975). A l'oeil nu, on observe le plus souvent que de très petites taches blanches, indiquant la présence de feldspath.

L'examen microscopique met en évidence la grande homogénéité de composition des grès dans l'ensemble de la formation.

1)Les éléments figurés :

Leur taille, variable à l'intérieur d'un même échantillon, oscille entre 0,08 mm environ et 1 mm. Ils sont en quantité souvent importante et ne constituent jamais moins de 50% de la roche. Dans certains niveaux, le pourcentage des éléments figurés peut même atteindre 80%. Les éléments clastiques sont variés mais la grande majorité est représentée par le quartz et les feldspaths.

Le quartz : Abondant en grains anguleux de taille très variable, pouvant ou non montrer une extinction onduleuse; les plages sont le plus souvent monocristallines.

Les feldspaths : Ce sont des constituants importants de la roche dans laquelle ils sont parfois en quantité égale à celle du quartz. Ils se présentent en fragments anguleux ou en cristaux automorphes à subautomorphes; en général, ils ne sont pas altérés (séricitisation faible). Parmi ces feldspaths, on reconnaît : de l'orthose perthitique, du microcline, du plagioclase (composition variable : albite à andésine).

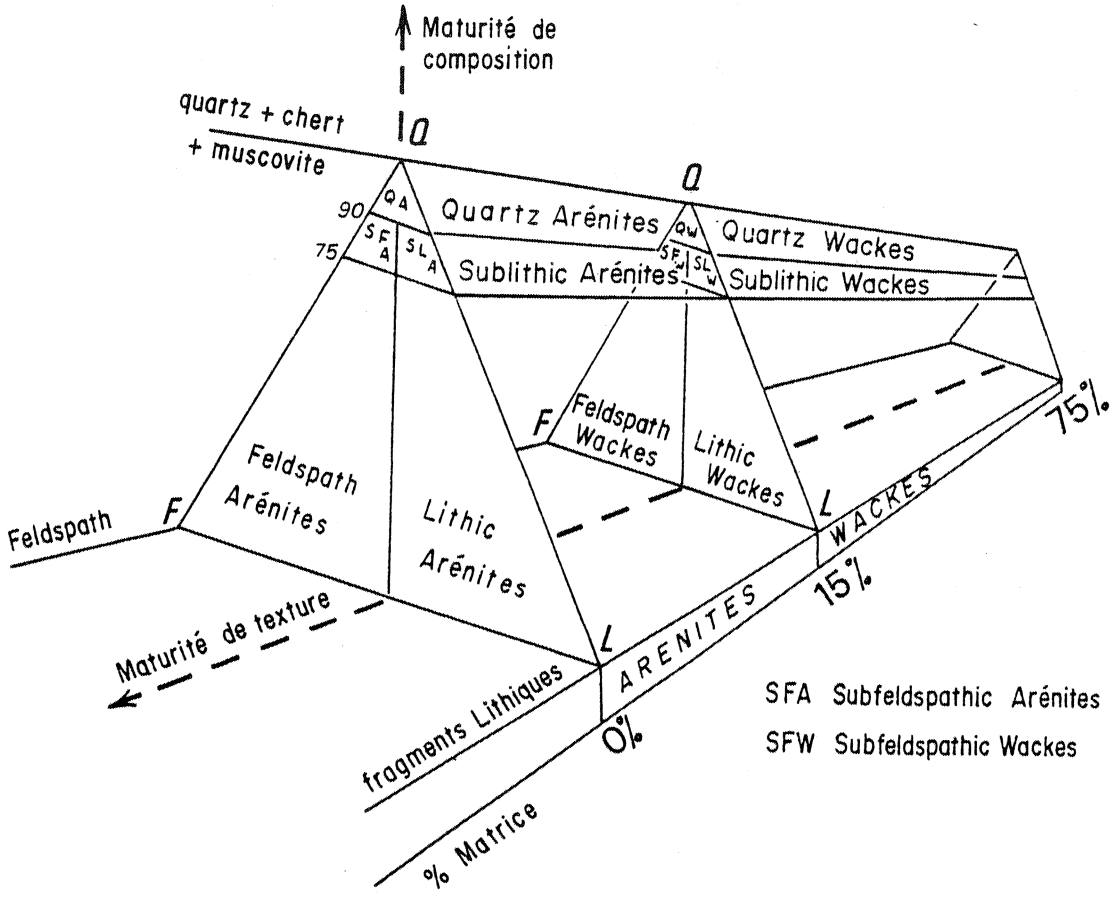


Fig.I-32 : Classification modale des grès (d'après Gilbert, 1955 ; Dott, 1964) basée sur les proportions relatives d'éléments figurés et de matrice. Apparaissent ainsi deux grands groupes : les arénites et les wackes.

On trouve en outre, en proportions variables mais faibles : des phyllites (biotite et muscovite), des épidotes (pistacite, clinozoïsite), du sphène, des minéraux opaques, du zircon et de l'apatite, exceptionnellement de la tourmaline et des fragments lithiques.

Ces fragments lithiques, peu nombreux en général, existent surtout dans les niveaux les plus proches des volcanites de Paimpol, c'est à dire vers la base de la formation. On y reconnaît deux types de roches :

- d'une part des spilites microlitiques;
- d'autre part, des microquartzites très fins qui rappellent les jaspes décrits dans la formation des spilites de Paimpol.

2) La matrice :

Elle varie considérablement en importance puisqu'elle peut représenter entre20% et 50% du volume de la roche.

Très finement cristallisée, elle est essentiellement quartzo-phylliteuse. La chlorite l'emporte assez fréquemment sur la séricite et/ou la muscovite et présente parfois une orientation très floue dans les échantillons où se dessine une schistosité grossière. Comme dans les schistes, des traînées d'oxyde de fer teintent cette matrice d'une couleur rouille. Enfin, mais ceci est un caractère tout à fait exceptionnel, un peu de calcite ($< 2\%$) peut apparaître dans la matrice.

Ces grès sont donc des sablites à matrice abondante. Si nous utilisons la classification proposée par Chauvel, Chauvet et Quété (1974), et Quété (1975), ce sont plus précisément des wackes. Les feldspaths et le quartz sont parfois en proportions comparables; dans le cas contraire, ce sont les grains de quartz qui dominent; les fragments lithiques sont par contre en quantité très faible; il s'agit donc de wackes feldspathiques (fig. n°I-32).

Le classement est le plus souvent très mauvais; la taille des grains varie d'une façon importante dans l'étendue d'une seule lame mince sans qu'apparaisse un granoclassement.

Pas plus que dans les schistes associés, nous n'avons pu observer au niveau des éléments figurés d'indice de recristallisation métamorphique , hormis peut-être la chloritisation des paillettes de biotite . La seule manifestation d'une cristallisation de type métamorphique se situe au niveau de la matrice, principalement lorsque celle-ci tend à acquérir une orientation privilégiée par apparition de la schistosité.

Les caractères essentiels de ces grès sont donc :

- *l'abondance de la matrice ;*
- *le caractère anguleux des éléments détritiques ;*
- *l'absence de granoclassement ;*
- *la présence parmi les éléments figurés de feldspaths, de micas, de fragments lithiques.*

Ils montrent la nature peu évoluée des sédiments qui présentent ainsi l'aspect de dépôts de bordure ou de plateforme continentale, comme les pélites associées.

C) Les quartzites et les calcaires :

Très exceptionnellement, on observe de fines passées quartzitiques qui correspondent le plus souvent à de minces zones millimétriques ou centimétriques souvent discontinues au sein des grès et non à des bancs bien individualisés.

Tout aussi exceptionnellement, on trouve de très fines passées calcaires; elles sont formées de très petites plages de calcite (plages inférieures en général à 50 µ mais dont les dimensions oscillent entre 10 et 100 µ) associées à du quartz en petits cristaux xénomorphes et à quelques petites taches de pyrite. Il s'agit de calcsiltites ou calcaires microgranulaires.

III - QUELQUES PROBLEMES A PROPOS DE LA FORMATION DE LA ROCHE-DERRIEN.

A) Relations entre spilites de Paimpol et sédiments de la Roche-Derrien :

Les grès contiennent souvent des fragments détritiques anguleux de cristaux ou même de roches, ce qui est aussi un caractère des tufs; comme par ailleurs, les deux types de roches sont de même couleur verdâtre et à cristallisation très fine, il est bien difficile de situer exactement la limite entre les deux formations (le problème s'est posé notamment sur la rive gauche du Trieux). Il est pratiquement impossible sur le terrain de savoir si l'on a affaire à des tufs ou des grès : en lame mince, nous avons basé la distinction sur la présence ou l'absence de feldspaths alcalins (orthose et microcline) qu'on ne trouve jamais dans la formation de Paimpol et qui apparaît au contraire systématiquement dans les grès.

Sur ces critères, le passage d'une formation à l'autre se présente comme une zone de fines alternances tuffacées et sédimentaires (20 cm au maximum) sur une centaine de mètres. Les tufs finissent par disparaître entièrement dès que l'on atteint les premiers bancs importants de grès (1 m de puissance).

Sur la rive gauche du Trieux, le passage est encore plus rapide, puisque les deux formations avec leurs caractères typiques ne sont séparées que par une dizaine de mètres.

B) Problème du métamorphisme :

Comme nous l'avons constaté au cours des descriptions pétrographiques, l'existence de recristallisations métamorphiques est particulièrement délicate à mettre en évidence dans ce type de matériaux.

Néanmoins le développement,parfois assez net, d'une schistosité suggère qu'un métamorphisme régional très faible s'est exercé sur ces formations.

Pour tenter de le déceler d'une manière plus précise, j'ai utilisé la méthode basée sur la cristallinité des illites imaginée par Weaver (1960), reprise et perfectionnée par la suite par de nombreux auteurs (Kubler, 1968 ; Esquevin, 1969 ; Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Le Corre, 1975). La variation de l'indice de cristallinité des illites (largeur de pic à 10 Å à la moitié de sa hauteur) couvre les trois zones suivantes : diagenèse, anchizone et épizone. Ce diagramme permet de plus, grâce à la détermination du rapport des intensités des raies (002) et (001) d'approcher la composition des illites.

La méthode opératoire a été décrite par les différents auteurs cités et c'est la même qui a été appliquée ici.

Le diagramme de la figure n°I-33 montre les différentes échelles utilisées dans cette méthode. Il faut se rappeler que celle-ci est statistique et qu'une étude détaillée nécessiterait de très nombreuses mesures. Ce n'était pas notre propos ici et l'uniformité des résultats obtenus sur une dizaine d'échantillons fait que nous n'avons pas cherché à multiplier les mesures.

Les échantillons proviennent de la région de Kérity, du Trieux et du Jaudy. Il s'agit dans tous les cas de localités voisines de la faille du Trégorrois à proximité de laquelle la schistosité est la mieux exprimée (et sans doute en liaison avec le jeu hercynien de cet accident, voir chapitre suivant).

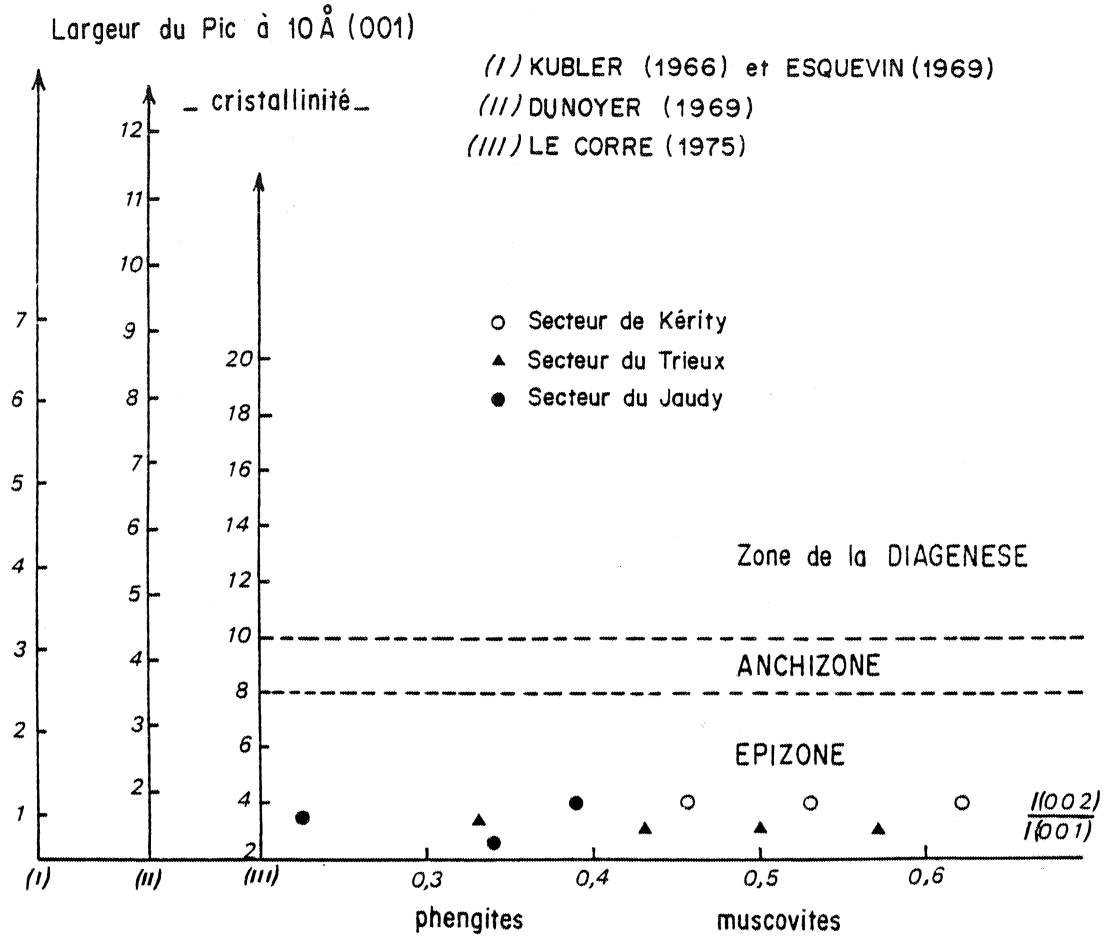


Fig.I-33 : Détermination de la cristallinité des illites et intensité du métamorphisme subi par les sédiments de la Roche-Derrien.

Du point de vue de la cristallinité, on constate :

- qu'elle est sensiblement la même d'une extrémité à l'autre de la bande sédimentaire;
- qu'elle indique pour tous les échantillons une recristallisation dans l'épizone.

Le rapport des intensités des pics à 5 Å et 10 Å (rapport I (002) / I (001) montre par contre que les compositions sont variables : les échantillons provenant de l'Ouest (secteur du Jaudy) de la bande semblent avoir des compositions proches de celles des phengites, ceux provenant de l'Est (secteur de Kérity) paraissent plus proches des muscovites; les échantillons de la vallée du Trieux ont des compositions intermédiaires. En l'absence de mesures plus nombreuses et surtout de données précises sur le chimisme global de ces sédiments, nous nous garderons de tirer des conclusions générales (variations dans les apports sédimentaires, par exemple) à partir de cette observation.

Les sédiments de la formation de la Roche-Derrien ont donc subi un épimétamorphisme; il ne se manifeste par aucune recristallisation des éléments figurés de ces sédiments, mais il est suffisamment important, toutefois, pour être décelable sur les fractions fines et micacées des roches les plus schistosées.

IV - CONCLUSION A L'ETUDE DES SEDIMENTS DE LA ROCHE-DERRIEN.

Nous rappellerons ici, en quelques mots, les caractères sédimentologiques essentiels de cette formation.

Elle est constituée dans sa presque totalité par des schistes (lutites) et des grès (wackes feldspathiques). Les niveaux quartzitiques ou calcaires sont tout à fait exceptionnels et lorsqu'ils existent, ne constituent que de très fines passées.

Aucune roche phtanitique n'y a été observée. Il s'agit là d'un caractère remarquable de cette formation et qui sera utilisé plus tard, lors de la comparaison avec d'autres séries sédimentaires et volcano-sédimentaires qui bordent le domaine trégorrois.

Il n'y a pas de granoclassement net dans ces roches, notamment dans les niveaux les plus grossiers; les éléments figurés (feldspaths, fragments lithiques) se présentent souvent sous forme de grains ou d'éclats anguleux; la matrice, en particulier dans les grès, est abondante. Tous ces caractères sont en faveur d'un transport de courte distance et donc d'un dépôt en bordure d'une zone continentale nourricière.

Un métamorphisme épizonal, sans doute lié au développement de la faille du Trégorrois, a été enregistré par les phyllites les plus fines contenues dans ces roches.

Nous étudierons la structure de cette bande sédimentaire dans le chapitre suivant, en même temps que celle des autres formations constituant le domaine sud du Trégor (tufs de Tréguier et spilites de Paimpol). Mais on peut déjà retenir que,sur le terrain, à aucun moment on n'a pu mettre en évidence d'indices de plissements serrés intenses; l'ensemble de ces sédiments, sauf au voisinage du grand accident de la Faille du Trégorrois, pend uniformément vers le Sud et les couches paraissent empilées régulièrement les unes sur les autres constituant ainsi une série détritique dont la puissance, estimée à partir des affleurements visibles dans la partie la plus large de la bande, serait alors au minimum de 2500 mètres. L'existence d'accidents limitant ces sédiments dans leur partie supérieure empêche toutefois de connaître plus précisément la puissance réelle de cette formation.

Chapitre V

Conclusions d'ensemble à l'étude des Formations volcano-sedimentaires du Domaine sud-trégorrois

Nous venons de voir, au cours des chapîtres précédents, les caractères pétrographiques, chimiques et sédimentologiques des trois grandes formations constituant le domaine sud-trégorrois.

Il est nécessaire avant d'entreprendre l'étude du domaine nord, de faire à présent une halte de façon à synthétiser les observations déjà faites et à mettre en évidence quelques particularités importantes de ce domaine.

L'exposé qui suit sera donc divisé en quatre parties :

I - Synthèse des principaux caractères des formations constituant le domaine sud-trégorrois.

II - Structure du domaine sud-trégorrois.

III - Nature du volcanisme dans le domaine sud-trégorrois.

IV - Le domaine sud-trégorrois et ses prolongements occidentaux.

I - SYNTHESE DES PRINCIPAUX CARACTERES DES FORMATIONS CONSTITUANT LE DOMAINE SUD-TREGORROIS.

Dans l'ordre selon lequel ont été décrites ces formations c'est-à-dire du Nord au Sud, nous avons pu faire les observations suivantes :

- La bande la plus septentrionale est constituée par des roches kératophyriques, essentiellement des produits pyroclastiques : ce sont les tufs de Tréguier, au sein desquels les roches microlitiques paraissent très exceptionnelles.

Au point de vue minéralogique, les tufs montrent parfois des variations importantes dans les proportions relatives de leurs différents constituants; ces variations se retrouvent dans les compositions chimiques oscillant entre un pôle sodique (kératophyres) et un pôle potassique (orthokératophyres). Nous en avons conclu que ces roches dérivaient vraisemblablement d'un magma à composition sodi-potassique de type rhyodacitique.

- Les spilites de Paimpol situées plus au Sud, offrent des types pétrographiques variés : on y distingue des coulées massives, des coulées en coussins des laves bréchiques, des roches pyroclastiques (brèches, tufs, schalsteins). Du point de vue minéralogique, deux groupes ont été distingués :

  . Un groupe à composition doléritique, peu représenté, à plagioclase basique et clinopyroxène, reconnaissable dans certaines coulées massives.

  . Un groupe prédominant, à composition spilitique. A côté du quartz, de l'épidote, de la calcite, et du leucoxène, l'albite et la chlorite y représentent les minéraux essentiels.

Chimiquement ceci correspond à l'existence d'une part de termes franchement basaltiques, d'autre part de spilites riches en alcalins, essentiellement en Na_2O, et relativement pauvres en CaO. Ces deux groupes ont en commun une forte teneur en alumine, comparable à celle des "high-alumina-basalts". A l'échelle des coussins, aucune différenciation du type de celles qui ont été reconnues dans d'autres séries spilitiques (Auvray et Hameurt, 1973) n'apparaît; les variations, quand elles existent, sont ici désordonnées

- La formation sédimentaire de la Roche-Derrien constitue la bande la plus méridionale de l'ensemble; elle est séparée des terrains situés plus au Sud par la faille du Trégorrois. Il s'agit en quasi totalité de schistes et grès, les quartzites et les calcaires ne constituant que de très fines passées exceptionnelles au sein de cet ensemble.

Les proportions relatives de schistes et de grès sont variables suivant les lieux d'observations. De nombreux caractères microscopiques permettent de penser qu'il s'agit de sédiments peu matures. Difficilement décelable optiquement et n'affectant que la matrice de ces sédiments, un épimétamorphisme a été mis en évidence grâce à l'étude des phyllites les plus fines contenues dans ces roches.

Du Nord au Sud, les trois formations constituent un empilement régulier pouvant être interprété comme une suite stratigraphique. Elles se disposent sous forme de trois bandes parallèles; seuls les tufs de Tréguier dessinent un niveau continu, s'étendant depuis la baie de Paimpol jusqu'à la baie de Lannion; les spilites de Paimpol et les sédiments de la Roche-Derrien bien développés de Paimpol à Tréguier disparaissent tectoniquement avant Lannion, dans la région de Rospez.

II - STRUCTURE DU DOMAINE SUD-TREGORROIS.

Les observations sont cantonnées à des coupes privilégiées où la densité des affleurements permet d'imaginer l'architecture d'ensemble du domaine. Entre ces zones, les informations sont très fragmentaires et incertaines, parfois même inexistantes.

Ce sont les sédiments de la Roche-Derrien qui, avec leurs alternances de termes gréseux et schisteux, fournissent les meilleurs informations du point de vue structurologique : la stratification peut dans la plupart des cas être distinguée sans ambiguité de la schistosité. Il n'en n'est pas de même pour les spilites de Paimpol, quoique des roches de nature différente y dessinent parfois une stratification, et surtout pour les tufs de Tréguier dans lesquels seul le plan de schistosité est reconnaissable.

A) Déformation principale :

Pour mettre en évidence cette déformation, nous utiliserons les divers éléments suivants : stratification, schistosité, critères de polarité.

1) La stratification :

L'ensemble des mesures montre que la direction moyenne de la stratification est N 110° pour le secteur compris entre la Pointe de Plouézec

à l'Est et le Jaudy à l'Ouest. Tous les pendages sont uniformes vers le Sud, compris entre 40° et 70° Sud, avec une majorité de mesures au voisinage de 60 à 70° Sud.

Passé le Jaudy, les mesures sont beaucoup plus rares; la stratification tend à prendre une direction NE-SW (N 60° à N 80°) mais le plongement est toujours régulier vers le Sud.

2) La schistosité :

Une schistosité apparaît plus ou moins nettement développée suivant la compétence du matériau. On l'observe aussi bien dans les formations sédimentaires de la Roche-Derrien que dans les spilites de Paimpol. Dans les tufs de Tréguier, elle est l'élément planaire le plus souvent observée. Cette schistosité est parfois assez prononcée : elle provoque l'apparition dans les tufs kératophyriques, dans les schalsteins ou dans les schistes par exemple, d'un débit en plaquettes centimétriques; il arrive même qu'elle soit suffisamment pénétrative pour affecter certains bancs plus massifs tels que les laves compactes visibles à la Pointe de Guilben ou certains niveaux gréseux de la région du Trieux ou du Jaudy.

Très souvent, la schistosité est confondue avec le plan de stratification. Dans les tufs de Tréguier, les spilites de Paimpol et les sédiments de la Roche-Derrien, la majorité des mesures montrent qu'elle a une direction N 110° et un plongement régulier vers le Sud.

Lorsqu'il est possible d'observer à la fois la stratification et la schistosité, on constate que fréquemment le pendage de la schistosité est supérieur à celui de la stratification (on observe ce type de relation notamment dans la vallée du Jaudy, figure n°I-34). Dans ce cas, il apparaît une linéation d'intersection (S_o-S_1) horizontale.

Comme cela a été signalé à plusieurs reprises lors de la description des différentes formations, je n'ai jamais pu observer de plis sérrés de style isoclinal : si de tels plis existaient, on ne manquerait pas de les observer au moins dans les alternances les plus fines des sédiments de la Roche-Derrien.

3) Critères de polarité :

L'uniformité et la concordance des pendages entre les différentes

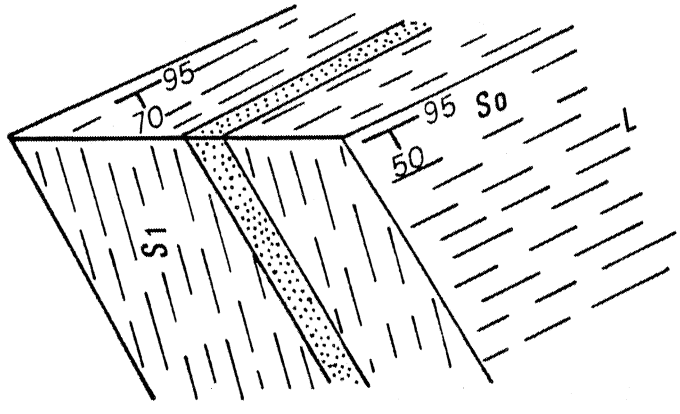


Fig.I-34 : Relation stratification-schistosité dans la formation de La Roche-Derrien (rive droite du Jaudy).

formations, aussi bien de la stratification que de la schistosité, donne l'image d'un empilement régulier de strates dont les plus anciennes situées au Nord, seraient représentées par les tufs de Tréguier, surmontés par les spilites de Paimpol; les schistes et grès de la Roche-Derrien constitueraient ainsi le sommet de cette série volcano-sédimentaire. Il se dessine ainsi, du point de vue structural, une synforme dont l'axe est occupé par les sédiments; seul le flanc nord de cette synforme limitée au Nord et au Sud par les accidents majeurs de Tréguier-Lézardrieux et du Trégorrois serait visible.

Toutefois, la polarité de la série nécessite d'être confirmée de façon à s'assurer de la suite stratigraphique présentée plus haut. Les informations qu'on peut tirer des observations des terrains sont souvent ponctuelles et fragmentaires mais il existe un faisceau d'arguments qui semblent converger.

- Nous avons décrit précédemment, dans la vallée du Trieux, le passage progressif des spilites de Paimpol aux schistes et grès de la Roche-Derrien. L'argument à lui seul est insuffisant car, dans le problème qui nous intéresse, il peut être utilisé comme critère de superposition dans les deux sens. On notera toutefois que dans le cas où les sédiments seraient plus anciens, il y aurait beaucoup de probabilités pour que l'on y observe des dykes, filons ou autres intrusions témoins de l'important volcanisme alors sus-jacent, ce qui n'est pas le cas.

- Les volcanites de Tréguier n'offrent pas de critères de polarité. Dans les spilites de Paimpol, par contre, les coussins de certaines coulées en fournissent. Ceux-ci sont bien connus: forme des coussins et manière dont ils se moulent les uns sur les autres. Les coussins présentent parfois des formes en haricots avec une face supérieure convexe et une face inférieure concave; la reconnaissance de ces faces, dans des sections favorables et surtout dans des séries qui n'ont pas été déformées et aplaties d'une manière importante, ce qui est le cas dans la région, permet précisément de déterminer la base et le sommet de l'empilement volcanique. Dans les pillows d'autres critères de polarité existent tels que l'accumulation des vacuoles préférentiellement à la partie supérieure des coussins (Jones, 1969). Ce critère n'a pu être utilisé ici, les vacuoles se répartissent uniformément dans l'ensemble de la roche constituant des coussins.

La forme des coussins dans les affleurements de la Pointe de Guilben est parfaitement démonstrative. La polarité fournie statistiquement par ces coussins atteste que les coulées sont en position normale. La base

de la série se situe donc au Nord.

Ces conclusions sont confirmées dans le Jaudy sur les grandes langues de lave de couleur violacée que l'on trouve dans la partie nord de la bande spilitique. Le moulage de ces "boudins" de lave les uns sur les autres et la forme des faces ainsi dessinées montrent que le sommet de l'empilement volcanique est situé vers le Sud.

- Le long de la rive droite du Jaudy, exactement en face du Port de Tréguier, on peut observer, au sein des tufs kératophyriques qui présentent à cet endroit une direction N 110° et un pendage de 50° au Sud (stratification et schistosité), un filon sécant d'environ 70 cm à 1 mètre de puissance, incliné d'une vingtaine de degré au Nord, et constitué de spilite tout à fait classique, à albite et chlorite, à texture microlitique plus ou moins trachytique. C'est le seul exemple net que j'ai pu observer dans le Trégor. Peut être en existe-t-il un autre au Sud de Porz-Even dans les rochers qui découvrent à marée basse? Les conditions d'affleurement, l'altération des roches n'ont pas permis de reconnaître avec certitude les relations entre les tufs de Tréguier et ce petit pointement de spilite à cet endroit.

Ceci montre,en tout cas, la postériorité du volcanisme spilitique par rapport au volcanisme kératophyrique,ce qui contribue à confirmer la stratigraphie établie.

- Enfin, le dernier argument fait appel aux observations trop rares malheureusement, des relations de position entre le pendage de la stratification et celui de la schistosité : d'une manière générale, le pendage de la schistosité est toujours plus fort que celui de la stratification; ceci indique en conséquence que la série correspond à un flanc normal.

4) Conclusions :

Ces diverses observations constituent un ensemble d'arguments convergents : la série stratigraphique du domaine sud du Trégor comprend à sa base des tufs kératophyriques; le volcanisme se poursuit par un important épisode spilitique, lui-même recouvert par un épisode sédimentaire.

L'existence de cette synforme avait été déjà reconnue il y a bien longtemps par Barrois (dès 1898) et confirmée par les derniers travaux effectués dans cette région (Delattre et col., 1952). Tous ces auteurs cependant incluaient dans ce synclinal de Paimpol bon nombre d'autres formations

(albitophyres de Pors-Hir, porphyre pétrosiliceux de Lézardrieux, etc...), que nous séparons pour de nombreuses raisons de cette série (voir plus loin). D'autre part, la démonstration ne reposait que sur l'existence de pendages sud uniformes.

Je pense avoir apporté ici des arguments plus convaincants.

B) Déformations tardives.

Nous venons de voir que la structure principale de l'unité sud-trégorroise est celle d'une vaste synforme dont le seul flanc nord est partiellement observable. Cette structure a été acquise au cours d'une phase de déformation dont nous discuterons l'âge plus loin.

Des déformations beaucoup plus localisées et postérieures semblent liées aux accidents majeurs limites situés au Nord et au Sud.

Au Nord, dans les tufs de Tréguier, il s'agit d'une mylonitisation se traduisant en lame mince par l'apparition d'une schistosité parfois très bien exprimée. Cette schistosité est alors parallèle à la faille nord-trégorroise (secteur de Trézeny, schistosité verticale N 70°; secteur du Pont-Neuf, schistosité N 60°, également verticale). Dans ce cas, tous les éléments planaires deviennent parallèles, aussi bien les plans de stratification (rarement observables) que de schistosité.

Au Sud, on observe des plis dans les roches sédimentaires au voisinage de la Faille du Trégorrois (îlot du Taurel, Pointe de Kérity dans la baie de Paimpol; secteur de Lancerf dans la vallée du Trieux).

A l'îlot du Grand Taurel (figure n°I-35) on peut observer une alternance de gros bancs gréseux verdâtres et de passées schisteuses noires plus fines. Dans toute la partie nord de l'îlot, les bancs plongent régulièrement vers le Sud. Lorsque l'on arrive à l'extrémité sud de l'îlot, c'est-à-dire qu'on se rapproche de la Faille du Trégorrois (N 80°) qui passe entre la Pointe de Plouézec et le rocher du Petit Taurel, des plis assez serrés apparaissent. La structure est ici légèrement compliquée par l'existence de cassures et petits décrochements tardifs qui perturbent les directions structurales. La figure n°I-35 montre sur une coupe schématique l'apparition de ces plissements à l'approche de l'accident sud.

A la Pointe de Kérity, à l'Ouest du secteur précédent, la formation de la Roche-Derrien est surtout constituée de schistes; les grès se présentent simplement sous forme de fines intercalations de quelques centimètres d'épaisseur.

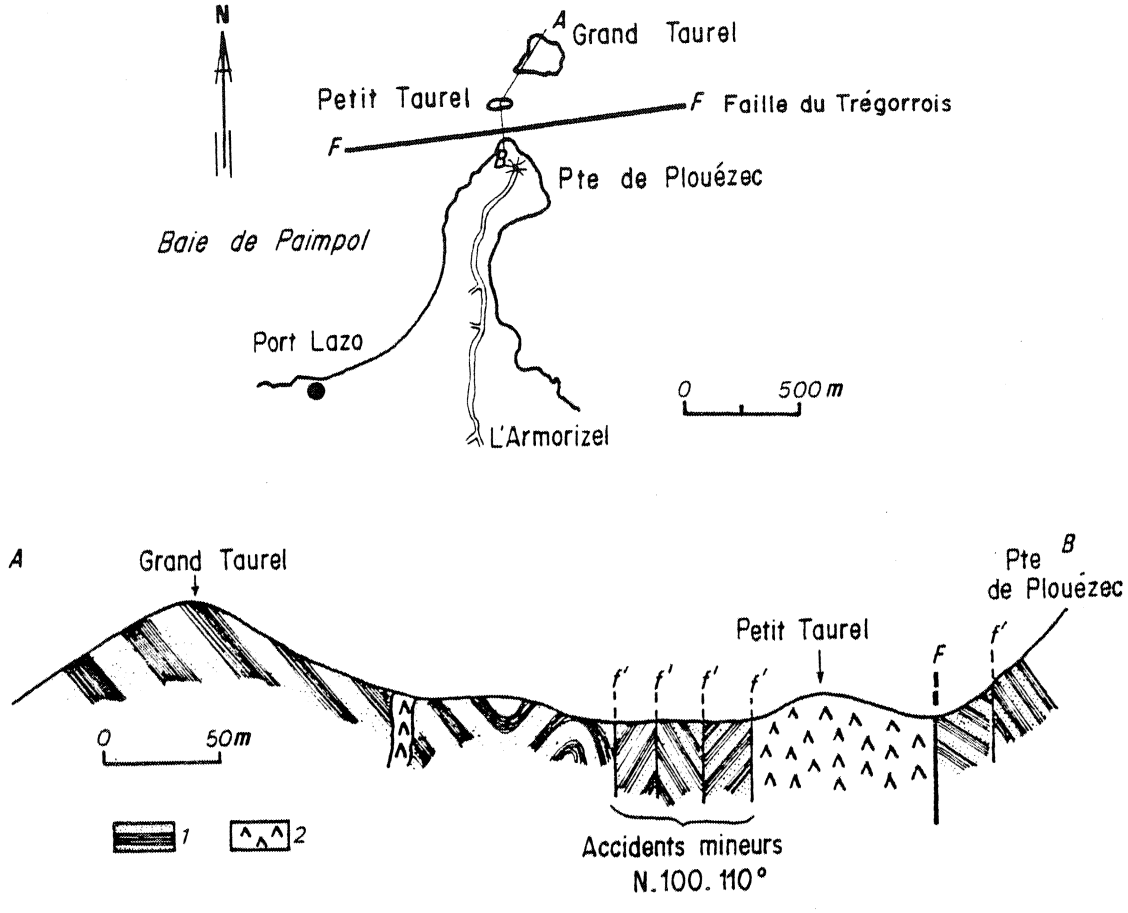


Fig.I-35 : Coupe schématique des formations schisto-gréseuses de la Roche-Derrien entre la Pointe de Plouézec et le Grand Taurel.(1) Alternances schisto-gréseuses; (2) Diorite de Keralain. (F) Faille du Trégorrois et accidents satellites (f').

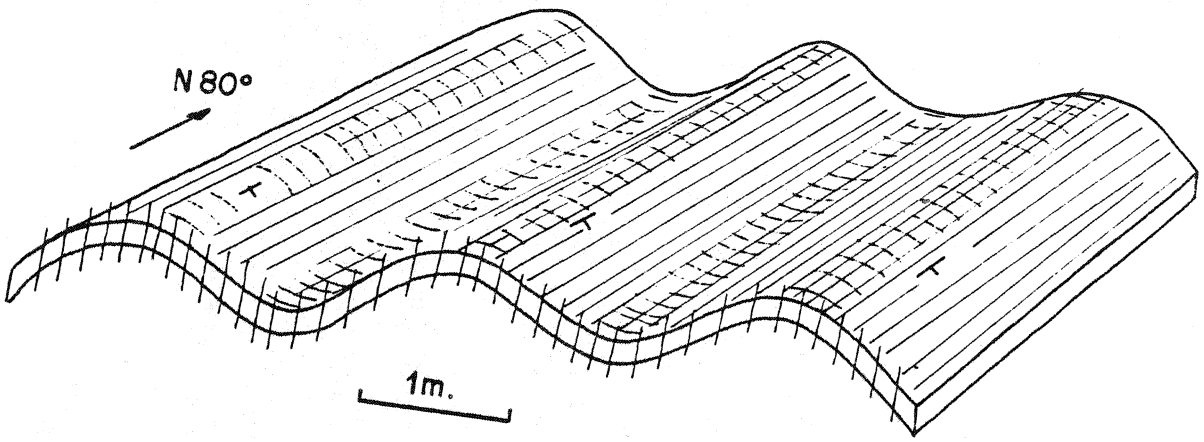
On observe dans ces alternances de petits plis dont l'axe, orienté N 80°, plonge légèrement vers l'Est d'une quinzaine de degré. Parallèlement à ces plis et jouant le rôle d'une schistosité de plan axial pour ces derniers, apparaît une schistosité plus ou moins bien développée; parfois cette schistosité est très bien exprimée notamment dans les flancs de ces petits plis où elle se surimpose vraisemblablement à une schistosité plus ancienne. La figure n°I-36 schématise ces observations qui indiquent que les accidents hercyniens du Trégor (Auvray, 1972 b) induisent l'apparition de plis et de schistosité. Dans ce petit secteur de Kérity, les directions des plis et du clivage schisteux sont parallèles à la faille du Trégorrois.

Le même phénomène se retrouve encore plus à l'Ouest, le long de la rive droite du Trieux; la coupe depuis la gare de Lancerf au Nord jusqu'au contact avec les Formations Rouges au Sud permet d'observer successivement :

- Au niveau de la gare de Lancerf (figure n°I-37), la stratification est bien visible grâce à l'alternance de gros bancs de grès (1,50 m) qui représentent la partie la plus importante de la série et de fines intercalations de schistes noirs, d'épaisseur décimétrique. Elle est orientée N 100° et plonge de 80° vers le SW. Dans les fines passées schisteuses, un clivage de fracture grossier, mais net, d'orientation N 80° et à pendage vertical, est aisé à observer.
- Lorsque l'on s'approche de la faille, apparaissent des plis difficiles à suivre car les affleurements ne sont pas continus mais que les pendages, tantôt sud et tantôt nord, soulignent assez bien. Les axes des plis orientés N 95° tendent encore à se paralléliser avec la direction de l'accident N 80°). La direction N 80° est par ailleurs exactement celle du clivage de fracture observé dans les fines passées schisteuses; il ne fait pas de doute que son développement est lié à l'apparition de la faille.

Ces différentes observations indiquent qu'au voisinage des accidents des déformations variées liées à la tectonique cassante affectent le Trégor à l'Hercynien (Auvray, 1972 b); écrasement avec mylonitisation, développement d'une schistosité plus ou moins bien exprimée suivant le type de matériaux et le secteur envisagé, plissements localisés étroitement au voisinage des accidents. Dans tous les cas, l'orientation des déformations est parallèle à celle des failles.

En ce qui concerne l'âge de la tectonique cassante, le problème ne sera pas abordé ici mais au cours de la reconstitution générale de l'histoire de la région.



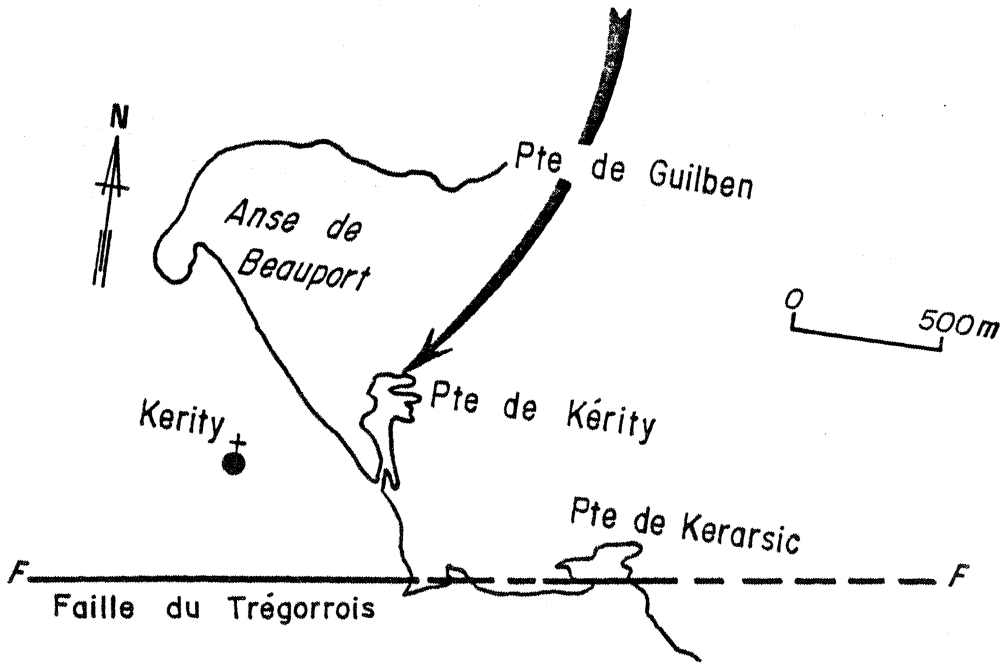


Fig.I-36 : Petit niveau gréseux soulignant les plis N80° à la Pointe de Kérity; apparition d'une schistosité N 80° verticale, plan axial des plis.

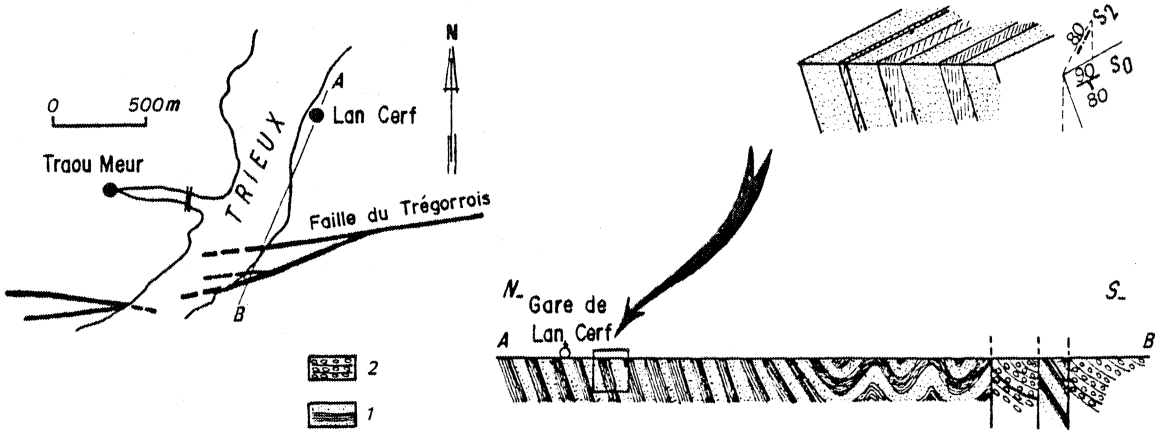


Fig.I-37 : Coupe schématique le long du Trieux montrant l'apparition des plissements à l'approche de la faille du Trégorrois (longueur de la coupe environ 700 m) : (1) Alternances schisto-gréseuses de la Roche-Derrien; (2) Formations rouges de Plouézec-Plourivo.

Je rappelerai simplement ce qui a été dit précédemment dans une publication (Auvray, 1972 b) en précisant cependant quelques points nouveaux:

1°) Les deux grands accidents limitant au Nord et au Sud le domaine sud-trégorrois, sont d'âge hercynien. Ils ont un parcours sensiblement parallèles et sont vraisemblablement contemporains (figure n°I-38).

2°) L'accident nord (accident de Tréguier-Lézardrieux) entraîne l'affrontement du domaine nord-trégorrois essentiellement granitique et granodioritique et de la formation des tufs de Tréguier.

L'accident sud, connu depuis longtemps sous le nom de Faille du Trégorrois (Delattre, 1952) provoque l'affrontement dans le secteur Est (Baie de Paimpol-Trieux) des séries rouges de Plouézec-Plourivo et de la formation de la Roche-Derrien. A partir du Trieux, la Faille du Trégorrois se dédouble : une branche suit le parcours dessiné par Delattre pour aboutir vers l'Ouest à la région du Port de Saint-Michel-en-Grève; l'autre suit tout d'abord un tracé parallèle à la branche sud jusqu'aux environs de Quemperven; à partir de cette localité, elle s'en écarte pour aboutir,à l' Ouest de Lannion (vers Locquémeau),au Sud de la Pointe de Séhar. Le panneau dessiné par ces deux branches isole une formation volcano-sédimentaire particulière, dont il sera question plus loin, connue sous le nom d'Epidiorite de Plestin ($x\ \eta^2$ de la carte géologique, feuille de Lannion, 2ème édition).

La branche nord de la faille du Trégorrois, prenant en biseau les formations du domaine sud-trégorrois, explique la disparition progressive et successive vers l'Ouest des sédiments de la Roche-Derrien et des spilites de Paimpol. Au niveau de Lannion ne subsistent plus de ce domaine que les tufs de Tréguier.

Ces grands accidents, d'orientation générale E-W dans le Trégor, sont affectés à leur tour par une tectonique cassante plus tardive oscillant le plus souvent entre des directions N 160° et N 20°. Il semble notamment que toutes les vallées importantes (Trieux, Jaudy, Léguer) soient induites par ces cassures qui entraînent de plus des rejeux d'importance et de sens variables (figure n°I-38).

En différents endroits l'apparition de kink-bands a été observée (Jaudy, Trieux, Taurel) dans les sédiments et dans les spilites; la plupart des mesures faites se situent entre N 25° et N 40° mais en certains points deux directions conjuguées (N 180° et N 30°) apparaissent. Il est vraisemblable que l'apparition des kink-bands est liée à la phase cassante tardive sub-méridienne.

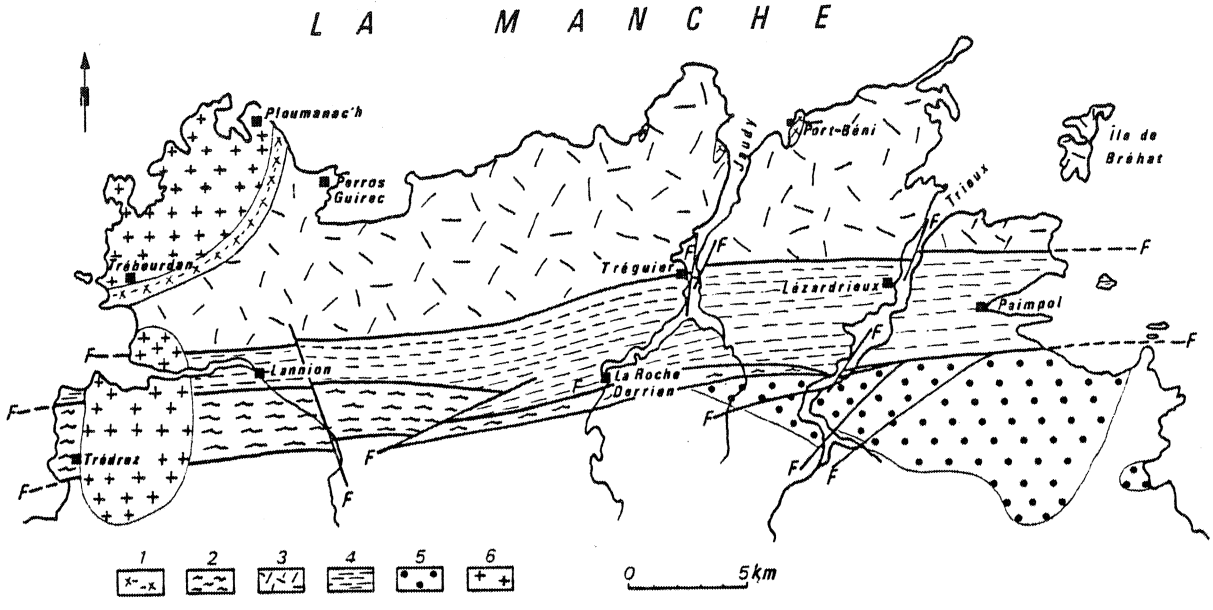


Fig.I-38 : Schéma structural mettant notamment en évidence les principaux accidents affectant le domaine sud-trégorrois. (1) gneiss du socle ancien; (2) Formation volcano-sédimentaire de l'Armorique-Trédrez ou "Epidiorites de Plestin"; (3) Batholite nord-trégorrois; (4) Volcanites et sédiments du domaine sud-trégorrois; (5) Formations rouges (Bréhec, Plouézec-Plourivo); (6) Granites hercyniens.

En résumé, le domaine sud-trégorrois est constitué par un empilement de formations appartenant au flanc nord d'un synclinal; dans l'ordre stratigraphique, on trouve de la base au sommet de la série : les tufs de Tréguier, les spilites de Paimpol, les schistes et grès de la Roche-Derrien.

La structure d'ensemble est simple : elle est perturbée uniquement au voisinage des grands accidents hercyniens qui limitent ce domaine au Nord et au Sud. Il apparaît alors des plis et une schistosité observée dans ce seul cas. Aucun plissement de style isoclinal n'a pu être mis en évidence, ce qui est un trait fondamental de ce domaine.

III - NATURE DU VOLCANISME DANS LE DOMAINE SUD-TREGORROIS.

Au début de ce chapitre, nous avons résumé brièvement les principaux caractères des différentes formations volcaniques du domaine sud du Trégor. Nous voudrions maintenant envisager le problème plus général de la nature de l'ensemble du volcanisme de cette région en examinant deux points: le problème des associations spilites-kératophyres et la caractérisation géochimique du volcanisme trégorrois.

A) Le volcanisme sud-trégorrois et le problème des séries spilites-kératophyres.

Il ne s'agit pas ici de reprendre dans son ensemble le problème des spilites et des kératophyres débattu à de nombreuses reprises et sur lequel, dans les dernières années, plusieurs publications synthétiques ont fait le point (Vallance, 1960, 1969 ; Amstutz, 1968 sont parmi les plus importantes). Plus récemment, dans le "Spilite volume" (1974), de nombreux articles résument les trois grandes théories relatives à l'origine des spilites et des roches associées. Enfin, tout dernièrement, Rocci (1978, in Girod p.210-229) présente une synthèse complète de l'état actuel des connaissances sur les spilites et les séries spilites-kératophyres.

Nous rappelerons simplement que pour nous et, du moins en ce qui concerne certaines séries spilitiques, l'hypothèse d'une "origine primaire", c'est-à-dire de l'acquisition des caractères minéralogiques et chimiques lors du phénomène volcanique (ascension, épanchement et refroidissement) et non pas postérieurement est un fait établi (Auvray et Hameurt, 1971, 1973, 1974).

Il en est de même pour les spilites du Trégor dans lesquelles aucun événement secondaire (métamorphisme, métasomatose) ne peut se voir attribuer un rôle déterminant responsable de la nature spilitique (voir chapitre III).

Je voudrais ici aborder un point plus particulier, celui des relations entre spilites et kératophyres. Il est très frappant de constater que ce point est la plupart du temps négligé par les auteurs. Dans de nombreux articles, et il suffit d'ouvrir le "Spilite volume" pour s'en rendre compte, les rapports spatiaux entre les spilites et les kératophyres et leurs relations chronologiques ne sont pas décrits; de plus, on ignore les volumes relatifs des différents produits. Bref, kératophyres et spilites paraissent tellement indissociables que la plupart du temps la question ne se pose même pas de savoir s'il est vrai que les deux termes sont réellement cogénétiques. Bien souvent, les relations de terrains ne permettent pas de résoudre le problème et les raisonnements géochimiques s'en trouvent amputés d'une bonne partie de leur valeur.

Le mécanisme le plus fréquemment invoqué pour expliquer l'apparition d'une association spilite-kératophyre est la cristallisation fractionnée (Battey, 1974 ; Juteau et Rocci, 1974 par exemple) d'un magma soit alcalin, soit tholéïtique. A côté de ce processus simple, Juteau et Rocci, qui sont parmi les rares auteurs à être très attentifs aux relations de terrain entre spilites et kératophyres et à leur volume respectif, invoquent à propos de la série hercynotype de Schirmeck (Juteau et Rocci, 1965, 1966, 1974 ; Rocci et Juteau, 1968), la possibilité d'une origine anatectique du magma parent des kératophyres : dans des chambres magmatiques intracrustales, le magma anatectique se serait mélangé dans des proportions plus ou moins importantes au magma basaltique spilitisé.

Pour ces auteurs, une telle hypothèse permet d'expliquer, dans le cas de la série de Schirmeck :

1°) l'abondance des kératophyres

2°) L'existence de tous les termes de passage entre les spilites et les kératophyres.

3°) Le gisement des séries hercynotypes exclusivement sur une croûte sialique épaisse, par opposition aux séries alpinotypes (ophiolitiques).

L'hypothèse de deux magmas originels distincts expliquerait, au moins dans certains cas, l'association spilite-kératophyre. Mais pour les mêmes auteurs, dans d'autres séries telle que celle de la Lahn, un processus simple de cristallisation fractionnée permet d'interpréter les faibles quantités de kératophyres et la coupure chimique nette, avec absence de termes intermédiaires, entre spilites et kératophyres.

Qu'en est-il pour la série trégorroise? Les faits sont les suivants :

1°) Deux formations apparaissent sous formes de bandes allongées parallèles, possédant les mêmes structures et les mêmes déformations; aucune discordance ne les sépare. Cartographiquement, les tufs de Tréguier et les spilites de Paimpol sont étroitement liés.

2°) Stratigraphiquement, la formation kératophyrique précède la formation spilitique.

3°) Au regard des volumes de produits volcaniques, les kératophyres et les spilites semblent en quantité équivalente si l'on en juge par la puissance actuellement visible des deux ensembles.

4°) Sur le terrain, on ne voit absolument aucune alternance de roches de type kératophyre ou spilite. Les deux ensembles sont bien individualisés et se succèdent nettement dans le temps.

5°) Du point de vue pétrographique et chimique, il n'y a toutefois pas de coupures entre les deux formations. Pour s'en rendre compte, il suffit d'examiner quelques diagrammes très classiques (figures n°I-39 et I-40). Les nuages correspondant aux aires de répartition des spilites et des kératophyres s'enchaînent par des termes intermédiaires qui sont des laves bréchiques à fragments de kératophyres, des coulées en coussins, des bordures de coussins, des tufs, des brèches, etc...

Ces différents arguments indiquent que nous avons affaire à une suite spilite-kératophyre; toute hypothèse sur la genèse de cette série doit tenir compte des faits que nous venons d'énumérer.

La cristallisation fractionnée implique une évolution régulière depuis les termes basiques jusqu'aux termes acides; c'est un des aspects les plus caractéristiques des grandes séries magmatiques différenciées aussi bien volcaniques (comme le Massif Central français) que plutoniques ou hypovolcaniques (Skaergaard, Bushweld, Sudbury, etc...).

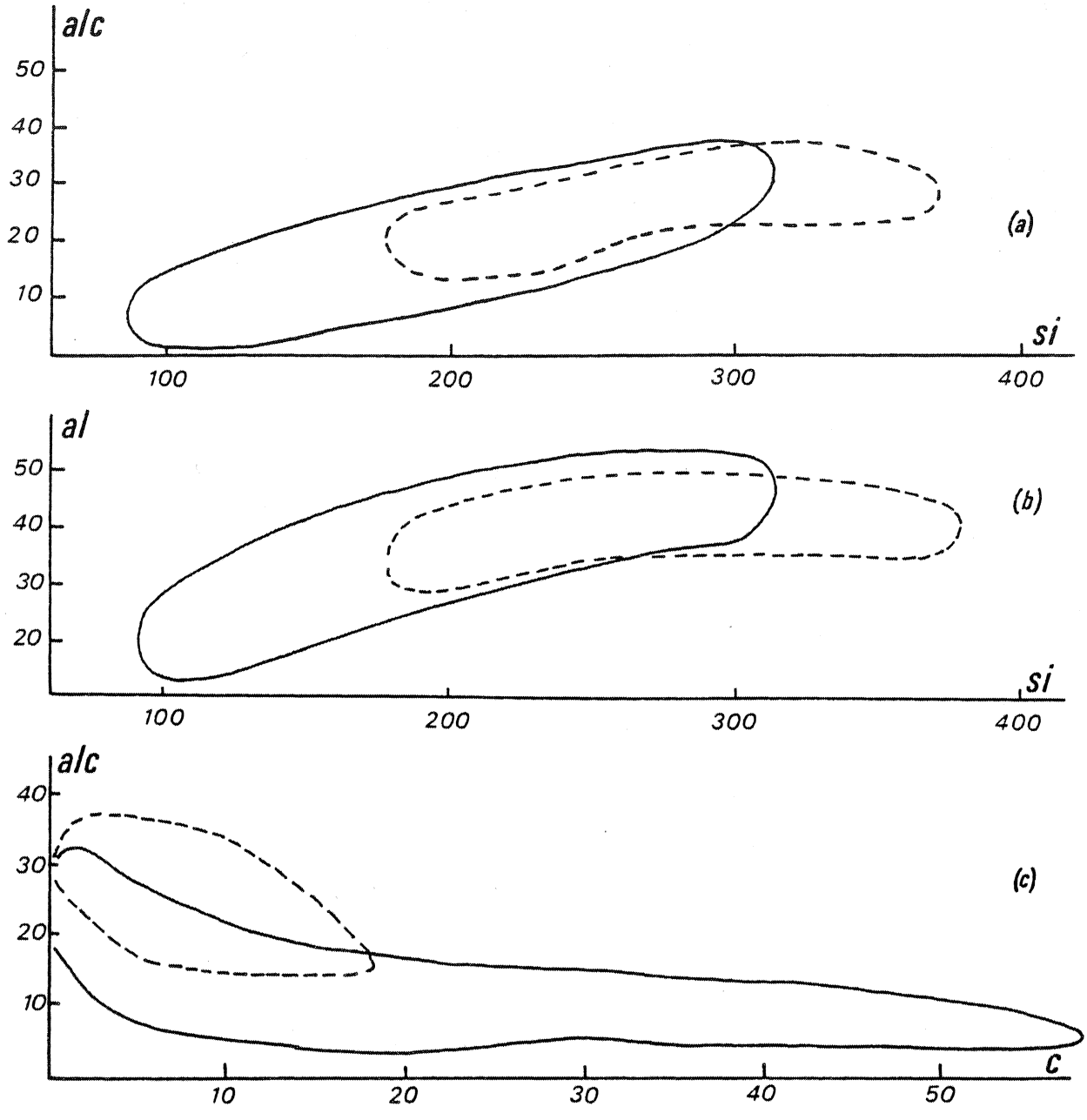


Fig.I-39 : Diagrammes de Niggli mettant en évidence la continuité chimique entre le champ des spilites (trait continu) et celui des kératophyres (trait en tiretés).

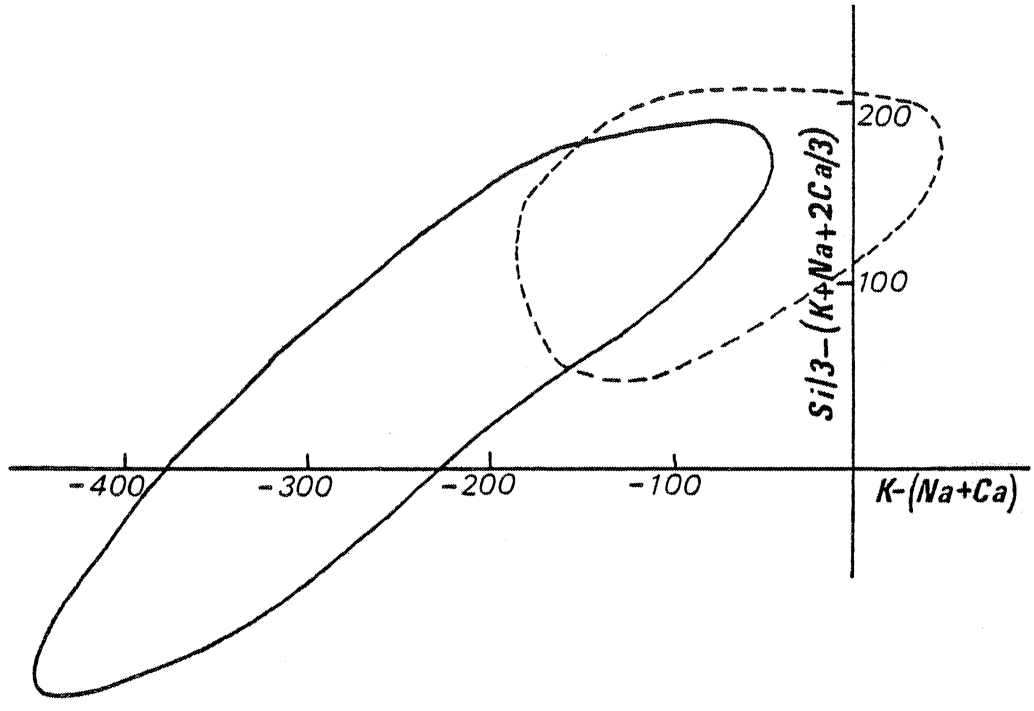


Fig.I-40 : Exemple de diagramme de de La Roche montrant l'absence de coupure chimique entre spilites (trait continu) et kératophyres (trait en tiretés).

La succession normale fait apparaître au début ou à la base de la série les termes les plus basiques, les produits acides les plus différenciés n'apparaissent qu'à la fin ou au sommet de la série. Les produits acides sont d'ailleurs, en général, en quantité beaucoup moins importante que les termes basiques.

Dans le Trégor, c'est le contraire. Les termes réputés les plus différenciés apparaissent les premiers, suivis par les roches les plus basiques. Ce fait nous paraît assez peu compatible avec le simple processus de différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma unique provenant d'une seule chambre magmatique. Ce comportement est différent de celui de la série spilite-kératophyre de la région d'Erquy par exemple (Auvray, 1967, 1969 ; Auvray et Hameurt, 1971,1973) dans laquelle les kératophyres apparaissent en filons peu nombreux qui recoupent les roches spilitiques ; on peut y admettre une évolution normale par cristallisation fractionnée à partir d'un seul magma parent.

La genèse de l'ensemble spilito-kératophyrique trégorrois résulte vraisemblablement d'un phénomène beaucoup plus complexe et il est possible d'imaginer, comme l'ont fait Juteau et Rocci pour la série de Schirmeck (1974) qu'en réalité deux magmas sont intervenus pour donner naissance aux volcanites du Trégor.

- Lors de l'étude des tufs de Tréguier nous avons observé que, sur le terrain, des termes à composition souvent variable, plus ou moins sodiques, potassiques ou acides se trouvaient étroitement mêlés sans qu'il soit possible de définir de séquences ou un ordre d'apparition ; nous en avons tiré argument pour conclure à l'expression d'un magma unique sodi-potassique, de type rhyodacitique.

Dans ces tufs, il n'y a donc pas d'évolution progressive et régulière des compositions permettant d'invoquer, à partir d'un magma parent rhyodacitique, l'existence d'une différenciation par cristallisation fractionnée. Ceci est d'ailleurs attesté par le fait que quelle que soit la composition de la roche on trouve, bien qu'en quantité variable, les mêmes phases cristallines précoces (phénocristaux d'amphibole, de biotite, de feldspaths et même de quartz).

- Dans les spilites de Paimpol, il n'y a pas d'évolution ordonnée et régulière depuis des termes basiques jusqu'à des roches plus acides. Les différents types apparaissent sans ordre déterminé, les roches les plus basiques à

compositions basaltiques alternant avec les roches spilitiques. Contrairement aux tufs kératophyriques il n'y a même pas de traces évidentes d'une cristallisation précoce dans une chambre magmatique ou au cours de l'ascension du magma; le clinopyroxène qui est, avec le plagioclase basique, le seul minéral de haute température ne constitue jamais de phénocristaux et se trouve inclu dans des textures typiques de roche de semi-profondeur ou de surface; sa cristallisation paraît à peu près contemporaine de celles des autres minéraux avec lesquels il est associé dans les roches doléritiques. Autrement dit, aucun indice ne permet dans la série spilitique de mettre en évidence une cristallisation fractionnée.

Toutefois, comme nous l'avons déjà souligné à propos de la spilitisation, il est possible qu'une ségrégation entre différentes parties d'un même magma intervienne assez précocement, ce qui expliquerait la juxtaposition immédiate et irrégulière de termes basaltiques et de termes spilitiques observée sur le terrain. Cette ségrégation est peut-être favorisée par l'action des fluides cogénétiques du magma (H_2O et CO_2) qui permettrait la concentration d'éléments tels que Si ou Na. De toute façon, la scission d'un magma primaire est nécessaire à un moment ou l'autre de l'histoire volcanique car il faut expliquer le caractère primaire de toutes les cristallisations observées dans les spilites. Cet argument est également développé par Juteau et Rocci (1974) et par Lehmann (1974) en faveur de l'existence d'un magma spilitique (dont l'origine n'est d'ailleurs pas la même pour les différents auteurs).

Quoi qu'il en soit, en ce qui concerne les spilites le seul fractionnement que nous ayons ne résulte pas d'une cristallisation fractionnée mais de la scission sans doute précoce (antérieure à l'épanchement) d'un magma parent unique. L'existence vraisemblable d'un seul magma primitif générateur de toutes les roches constituant la formation de Paimpol est fortement appuyée par les caractères chimiques tout à fait particuliers et constants que l'on observe dans l'ensemble des termes volcaniques de cette formation : très grande richesse en alumine, faibles teneurs en TiO_2 et en K_2O.

Nous avons vu dans le chapitre consacré aux spilites que la composition chimique des laves massives (avec ou sans clinopyroxène) correspond tout à fait à celle des high-alumina-basalts. On sait que ces basaltes riches en alumine sont considérés comme des basaltes primaires (Kuno, 1960, 1966 ; Aoki et Oji, 1966 ; Dickinson, 1970 ; Jakès et White, 1972, notamment).

Nous avons de bonnes raisons de penser que le magma parent des volcanites de Paimpol est un basalte riche en alumine. C'est au sein de ce dernier que vont intervenir les ségrégations évoquées plus haut et qui se traduisent essentiellement, au niveau des éléments majeurs, par l'enrichissement de certaines fractions de ce magma en Si et Na. La nature même de ce magma primaire est importante car elle renforce, à postériori, notre hypothèse de deux magmas différents pour les spilites de Paimpol et les tufs de Tréguier. En effet, dans le cas d'un seul et unique magma parent pour les deux types de roche, il est difficile d'imaginer que le fractionnement d'une partie donnant les kératophyres qui représentent un volume très important ait pu intervenir sans y entraîner de profondes modifications chimiques au niveau des éléments majeurs (Si, Al, Na, K, en particulier); le magma donnant naissance aux volcanites de Paimpol devrait avoir alors les caractères d'un magma résiduel, ce qui n'est pas le cas.

Ainsi, dans le mécanisme présenté ici, l'origine des spilites est à rechercher non pas dans les caractères particuliers d'un magma primitif de nature spilitique, mais bien dans un magma ordinaire soumis sans doute au cours de son ascension, à un fractionnement.

Pour certains auteurs (Tane, 1967 ; Juteau et Rocci, 1974) l'acquisition du caractère spilitique ne se ferait qu'assez tardivement, au moment ou le magma basaltique stocké dans des réservoirs au voisinage de la surface pourrait être contaminé par des fluides, dont l'eau, piégés dans les sédiments encaissants ; dans ce cas la contamination est dûe en grande partie à l'eau de mer.

Personnellement, je pense que la spilitisation ne peut pas résulter d'un tel processus essentiellement pour des raisons de géochimie isotopique du Sr. D'une part, le rapport isotopique initial du Sr (voir exemples cités p. 229) montre par sa valeur relativement faible ($I < 0{,}706$), l'impossibilité d'un stage prolongé dans la croûte superficielle car ceci ne saurait se faire sans contamination importante. Pour cette raison, j'envisage pour la série spilite-kératophyre du Trégor, une ascension et une mise en place rapide.

D'autre part, l'eau de mer possède un rapport isotopique actuel voisin de 0,709 ($^{87}Sr/^{86}Sr$) (voir en particulier Faure et Powell, 1972, tab. n° VIII.1, p.80). Une assimilation massive d'eau de mer devrait provoquer une augmentation importante de la valeur de I dans les spilites, ce qui ne paraît pas être le cas dans les rares exemples où la détermination de I a pu être faite.

Le phénomène de contamination par les fluides "externes" ne peut donc avoir une valeur générale et ne semble pas être applicable, en tous cas, aux spilites du Trégor.

L'origine du magma rhyodacitique donnant naissance aux kératophyres est plus délicate à expliquer. Pour Juteau et Rocci (1974), les kératophyres proviendraient essentiellement de la fusion anatectique de la croûte sialique donnant naissance à un magma acide qui, plus ou moins mélangé au magma spilitique, permettrait l'apparition de roches à composition intermédiaire.

Si ce mécanisme est satisfaisant pour expliquer la genèse de certaines séries spilite-kératophyres tellesque celle de Schirmeck, je ne pense pas toutefois qu'il puisse être applicable dans tous les cas, même au sein des séries hercynotypes. Pour le démontrer, je ferai appel à un argument de géochimie isotopique; il s'agit de la valeur du rapport isotopique initial (I) déterminé par la construction des isochrones sur roche totale lors de la datation des roches par la méthode Rb/Sr.

A ma connaissance, il n'existe dans la littérature que deux séries spilite-kératophyres datées radiométriquement par la méthode Rb-Sr et dont on possède par conséquent la valeur de I. Il s'agit de la série volcanique d'Erquy (âge : 482 $\pm$ 10 m.a.* ; I = 0,7054 $\pm$ 0,0002 ; Vidal et al., 1971) et de la série volcanique d'Athapuscow au Canada (âge : 1832 $\pm$ 10 m.a.* ; I = 0,708 $\pm$ 0,0005 ; Baadsgaard et al., 1973).

Dans ces deux cas, on peut constater que les valeurs du rapport isotopique initial sont tout à fait incompatibles avec une anatexie crustale ou même avec une contamination crustale importante. Les rapports obtenus indiquent au contraire une origine mantellique; ils se situent en effet dans la gamme des valeurs connues pour les volcanites actuelles interprétées comme résultant de la fusion de parties plus ou moins profondes du manteau ou d'une croûte océanique en voie de subduction (Faure et Powell, 1972, notamment p.41-42).

En ce qui concerne les volcanites trégorroises, une détermination de l'âge radiométrique des tufs de Tréguier a permis de construire une isochrone dont nous reparlerons plus loin. L'âge obtenu est de 642 $\pm$ 12 m.a. avec un rapport isotopique initial de 0,7048 $\pm$ 0,0003. Ce rapport initial est une nouvelle fois beaucoup trop bas pour que les kératophyres provien-

---

(*) Les âges donnés ici ont été recalculés avec la constante λ^{87} Rb = 1,42. 10^{-11} an^{-1}.

nent de l'anatexie de la croûte sialique. Cette valeur autorise simplement à envisager une contamination crustale (voir plus loin chapitre : Géochimie du Sr).

Ces exemples montrent donc que la genèse de kératophyre telle que l'imagine Juteau et Rocci ne peut être un phénomène général. Il est nécessaire, en particulier pour les tufs kératophyriques de Tréguier, d'imaginer un autre processus de genèse.

En fait, la réponse est donnée par l'étude des Terres Rares (cf. 2ème partie , chapître II). Signalons dès à présent que le magma donnant naissance aux kératophyres est un magma primaire, rhyodacitique dont la genèse intervient au cours de la subduction d'une croûte océanique, par fusion d'une roche éclogitique (éclogite à quartz). Ce mécanisme est compatible avec la valeur I obtenue pour ces kératophyres.

En résumé, la série spilite-kératophyre du Trégor est la conséquence de la genèse de deux magmas primaires distincts, l'un basaltique, l'autre rhyodacitique. Le fait que les deux ensembles de roches volcaniques soient juxtaposés et que,du point de vue chimique (géochimie des éléments-majeurs, fig. n°I-39 et I-40),il n'existe pas de coupures entre les spilites et kératophyres qui semblent former une série magmatique continue, indique que, selon toute vraisemblance, la genèse de ces magmas s'est produite dans le même contexte géotectonique. Cette hypothèse de deux magmas indépendants, explique d'autre part au mieux les volumes respectifs des deux groupes de roches (les kératophyres sont en quantité aussi importante que les spilites) et l'absence d'intercalations entre les deux types de volcanites.

Nous verrons d'ailleurs plus tard que ce schéma est confirmé par d'autres arguments (voir 2ème partie).

B) <u>Essai de caractérisation de la série volcanique du domaine sud du Trégor et cadre de sa mise en place.</u>

Les volcanites de Paimpol et de Tréguier ont donc une origine complexe; issues de magmas différents, elles n'en constituent pas moins par leur association sur le terrain et par leur âge identique (briovérien) une série magmatique.

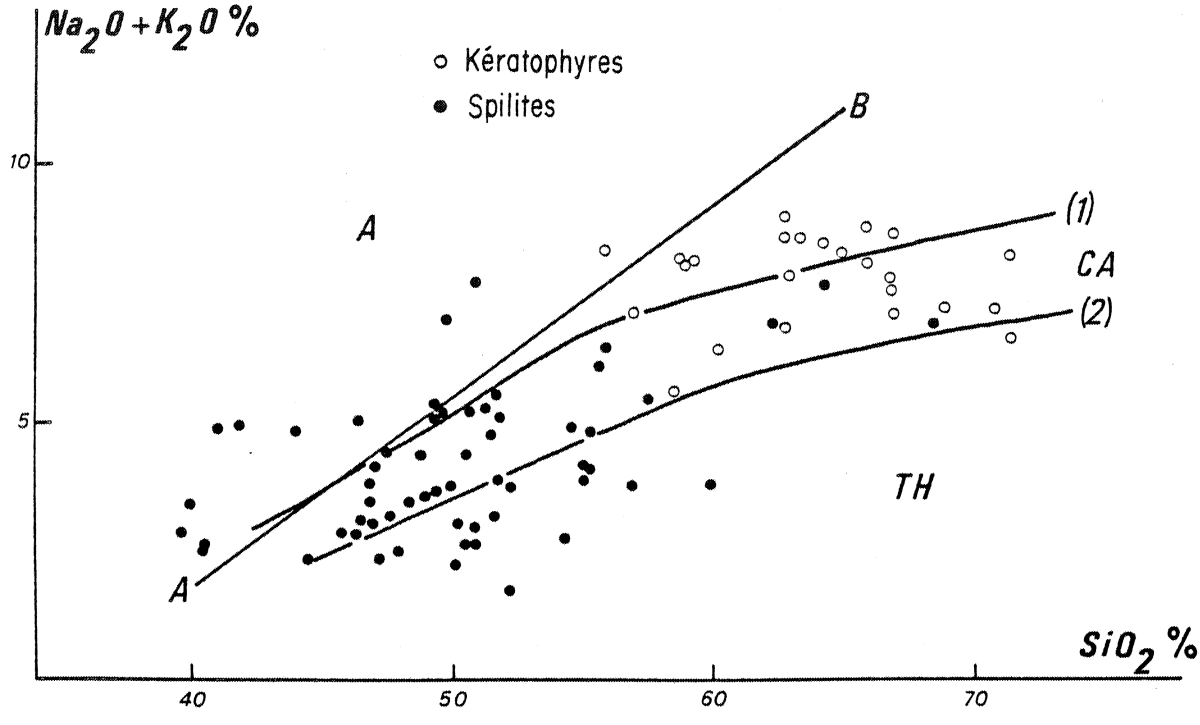


Fig.I-41 : Position des volcanites sud-trégorroises dans le diagramme $Na_2O+K_2O\%$ (f) $SiO_2\%$. Les courbes (1) et (2) délimitent le champ des séries calco-alcalines (CA); (A) Séries alcalines; (TH) Séries tholéitiques.

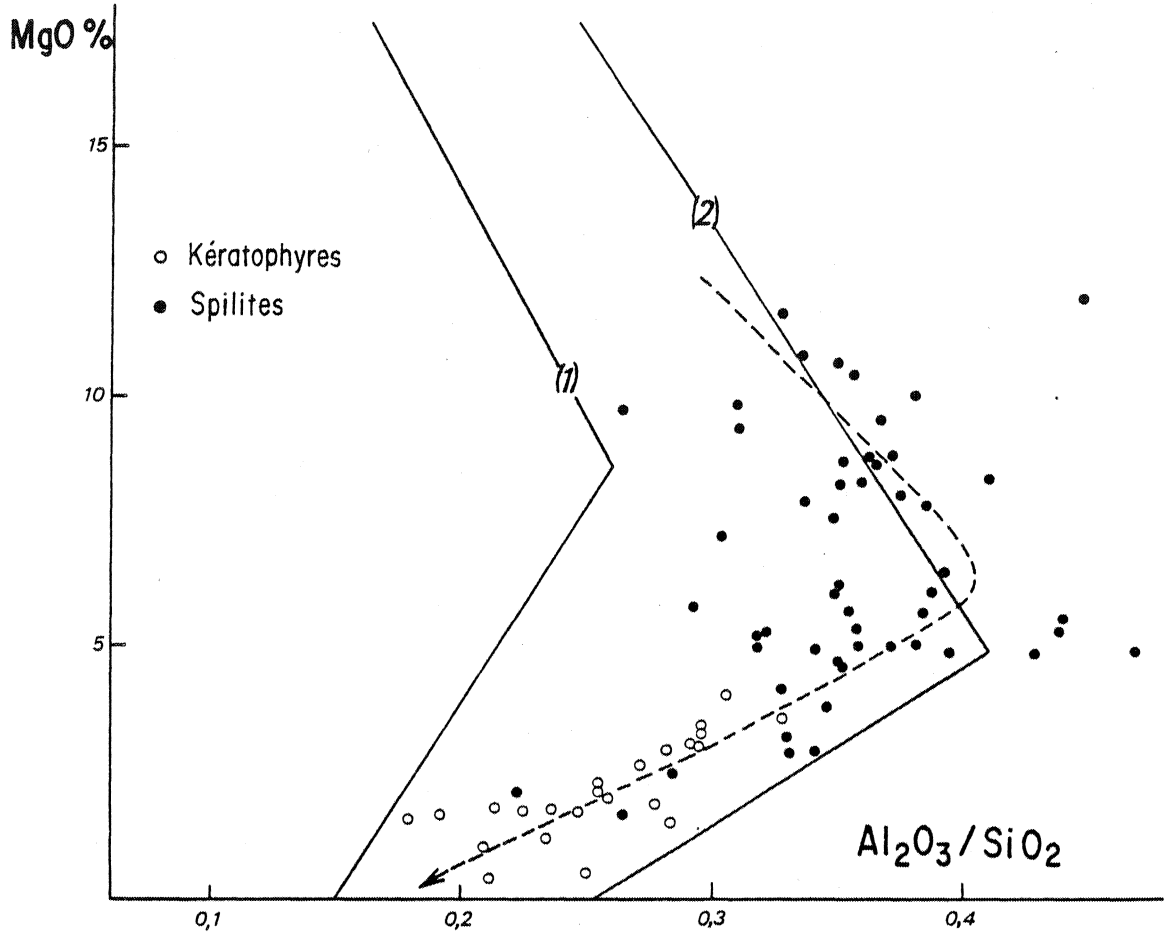


Fig.I-42 : Position intermédiaire des volcanites du domaine sud-trégorrois dans le diagramme de Murata (1960); (1) Trend des séries tholéitiques; (2) Trend des séries alcalines.

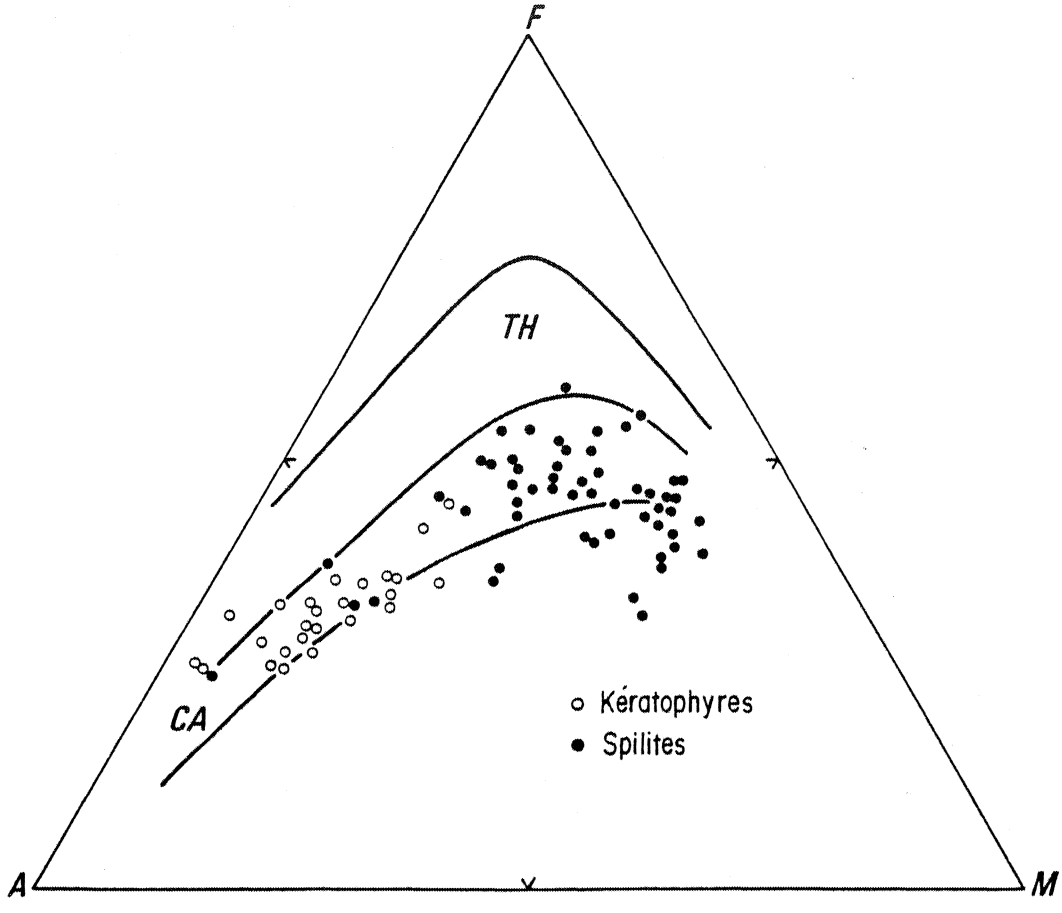


Fig.I-43 : Dans le diagramme AFM, les volcanites sud-trégorroises dessinent une série calco-alcaline .

Il nous a paru dès lors intéressant de savoir à quel type de série actuellement connue il était possible de rattacher le volcanisme du Trégor et dans une perspective actualiste de rechercher le contexte géotectonique dans lequel il pouvait s'inscrire. C'est bien entendu par l'étude de la géochimie que nous avons abordé la question en nous servant tout d'abord des éléments majeurs, puis de certains éléments traces. C'est dans cet ordre que nous présenterons les faits.

1) Géochimie des éléments majeurs :

Nous avons déjà eu l'occasion à plusieurs reprises de traiter la question de l'appartenance des roches spilitiques à un type de basalte (chapitre III consacré aux spilites de Paimpol, figures n°I-25 et I-26 et tableau I-26 notamment).

La richesse en Al_2O_3, leur pauvreté en TiO_2 et K_2O leur confèrent de très grandes analogies avec les basaltes riches en alumine. Dans les diagrammes de Kuno (fig. n°I-25), les laves massives, notamment celles à pyroxènes que l'on peut considérer comme les plus proches du magma primitif se placent bien dans le champ de ces basaltes. Ce premier point est intéressant, car il permet déjà de soupçonner l'existence d'une suite calco-alcaline dans la mesure où pour de nombreux auteurs (voir Dickinson, 1970) ce type de basalte n'apparaît que dans les séries calco-alcalines des zones orogéniques, c'est-à-dire dans les marges continentales actives et les arcs insulaires (Miyashiro, 1972, 1975 a).

Nous avons utilisé trois diagrammes très classiques pour tenter de voir le type de série volcanique auquel pouvait être comparé les volcanites du Trégor. Il s'agit du diagramme de Mac Donald, Katsura et de Kuno (SiO_2 - Na_2O+K_2O), du diagramme de Murata (Al_2O_3/SiO_2 - MgO) et du diagramme AFM ($Na_2O + K_2O$ - Fe_2O_3 + FeO - MgO) (respectivement sur les fig. n°I-41, I-42 et I-43). Dans ces différents diagrammes, et malgré une certaine dispersion sensible notamment dans les deux premiers, le caractère intermédiaire entre les séries tholéïtiques et les séries alcalines apparaît nettement. C'est dans le diagramme AFM que le caractère calco-alcalin est le mieux marqué, en particulier par l'absence de termes intermédiaires enrichis en Fe si caractéristiques des séries à affinités tholéïtiques.

Dans la figure n°I-41 (diagramme $Na_2O + K_2O$ en fonction SiO_2), la droite AB (Mac Donald et Katsura, 1964 ; Mac Donald, 1968) sépare le champ des séries alcalines de celui des séries tholéïtiques au sens large. La plupart des points se situe dans le domaine des séries tholéïtiques au sens large; si on surimpose à ce champ tholéïtique celui des High-alumina-basalts et des séries calco-alcalines, on observe une répartition préférentielle suivant ce dernier.

Dans le diagramme de Murata (figure n°I-42) la tendance évolutive suivie par les volcanites trégorroises se place entre les courbes dessinées par les séries thoélïtiques et alcalines.

De La Roche et Leterrier ont proposé (1973) un nouveau diagramme chimique de classification des roches basaltiques. Dans ce diagramme en coordonnées rectangulaires, les paramètres sont les suivants :

$X = 4\ Si - 11\ (Na+K) - 2\ (Fe+Ti)$

$Y = 6\ Ca + 2\ Mg + Al$

Ce diagramme est en fait la projection du tétraèdre de Yoder et Tilley (1962) suivant un plan parallèle au plan critique Cpx - Plg - Ol; la droite qui représente la projection de ce plan, sépare le domaine des séries alcalines de celui des séries tholéïtiques au sens large; sur la figure n° I-44, nous pouvons constater que presque tous les points représentatifs des laves du Trégor se situent dans le domaine tholéïtique au sens large. Dans ce champ, les volcanites aussi bien spilitiques que kératophyriques sont très largement dispersées et aucun alignement suivant une tendance définie ne peut être mis en évidence.

Dans deux publications récentes (Miyashiro, 1975 et Miyashiro et Shido, 1975) Miyashiro cherche également à distinguer parmi les suites volcaniques les séries calco-alcalines des séries thoélïtiques.

En ce qui concerne les éléments majeurs, il construit un certain nombre de diagrammes que nous avons utilisés nous-même pour les volcanites du Trégor (figure n°I-45 à I-47).

Sur les figures n°I-45, I-46, et I-47 sont portées les valeurs de SiO_2, FeO* et TiO_2 (% de poids d'oxyde à l'analyse) en fonction du rapport FeO*/MgO. FeO* représente la totalité du Fe exprimé sous forme d'oxyde ferreux. Pour plus d'exactitude, il aurait fallu également recalculer les poids d'oxydes après avoir soustrait la quantité d'eau déterminée lors de l'analyse chimique.

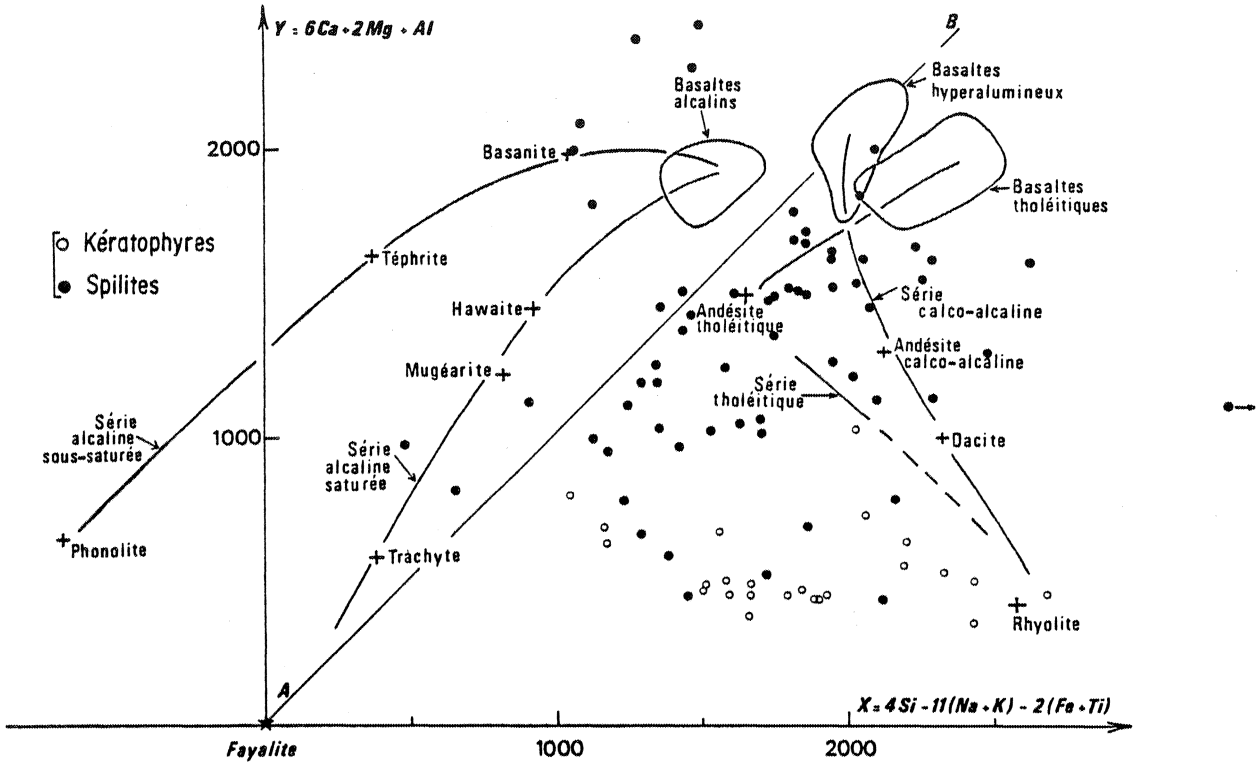


Fig.I-44 : Les volcanites sud-trégorroises dans le diagramme de de La Roche et de Leterrier (1973).

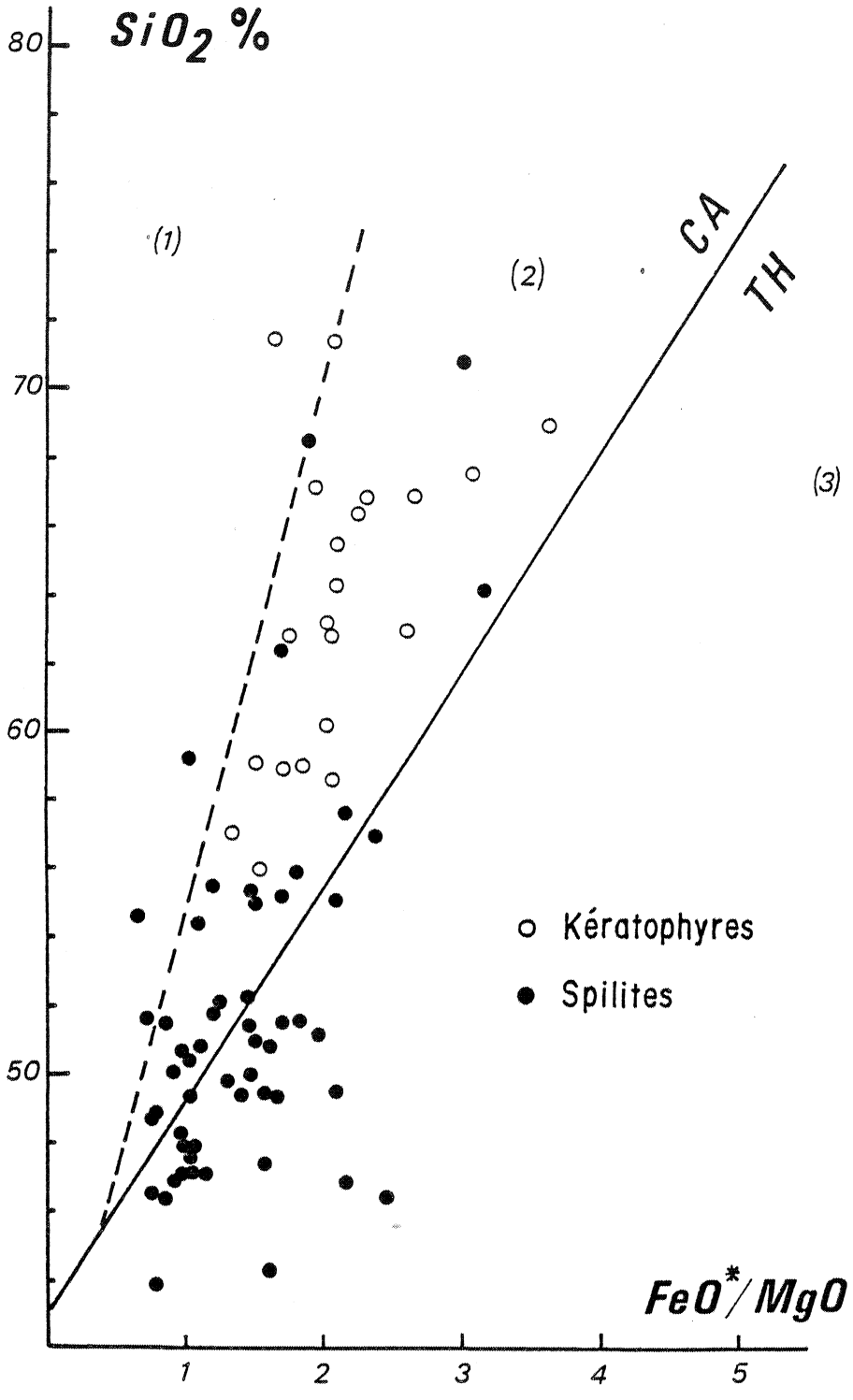


Fig.I-45 : Les volcanites du domaine sud-trégorrois dans le diagramme de Miyashiro (1975).

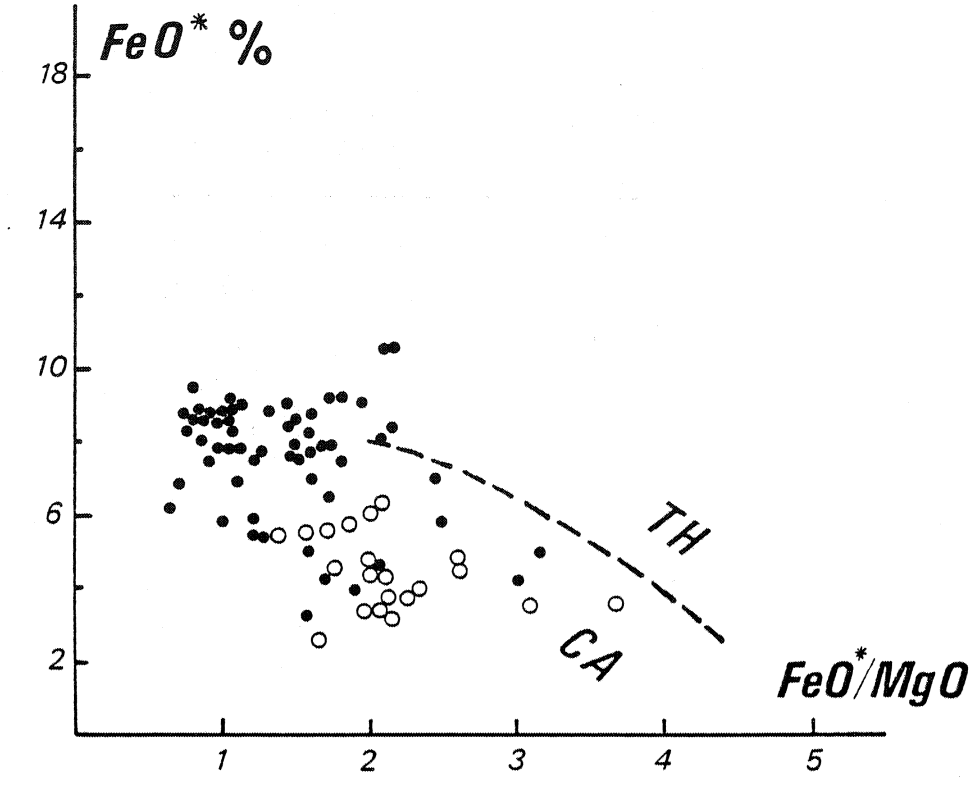


Fig.I-46 : Les volcanites du domaine sud-trégorrois dans le diagramme de Miyashiro (1975).

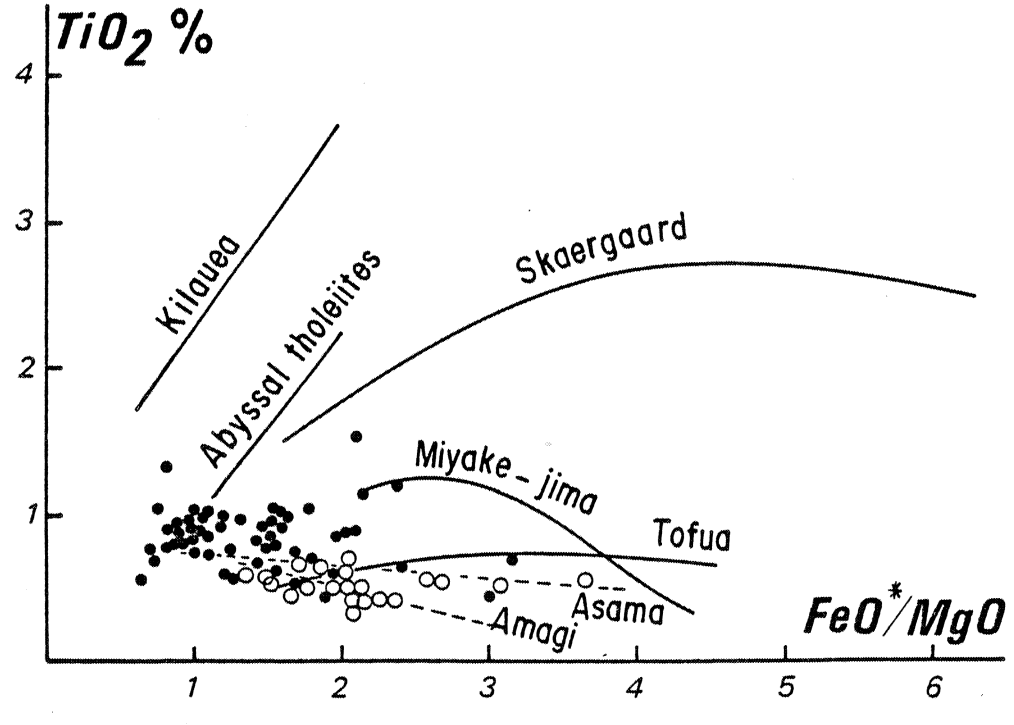


Fig.I-47 : Les volcanites du domaine sud-trégorrois dans le diagramme de Miyashiro (1975).

Ceci, en fait, ne produit qu'une très faible modification du rapport FeO/MgO figuré sur ces diagrammes mais entraîne une légère augmentation des valeurs de SiO_2, FeO et TiO_2, surtout sensible au niveau de la silice. Cette correction n'a pas été faite car la proportion d'eau n'est pas connue avec exactitude (tous les volatils sont dosés ensemble); d'autre part l'influence de cette modification se fait sentir surtout au niveau des roches les plus spilitiques (les plus riches en eau) c'est à dire celles qui se placent dans les secteurs les moins discriminants des diagrammes de Miyashiro.

Sur la figure n°I-45, la tendance se situe nettement dans le champ des séries calco-alcalines, surtout si l'on tient compte de la remarque qui vient d'être faite pour les valeurs de SiO_2. Les kératophyres en particulier, qui représentent les termes les plus différenciés du volcanisme du Trégor, se situent tous dans le domaine des roches calco-alcalines.

Il en est de même dans les figures I-46 et I-47 quoique dans cette dernière la séparation entre les domaines calco-alcalin et tholéïtique soit plus délicate. Toutefois, l'étalement des points semble se faire préférentiellement suivant les droites de différenciation des séries calco-alcalines (Asama, Amagi).

Dans tous les diagrammes que nous venons d'examiner, les volcanites du domaine sud du Trégor se situent très nettement dans le domaine des roches calco-alcalines. Or pour Miysahiro (1972, 1975), comme pour de nombreux autres auteurs, un tel volcanisme calco-alcalin est typiquement localisé dans les zones de subduction (marges continentales actives, arcs insulaires).

Pour contrôler cette conclusion, j'ai également utilisé une autre représentation imaginée par Bébien (1973) pour distinguer les roches volcaniques des arcs insulaires de celles des îles intra-océaniques et des dorsales médio-océaniques. Ce diagramme, inspiré de celui de de La Roche et Leterrier (1973), utilise en coordonnées rectangulaires les paramètres suivants :

$X = 4\,Si - 11\,(Na+K) - 6\,Ca - Al$

$Y = 2\,(Fe, Mg, Ti)$

Les points représentatifs des volcanites du Trégor ont été placés dans ce diagramme (fig. n°I-48). On constate que la répartition de ces points se fait essentiellement au sein de l'aire caractéristique des arcs insulaires. Les points situés très à gauche du diagramme (x négatif) correspondent à des laves très riches en calcium (coeur de coussin et schalsteins). Ce diagramme ne montre pas l'aire de répartition des roches volcaniques dans les marges

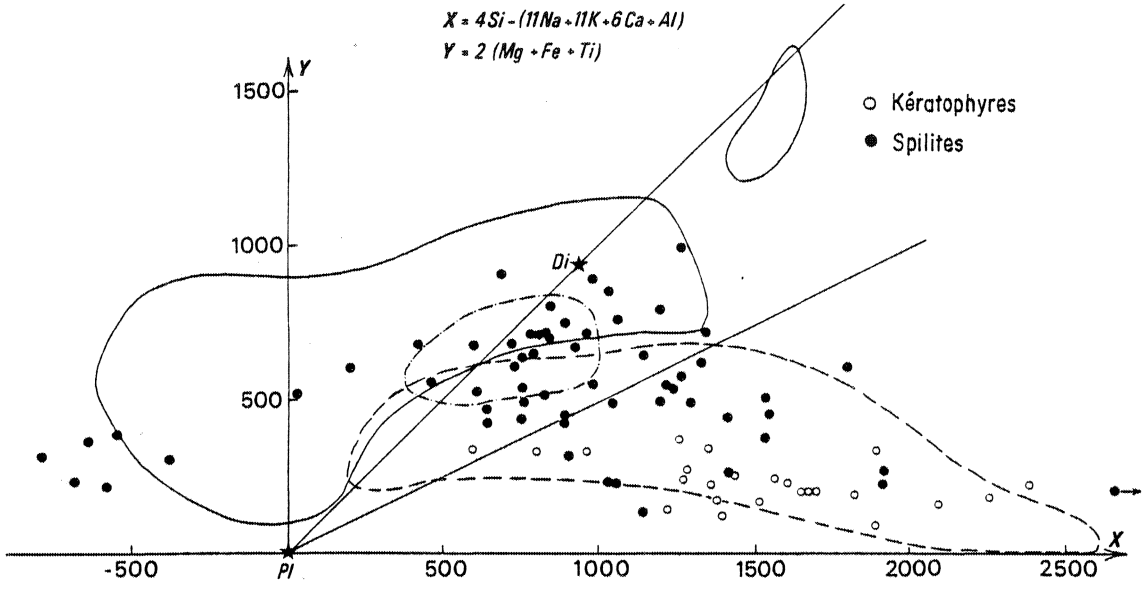


Fig.I-48 : Position des volcanites sud-trégorroises dans le diagramme de Bébien (1973).
Trait plein : domaine des îles océaniques;
Tiretés : domaine des arcs insulaires;
Tiretés et points : domaine des dorsales océaniques.

continentales actives. Il n'est pas possible, en conséquence, d'affirmer que les volcanites du Trégor appartiennent avec certitude à un arc insulaire, mais ce diagramme confirme néanmoins la conclusion précédente, à savoir que les spilites et kératophyres du domaine sud du Trégor constituent une association appartenant bien à un domaine de subduction.

Avant d'aborder l'étude de quelques éléments-traces, nous utiliserons, en guise d'introduction, un diagramme proposé récemment par Pearce et al. (1975) qui fait intervenir des éléments contenus en faible quantité (TiO_2, K_2O et P_2O_5). Ce diagramme permet de différencier les basaltes océaniques (planchers océaniques et rides médio-océaniques) des basaltes non océaniques. Son utilisation est soumise à quelques réserves; notamment on ne peut y faire figurer que les roches peu différenciées, la limite choisie par les auteurs étant une teneur ($Na_2O + K_2O$) inférieure à 20% dans le diagramme AFM. Les auteurs font remarquer de plus que l'altération et le métamorphisme ont tendance à déplacer les points représentatifs des roches vers la base K_2O - P_2O_5 du triangle (avec éventuellement passage de la zone océanique vers la zone non océanique) tandis que la spilitisation agit en sens inverse.

Ces remarques étant faites, nous avons retenu 11 analyses parmi celles en notre possession. Ce sont toutes des analyses de roches provenant de la formation des spilites de Paimpol *. Les valeurs de TiO_2, K_2O et P_2O_5 sont présentées dans le tableau I-28. La figure n°I-49 montre que sur 11 échantillons, 9 se placent dans le champ des basaltes non océaniques, le 10ème se situant tout près de la limite et le 11ème un peu plus loin dans le champ des basaltes océaniques. La position de ces deux derniers points n'est pas dûe àune modification chimique quelconque puisque nous avons montré précédemment que la composition des volcanites trégorroises n'avait pas varié depuis leur formation (chapitre III, p.186-189 et fig. n° I-29). Par contre, ce sont bien les roches à affinité spilitique qui ont tendance à se déplacer vers le champ des basaltes océaniques (analyses 60, 64, 68; laves massives sans pyroxène).

---

* Lorsqu'ont été faites les analyses de spilites (et de kératophyres) la détermination de P_2O_5 n'était pas effectuée en routine au Laboratoire de Rennes; c'est chose faite actuellement et nous en avons profité pour faire doser cet oxyde lorsque ceci pouvait présenter un intérêt; c'était le cas pour 11 échantillons sélectionnés.

	50	52	53	54	55	56	57	58	60	64	66
TiO_2	0,87	0,81	0,83	0,78	0,87	0,88	0,85	0,71	1,05	0,90	0,84
K_2O	0,64	0,27	0,90	0,79	0,51	0,48	0,60	0,80	0,29	0,17	0,01
P_2O_5	0,14	0,16	0,14	0,15	0,16	0,16	0,18	0,15	0,15	0,20	0,17

Tableau I-28 : Valeurs utilisées dans la figure I-49 pour la construction du diagramme de Pearce et al., 1975.

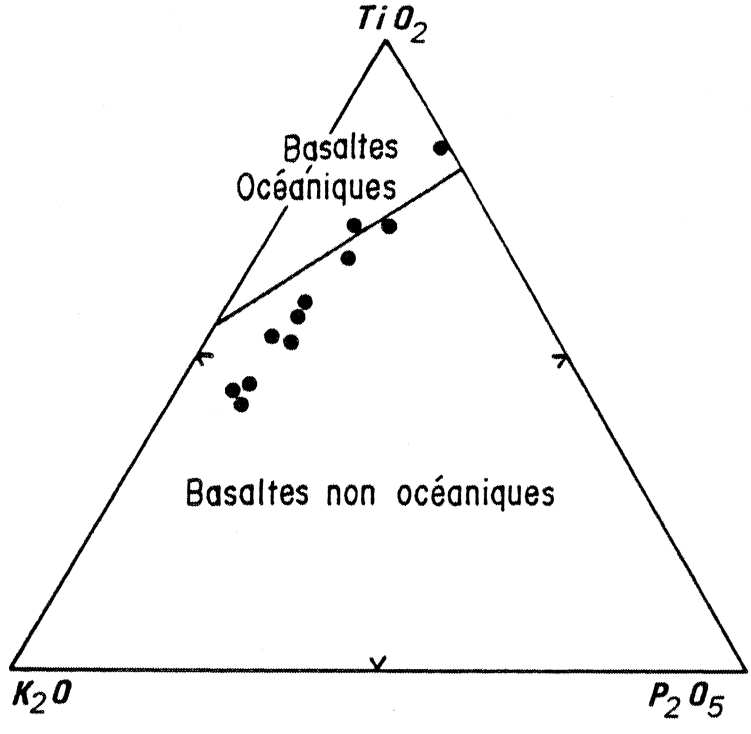


Fig.I-49 : Position des spilites de Paimpol dans le diagramme de Pearce et al. (1975).

Ce diagramme et les résultats qu'il fournit, insuffisants à eux seuls, sont toutefois intéressants dans le problème qui nous préoccupe car ils montrent que le volcanisme du Trégor ne peut être considéré comme résultant d'une activité magmatique en domaine océanique (rides et îles océaniques), ce qui est une confirmation des conclusions obtenues grâce aux diagrammes précédents.

2) Géochimie de quelques éléments traces; les diagrammes de Pearce et Cann (1973) :

La géochimie des éléments traces est très largement utilisée pour caractériser le cadre géotectonique de la mise en place des ensembles volcaniques.

Depuis les premiers travaux sur les "éléments incompatibles" (Green et Ringwood, 1967) et sur les coefficients de partage entre cristaux et liquides dans les magmas (Gast, 1968, 1970) de très nombreux auteurs ont traité du problème des éléments en traces dans les séries volcaniques (Jakès et Gill, 1970 ; Dupuy et Allègre, 1972; Pearce et Cann, 1973 ; Treuil et Varet, 1973) et les ont utilisés pour tenter d'appliquer ces modèles à des séries volcaniques plus ou moins anciennes (Hermann et Wedepohl, 1970 ; Jakès et Gill, 1970 ; Bloxam et Lewis, 1972 ; Allègre, Montigny et Bottinga, 1973 ; Wilkinson et Cann, 1974 ; Normann et Strong, 1975 ; Olade, 1975 par exemple).

Pour l'instant et en ce qui concerne les volcanites du Trégor, nous ne nous intéresserons qu'aux éléments utilisés dans les diagrammes de Pearce et Cann.

Ces diagrammes font appel aux éléments suivants :Ti, Zr, Y et Sr. Dans chacun des diagrammes proposés (Ti - Zr, Ti/100-Zr-3y ou Ti/100-Zr-Sr/2) sont définis des domaines correspondant sélectivement :

- aux basaltes de planchers océaniques (OFB = ocean floor basalt)
- aux tholéïtes pauvres en potassium (LKT des arcs insulaires)
- aux basaltes calco-alcalins (CAB des arcs insulaires)
- aux basaltes intraplaques (WPB des îles océaniques ou des continents).

Pour pouvoir utiliser ces diagrammes, il est nécessaire que les roches aient une teneur en (CaO + MgO) comprise en 12% et 20%. Les échantillons déjà retenus pour établir le diagramme TiO_2 - K_2O - P_2O_5 satisfaisant à cette condition, ce sont eux que nous avons utilisés pour la recherche des teneurs en Zr, Y et Sr. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau n°I-29.

	50	52	53	54	55	56	57	58	60	64	66
Ti	7569	4860	4980	4680	5220	5280	5100	4260	6300	5400	5040
Zr	75	77	82	84	82	82	110	32	80	111	97
Y	21	20	20	22	20	20	23	17	22	25	20
Sr	366	724	334	416	426	426	738	412	539	697	353

Tableau I-29 : Teneurs en éléments-traces (Ti, Zr, Y et Sr) des volcanites de Paimpol (ppm).

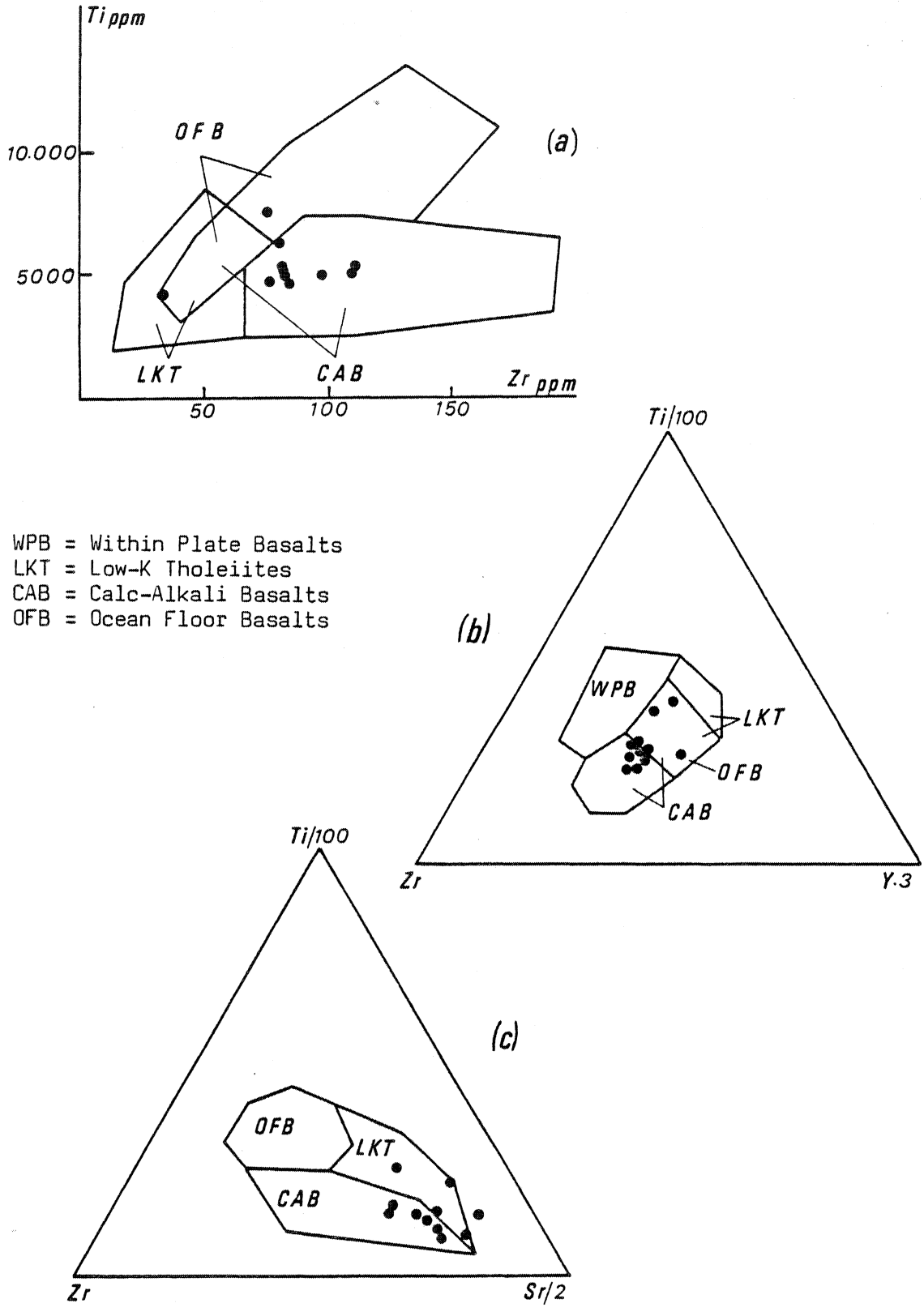
	A	B	C	D	E	F	G
Ti ppm	5335	8350	5150	5400	3700	16250	15 150
Zr "	83	92	52	106	52	215	215
Y "	21	30	19	23	16	29	29
Sr "	494	131	207	375	1193	438	460

Tableau I-30 : Moyennes des teneurs en éléments-traces de quelques grands types de roches volcaniques.

(A) = Moyenne de 11 échantillons de laves du Trégor.
(B) = Moyenne de 72 basaltes de planchers océaniques.
(C) = Moyenne de 46 tholéites d'arcs insulaires.
(D) = Moyenne de 60 basaltes calco-alcalins d'arcs insulaires.
(E) = Moyenne de 9 shoshonites d'arc insulaire.
(F) = Moyenne de 78 basaltes d'îles océaniques.
(G) = Moyenne de 35 basaltes continentaux.

Les moyennes de (B) à (G) sont extraites de Pearce et Cann (1973, tableau 1, p. 293).

Fig.I-50 : Spilites de Paimpol dans les diagrammes de Pearce et Cann (1973).



Dans les trois diagrammes de Pearce et Cann (fig. n°I-50) la majorité des volcanites trégorroises se place dans le champ des basaltes calco-alcalins des arcs insulaires. Là encore, comme dans la fig. n°I-48, il n'est pas possible de préciser s'il s'agit véritablement d'arc insulaire ou de marge continentale active; mais, et ceci confirme les résultats précédemment acquis, les volcanites du Trégor sont caractéristiques d'une série calco-alcaline située à l'aplomb d'une zone de subduction. De plus la comparaison entre les valeurs moyennes des éléments-traces dans les laves trégorroises et dans les différents types de basaltes suivant leur cadre géotectonique de mise en place débouche sur la même conclusion. (tableauI-30).

En résumé, la série magmatique du domaine sud-trégorrois représentée par les spilites de Paimpol et les tufs de Tréguier est de nature calco-alcaline. Elle présente les mêmes caractères géochimiques (éléments majeurs, éléments-traces) que les volcanites qui apparaissent actuellement dans les zones de subduction. Les diagrammes géochimiques utilisés ne permettent pas, toutefois, de savoir si la série volcanique trégorroise a pris naissance dans un domaine d'arc insulaire ou de marge continentale active. Quoi qu'il en soit, ces résultats sont en accord avec les conclusions obtenues sur la nature des magmas générateurs de ces volcanites. En particulier, la présence de high-alumina-basalts est tout à fait cohérente avec ce cadre de genèse puisque l'on sait depuis les travaux de Kuno (1960, 1966), de Green et Ringwood (1967), de Dickinson (1970) en particulier que de tels basaltes constituent les premiers termes des séries calco-alcalines localisées dans les zones de subduction.

Ceci constituera un argument important lorsque nous envisagerons plus tard l'évolution géotectonique de toute cette région.

IV - LE DOMAINE SUD-TREGORROIS ET SES PROLONGEMENTS OCCIDENTAUX.

Connaissant à présent les caractères fondamentaux du domaine sud-trégorrois et des ensembles lithologiques qui le composent, nous pouvons à présent aborder le problème délicat du prolongement de ce domaine vers l'Ouest.

A l'Ouest de Lannion, le tracé de la côte qui est N-S recoupe brutalement tout le domaine que nous venons de décrire. De part et d'autre de la Baie de Lannion, les falaises souvent très hautes qui constituent le rivage

permettent d'observer, depuis la région de Locquémeau à l'Est jusqu'aux environs de Locquirec à l'Ouest, un ensemble de formations briovériennes pour la plupart volcaniques ou volcano-sédimentaires; dans le fond de la Baie, entre St Michel-en-Grève et Plestin-les-Grèves, par contre, ce sont les formations paléozoïques sédimentaires qui prédominent (fig. I-51).

Nous nous intéresserons ici plus spécialement aux ensembles volcaniques et volcano-sédimentaires dans le but principal de déterminer leurs relations avec les volcanites du domaine sud-trégorrois définies plus à l'Est.

Le schéma de la figure I-38 donne déjà des indications sur les relations qui nous paraissent exister entre les différents ensembles; d'importantes failles, associées à celle du Trégorrois, permettent en particulier d'expliquer la disparition aux environs de Rospez des formations de Paimpol et de la Roche-Derrien. Il s'agit ici d'apporter quelques précisions à cette interprétation.

Je tiens à préciser tout de suite que je n'ai pas fait l'étude détaillée de tout le secteur de la Baie de Lannion; à plusieurs reprises toutefois, j'ai eu l'occasion d'effectuer des coupes le long de la côte depuis le secteur de Trédrez à l'Est, jusque dans la région du Moulin de la Rive à l'Ouest de Locquirec. Ceci a toujours été fait dans l'optique d'une comparaison avec les formations du domaine sud-trégorrois et a consisté essentiellement à rechercher les points essentiels pour établir cette comparaison.

Aussi dans cette étude, j'utiliserai très largement les résultats de Verdier (1968), ajoutant çà et là mes propres observations.

A) Rappels des travaux de Verdier (1968).

Dans la première édition de la feuille de Lannion au 1/80.000e (1909), Barrois indique très nettement la prolongation, dans la région de Locquirec des "schistes et tufs volcaniques de Brélévenez" (symbole Cx Σ) analogues des tufs de Tréguier; à l'inverse, les spilites de Paimpol (ν_1) disparaissent bien au niveau de Rospez et les formations volcaniques de la côte de Trédrez et de la Pointe de l'Armorique représentent vers l'Ouest la prolongation des "schistes cristallins et épidiorites de Lannion" (x $\bar{\Sigma}$) qui sont l'équivalent des "micaschistes amphiboliques et porphyrites" de la feuille de Tréguier (1ère édition, 1908) bordant les spilites de Paimpol au Sud. Ces distinctions ont été conservées (parfois sous des noms différents) de même que l'aspect cartographique général

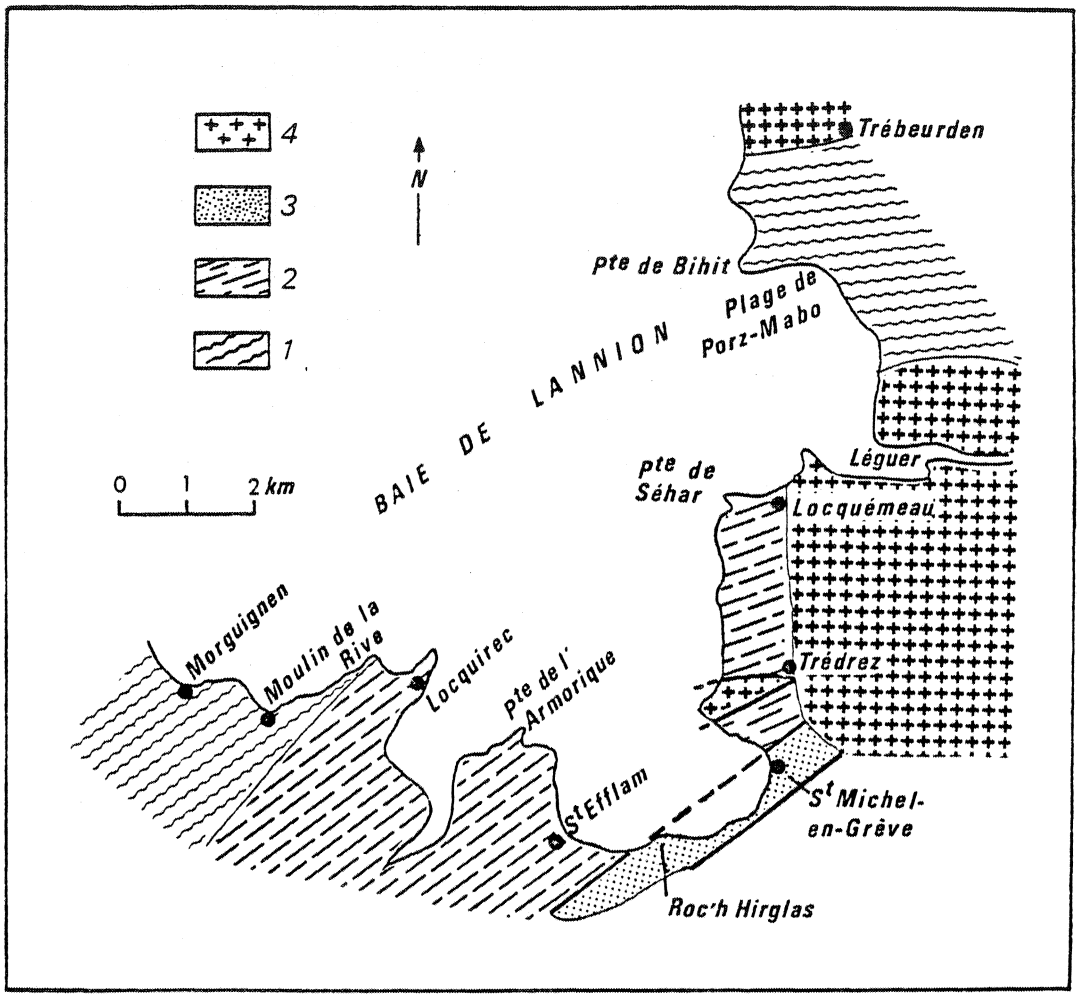


Fig.I-51 : Principaux ensembles géologiques autour de la Baie de Lannion, d'après Verdier (1968). (1) Pentévrien; (2) Briovérien; (3) Paléozoïque; (4) Granites hercyniens.

lors de la publication de la 2ème édition de la feuille de Lannion (Delattre et al., 1966).

Dans son "Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental", Verdier (1968) aboutit aux conclusions suivantes en ce qui concerne la formation de Locquirec ("les schistes et tufs volcaniques de Brélévenez" de Barrois) et la formation de la Pointe d'Armorique ("schistes cristallins et épidiorites de Lannion" de Barrois).

1) La formation de Locquirec :

Elle est bordée à l'Ouest par les gneiss du Moulin de la Rive. De direction NE (environ N 40°) dans la région de Locquirec, cette formation devient E-W dans la région de Lannion où elle constitue les "schistes et tufs volcaniques de Brélévenez".

De couleur verte à violacée, les roches se débitent en grandes dalles mouchetées de tâches blanches constituées par des cristaux millimétriques d'albite. Cette formation comprend à la base plusieurs niveaux de poudingue à galets centimétriques à décimétriques parmi lesquels on reconnaît en particulier des fragments du socle granodioritique voisin (Morguignen, Moulin de la Rive).

Ces poudingues sont surmontés par une grande masse de tufs, parmi lesquels les phénoclastes d'albite (An_{4-12}) dominent très largement. Le quartz en phénocristaux est plus rare, de même que le feldspath potassique. La matrice finement foliée contient quartz, muscovite, chlorite, biotite, parfois un peu de calcite. Pour Verdier comme pour Barrois, la nature pyroclastique de ces roches ne fait pas de doute, contrairement à l'hypothèse métasomatique envisagée par Sandréa (1958).

Des roches à texture nettement volcanique et à composition kératophyrique, rares, signalent la présence de coulées diffuses très difficiles à reconnaître au milieu des tufs. Dans la matrice de ces laves à texture trachytique, à quartz automorphes(quartz - kératophyre), se développent muscovite et biotite.

Ce sont des faciès identiques que l'on trouve à la Pointe de Séhar (extrémité nord de la côte de Trédrez) et qui se prolongent ensuite vers Lannion.

La formation de Locquirec a d'abord été affectée par une phase de plissement isoclinal avec foliation suivie de cisaillement (période d'apparition des pseudo-poudingues de Locquirec interprétés comme d'anciennes têtes de plis isoclinaux); puis par l'apparition d'une schistosité N 40° (avec plis en chevrons); enfin par celle de plis en S et de décrochements N 110° et N 170° tardifs.

Schistosité N 40° et décrochements tardifs sont rapportés à l'Hercynien. La direction des plis primitifs isoclinaux (cadomiens) n'est pas connue avec certitude (N 90 ?).

2) La formation de la Pointe de l'Armorique :

Elle dessine de part et d'autre de la Baie de Lannion une bande parallèle à celle de la formation de Locquirec, c'est-à-dire que de direction NE-SW dans la partie Ouest de la Baie elle tend à prendre une direction E-W de l'autre côté de la Baie et vers le Sud de Lannion (coupe de la voie ferrée entre Lannion et Kerbiriou).

Cette formation du point de vue pétrographique comprend les différents ensembles suivants :

- des micaschistes quartzo-sériciteux, quartzo-chloriteux, contenant parfois de la biotite. La foliation de ces micaschistes est parallèle à celle des roches de Locquirec et à celle des roches basiques qui les surmontent.
- des roches basiques qui se présentent sous forme d'intercalations dans les micaschistes précédents et deviennent de plus en plus abondants vers la Pointe de l'Armorique et vers le fond de la Baie de Lannion. Ce sont des sills, des coulées à pillows-lavas, des tufs basiques (schistes verts plus ou moins calciques), des adinoles, et dans la formation équivalente de la côte de Trédrez, des niveaux phtanitiques.

Dans les roches volcaniques, seules les textures sont relativement bien conservées, au moins au niveau des formations les plus massives (les sills). Les pillows sont reconnaissables mais très étirés en amandes suivant une direction N 40° identique à celle observée dans la formation de Locquirec. En lame mince, un épimétamorphisme s'accompagne de l'apparition d'une foliation soulignée par de la chlorite, mais parfois aussi de la biotite verte ou brune. Ce métamorphisme provoque de plus la recristallisation d'amphibole primaire (hornblende) en actinote et de pyroxène (?) en agrégats de chlorite, zoïsite, pistacite, sphène?

Les schistes verts représentant d'anciens tufs basiques (spilitiques ?) à phénoclastes très petits d'albite noyés dans une matrice quartzo-chloriteuse dans laquelle la biotite verte, l'actinote, les épidotes ou la calcite se développent en quantité plus ou moins importante.

Les "adinoles" correspondent à de fines passées siliceuses de teinte blanc verdâtre; le quartz est le minéral essentiel et constitue, en association cryptocristalline avec pistacite, clinozoïsite magnétite et albite, la paragenèse de ces roches. De très fines paillettes de muscovite et de chlorite y dessinent une foliation souvent difficile à saisir.

Les niveaux phtanitiques noirs, surtout visibles sur la côte de Trédrez et plus à l'Est (Lannion), sont constitués presqu'uniquement de quartz auxquels s'ajoutent pyrite, magnétite ou matière charbonneuse (et parfois de très petits éclats d'albite).

Des filons albitophyriques tardifs, à composition de kératophyre (texture microlitique avec microlites d'albite, quartz et chlorite) sont affectés par une foliation soulignée par de fines lamelles de muscovite, chlorite, biotite. Cette foliation est parallèle à celle des roches encaissantes (cf. Verdier, p.23, fig.10, 1968).

Lorsque l'on passe de la région de l'Armorique à celle de Trédrez, le débit des roches change; très fissiles à l'Ouest, elles deviennent dures et compactes à l'Est; ceci est lié à la cornéification très intense de ces roches au voisinage de l'intrusion granitique de Trédrez.

3) La formation de St-Efflam :

La série de l'Armorique disparaît progressivement vers le Sud et fait place à une formation greywackeuse, la série de St-Efflam, affectée comme les volcanites précédentes par un métamorphisme à muscovite, chlorite et biotite (développement d'une foliation). Ces greywackes finement litées ont toujours été considérées comme faisant partie du même ensemble stratigraphique que les volcanites basiques de l'Armorique-Trédrez (Barrois, 1908 ; Delattre et al., 1966).

4) Du point de vue tectonique :

Verdier considère que l'ensemble des formations volcano-sédimentaires de la Pointe de l'Armorique-Trédrez et de St-Efflama d'abord subi un plissement de style isoclinal avec métamorphisme; par la suite apparaissent des cisaillements et des étirements parallèles à la foliation qui sont ultérieurement repris dans des déformations N 40°. Plis en S et fracturation N 110° et N 70° achèvent cette évolution. Quant aux filons albitophyriques, ils sont postérieurs aux plis isoclinaux et antérieurs aux phases de cisaillements et d'étirements.

En résumé, pour Verdier, les formations de Locquirec et de la Pointe de l'Armorique constituent un seul ensemble du point de vue stratigraphique et tectonique. Leur histoire est la même; toutes ont subi un épimétamorphisme contemporain d'une phase de plissement isoclinal primitif

(cycle cadomien) suivi de cisaillements; à l'hercynien une structuration N 40° importante, avec schistosité, apparaît affectée tardivement par des fracturations N 110° et N 170° ou des kink-bands (plis en S).

B) Observations nouvelles :

La plupart des observations que j'ai pu moi-même faire confirment celles de Verdier, je voudrais néanmoins y ajouter les remarques suivantes :

Dans toute la partie ouest de la Baie de Lannion, la structuration des roches est très fortement influencée par la tectonique hercynienne. Celle-ci détermine une orientation uniforme de toutes les structures en direction N 40°, et ce depuis les terrains ordoviciens (St Michel-en-Grève, Roc'h Hirglas) jusqu'aux formations les plus anciennes de la région du Moulin de la Rive et de Morguignen.

Accompagnant ces déformations, un métamorphisme se développe avec apparition d'une foliation conforme à la direction N 40°; ce métamorphisme syn-schisteux se situe à la limite d'apparition de la biotite, l'association Chl + Qz restant la plupart du temps encore stable; par ailleurs la présence dans les roches basiques d'épidotes, d'actinote, d'albite confirme le caractère épi de ce métamorphisme.

Dans ce secteur, étant donné l'intensité des déformations hercyniennes, il est très malaisé de trouver des preuves certaines de phases tectoniques plus anciennes. Toutefois, dans les petits niveaux d'adinoles (il s'agit plutôt à mon avis de jaspes ou de cinérites très fines), notamment dans la région de Porz-Mellec, on observe effectivement les témoins d'une phase plus ancienne de plissement isoclinal; ces plis très allongés et très étirés ont été complètement restructurés à l'Hercynien. Verdier cite plusieurs exemples effectivement très démonstratifs de ces plis (Verdier, 1968, fig.23, 24 et 25).

Dans la formation de Locquirec par contre les plis isoclinaux ne sont pas visibles et l'interprétation des pseudo-poudingues comme le résultat de la dissociation d'ancien plis isoclinaux est plus une hypothèse qu'une preuve irréfutable de l'existence de ces plis.

Dans la coupe du port de Locquirec, l'intensité de la déformation N 40° est telle qu'un simple écrasement avec une légère lamination suffit à expliquer la présence de ces plaquettes représentant d'anciens lits et non plus d'anciens plis. A la Pointe de Séhar, de l'autre côté de la Baie de Lannion, la même formation dans un secteur moins tectonisé à l'Hercynien ne montre d'ailleurs pas de plis isoclinaux.

Du côté Est de la Baie de Lannion, entre la Pointe de Beg-Ar-Fourm et Locquémeau, les séries volcano-sédimentaires de l'Armorique réapparaissent L'aspect de ces roches est ici quelque peu modifié par une cornéification importante liée à la mise en place de batholite de Trédrez*. J'ai déjà eu par ailleurs (Auvray et Cabanis, 1975) l'occasion de préciser les relations entre déformations, métamorphismes et mises en place granitique. Je rappellerai simplement que la mise en place des batholites hercyniens de type Plouaret-Trédrez intervient postérieurement à la phase de déformation majeure (avec apparition des grandes failles trégorroises). Ceci veut dire que le métamorphisme de contact développé lors des intrusions granitiques est postérieur au métamorphisme régional générateur de la schistosité (ou de la foliation).

Malgré cette disparition de la schistosité au profit d'une structure cornéifiée, on peut encore observer de beaux plis isoclinaux dans cette série volcano-sédimentaire.

Lorsque l'on se dirige plus vers l'Est et après avoir franchi le granite de Trédrez, on retrouve vers Ploulec'h et Lannion la même formation volcanique basique que le long de la côte de Trédrez.

Dans la coupe de la voie ferrée, au Sud de Lannion, on peut parfaitement observer ces volcanites, de même que dans la grande carrière située à la sortie Est de Lannion, le long du Léguer. Dans ces volcanites, toujours interstratifiées avec des sédiments, le métamorphisme de contact est légèrement atténué et la foliation subsiste nettement même dans les niveaux les plus massifs (horn-

---

* En lame mince et notamment dans certaines laves basiques (plage de Dourvin) on observe parfaitement les recristallisations isotropes de biotite brune et de hornblende verte qui tendent à estomper la foliation soulignée encore par des amandes ou des files biotitiques ou amphiboliques dans lesquelles les tablettes de biotite ou de hornblende sont enchevêtrées; dans ce type de roche, la mésostase à quartz, plagioclase (albite-oligoclase), minéraux opaques, sphène, épidotes, présente typiquement une texture de cornéenne. Le métamorphisme de contact est donc ici important. La hornblende est un minéral constant des roches basiques, le diopside étant présent dans certains niveaux plus calciques (Verdier, 1968, p.24). Toutefois, l'absence de minéraux ou d'associations minérales à hyperstène en particulier montre que le "pyroxene-hornfels-facies", même tout à fait au voisinage du granite (plage de Dourvin), n'a pas été atteint.

blende verte et ouralite développées aux dépens du clinopyroxène et orientées dans la foliation); elle a une direction sensiblement E-W comme les grandes failles qui traversent ce secteur. On retrouve ces formations basiques avec les mêmes caractères dans la région du Moulin de Buhulien. Elles se prolongent ensuite d'une manière à peu près continue constituant une bande de plus en plus amincie vers l'Est, coincée entre la formation de la Roche-Derrien au Nord (avec laquelle elle est en contact par faille) et la faille du Trégorrois au Sud.

A l'Est du Trieux, ces volcanites basiques ($x\varepsilon$ de Barrois) réapparaissent sous forme d'une bande importante, au Sud des formations rouges de Plouézec-Plourivo et Bréhec (spilite d'Yvias; Pinel, 1964) et se prolongent jusqu'à la plage Bonaparte (Anse Cochat) sur le flanc ouest de la Baie de St-Brieuc, juste au Nord du granite de Plouha (voir cartes géol. 1/80.000e, Tréguier, 1908, 1966).

Pendant ce temps, à l'Est de Rospez, les volcanites de Paimpol apparaissent, constituant une unité indépendante des volcanites de l'Armorique.

Les tufs kératophyriques de Locquirec visibles à la Pointe de Séhar, réapparaissent également dans le Léguer, à l'Est du granite de Trédrez, où ils vont constituer la formation de Tréguier (voir description chapitre II).

Il se dessine dès lors un schéma géologique différent de celui présenté par Verdier et le raccord entre les volcanites du domaine sud-trégorrois et celles de la Baie de Lannion peut être envisagé de la façon suivante :

1) Les tufs de Tréguier constituent une bande continue depuis la région de Porz-Even à l'Est jusqu'au granite de Trédrez à l'Ouest. On la retrouve de l'autre côté du granite (Pointe de Séhar) puis elle s'incurve vers le SW en direction de Locquirec. Malgré des transformations pétrographiques liées aux déformations et métamorphismes hercyniens intenses dans ce secteur ouest, l'unicité de la formation est soulignée par la nature pétrographique des roches et par leur faciès (abondance des tufs, rareté de coulées), le style de la déformation est par contre moins homogène ; cependant l'existence d'une phase de plissement isoclinal dans les formations kératophyriques du secteur de Locquirec n'est pas démontrée et, à l'Est, nous avons vu qu'elle n'existe pas.
2) La formation volcano-sédimentaire de la Pointe de l'Armorique est caractérisée par :

- la présence de micaschistes et de niveaux quartziques (fond de la Baie de Locquirec) à sa base.
- l'intercalation constante au milieu des coulées, sills et tufs volcaniques tous de nature spilitique de niveaux sédimentaires; parmi ceux-ci l'existence de niveaux graphitiques est tout à fait caractéristique .
- au sommet, les greywackes de St Efflam constituent, avec leur fin litage, une formation également très caractéristique. Le passage est continu entre les volcanites basiques de l'Armorique et ces greywackes.
- Micaschistes, volcanites, greywackes constituent au regard de la tectonique un ensemble tout à fait homogène qui se distingue des roches kératophyriques situées au Nord par le fait qu'il a subi une phase de plissement isoclinal.

Tous ces caractères sont fondamentalement différents de ceux observés dans la formation des spilites de Paimpol, ensemble volcanique très homogène, sans aucune intercalation sédimentaire (et notamment pas de phtanites) et absolument indemme de toute tectonique isoclinale.

En conséquence, l'ensemble volcanique et sédimentaire observé dans le Petit Trégor ne correspond en aucun cas à celui constituant à l'Est le domaine sud-trégorrois ; ce dernier est en partie interrompu par faille au niveau de Rospez ; la faille se poursuivant vers l'Ouest suivant un trajet parallèle à celui de tous les grands accidents hercyniens du secteur met en contact les tufs kératophyriques de Tréguier-Locquirec, appartenant au domaine sud-trégorrois, avec un complexe volcano-sédimentaire spilitique, plus ancien (phase de plis isoclinale supplémentaire) et différent lithologiquement des spilites de Paimpol.

Dans cette hypothèse, les filons d'albitophyres (à composition kératophyrique) décrits par Verdier et recoupant les volcanites basiques de l'Armorique peuvent être interprétés non pas comme des différenciations tardives du volcanisme spilitique (ils sont séparés des spilites par la phase de plissement isoclinal), mais comme les cheminées d'alimentation du volcanisme kératophyrique de Locquirec-Tréguier.

C) Essai de caractérisation géochimique des volcanites de Locquirec et de la Pointe de l'Armorique-Trédrez:

L'étude pétrochimique de ce volcanisme n'a pas été faite. Pour être significative, elle aurait nécessité de très nombreuses analyses ce qui dépassait l'objectif fixé ici.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
Al_2O_3	15,18	15,43	12,67	16,67	12,22	13,75	15,52	16,25	14,71
K_2O	1,37	0,40	0,19	0,29	0,34	0,13	0,20	0,61	0,44
TiO_2	0,55	0,69	0,63	0,54	0,36	0,61	1,06	1,01	0,68
P_2O_5	0,09	0,17	0,13	0,24	0,10	0,10	0,22	0,16	0,15

Tableau I-31 : Compositions chimiques des volcanites basiques de la Pointe de l'Armorique Trédrez.

(A) Echantillon 69-218 ; analyse n° 2405)
(B) Echantillon 69-219 ; analyse n° 2406) Volcanites basiques de la côte de Trédrez (1,8 km au Sud de la Pointe de Séhar).

(C) Echantillon 71-52 ; analyse n° 2407)
(D) Echantillon 71-54 ; analyse n° 2408) Volcanites basiques; coupe de la voie ferrée (Sud de la Gare de Lannion).

(E) Echantillon 71-73 ; analyse n° 2409)
(F) Echantillon 71-76 ; analyse n° 2410) Volcanites basiques; coupe le long de la route de Buhulien au Moulin de Buhulien (S.E de Lannion).

(G) Echantillon 73-17 ; analyse n° 2411)
(H) Echantillon 73-19 ; analyse n° 2412) Volcanites basiques; carrière de Lannion le long de Léguer

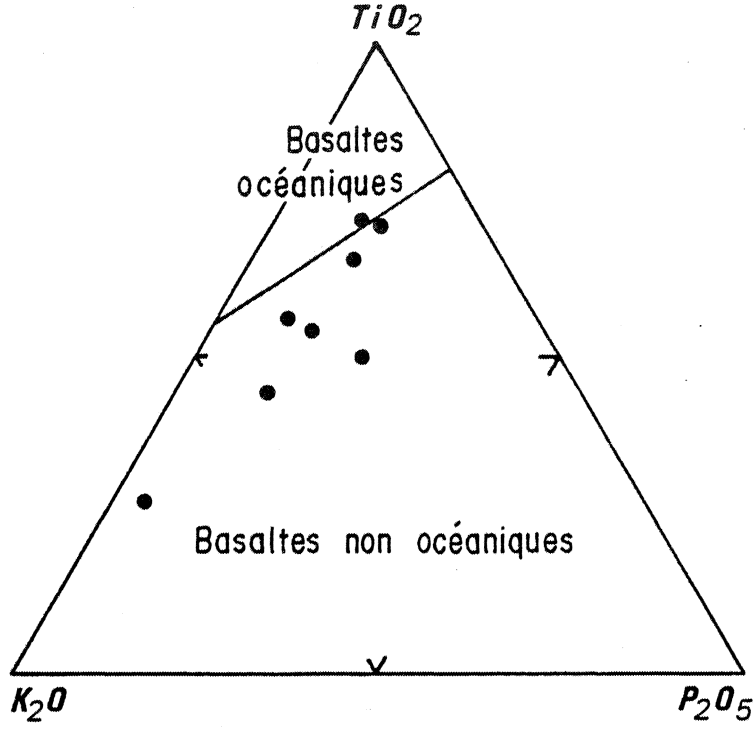


Fig.I-52 : Les volcanites de la Pointe de l'Armorique-Trédrez dans le diagramme de Pearce et al. (1975).

Quelques tentatives ont cependant été effectuées :

- En ce qui concerne les tufs kératophyriques, le manganèse a été dosé dans cinq échantillons (Port de Locquirec, Pointe de Séhar). On se rappelle en effet que bon nombre de tufs de Tréguier montraient une richesse importante en MnO. Les résultats obtenus ne permettent pas de confirmer une corrélation puisque les teneurs mesurées sont très faibles (0,07% ; 0,09%; 0,08%; 0,05%; 0,12%); il est vrai que les tufs sont ici relativement acides (quartz automorphes) : or nous avons vu que les niveaux les plus acides (quartz-kératophyres de la région de Porz-Even) étaient les moins riches en manganèse; d'autre part, on connaît mal le comportement de cet élément lors du métamorphisme; peut être migre-t-il et se concentre-t-il ce qui appauvrit d'autant certaines parties de la roche mère en manganèse? Ou peut-être s'agit-il tout simplement d'un échantillonnage insuffisant?

- Sur les volcanites basiques de la Pointe de l'Armorique-Trédrez, l'étude a porté sur 8 échantillons largement répartis entre la côte de Trédrez et le Moulin de Buhulien. Les résultats, correspondant aux dosages de quatre éléments qui nous avaient paru intéressants dans les spilites de Paimpol (Al_2O_3, K_2O, P_2O_5 et TiO_2) figurent dans le tableau n°I-31. Précisons que les échantillons choisis contenaient le moins possible de calcite, de façon à ne pas entraîner des teneurs anormalement basses des roches en oxydes autres que CaO.

Ces valeurs ne sont qu'indicatives et 8 échantillons sont insuffisants pour tirer des conclusions définitives; on notera néanmoins les tendances suivantes par rapport aux spilites de Paimpol.

- Teneurs plus faibles en alumine
- Teneurs faibles à très faibles en K_2O et TiO_2 comme pour les spilites de Paimpol.

P_2O_5 a été dosé dans l'optique d'utiliser le diagramme TiO_2 - K_2O - P_2O_5 de Pearce et al. (1975) bien qu'en toute rigueur la condition nécessaire d'utilisation (A $<$ 20% dans le triangle AFM) n'ait pas été vérifiée. Sauf pour 1 analyse les roches se situent dans le domaine des laves non océaniques (comme les spilites de Paimpol) (fig. n°I-52).

Le point essentiel semble être la teneur plus faible en alumine rapprochant ces volcanites des tholéïtes d'arcs insulaires (Jakès et Gill, 1970, tableaux n°1 et 2). Le cadre géotectonique qui a présidé à la formation de ces volcanites est peut être le même que lors de l'émission des volcanites de Paimpol mais ce n'est plus, apparemment, la même série.

Il ne s'agit pour l'instant que d'indices; la confirmation éventuelle de deux séries spilitiques géochimiquement distinctes ne pourra être considérée comme établie que lorsque des analyses plus nombreuses, portant sur des éléments multiples (majeurs et traces), auront été effectuées dans les volcanites de l'Armorique-Trédrez.

D) Analogies entre les formations de la Roche-Derrien et de Saint-Michel-en-Grève:

Avant d'en terminer avec cette étude de la prolongation vers l'Ouest du domaine sud-trégorrois, il nous faut dire un mot des formations sédimentaires de la Roche-Derrien que nous avons vu disparaître, comme les spilites de Paimpol, dans la région de Rospez.

Verdier a décrit entre les formations basiques de Trédrez (briovériennes inférieures) et sédimentaires de Roc'h Hirglas (ordoviciennes), un ensemble de schistes rhytmiques ou quartzo-phyllades caractérisé par une foliation (à muscovite, chlorite, biotite) plus ou moins effacée par la cornéification liée à l'intrusion granitique voisine de Trédrez. Ces schistes rhytmiques et les niveaux plus gréseux qui les surmontent sont affectés par une tectonique de plissement souple, avec plis à charnière arrondie à axe N 45° subhorizontaux dans la région de St Michel; la foliation y joue le rôle d'une schistosité de plan axial. Ces plis sont resserés au cours de la tectogenèse hercynienne de direction N 45° qui affecte toujours ce secteur.

Vers l'Ouest, ces sédiments apparaissent au Sud de St Efflam et dessinent une bande à orientation N 40-45° passant par Plestin-les-Grêves et se poursuivant sur la feuille de Morlaix plus au Sud.

Les arguments tectoniques permettent à Verdier de montrer qu'il s'agit là d'un ensemble sédimentaire appartenant au Briovérien supérieur; par comparaison avec la formation de la Roche-Derrien, les caractères sédimentologiques sont sensiblement différents; à la place des gros bancs gréseux séparés par de minces passées schisteuses (coupe du Trieux par exemple), on trouve plutôt à St-Michel de fines alternances (cm) schisto-gréseuses. Mais l'argument est insuffisant et ne peut être considéré comme déterminant pour séparer les schistes de St-Michel des sédiments de la Roche-Derrien : à Kérity par exemple, il y a essentiellement des schistes et les niveaux gréseux sont fins et peu nombreux. L'argument tectonique (absence de plissement isoclinal, plis souples ressérés lors de la tecto-

genèse hercynienne avec acquisition d'une foliation et d'une schistosité) me paraît plus sûr et je pense effectivement que l'on retrouve là, dans un panneau limité au Nord et au Sud par des failles, un fragment de la formation sédimentaire de la Roche-Derrien.

Vers l'Est, on observe cette formation schisto-gréseuse dans la voie ferrée (Sud de Lannion) et dans la coupe du Moulin de Buhulien, coincée entre la faille du Trégorrois au Nord et le granite de Plouaret au Sud ; c'est dans cette formation que se développent les très belles cordiérites et andalousites qui représentent une cristallisation thermique précoce par rapport à la tectonique majeure qui affecte ce secteur (Auvray et Cabanis, 1975).

*
* *

Ainsi s'achève cette réflexion sur les caractères fondamentaux du domaine sud-trégorrois. Nous aurons l'occasion ultérieurement, dans des chapitres plus spécialisés, de reparler de ce domaine mais dès à présent, et en guise de conclusion, nous retiendrons les traits essentiels suivants :

- Le domaine sud-trégorrois est constitué par l'empilement de volcanites et de sédiments. Les tufs de Tréguier et les spilites de Paimpol représentent la base de cette succession dont le sommet est occupé par la formation schisto-gréseuse de la Roche-Derrien.

- Le magmatisme qui se manifeste sous la forme d'une association spilite-kératophyre, correspond à une série magmatique calco-alcaline indiquant l'existence d'un régime de subduction dans ce secteur nord-armoricain à l'époque de leur apparition.

- Peu métamorphisées et peu déformées, les formations du domaine sud-trégorrois doivent leur grands traits structuraux actuels à la tectogenèse hercynienne; au cours de celle-ci, de grandes failles orientées sensiblement E-W, ont découpé le Trégor en plusieurs panneaux. L'un de ceux-ci constitue précisément le domaine sud-trégorrois encadré au Nord et au Sud par des unités bien différentes (essentiellement cristalline au Nord et cristallophyllienne au Sud).

- C'est le jeu de ces accidents qui interrompt partiellement vers l'Ouest le domaine sud-trégorrois; celui-ci est alors pris en relais par une série volcano-sédimentaire (série de l'Armorique-Trédrez, aux caractères lithologiques et structuraux différents) sans doute plus ancienne. Seule la formation kératophyrique de Locquirec témoigne de la prolongation vers l'Ouest du domaine sud-trégorrois.

Section C

Le batholite nord-trégorrois

Toute la moitié nord du Trégor est occupée par un vaste ensemble plutonique dont la forme cartographique actuelle est approximativement celle d'un rectangle. Ce domaine s'allonge depuis les environs de la Pointe de l'Arcouest et de l'île de Bréhat, à l'Est, jusqu'à l'ouest de Lannion où on le voit affleurer le long de la côte entre la plage de Porz-Mabo et le ruisseau de Servel. Sa limite est constituée par la grande faille de Tréguier qui met directement en contact ce complexe avec le domaine volcano-sédimentaire de la partie sud du Trégor. Au Nord, c'est le rivage de la Manche qui constitue la limite d'affleurement actuelle de cet ensemble, limite extrêmement découpée et irrégulière, parsemée d'innombrables pointes et promontoires, anses et criques, îles et îlots dessinant ainsi une des côtes les plus belles et les plus sauvages de toute la Bretagne.

C'est donc sur une longueur d'environ 40 km et une largeur maximum de 10 à 12 km que s'étend actuellement cet ensemble, occupant une surface d'environ 450 km^2. Au sein de cette masse plutonique se situent les lambeaux de socle ancien (gneiss de Port-Béni et de Trébeurden) décrits dans la première partie de cette étude. Dans sa partie nord-ouest, ce complexe est recoupé par le pluton de Trébeurden-Ploumanac'h de nature pétrographique et géochimique et d'âge très différents de celui de Perros-Guirec (Barrière, 1977).

Comme nous l'avons vu au début de ce mémoire dans le rappel historique des travaux antérieurs, lors de la publication des feuilles de Lannion et de Tréguier au 1/80.000e de la Carte géologique de la France, Barrois (1908, 1909) met en évidence l'existence de cette importante masse granitique au Nord des volcanites de Paimpol et de Tréguier, la désignant sous le nom de granite de Perros (ν_{III}). Il en donne une brève description pétrographique : "granite grenu, rose, a pour éléments prédominants de l'orthose rougeâtre, du plagioclase allant de $Ab^5\ An^1$ à $Ab^3\ An^1$, du mica noir en quantité moyenne, de l'amphibole rare, du quartz assez abondant". Barrois signale le caractère "très polymorphe (de ce granite) allant de la diorite au granite"

C'est la même description que l'on retrouve dans la seconde édition de la feuille de Tréguier (Pruvost et al., 1966). Aucune étude pétrographique précise de ce vaste ensemble n'a été faite et en particulier tous les types que l'on peut y observer ont toujours été considérés comme contemporains et cogénétiques. C'est le cas en particulier de la seule étude un peu plus détaillée de ce granite effectuée par Laffitte (1955), qui met sur un même plan le granite aplitique rose de Bréhat, les microgranites de Loguivy et la granodiorite de Pleubian. Il considère que tous ces types font partie du même ensemble pétrographique,qu'ils sont liés génétiquement et qu'ils représentent les pôles extrêmes d'une granitisation où l'on reconnaît à la fois l'influence d'un métamorphisme et d'une recristallisation intenses auxquels s'ajoutent des apports venus de la profondeur.

L'étude de ce massif, que nous appellerons désormais le Massif de Perros-Guirec - Bréhat, nous a rapidement conduit à y distinguer plusieurs types de roches, mais également à en écarter un certain nombre de formations dont le mode de gisement, les caractères pétrographiques et géochimiques, confirmés plus tard par des déterminations radiométriques, montrent nettement la postériorité par rapport à la masse principale du complexe. Il s'agit en

particulier, du granite aplitique rose de Bréhat et des filons microgranitiques de Loguivy (voir plus loin chapitres XII et XIII consacrés au magmatisme éocambrien).

Comme toujours dans cette région, dès que l'on s'éloigne de la ligne du rivage, les affleurements deviennent extrêmement rares et les conditions d'observation mauvaises. C'est donc le long de la côte que s'est effectué l'essentiel de ce travail, notamment dans la zone de battement des marées qui offre parfois de belles surfaces parfaitement polies par la mer.

Succintement, nous pouvons dire que cinq types pétrographiques principaux ont été reconnus; ils ont été désignés sous les noms suivants :

- le type Talberg (granodioritique)
- le type Pleubian (microgranodioritique)
- le type Pomelin-Bréhat (granitique monzonitique)
- le type Launay (microgranitique monzonitique)
- le type Port-Blanc (granitique monzonitique)

Les types Pleubian et Talberg occupent la partie centrale du complexe, les types Pomelin-Bréhat et Launay présentent leur développement maximum à l'Est du Trégor; quant au type Port-Blanc, il apparaît depuis cette localité et constitue l'ensemble des affleurements de toute la partie ouest du massif, au moins jusqu'à la région de Lannion. Le long de la côte à l'Ouest de Lannion, entre Porz-Mabo et le ruisseau de Servel, ce sont par contre des roches du groupe Talberg-Pleubian qui réapparaissent (voir localisation exacte dans les schémas accompagnant chaque type).

Avant d'entreprendre l'étude détaillée de chacun des types pétrographiques reconnus, il est nécessaire de faire un certain nombre de remarques générales sur les caractères d'ensemble de ce complexe.

Ce qui frappe l'observateur qui parcourt l'ensemble de ce massif, c'est l'aspect équant des différentes roches dépourvues de toute orientation ou structuration. Une exception doit être faite cependant pour les affleurements les plus occidentaux du secteur étudié (le long de la côte à l'Ouest de Lannion), là ou l'influence d'une tectonique hercynienne commence à se manifester par

l'apparition d'une structuration N 60-70° marquée par une foliation très discrète et très irrégulière, souvent difficile à déceler. Partout ailleurs les roches sont massives et homogènes. Les seules manifestations tectoniques se présentent sous deux aspects et traduisent des phénomènes cassants : il s'agit d'une part de "shear zones" minéralisées le plus souvent en quartz et épidote, de très faible épaisseur (une dizaine de cm au maximum) que l'on observe surtout dans les types grenus. On peut en voir de beaux exemples aussi bien dans le type Pomelin-Bréhat, que dans le type Port-Blanc ou Talberg. Sans doute par suite de la composition de la roche, le développement de l'épidote est le plus net dans ce dernier type. Ces zones de cisaillement sont toujours très localisées et s'amortissent très rapidement, la roche encaissante au contact même de cette zone, ne présentant plus de déformation. Sans présenter un caractère exceptionnel ces "shear-zones" sont toutefois assez peu répandues; statistiquement, il semble qu'elles s'orientent préférentiellement suivant une direction N 50-70°. Il s'agit sans doute d'une tectonique relativement tardive car dans le secteur de Porz-Rand (à l'Ouest du Sillon de Talberg), ces zones d'écrasement recoupent également les filons doléritiques eux-mêmes sécants dans les granitoïdes et d'âge paléozoïque (voir plus loin).

Le second aspect de cette tectonique cassante, de direction peut-être contemporaine et conjuguée à la précédente, se manifeste par l'apparition de failles plus ou moins importantes, dont le jeu horizontal dépasse rarement quelques mètres. On peut constater l'existence de ces failles sur toute l'étendue du massif; leur direction oscille entre N 140° et N-S. Ce sont là encore les filons de dolérite paléozoïques qui servent de marqueur, à la fois pour repérer la présence de ces cassures sur le terrain et pour préciser l'âge vraisemblablement tardif de cette tectonique.

Un autre caractère général de cet ensemble plutonique est l'absence de limite et de contraste nets entre les différents types de roche qui le constituent. Au moins pour certains faciès, le passage est souvent continu et diffus et il est impossible de tracer une limite cartographique précise entre deux types. Ceci m'a conduit à regrouper ces roches en trois ensembles : le premier constitué essentiellement par des roches granodioritiques, grenues ou microgrenues, correspondant aux types Talberg et Pleubian. Sur le terrain, ces roches sont étroitement associées; à ce propos, la coupe le long du secteur de

Porz-Rand à Port de La Chaine, à l'Ouest du Sillon de Talberg, est particulièrement démonstrative; on peut y observer l'association étroite de roches à textures différentes, véritable zone de mélange au sein de laquelle la roche grenue pénètre d'une manière diffuse la roche microgrenue. Je place également dans cet ensemble, par suite de son association constante avec les roches de type Pleubian (en enclaves dans cette dernière), la diorite de Castel-Meur, au volume négligeable par rapport à l'ensemble du massif.

Les mêmes relations, quoique plus difficiles à mettre en évidence car les affleurements sont moins favorables à une telle étude, existent entre les roches microgrenues de Launay et la roche grenue de Pomelin-Bréhat (secteurs Launay-Mal-Nommée, Loguivy, Bréhat dans la partie nord-ouest de l'île). C'est la raison pour laquelle j'en ai fait un second ensemble qui présente de plus des affinités pétrographiques nettes (roches à composition de granite monzonitique).

Le dernier ensemble est constitué par le type Port-Blanc qui est assez homogène au point de vue des cristallisations (ne présentant pas en particulier de faciès microgrenu) bien que la taille du grain semble légèrement diminuer lorsqu'on se dirige vers l'Ouest (secteur de Perros-Guirec).

Les relations chronologiques entre ces trois unités sont beaucoup plus délicates à définir. Je n'ai jamais pu observer sur le terrain de contacts qui auraient permis d'établir une succession précise dans l'apparition de ces différents groupes.

La limite entre l'ensemble Pomelin-Bréhat et celui de Pleubian-Talberg se situe au Sud-Est du Sillon de Talberg (Larmor Pleubian-Laneros) dans un secteur où la côte très plate, prolongée par un vaste platier rocheux entièrement recouvert d'algues, ne permet d'observer aucune relation. Plus à l'Ouest, dans l'estuaire du Jaudy, sur la rive droite notamment, on note une succession irrégulière et discontinue de types différents sans qu'il soit possible d'en déduire une chronologie relative.

Je possède un seul indice incitant à penser que l'ensemble Pomelin-Bréhat-Launay est postérieur à l'ensemble Talberg-Pleubian. A l'extrémité du Sillon de Talberg, au sein des granodiorites de Talberg et Pleubian, une petite

masse de granite de type Pomelin-Bréhat paraît cartographiquement recouper les granodiorites et notamment la limite entre les différents types de granodiorites.

Quant à l'ensemble de Port-Blanc, il n'a aucune relation visible sur le terrain avec les roches de type Pleubian qui dominent lorsqu'on franchit le Jaudy et qu'on se dirige vers l'Ouest. En effet, à l'endroit du contact entre les deux ensembles, s'est mis en place un granite plus tardif, éocambrien, le granite de Porz-Scarff.

Dans ces conditions,nous avons choisi un plan d'étude quelque peu arbitraire, ne retenant uniquement que le caractère plus ou moins "basique" de ces ensembles. Nous verrons donc successivement :

- l'ensemble granodioritique comprenant les types grenus et microgrenus de Talberg et de Pleubian et dioritique (diorite de Castel-Meur);
- l'ensemble granitique comprenant les types grenus et microgrenus de Pomelin-Bréhat et de Launay;
- enfin, le granite de Port-Blanc.

J'ajouterai une dernière précision avant d'entreprendre cette étude. Sur les deux éditions de la feuille de Tréguier (Barrois, 1908 ; Pruvost et al., 1966) une formation appelée les "Albitophyres de Porz-Hir" figure sous le symbole ν^2 et sous une couleur verte.Pour Barrois, ces roches représentent des volcanites qu'il rattache à l'ensemble volcano-sédimentaire du domaine sud-trégorrois. J'ai supprimé ce terme, à la fois pour des raisons pétrographiques et des raisons de géologie générale (Auvray et al., 1976 ; feuille de Tréguier de la carte géologique de la France au 1/50.000e). En effet, sous ce nom, Barrois désigne à la fois des roches du type Pleubian et Launay qui, pour moi, font partie intégrante du complexe plutonique nord-trégorrois. Toute l'étude qui suit confirme ce point de vue.

Chapitre VI

L'ensemble granodioritique et dioritique :
La granodiorite de Talberg
La microgranodiorite de Pleubian
La diorite de Castel-Meur

L'ensemble granodioritique Talberg-Pleubian occupe la partie centrale du complexe plutonique nord-trégorrois, affleurant le long de la côte entre Laneros à l'Est et l'île Liliec (Nord de Port-Blanc) à l'Ouest (fig. I-53). Plus à l'Ouest, cet ensemble réapparaît au delà du granite de Port-Blanc pour constituer les affleurements entre la plage de Porz-Mabo et la région de Servel. Nous avons vu les liens étroits qui, sur le terrain, unissent les deux types de roches, le passage de l'une à l'autre étant souvent difficile à localiser avec précision. La description pétrographique et les caractères chimiques vont encore souligner cette affinité.

La diorite de Castel-Meur, affleurant uniquement sous forme d'enclaves dans la roche de type Pleubian, sera également étudiée dans ce chapitre.

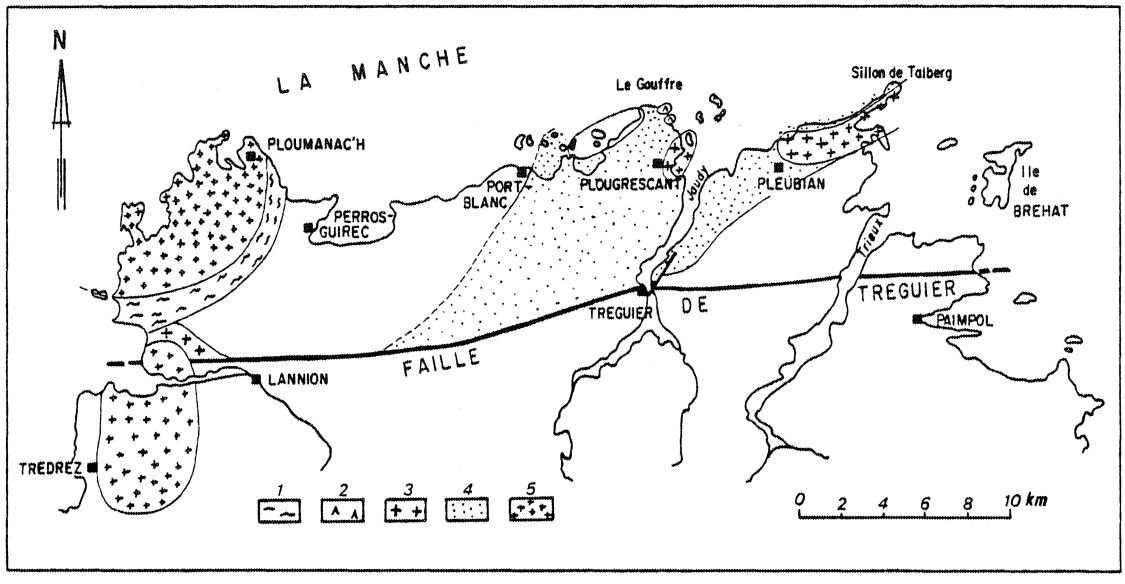


Fig.I-53 : Schéma de localisation des roches granodioritiques et dioritiques dans le domaine nord-trégorrois. (1) Gneiss de Trébeurden; (2) Diorite de Castel-Meur; (3) Granodiorite du Talberg; (4) Microgranodiorite de Pleubian; (5) Granites hercyniens.

A - LA GRANODIORITE DE TALBERG.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-53).

Cette granodiorite constitue essentiellement deux masses importantes : l'une occupe le secteur du Sillon de Talberg (entre Laneros et Port de La Chaine), l'autre constitue la majeure partie des affleurements de la Baie d'Enfer (Plougrescant). On en retrouve également des pointements plus limités aussi bien dans la vallée du Jaudy (rive droite) jusqu'à proximité de Tréguier que dans la partie sud de la grande île d'Er, dans l'estuaire du Jaudy (au large de Porz-Hir). Enfin, ce type de roche plus ou moins déformé ou structuré (foliation N 60-70° mal exprimée) se retrouve le long de la côte, à l'Ouest de Lannion, dans la coupe au Sud de la plage de Porz-Mabo. La granodiorite de Talberg ne représente par conséquent qu'une faible partie (environ un quart) de la totalité de l'ensemble granodioritique.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Typiquement, il s'agit d'une roche de teinte claire, blanchâtre à verdâtre, prenant une couleur plus ou moins rosée lorsqu'elle est altérée. Le grain est moyen, de l'ordre de 1/2 centimètre, sans orientation visible. Les cristaux de plagioclase blancs verdâtres ont tendance parfois à devenir automorphes, se présentant sous forme de prismes rectangulaires trapus dont la taille moyenne est de 3 à 4 mm sur 2 à 3 mm. Les minéraux colorés, biotite et fines baguettes d'amphibole (5 mm x 1 mm; exceptionnellement 10 mm x 3 mm), sont habituellement uniformément dispersés dans la roche, mais peuvent parfois se concentrer en amas centimétriques, constituant de petites taches à section plus ou moins circulaire.

Des variations sont observables. Si dans le secteur Est (secteur du Sillon de Talberg) les éléments colorés sont relativement peu abondants (moins de 10% de la roche), ils peuvent dans d'autre cas atteindre environ 20% des constituants de la roche, en particulier dans le secteur de la Baie d'Enfer.

Toutes ces variétés contiennent du quartz en quantités variables, parfois reconnaissable à l'oeil nu.

Dans toute cette granodiorite on observe des enclaves de type homéogène, réparties d'une manière très irrégulière, tantôt abondantes (secteur du Sillon de Talberg) tantôt plus rares (Baie d'Enfer). Elles sont toujours très dispersées dans la roche hôte et il n'est jamais possible d'observer de concentration (ou essaim) présentant des orientations, des alignements ou dessinant toute autre figure particulière (photos n°11).

La taille de ces enclaves est de quelques centimètres (en général moins de 10 cm) et leur forme sphérique ou ellipsoïdale. Leurs contacts sont extrêmement tranchés, sans bordure de réaction avec la matrice grenue. L'altération les met souvent en saillie, ce qui permet parfois de les détacher aisément. Ces enclaves microgenues (Didier, 1973) sont de deux types : les unes très foncées (noires) et très finement cristallisées contiennent parfois des phénocristaux de feldspath de taille centimétrique; les autres, plus leucocrates, sont également finement cristallisées mais se caractérisent par la présence de très nombreuses petites aiguilles de minéraux colorés au sein d'une fine matrice blanchâtre. Il faut noter dès à présent qu'on retrouve ces deux types d'enclaves microgenues dans toutes les autres roches plutoniques du complexe nord-trégorrois, en particulier dans les faciès grenus (granite de Pomelin-Bréhat ou de Port-Blanc).

A) <u>La granodiorite</u> :

Au point de vue microscopique, la granodiorite présente une texture grenue, les minéraux colorés et le plagioclase étant automorphes à subautomorphes; le feldspath potassique et le quartz se présentent le plus souvent en plages xénomorphes cimentant les autres constituants. Souvent une tendance à l'acquisition d'une texture monzonitique se dessine, le feldspath alcalin englobant le plagioclase. Certains échantillons marquent la transition vers un type microgrenu (type Pleubian) : dans ce cas, des minéraux tels que le plagioclase ou l'amphibole ont une taille supérieure aux autres constituants de la roche et s'esquisse alors l'amorce d'une texture microgrenue porphyrique. Mais il s'agit là de variations locales et, typiquement, la texture est grenue.

Au point de vue minéralogique, les constituants essentiels de cette granodiorite sont : le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz, la hornblende et la biotite; les minéraux accessoires les plus fréquents sont :

les minéraux opaques, l'apatite, le zircon, les épidotes et beaucoup plus rarement l'allanite.

Le plagioclase : En prismes à sections rectangulaires automorphes ou subautomorphes, les cristaux de plagioclase présentent de nombreuses macles (Albite regroupant de très nombreux individus, Péricline, Carlsbad). Le zonage souligné par l'altération est fréquent; la partie centrale des cristaux (plus basique) est assez souvent largement saussuritisée, avec en particulier apparition de petits granules d'épidote (clinozoïsite), tandis que les parties périphériques demeurent fraîches. La teneur en anorthite du plagioclase oscille entre An_{20} et An_{30}, la composition la plus fréquente étant celle d'un oligoclase à An_{27}. Dans le cas d'une architecture de type monzonitique, il apparaît assez régulièrement au contact de l'oligoclase et du feldspath alcalin un mince liseré (une dizaine de microns environ) très limpide, à relief très faible, constitué d'albite pure.

Le feldspath potassique : Le plus souvent xénomorphe, il est toujours très fortement perthitique (microperthite en filets). La macle de Carlsbad est assez rare; le quadrillage typique d'un feldspath triclinique n'est jamais observable, même partiellement. Il s'agit donc d'orthose dont la composition estimée à partir des caractères optiques varie apparemment entre $Or_{70} - Ab_{30}$ et $Or_{60} - Ab_{40}$. L'orthose est fréquemment séricitisée.

Ce feldspath potassique apparaît d'autre part en association micropegmatitique avec le quartz : les micropegmatites sont assez exceptionnelles dans cette granodiorite , sauf dans les échantillons qui montrent une évolution vers une texture microgrenue.

Le quartz : C'est un constituant important de ce type de roche dans lequel il se présente en plages xénomorphes, à aspect parfois globuleux, souvent craquelées.

La biotite : Automorphe, elle est fortement pléochroïque, présentant des teintes brun foncé à jaune clair. Elle est très souvent chloritisée, la chloritisation s'accompagnant d'une exsudation d'oxyde de fer dans les clivages ou sur les pourtours des cristaux; dans ce cas, les plans de clivage s'écartent et de la prehnite apparaît alors sous forme de fuseau (agrégats de couleur jaune à aspect granuleux).

La hornblende : Elle est très souvent automorphe, sous forme de prismes trappus à section rectangulaire ou parfois en prismes plus allongés à tendance asciculaire; les deux formes peuvent s'observer dans le même échantillon. Quelle que soit la forme de ces cristaux, les caractères optiques sont les mêmes. La hornblende est fortement pléochroïque de jaune pâle à brun vert dans les sections basales, de brun vert à jaune verdâtre dans les sections longitudinales. Cette amphibole peut être zonée ou non, la zonation étant soulignée par une fine bordure externe plus verte du cristal par rapport à la partie centrale de couleur brune. La macle h^1 groupant deux individus est assez fréquente ; l'angle d'extinction Ng Λ c se situe habituellement entre 16° et

et 20° et l'angle 2 Vnp a une valeur moyenne de 60°. Tous ces caractères optiques sont ceux d'une hornblende commune. Cependant, les analyses chimiques effectuées sur ces amphiboles (voir plus loin chapitre X et tableau n° I-44, analyse A) permet de préciser qu'il s'agit de hornblende riche en composant tschermakitique (ferro-tschermakite, ou tschermakitique; Leake, 1968). La teneur en Ti la rapproche également des kaersutites.

Fréquemment, tout comme la biotite, et particulièrement dans le cas des prismes les plus grands et les plus trappus, la hornblende est déstabilisée; l'épigénisation se traduit par le développement d'un mélange de chlorite et d'épidote; parfois, mais plus rarement, se développe une amphibole de type actinote (ouralitisation) au pourtour du cristal primitif, de hornblende; le fer est exsudé à la périphérie du cristal où il forme une couronne de petits granules de minéraux opaques.

Les deux minéraux colorés, biotite et hornblende, se concentrent parfois en petits nids, associés le plus souvent avec des minéraux opaques et de l'apatite, constituant de petits agrégats de taille centimétrique visibles sur l'échantillon (voir plus haut). Cette concentration des minéraux colorés ne s'accompagne d'aucune modification de texture ou de composition minéralogique de la matrice grenue avoisinante.

Les minéraux accessoires ne représentent jamais plus de 4% des constituants de la roche; ce sont :

Les minéraux opaques : Il s'agit de magnétite et d'ilménite reconnaissable à sa forme squelettique et à son épigénisation fréquente en leucoxène, plus rarement de pyrite. Les minéraux opaques de petite taille (quelques dizaines de microns) se présentent plus souvent en grains qu'en cristaux automorphes.

Les épidotes : la pistacite de couleur jaune et la clinozoïsite sont les deux variétés d'épidote les plus fréquentes, appartenant soit à la paragenèse primaire (cristaux automorphes de petite taille; 100 à 200 μ), soit provenant très nettement de l'épigénisation de la partie centrale des cristaux de plagioclase ou des cristaux de hornblende; il s'agit alors d'amas de granules sans forme cristalline. Dans différents échantillons on trouve un ou deux cristaux automorphes (300-400μ) zonés d'allanite jaune d'or, parfois rougeâtre ou bruneâtre dans la partie centrale.

L'apatite : En petits prismes automorphes, trappus et le zircon, le plus souvent en grains arrondis (20 à 30μ) sont inclus dans les minéraux colorés. Le sphène, rare, se présente presque toujours en petits agrégats globuleux, résultant semble-t-il pour l'essentiel de la transformation des hornblendes. Il fait partie, au même titre que la chlorite, la séricite, le leucoxène, l'actinote et pour partie les épidotes, d'une paragenèse secondaire liée à la déstabilisation des minéraux primaires.

Ces constituants permanents sont en quantités variables; le tableau suivant donne une estimation de la composition moyenne de l'ensemble de la granodiorite de type Talberg et des types extrêmes.

	Composition moyenne %	Valeurs extrêmes %
Quartz	21,4	30,2 - 14,0
Plagioclase	51,3	41,9 - 61,9
F. alcalin	10,2	17,1 - 1,0
Biotite	8,8	5,7 12,2
Hornblende	5,8	2,9 - 7,0
Minéraux accessoires	2,5	2,2 - 3,9

Tableau n°I-32 : analyses modales dans le massif granodioritique de Talberg.

Si dans l'ensemble, la composition minéralogique est celle d'une granodiorite, certains échantillons peuvent avoir une composition proche de celle des diorites.

Au point de vue minéralogique, on retiendra que malgré des teneurs parfois fort variables, le plagioclase domine toujours largement sur le feldspath alcalin, que la biotite est le minéral coloré prédominant et que ces roches sont quartziques.

B) Les enclaves : (Photos 11 a et b).

De type microgrenu , elles représentent des concentrations en minéraux colorés. Pétrographiquement on distingue deux types principaux :

1) Les enclaves microdioritiques (1er type) :

Au microscope, elles présentent typiquement une texture pseudo-doléritique (Didier, 1973, fig. n°29 et 34) dessinée par l'enchevêtrement de petites lattes subautomorphes de plagioclase aux contours dentelés (150 à 200 µ en moyenne).

Ces enclaves sont constituées essentiellement (80 à 90%) de plagioclase et de fines baguettes de hornblende verte (200μ x 20μ en moyenne), très pléochroïques (brun vert à jaune pâle) parfois zonées (bordure externe verte). Le plagioclase à une composition assez variable, oscillant le plus fréquemment entre An_{15} et An_{27}; il est souvent largement saussuritisé (nuage de petits granules d'épidote).

A ces deux constituants essentiels s'ajoutent :

La biotite : en petites plages xénomorphes.

Le feldspath alcalin : orthose micro-perthitique également en petites plages xénomorphes. Ces deux minéraux sont en très faible quantité dans ce type d'enclave.

L'apatite en fines aiguilles, le minéral opaque (magnétite) et plus rarement le zircon complètent cette composition minéralogique à laquelle il faut ajouter chlorite, séricite et granules d'épidote qui sont les produits de déstabilisation du plagioclase et de la biotite.

Quant aux phénocristaux peu nombreux, il s'agit de plagioclase entièrement et systématiquement saussuritisé, indéterminable. A leur pourtour, existe souvent un très mince liseré (10μ) limpide à très faible relief d'albite.

Le contact, observé en lames minces, de ces enclaves avec la roche encaissante est toujours extrêmement net; exceptionnellement cependant, sur une très fine frange d'épaisseur millimétrique, on constate un appauvrissement de la roche encaissante en éléments colorés.

Ce premier type d'enclave peut donc être défini comme une roche porphyrique, à texture doléritique et composition dioritique.

2) Les enclaves microgranitiques (2ème type):

Sur le terrain, ces enclaves se distinguent des précédentes par une couleur plus claire et par l'absence de phénocristaux. De plus, et contrairement au type microdioritique, de petites aiguilles millimétriques de minéraux colorés sont visibles au sein de la matrice leucocrate.

Au microscope, la texture est typiquement microgenue, dessinée par l'enchevêtrement de petites plages xénomorphes de plagioclase, de feldspath alcalin et de quartz. Seuls les minéraux colorés et en particulier la hornblende montrent des caractères automorphes nets (fines aiguilles). Le grain, très fin, est de l'ordre de 200μ ; les aiguilles d'amphibole peuvent cependant atteindre le millimètre.

Les constituants de cette roche sont les mêmes que ceux des enclaves précédentes avec les mêmes caractères optiques. Alors que dans le ler type, l'oligoclase et la hornblende constituaient l'essentiel de l'enclave, cette fois le quartz, l'orthose et la biotite deviennent des éléments importants.

Les éléments colorés (hornblende et biotite) représentent 30% à 40% de l'enclave et, le plus souvent,c'est le hornblende qui domine. Fréquemment ,de la magnétite existe en inclusions dans ces minéraux.

Le plagioclase (oligoclase An_{20} à An_{25}) est en général le feldspath le plus abondant mais certains échantillons montrent des teneurs à peu près équivalentes en oligoclase et en orthose micro-perthitique; dans ce cas, on observe l'apparition d'une microtexture monzonitique. Etant donné les variations possibles des proportions relatives de feldspath alcalin et de plagioclase, j'ai désigné ces enclaves sous le terme général d'enclaves microgranitiques, la composition pouvant être soit granodioritique, soit granitique.

Le quartz se présente en plages xénomorphes, dentelées, se développant parfois en éponge entre les feldspaths.

Apatite, magnétite, zircon sont les minéraux accessoires; chlorite, séricite, épidotes sont les produits de déstabilisation de la biotite et du plagioclase.

Ces enclaves sont donc des roches à texture microgenue, de composition granodioritique à granitique (monzonite quartzique).

En résumé, les enclaves décrites diffèrent par leur texture et par la proportion des minéraux qu'elles contiennent; ceux-ci sont les mêmes dans la matrice et dans les enclaves quel qu'en soit le type. On reconnaît de plus dans les minéraux des enclaves les mêmes déstabilisations que celles observées dans les constituants de la granodiorite. De ce point de vue, les deux types d'enclaves apparaissent simplement comme des concentrations en minéraux colorés à l'intérieur de la granodiorite.

De telles enclaves sont tout à fait classiques dans les plutons granitiques où elles ont été reconnues et décrites par de nombreux auteurs. Il s'agit d'enclaves microgenues typiques (Didier, 1964), semblables à celles décrites par Didier (1973, chapitre IV) dans les ensembles granodioritiques du Massif Central français. Elles sont habituellement considérées comme les témoins de la mise en place simultanée de deux magmas immiscibles ; ce problème ne sera pas discuté ici.

III - CARACTERES CHIMIQUES DE LA GRANODIORITE (Tableau n°I-33) :

On retrouve au niveau des compositions chimiques les variations observées dans les compositions minéralogiques. Si les analyses (115) à (118) représentent les faciès les plus caractéristiques de la granodiorite, les trois premières analyses (112) à (114) correspondent à des échantillons dans lesquels dominent largement le plagioclase et les minéraux colorés; la composition se rapproche alors de celle d'une diorite quartzique ou d'une tonalite.

En dehors de la silice qui varie considérablement corrélativement à l'abondance du quartz, on constate que Fe_2O_3 (fer total), MgO, TiO_2, CaO varient dans le même sens ce qu'exprime minéralogiquement l'abondance des minéraux tels que hornblende, biotite et minéraux opaques. Dans les variétés plus leucocrates, les alcalins et en particulier le K_2O augmentent sensiblement.

On passe ainsi de rapports $Na_2O + K_2O/CaO$ inférieurs à l'unité (0,79 à 0,89) dans les analyses (112) à (114) à des rapports largement supérieurs pour les autres roches (atteignant 2,7 pour l'analyse 118). Dans tous les cas cependant, le sodium domine sur le potassium, traduisant le caractère nettement plagioclasique de ces roches.

L'éventail des compositions chimiques présentées dans le tableau n°I-33 ne doit cependant pas induire en erreur : l'essentiel du massif granodioritique est constitué par des roches dont la composition oscille entre celle de la roche 70-187 (115) et celle de la roche 70-119 (118); les types plus basiques ne constituent que des faciès de variations toujours très localisés et sans répartition géographique précise.

C'est la raison pour laquelle je considère que, dans son ensemble, ce premier exemple des plutonites nord-trégorroises a une composition minéralogique et chimique granodioritique.

IV - CONCLUSION :

On retiendra donc de cette description les caractères essentiels suivants :

	112	113	114	115	116	117	118
SiO_2	54,43	55,40	55,63	57,40	61,30	67,43	68,23
Al_2O_3	17,07	16,01	17,42	17,20	17,50	15,08	16,31
Fe_2O_3	8,41	8,52	8,14	6,82	5,25	3,94	3,62
MnO	0,11	0,12	0,11	0,09	0,08	0,07	0,06
MgO	3,14	4,46	3,06	3,11	1,09	1,4	0,68
CaO	6,56	6,16	6,33	4,12	3,95	2,72	2,53
Na_2O	3,93	2,76	3,57	4,84	4,16	3,81	4,22
K_2O	1,60	2,13	2,09	1,75	3,50	3,32	2,65
TiO_2	1,31	1,10	1,24	0,88	0,56	0,44	0,34
$PF_{1000°}$	1,87	2,22	1,70	2,22	1,52	1,14	1,06
$PF_{110°}$	0,20	0,27	0,14	0,24	0,22	0,13	0,13
Total	98,63	99,15	99,43	98,67	99,13	99,12	99,83

Tableau I-33 : Compositions chimiques des roches appartenant au type Talberg.

La granodiorite de Talberg se présente en une série de pointements discontinus de taille variable au sein des roches microgrenues de type Pleubian. C'est une roche grenue à grain moyen, constituée en proportions variables de : oligoclase, quartz, orthose, biotite et hornblende. Elle contient des enclaves microgrenues sans répartition régulière. Du point de vue chimique, cette roche possède dans l'ensemble une composition de granodiorite riche en silice, caractérisée par la prédominance des alcalins sur le calcium et du sodium sur le potassium. Des variations conduisent à des compositions de diorite plus ou moins riche en quartz sans répartition géographique ordonnée.

B - LA MICROGRANODIORITE DE PLEUBIAN

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-53).

Ce type de roche constitue la majeure partie de l'ensemble granodioritique nord-trégorrois. Le long de la côte, on peut suivre ces microgranodiorites depuis le secteur du Sillon de Talberg à l'Est jusqu'aux abords de Port-Blanc (île Lilliec, île du Milieu) à l'Ouest. C'est aussi la formation dominante dans toute la coupe du Jaudy, limitée au Sud, au niveau de Tréguier, par la faille de Tréguier. A l'Ouest, à l'intérieur des terres, il n'est pas possible d'en tracer de limites précices, mais elle semble ne pas dépasser une ligne Port-Blanc - Penvenan - Kermaria Sulard. A partir de là en effet et vers l'Ouest, c'est le granite de type Port-Blanc que l'on observe. La granodiorite de Pleubian couvre donc une surface importante, constituant à elle seule approximativement 1/3 de l'ensemble du batholite de Perros-Guirec - Bréhat. Rappelons que c'est elle qui enclave les principaux lambeaux de gneiss de Port-Béni.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE

Lorsqu'elle est fraîche, la roche présente une teinte blanc-verdâtre plus ou moins prononcée suivant l'abondance relative des phénocristaux (plagioclase et minéraux ferro-magnésiens) et de la mésostase. L'altération a tendance à lui donner une teinte blanchâtre avec parfois une patine rosée. L'aspect caractéristique de ce type de roche est dû à la présence constante de phénocristaux automorphes de plagioclase (taille de l'ordre de 0,5cm à 1cm) répartis uniformément dans la roche et de phénocristaux de minéraux ferro-magnésiens (amphibole et/ou biotite) en général de taille plus petite que celle du plagioclase et pouvant constituer parfois des amas diffus dans la roche. Entre ces phénocristaux, la mésostase est de teinte plus foncée et à un grain très fin. Dans certains échantillons l'abondance des phénocristaux est telle que la mésostase ne constitue plus qu'un mince liseré entre ces phénocristaux et la roche prend un aspect

presque grenu; elle ressemble alors beaucoup à la granodiorite de Talberg.

On y trouve des enclaves microgrenues mais en général peu nombreuses, très dispersées et correspondant essentiellement au type microdioritique à phénocristaux (type 1) observé dans la granodiorite de Talberg. Dans certaines zones, en particulier dans le secteur de Porz-Rand - Port de la Chaîne et dans la coupe de Castel-Meur (Nord de Plougrescant), on remarque des hétérogénités qui se manifestent par la présence de schlierens, zones nébulitiques très allongées, sinueuses, minces, de couleur foncé (noirâtre), dans lesquelles se concentrent les minéraux ferromagnésiens; elles apparaissent d'une manière diffuse dans la microgranodiorite et ne présentent pas de bordures nettes. (photo 11c).

Au microscope, la texture est typiquement microgrenue porphyrique; les phénocristaux automorphes constituent habituellement entre 40 et 50% de la totalité de la roche ; exceptionnellement, cette proportion peut atteindre 70%. Entre ces phénocristaux, la mésostase finement grenue est constituée de plages cristallines de taille extrêmement variable suivant les échantillons observés (passant de 30 à 40 µ à 700 - 800 µ). Parfois, des associations micropegmatitiques y prennent un grand développement et la roche présente alors une texture granophyrique. Enfin, et comme dans la granodiorite de Talberg, les minéraux ferromagnésiens se groupent parfois en nids, constituant des sortes de petites enclaves de taille inférieure au centimètre, de forme à peu près sphérique. C'est le même type de concentration minérale avec enrichissement en minéraux colorés (biotite et hornblende) qui, sous une forme différente, donne les schlierens.

La composition minéralogique de cette roche est la suivante :
Phénocristaux : plagioclase, amphibole, biotite, quartz.
Mésostase : plagioclase, quartz, feldspath alcalin, micropegmatites graphiques, amphibole, biotite, épidotes, minéraux opaques, sphène, apatite, zircon, allanite.

A) Les phénocristaux :

Le plagioclase, l'amphibole et la biotite sont toujours présents. Le quartz, par contre, est beaucoup plus exceptionnel et ne se trouve qu'en quantité très faible dans de rares échantillons.

Le plagioclase : Parfaitement automorphe, a comme caractère constant d'être toujours profondément saussuritisé. Cette déstabilisation souligne le zonage très fréquent de ces phénocristaux. Certaines sections mieux conservées ont permis toutefois de constater que la composition dans ces sections zonées pouvait évoluer d'un coeur d'andésine (An_{35}) à une bordure d'oligoclase (An_{17}). C'est la macle de l'albite, groupant de très nombreux individus, qui est la plus fréquente. Parfois, autour de ces phénocristaux, une très fine couronne limpide d'albite (très faible relief) indique une réaction entre le phénocristal et la partie quartzo-feldspathique de la mésostase.

Ce plagioclase constitue en moyenne 70% des phénocristaux de la roche.

L'amphibole : Automorphe et très fortement pléochroïque de vert foncé à jaune pâle, elle présente parfois un zonage, la partie centrale étant de teinte brunâtre, la bordure verte. La macle (100) groupant deux individus est assez fréquente. L'angle Ng Λ c atteint 24°; 2Vnp est variable, la plupart des mesures oscillant entre 66° et 75°. Comme dans la granodiorite de Talberg, il s'agit donc d'une hornblende; l'analyse chimique (Analyses B et C, tableau n°I-44) montre que là encore l'amphibole est de type tschermakitique (le plus souvent à la limite des amphiboles ferrifères et magnésiennes de la classification de Leake, 1968).

Tout à fait exceptionnellement dans la partie centrale des phénocristaux de hornblende, j'ai pu observer la présence de restes d'augite incolore à légèrement jauneâtre (Ng Λ c = 41° et 2Vng = 60°).

Ce clinopyroxène, entièrement entouré par de la hornblende, représente vraisemblablement un stade de cristallisation précoce habituellement effacé dans la microgranodiorite.

Les cristaux de hornblende comme les phénocristaux de plagioclase, sont fréquemment déstabilisés en un agrégat de chlorite, de grains d'épidotes, de minéraux opaques.

La biotite : Automorphe, elle présente un pléochroïsme fort dans les brun foncé à jaune pâle. Elle contient souvent de petites aiguilles de rutile (sagénite). La chloritisation avec exsudation d'oxyde de fer sous forme de granules de minéraux opaques est fréquente.

Hornblende et biotite sont, sous forme de phénocristaux, en proportion variables suivant les roches. En moyenne, ces deux minéraux ferromagnésiens constituent environ 30% des phénocristaux.

Le quartz : Des plages globuleuses de quartz, peu nombreuses, apparaissent dans quelques échantillons. Il ne s'agit jamais de cristaux automorphes, mais comme les quartz d'aspect volcanique ("rhyolitique"), ces plages présentent des figures de corrosion. Ils sont fréquemment entourés par des micropegmatites graphiques.

B) La mésostase :

On retrouve dans cette mésostase les éléments constituants les phénocristaux.

Le plagioclase : Xénomorphe, parfois subautomorphe, il a une composition moyenne d'oligoclase An_{20} (parfois An_{10}).

La hornblende : En petits prismes automorphes, elle a les mêmes caractères optiques que celle constituant les phénocristaux.

La biotite : Automorphe, la biotite est de même nature que les phénocristaux.

Le feldspath potassique : Il s'agit d'orthose en plages xénomorphes, microperthitique (perthites en minces filets); cette orthose s'associe parfois avec le quartz pour constituer des associations micropegmatitiques.

Le quartz : En plages xénomorphes, c'est un minéral assez abondant dans la mésostase dans laquelle il constitue parfois de grandes plages poecilitiques (1mm environ).

Les minéraux opaques : Ce sont essentiellement des grains de magnétite ou d'ilménite (plus ou moins leucoxénisée).

Les épidotes : En petits cristaux automorphes (pouvant atteindre 200μ à 300μ), ces épidotes se groupent aussi en gerbes rayonnantes. Il s'agit surtout de clinozoïsite et zoïsite, mais la pistacite jaune n'est pas rare.

Le sphène, en cristaux automorphes de petite dimension est beaucoup plus accidentel, de même que l'allanite. L'apatite et le zircon sont des constituants accessoires fréquents, le plus souvent en inclusion dans les minéraux ferromagnésiens.

Enfin, il faut ajouter à cette liste les minéraux secondaires tels que chlorite, épidote, séricite, actinote (ouralite), leucoxène qui représentent les produits de déstabilisation du plagioclase, de la hornblende et de la biotite.

En résumé, la paragenèse de ce type de roche est sensiblement la même que celle observée dans la granodiorite de Talberg; oligoclase, hornblende, biotite, quartz sont les minéraux essentiels et donnent à la roche une composition de granodiorite. Le feldspath potassique est toujours en faible quantité, nettement inférieure à celle de plagioclase et n'apparaît ici que dans la mésostase. On retrouve par ailleurs les mêmes minéraux accessoires. Comme dans la granodiorite de Talberg, on observe une déstabilisation pratiquement constante du plagioclase, de la biotite, de la hornblende, de l'ilménite. Les mêmes types d'enclaves, quoique plus rares (surtout enclaves de type 1), se retrouvent dans cette roche microgrenue auxquels s'ajoute ici cependant, les zones enrichies en minéraux

colorés (biotite, hornblende) de type schlierens. Les relations étroites que l'on observe sur le terrain entre les 2 types sont donc confirmées par une nette parenté pétrographique de ces termes grenus et microgrenus.

Avant de donner les caractères chimiques de cette microgranodiorite, je voudrais signaler rapidement qu'au voisinage du granite de Porz-Scarff, cette roche subit un métamorphisme de contact et recristallise. La discontinuité des affleurements ne permet pas de faire une zonéographie de ce métamorphisme, et je citerai donc uniquement les modifications les plus importantes qu'on voit en lames minces (l'aspect macroscopique de la roche ne change pas) dans des échantillons récoltés tout à fait au voisinage de l'intrusion.

Au niveau des phénocristaux, le métamorphisme thermique se traduit par la recristallisation des minéraux ferromagnésiens : la forme primitive du phénocristal n'est pas détruite mais le cristal de hornblende ou de biotite se transforme en une plage polycristalline constituée d'un agrégat de petites baguettes ou de petites tablettes de hornblende ou de biotite. Les phénocristaux de plagioclase, par contre, ne recristallisent pas.

Au niveau de la mésostase, la recristallisation est complète, se traduisant par l'apparition d'une texture de cornéenne : petites plages xénomorphes (50 à 100 µ en moyenne) constituées surtout de minéraux blancs : quartz, oligoclase, orthose microperthitique; petits prismes de hornblende très fraîche à caractère poeciloblastique net; petites tablettes de biotite brun rouge à jaune pâle orientées dans tous les sens.

Le métamorphisme de contact au voisinage du granite intrusif de Porz-Scarff se caractérise donc par une recristallisation dans le climat du hornblende-hornfels facies. Celle-ci n'affecte pas la paragenèse d'ensemble de la roche puisque ce sont les minéraux identiques à ceux de la paragenèse primaire qui réapparaissent lors de la recristallisation.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-34)

Dans le tableau n°I-34, les analyses ont été classées par teneurs croissantes en SiO_2, mais ceci ne correspond pas à une répartition géographique. L'échantillonnage provient de toute l'étendue du massif depuis Port de La Chaîne

	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137
SiO_2	54,80	54,10	59,90	60,50	61,75	62,02	62,50	62,80	63,25	65,20	66,15	66,75	67,50	67,50	68,40	68,80	68,92	69,25	70,70
Al_2O_3	18,65	17,40	17,40	16,63	15,76	17,60	16,35	16,06	16,44	16,83	15,96	16,44	14,31	15,48	15,67	15,87	15,87	15,33	14,58
Fe_2O_3	7,24	8,51	5,79	6,05	6,21	4,88	5,36	5,61	5,26	4,09	4,26	3,47	5,42	3,52	3,66	3,98	3,30	3,44	3,44
MnO	0,09	0,13	0,08	0,09	0,22	0,07	0,08	0,09	0,08	0,06	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06
MgO	2,76	3,59	1,98	2,33	2,29	1,43	1,95	1,58	2,01	0,97	1,23	0,96	1,26	0,97	0,95	0,47	0,85	0,92	0,91
CaO	7,64	7,41	4,85	4,45	4,79	4,80	4,45	4,33	4,00	3,12	3,48	2,72	3,12	2,36	2,55	2,24	2,50	2,14	2,35
Na_2O	3,04	3,36	3,54	3,56	3,87	3,68	3,71	3,79	3,45	3,62	3,59	4,02	3,48	3,33	3,50	4,14	4,11	3,50	4,23
K_2O	1,60	1,79	2,64	3,01	2,08	3,04	3,12	2,76	3,20	3,64	3,43	3,04	3,31	4,08	3,39	3,48	2,97	4,00	2,43
TiO_2	1,17	1,52	0,72	0,65	0,72	0,57	0,57	0,66	0,60	0,43	0,46	0,43	0,48	0,47	0,39	0,32	0,34	0,34	0,35
PF 1000°	2,33	1,73	1,62	1,80	1,50	1,47	1,37	1,42	1,06	1,49	1,49	1,21	0,91	1,11	1,21	0,86	1,06	1,16	1,16
PF 110°	0,24	0,19	0,08	0,14	0,23	0,17	0,07	0,21	0,08	0,07	0,12	0,26	0,21	0,15	0,15	0,11	0,15	0,12	0,08
Total	99,56	99,73	98,60	99,21	99,42	99,73	99,53	99,31	99,43	99,52	100,23	99,35	100,08	98,97	100,53	100,34	100,13	100,25	100,29

Tableau I-34 : Compositions chimiques des roches du type Pleubian.

etPorz-Rand à l'Ouest jusqu'à l'île Liliec à l'Est ; aucune zonéographie chimique n'apparaît.

La lecture de ce tableau montre que, comme dans le cas de la granodiorite de Talberg, les roches appartenant à l'ensemble microgranodioritique de Pleubian recouvrent, du moins en ce qui concerne la teneur en SiO_2, un éventail assez large.

Toutefois, si l'on fait abstraction des deux premières analyses (119 et 120), ces roches se situent dans la gamme de composition des granodiorites.

La teneur en Fe_2O_3 (fer total) + MgO + TiO_2 est en général inférieure à 8%, ce qui entraîne une large prédominance de la fraction quartzo-feldspathique sur les éléments colorés (hornblende et biotite). Dans les analyses (121), (122) et (123), cette somme n'atteint au maximum que 9,22% (analyse 123).

Le CaO est en quantité faible (2,14% à 4,85%) par rapport aux alcalins dont la somme est comprise entre 5,95% et 7,62%. Ceci se traduit par un rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ toujours largement supérieur à l'unité (1,24 - 3,50).

Parmi les alcalins, c'est le plus souvent Na_2O qui domine, ce qui correspond bien au caractère général de ces roches dans lesquelles nous avons vu la prédominance du plagioclase sur le feldspath alcalin. Parfois, lorsque la mésostase devient très abondante, l'orthose elle même augmente et K_2O est sensiblement égal ou légèrement supérieur à Na_2O (analyse 136 par exemple).

Les analyses (119) et (120) correspondent à deux roches particulièrement riches en phénocristaux de plagioclase. Ceux-ci deviennent pratiquement jointifs et la mésostase, constituée en majorité par de la hornblende, ne forme plus que de minces liserés entre ces phénocristaux. La roche présente alors une composition minéralogique de diorite ; l'analyse chimique indique également la nature plus basique des roches à composition de diorite: qui se distinguent des granodiorites vraies par :

- Une teneur plus faible en silice ($\simeq$ 54 - 55%).
- Une teneur plus élevée en Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 > 11% (11,17% et 13,62%).
- Une teneur plus élevée en CaO (> 7%).
- Une teneur en alcalins et particulièrement en K_2O plus faible (1,60% et 1,79%; toujours supérieure à 2 dans le cas des granodiorites).
- Un rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ largement inférieur à l'unité (0,6 - 0,7).

Certains faciès observés dans la granodiorite de Talberg ont des compositions tout à fait comparables à ces roches microgrenues dioritiques (voir en particulier analyse 112, tableau n°I-33).

IV - CONCLUSION.

On retiendra des caractères pétrographiques et chimiques de ces roches constituant le type de Pleubian, les points essentiels suivants :

- Ce sont des roches microgrenues porphyriques.
- La paragenèse est constituée essentiellement par l'assemblage : oligoclase + andésine + hornblende + biotite + quartz + orthose.
- La composition chimique est, pour l'ensemble du massif, celle de granodiorites; certains faciès tendent cependant vers une composition dioritique.

Les caractères minéralogiques et chimiques sont ceux de la granodiorite de Talberg. Les deux variétés, étroitement imbriquées l'une dans l'autre avec des zones de passage ou de transition souvent très diffuses, constituent bien un même ensemble.

C - LA DIORITE DE CASTEL-MEUR.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-53).

Dans le secteur de Porz-Hir - Le Gouffre, au Nord de Plougrescant, on peut observer en plusieurs endroits mais particulièrement bien exposées sur la grève de Castel-Meur elle-même, des enclaves de teinte foncée, vertes à noires, dans la microgranodiorite de Pleubian (photos n°12 et 13). Ces enclaves ont des tailles variables allant de 50 cm à quelques dizaines de mètres. Les contacts entre l'enclave et la roche encaissante sont toujours très nets, sans aucune auréole de réaction ou zone de transition; les contours des enclaves de petites tailles sont souvent anguleux. Lorsque les enclaves dioritiques ne sont pas trop dispersées dans la matrice microgranodioritique, les relations entre les deux roches évoquent tout à fait l'aspect d'une agmatite. Ces relations n'ont rien de commun avec celles qui existent entre la microgranodiorite typique de Pleubian et ses faciès plus dioritiques (passage toujours progressif, flou et diffus). C'est la raison pour laquelle j'ai séparé nettement la diorite de Castel-Meur des faciès de variation de la microgranodiorite de Pleubian. D'autre part, la diorite de Castel-Meur paraît géographiquement étroitement limitée au petit secteur situé au Nord de Plougrescant.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Il s'agit d'une roche de couleur foncée, se détachant bien sur le fond plus clair constitué par la microgranodiorite de Pleubian. Au sein de cette roche à aspect grenu, à grain fin (taille inférieure au cm, ne dépassant pas le plus souvent 0,5 cm), on observe des enclaves très noires, de petite taille (inférieure à 10 cm), de forme arrondie, dont le grain très fin n'est pas distinguable à l'oeil nu. Ces petites enclaves au sein de la diorite sont parfaitement limitées par des contacts nets, bien tranchés, sans auréole de réaction .

A) La diorite :

Au microscope, le caractère essentiel de cette roche est de présenter une recristallisation extrêmement nette qui se manifeste aussi bien dans la texture que dans la composition minéralogique. La paragenèse primaire s'observe sous forme de cristaux de grande taille (0,4 mm en moyenne) qui constituent des reliques dans une pâte beaucoup plus fine ayant acquis une texture de cornéenne. Par suite de ces recristallisations, la texture est actuellement de type microgrenu porphyrique.

La composition minéralogique comporte donc deux parties : la paragenèse primaire observable grâce aux cristaux de grandes tailles qui subsistent, plus ou moins recristallisés, dans une matrice microcristalline où tous les constituants correspondent à une paragenèse secondaire.

1) Paragenèse primaire :

Elle comprend du plagioclase, de la hornblende et de la biotite.

Le plagioclase : Extrêmement saussuritisé, il est le plus souvent indéterminable. Exceptionnellement, on peut toutefois constater qu'il s'agissait d'un plagioclase très finement maclé (macle de l'albite) et certainement assez basique (An_{45}).

La hornblende : Lorsque la recristallisation n'est pas complète, on reconnaît dans les prismes automorphes déchiquetés par le fond microgrenu qui les envahit une hornblende pléochroïque dans les brun -vert à jaune pâle, parfois zonée (bordure verte). Mais habituellement, ces cristaux primitifs sont envahis par une amphibole en baguettes ou en prismes (100 à 200μ de longueur) dont les caractères optiques sont les suivants :

- légèrement colorée avec pléochroïsme vert pâle à incolore.
- Biréfringence dans les teintes vives du 2ème ordre.
- Ng Λ c pouvant atteindre 20° au maximum.
- Macle h^1 fréquente prenant parfois une allure polysynthétique.
- Biaxe négatif.
- 2 Vnp oscillant entre 80° et 84°.

Ces caractères optiques sont ceux d'une actinote riche en magnésium (Tröger, 1959, p.72).

La biotite : Il s'agit d'une biotite pléochroïque de brun à jaune pâle dont on ne distingue plus parfois que la forme primitive car elle a recristallisé en un amas de petites paillettes de biotite brune enchevêtrées.

De gros prismes (1400 μ x 100 μ) d'apatite, souvent en inclusions dans la hornblende, appartiennent certainement à cette paragenèse primaire. C'est également le cas pour certaines inclusions de minéraux opaques et de très rares zircons.

2) Paragenèse secondaire :

Les plages finement cristallisées à texture de cornéenne sont constituées par un agrégat de :

Plagioclase : Andésine (An_{35} à An_{45}) finement maclée, en plages xénomorphes.
Amphibole : Il s'agit d'une actinote identique à celle décrite précédemment. L'aspect poecilo-blastique de ces petits prismes est souvent très net.
Biotite : En petites lamelles pléochroïques (brun à jaune pâle) parfois regroupées en petits nids et associées a de l'actinote et des grains de minéraux opaques.
Quartz : Plages xénomorphes en quantité toujours faible.
Minéraux opaques : Peu nombreux, en grains; il s'agit surtout de magnétite.

On retrouve dans ce type de roche, comme dans les roches granodioritiques que nous avons décrites jusqu'ici, une déstabilisation qui se manifeste principalement par la chloritisation (épidotes notamment pistacite) des minéraux ferromagnésiens et la saussuritisation du plagioclase. Cette déstabilisation est ici postérieure à la paragenèse 2 puisqu'elle affecte en particulier les petits cristaux de biotite appartenant à cette paragenèse.

La compositions modale de la diorite est la suivante :

- Amphibole (hornblende + actinote)= 55%
- Plagioclase = 34%
- Quartz = 6%
- Minéraux accessoires = 5%

Il s'agit d'une composition moyenne; les proportions des minéraux d'un échantillon à l'autre varient peu hormis le quartz (2 à 10% environ). Dans la classification de Streckeisen (1973, 1974, 1976), cette roche se situe dans le champ des diorites à quartz (diorite quartzifère) ou "quartz-diorite".

B) Les enclaves :

Dans les petites enclaves de teinte noire que l'on observe dans la diorite, on retrouve exactement la même succession de paragenèses et les mêmes constituants que dans la roche encaissante. Les minéraux colorés sont parfois très abondants, surtout la hornblende.

La différence tient essentiellement au grain de la roche qui est beaucoup plus fin (inférieur à 100 µ) et au fait que l'on arrive parfois à deviner dans les zones épargnées par la recristallisation une texture pseudo-doléritique analogue à celle décrite dans les enclaves de type 1 (voir granodiorite de Talberg). Les petits primes poeciloblastiques de la paragenèse 2 n'ont plus,ici, les caractères optiques de l'actinote magnésienne; il s'agit d'une hornblende à pléochroïsme bien marqué dans les verts. Dans ces enclaves, on observe de plus quelques phénocristaux de hornblende; les caractères de cette dernière sont ceux de la hornblende décrite dans la paragenèse 1.

Ces enclaves ont subi les mêmes événements que la diorite et ont une composition minéralogique semblable; ce sont des enclaves microgrenues, contemporaines de la diorite de Castel-Meur.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-35).

Dans le tableau n°I-35 sont représentées trois analyses de cette diorite (138, 139, 140) et une analyse d'enclave (141). Dans les 2 roches les plus typiques (138 et 139),la diorite se caractérise par une teneur relativement faible en silice et une teneur importante en calcium par rapport aux alcalins; le rapport Na_2O+K_2O/CaO est largement inférieur à l'unité (respectivement 0,66 et 0,36); le sodium est en quantité nettement supérieure au potassium (rapport Na_2O/K_2O respectivement de1,87 et 1,62 dans 138 et 139). Enfin, et peut être plus caractéristique, est la teneur élevée en MgO qui dépasse 10% et est donc supérieure à celle du fer (Fe_2O_3 = fer total aux environs de 8,5%). Le titane est en quantité relativement faible par rapport aux roches granodioritiques que nous avons décrites précédemment.

	138	139	140	141
SiO_2	52,90	55,90	56,40	54,40
Al_2O_3	13,35	11,69	16,67	15,76
Fe_2O_3	8,46	8,51	7,98	8,62
MnO	0,13	0,15	0,14	0,14
MgO	10,32	10,69	3,37	6,13
CaO	6,25	7,68	5,94	7,68
Na_2O	2,69	1,72	3,14	3,07
K_2O	1,44	1,06	2,28	1,26
TiO_2	0,38	0,31	0,95	0,66
$PF_{1000°}$	2,26	1,84	1,87	1,60
$PF_{110°}$	0,30	0,14	0,24	0,27
Total	98,48	99,29	98,98	99,59

Tableau I-35 : Compositions chimiques de la diorite de Castel-Meur.

L'échantillon 70-214 (analyse 140) est plus riche en quartz et en feldspath que les deux échantillons précédents. Ceci explique les variations chimiques observées (augmentation de SiO_2, Al_2O_3, Na_2O et K_2O) et la diminution du Fe_2O_3, du CaO et surtout du MgO. Cette diminution de MgO lorsque la quantité d'amphibole devient moins importante confirme d'ailleurs la composition magnésienne de l'amphibole (actinote se rapprochant du pôle trémolite de la série). Cet échantillon montre des caractères chimiques très voisins de certains faciès observés aussi bien dans la granodiorite de Talberg (analyses 112, 113, 114 ; tableau n°I-33), que dans la microgranodiorite de Pleubian (analyses 119 et 120 ; tableau n°I-34).

L'enclave microgenue (141) ne montre que peu de différences avec la roche qui la contient (139) en ce qui concerne la silice, le fer, le calcium. Ce sont l'alumine (qui augmente), le magnésium (qui diminue), le sodium et le titane (qui augmentent) qui présentent les plus grandes variations; étant donné que le seul minéral qui change à la fois en nature et en quantité est l'amphibole, les variations chimiques observées rendent compte de ces modifications minéralogiques et traduisent la présence d'amphibole de type hornblende dans ces enclaves.

IV - CONCLUSION.

La diorite de Castel-Meur se distingue des termes les plus dioritiques des roches granodioritiques et microgranodioritiques de Talberg et de Pleubian par les caractères suivants :

Elle constitue des enclaves à contours très nets, parfois anguleux dans la roche encaissante.

On y observe deux paragenèses successives dont la seconde résulte du métamorphisme de contact vraisemblablement lié à l'intrusion de la microgranodiorite dans laquelle elle se trouve actuellement enclavée.

Chimiquement, et bien que des variations soient possibles, elle présente un caractère basique accentué souligné en particulier par l'abondance du MgO.

Par conséquent, contrairement aux roches dioritiques observées dans les granodiorites, la diorite de Castel-Meur apparaît comme une roche ayant sa propre histoire pétrologique antérieure à celle de la granodiorite (paragenèse primaire, enclaves microgrenues). Cette dernière se met en place alors que la diorite de Castel-Meur était déjà cristallisée et refroidie (enclaves à contours anguleux, figures d'agmatite), y provoquant une recristallisation thermique (cornéification, paragenèse 2).

C'est seulement ensuite que l'on retrouve dans la diorite et dans son encaissant granodioritique une histoire identique (déstabilisations rétromorphiques).

Chapitre VII

L'ensemble granitique Est :
Le granite de Pomelin-Bréhat
Le microgranite de Launay

Cet ensemble constitue toute la partie Est du domaine nord-trégorrois. Il est limité au Sud par la faille de Tréguier tandis qu'au Nord sa limite est marquée par les granodiorites (fig. n°I-54). Il réapparaît cependant plus au Nord en deux endroits : à l'extrémité du Sillon de Talberg sous son aspect grenu, dans la partie sud de l'Archipel des Héaux sous son aspect microgrenu . Largement développé entre l'anse de Launay-Mal-Nommée et le Nord de l'île de Bréhat et bien exposé tout le long des rives du Trieux, il disparaît rapidement vers l'Ouest et ne constitue plus que des pointements très limités le long des rives du Jaudy, essentiellement au sein des microgranodiorites de Pleubian. Une fois franchi le Jaudy on ne retrouve plus que de très rares affleurements de ces roches granitiques qui disparaissent totalement 3 à 4 km à l'Ouest de Tréguier.

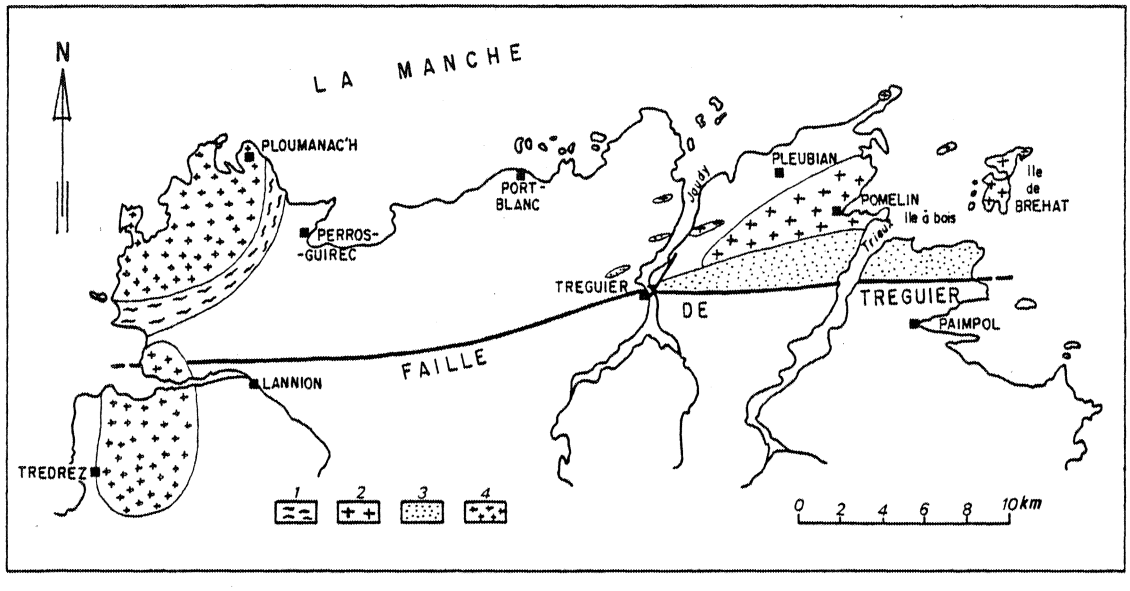


Fig.I-54 : Schéma de localisation des roches monzogranitiques dans le domaine nord-trégorrois. (1) Gneiss de Trébeurden ; (2) Granite de Pomelin-Bréhat; (3) Microgranite de Launay; (4) Granites hercyniens.

Grossièrement, cet ensemble granitique dessine donc un triangle ouvert au Nord-Est dont la moitié nord est occupée par le granite de Pomelin - Bréhat et la moitié sud par le microgranite de Launay.

La surface d'affleurement représente environ une centaine de km^2.

A - LE GRANITE DE POMELIN - BREHAT.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-54).

Ce granite occupe l'essentiel des innombrables îles et îlots situés dans l'estuaire du Trieux. Les plus beaux affleurements sont ceux que l'on peut observer tout autour de l'île de Bréhat et sur la rive gauche du Trieux, depuis l'île à Bois au Sud jusqu'à l'île Coalin, à hauteur de Lanmodez, au Nord.

Aucun contact n'est visible avec les granodiorites situées au Nord si bien qu'aucun critère chronologique ne peut être établi avec certitude entre les deux ensembles. Comme je l'ai déjà dit précédemment, seul le gisement situé à l'extrémité du Sillon de Talberg permet cartographiquement de penser que le granite recoupe les granodiorites.

Les mêmes difficultés se présentent lorsqu'il s'agit d'observer les relations avec le type microgrenu de Launay. Toutefois, dans le secteur de Loguivy et au Sud de la Pointe de l'Arcouest (flanc ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée) les faciès microgrenus qui dominent sont mêlés d'une manière diffuse à une roche grenue qui présente tous les caractères du granite situé plus au Nord. De plus, dans la partie nord-ouest de Bréhat, on peut observer des zones microgrenues de type Launay entièrement enclavées dans le granite; le passage d'une roche à l'autre est encore dans ce cas très progressif et difficilement

cartographiable. Ce type de relation montre en tous cas que si le granite est postérieur au microgranite, les époques de mise en place doivent être très voisines; nous verrons que ceci est en accord avec le fait que ces deux types de roches, situées géographiquement dans le même secteur, ont par ailleurs d'étroites similitudes pétrologiques.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE:

Dans l'ensemble il s'agit d'un granite présentant une belle teinte rose claire, à grain fin (3 à 4 mm en moyenne). Les minéraux colorés sont peu abondants quoique constants, dispersés uniformément dans la matrice quartzo-feldspathique. Cependant, il est fréquent d'observer de petits nids de taille centimétrique, sphériques, constitués par la concentration de petites paillettes de biotite. Dans la partie sud-est de l'île de Bréhat, apparaît un faciès un peu différent caractérisé par son grain plus fin, sa couleur rose plus foncée et sa plus grande richesse en quartz; on tend alors vers une texture aplitique, mais ce granite très fin appartient bien au type de Pomelin-Bréhat et non pas au granite aplitique très proche du Paon (granite beaucoup plus tardif, comme nous le verrons plus loin), car il renferme encore de l'amphibole ce qui n'est jamais le cas pour le granite du Paon.

On trouve dans ce granite de Pomelin-Bréhat des enclaves microgrenues en tout point identiques à celles observées dans la granodiorite de Talberg (enclaves de type 1 à texture pseudo-doléritique et enclaves de type 2 à texture microgrenue). Elles sont irrégulièrement dispersées dans le massif granitique et ne présentent pas de répartition géographique particulière. On peut en observer de beaux exemples sur la côte ouest de Bréhat ou à l'Île à Bois (estuaire du Trieux); nous ne les redécrirons pas ici (voir chapitre VI).

On observe dans ce granite quelques filons aplitiques, rose pâle, très peu épais (une dizaine de centimètres en général). C'est dans le secteur de Pomelin - Ile Coalin que ces petits filons aplitiques sont les plus nombreux.

Au microscope, la texture est typiquement grenue avec du plagioclase subautomorphe , le quartz et le feldspath alcalin étant xénomorphes. Les minéraux colorés sont automorphes et de taille plus petite que les minéraux incolores (1 à 2 mm); une texture monzonitique apparaît parfois.

Le granite de Pomelin - Bréhat contient comme éléments essentiels : le plagioclase, le feldspath alcalin et le quartz. Les minéraux colorés sont en quantité inférieure à 10% le plus souvent et la biotite est toujours plus abondante que la hornblende. La composition modale moyenne de cette roche est donnée dans le tableau ci-dessous (tableau n°I-36 , A); c'est celle d'un monzogranite.

	(A)	(B)	
Plagioclase	35,8 %	21,5 %	
F. alcalin	25,1	42,7	(A) = type moyen
Quartz	25,4	32,1	(B) = type à grain très fin. (Est de Bréhat)
Biotite	7,2	2,0	
Amphibole	2,4	1,0	
Minéraux accessoires	4,1	0,5	

Tableau n°I-36 : Granite de Pomelin - Bréhat : compositions modales.

Dans le type plus fin situé à l'Est de Bréhat, la proportion des minéraux colorés diminue sensiblement tandis que le feldspath alcalin domine largement sur le plagioclase; le granite, plus riche en quartz, prend alors une composition de granite alcalin (syéno-granite de la classification de Streckeisen, 1976).

Il s'agit dans tous les cas de roches leucocrates.

Le plagioclase : Subautomorphe, finement maclé albite, parfois albite-carlsbad, la composition est celle d'un oligoclase acide (An_{14-17}). Parfois un zonage apparaît et le coeur est alors plus riche en An (An_{25-30}). Au contact entre le plagioclase et le feldspath alcalin, il apparaît fréquemment une fine auréole réactionnelle d'albite pure (très faible relief, très limpide). Le plagioclase est pratiquement toujours envahi par de la séricite (plus, parfois, de petits granules d'épidote au centre des cristaux zonés).

Le feldspath alcalin : Xénomorphe, rarement maclé, il ne présente jamais le quadrillage du microcline; il est toujours très microperthitique (minces filets) et s'associe par endroit avec le quartz pour donner des assemblages de type micropegmatite graphique. Ce feldspath est optiquement négatif avec un angle 2Vnp = 66-73°, ce qui donne une composition d'orthose voisine de Or_{60} Ab_{40} (Tröger, 1959, p.96). Il est fréquemment recouvert ou envahi par un fin nuage de séricite.

Le quartz : Minéral abondant dans cette roche, il constitue souvent de grandes plages globuleuses poecilitiques, englobant parfois totalement les autres minéraux.

La biotite : Elle se présente en tablettes automorphes très pléochroïques (brun à jaune pâle). Elle contient de nombreuses inclusions (apatite, zircon, minéraux opaques) et constitue parfois de petits amas avec la hornblende et les minéraux opaques. Le plus souvent, elle est presque complètement déstabilisée en chlorite avec exsudation de fer sous forme de petits granules aux pourtours ou dans les clivages du minéral.

L'amphibole : En baguettes trapues ou au contraire asciculaire, cette amphibole est très pléochroïque(brun-vert foncé à vert clair). Elle est fréquemment zonée, la partie centrale étant de couleur brune, la périphérie de couleur verte. Il s'agit d'une hornblende commune (biréfringence moyenne, All^{+}, Ng Λ c 17° et 2 Vnp =72°), fort semblable à celle observée dans les granodiorites. L'analyse chimique indique (tableau n° I-44, analyse D) qu'il s'agit d'une hornblende à composition ferro-tschermakitique (Leake, 1968). Ce minéral est souvent épigénisé en un mélange de chlorite, de grains d'épidotes (pistacite, clinozoïsite) et d'opaques. La déstabilisation est toutefois moins fréquente que celle de la biotite. L'ouralitisation sur les extrémités du cristal est plus rare et toujours très peu développée. La hornblende contient en inclusion de l'apatite et des minéraux opaques.

Minéraux opaques (magnétite, ilménite squelettique, pyrite) apatite, zircon sont les minéraux accessoires courants. L'allanite en petits prismes (200 μ) parfaitement automorphes, zonés (avec zones d'accroissement nettes), de teinte jaune d'or à brun rouge, est un minéral rare mais constant dans tous les échantillons.

Complétant la paragenèse, la chlorite, les épidotes (pistacite, clinozoïsite), la séricite et des granules de minéraux opaques représentent les produits de déstabilisation des minéraux primaires.

Dans les minces filons aplitiques associés à ce type de granite, on retrouve les mêmes minéraux (sauf l'amphibole) ; toutefois, les proportions relatives sont différentes. Les minéraux clairs constituent l'essentiel de la roche; la biotite est en très faible quantité (1 à 2%) et la hornblende a disparu. Les minéraux accessoires sont en quantité négligeable.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-37) :

10 analyses chimiques ont été effectuées sur ce type de granite et sont représentées dans le tableau n°I-37. Les 8 premières correspondent à des échantillons sans aucune particularité pétrographique; l'analyse (150) est celle d'un échantillon de granite à tendance aplitique; l'analyse (151) correspond à une roche riche en petites accumulations centimétriques de minéraux colorés (biotite, hornblende).

Le caractère monzo-granitique et intermédiaire des roches de Pomelin-Bréhat est confirmé.

Les teneurs en Fe_2O_3 (fer total), MgO et TiO_2 sont faibles, la somme de ces trois éléments ne dépassant jamais 6%. CaO est aussi en quantité faible surtout relativement aux alcalins; le rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ est compris entre 2,41 et 4,57. Les alcalins, dont la somme est le plus souvent voisine de 8% (valeurs limites : 7,12% et 8,14%) s'exprime par l'importance des feldspaths dans ce granite; il y a toujours prédominance du Na_2O sur le K_2O, mais celle-ci est parfois légère.

Dans l'ensemble, mais le nombre des analyses est trop restreint pour pouvoir l'affirmer, il semble que le granite soit légèrement plus acide et alcalin vers l'Est (secteur de Bréhat; analyses 147 à 149 et 150) qu'à l'Ouest du Trieux (analyses 142 à 146).

L'analyse (150) représente un échantillon de granite à grain très fin, à tendance aplitique de la partie Est de l'île de Bréhat; la richesse en quartz par rapport au type moyen est soulignée par l'abondance de la silice; le feldspath dominant devient l'orthose et corrélativement K_2O augmente tandis que CaO diminue; la somme $Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ très faible (2,43%) traduit le caractère fortement leucocrate de ce faciès.

L'analyse (151) est celle de l'échantillon 70-350 qui contient une quantité assez importante de petites accumulations de minéraux colorés. On observe effectivement l'augmentation du fer, du magnésium et du titane dont la somme atteint alors 8,75%, augmentation essentiellement compensée par la diminution de la silice (quartz).

	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151
SiO_2	66,10	66,10	67,00	67,70	68,50	69,20	69,40	69,60	74,45	62,30
Al_2O_3	15,93	15,50	15,10	15,40	14,31	14,78	14,17	13,83	12,84	16,50
Fe_2O_3	4,25	4,38	4,04	3,52	3,62	3,30	3,49	4,00	2,02	5,42
MnO	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,08
MgO	1,13	1,18	1,10	0,57	0,75	0,58	0,73	0,67	0,20	2,78
CaO	2,95	2,49	3,09	2,69	2,14	1,92	1,90	1,73	1,04	1,93
Na_2O	3,88	3,95	4,31	4,22	3,85	4,47	4,64	3,96	4,02	4,05
K_2O	3,24	3,29	3,67	3,77	3,59	3,67	3,83	3,95	4,26	3,92
TiO_2	0,43	0,44	0,41	0,32	0,37	0,34	0,34	0,38	0,21	0,55
$PF_{1000°}$	1,14	1,41	0,34	1,09	1,93	1,11	1,28	1,25	0,50	1,92
$PF_{110°}$	0,28	0,30	0,11	0,16	0,18	0,62	0,47	0,36	0,29	0,17
Total	99,40	99,11	99,23	99,14	99,30	100,04	99,91	99,79	99,87	100,12

Tableau I-37 : Compositions chimiques des roches du type Pomelin-Bréhat.

IV - CONCLUSION.

Le granite de Pomelin - Bréhat se caractérise donc par une texture grenue (granite à grain moyen à fin), un caractère très leucocrate, une composition minéralogique et chimique de granite monzonitique.

Contrairement aux granodiorites qui le bordent au Nord, il présente quelques différenciations aplitiques. Par contre, comme elles, il contient des enclaves microgrenues (de même nature). Si du point de vue pétrographique et géochimique, le granite monzonitique de Pomelin - Bréhat est très différent des roches granodioritiques dans leur ensemble, on notera tout de même que certains faciès "plus acides" de ces mêmes granodiorites montrent de nettes similitudes chimiques avec le granite monzonitique, conférant à toutes les roches que nous avons vues jusqu'à présent dans le complexe de Perros-Guirec - Bréhat un "air de famille" bien marqué; ceci va d'ailleurs être confirmé par les descriptions suivantes.

B - LE MICROGRANITE DE LAUNAY.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-54).

C'est dans les falaises du secteur côtier situé entre l'Anse de Launay-Mal-Nommée et l'estuaire du Trieux que cet ensemble microgranitique présente son développement maximum. Encore bien exposé sur la rive gauche du Trieux,il ne constitue plus au niveau du Jaudy que quelques pointements isolés dans la microgranodiorite de Pleubian. On le retrouve sous forme d' enclaves isolées dans le granite de Pomelin-Bréhat dans la partie nord de l'île de Bréhat. Il constitue la moitié sud de l'Archipel des Héaux, au Nord du Sillon de Talberg, en contact par faille avec les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux.

Nous avons déjà eu l'occasion de signaler les rapports étroits qui, sur le terrain, unissent le granite monzonitique de Pomelin - Bréhat et les roches microgrenues de Launay. Nous pouvons remarquer de plus que,dans tout le domaine nord-trégorrois, le microgranite de Launay constitue le secteur le plus riche en intrusions filoniennes et particulièrement en filons du type microgranite de Loguivy confinés presqu'exclusivement à ce secteur. Ces filons microgranitiques sont souvent difficiles à distinguer des microgranites de Launay (roches de même teinte) et présentent parfois une telle densité que seule une observation attentive permet de reconnaître l'encaissant d'une part, les intrusions d'autre part.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE :

A l'affleurement, le microgranite de Launay est une roche de teinte rose, parfois blanchâtre. A la cassure, lorsque la roche est bien fraîche, elle présente une couleur rose violacée parfois assez foncée qui permet de distinguer parfaitement de nombreux phénocristaux de feldspath blanc et d'amphibole noire.

Ces phénocristaux ont une taille qui ne dépasse généralement pas 5 mm dans leur plus grande dimension. Comme dans tous les autres types de roche que nous avons vus jusqu'ici, on observe des petites concentrations sphériques, centimétriques, de minéraux colorés (très petites et très fines aiguilles d'amphibole : 1 mm de longueur).

Au microscope, cette roche présente une texture microgrenue porphyrique constante. L'aspect de la mésostase varie cependant d'un échantillon à l'autre; la matrice,en effet, peut être constituée soit uniquement de petits cristaux xénomorphes, soit être très riche en micropegmatites graphiques ou en gerbes sphérolitiques constituées dans un cas comme dans l'autre par l'association de quartz et de feldspath. La roche présente alors un aspect de granophyre (photo n°14).

Les phénocristaux représentent habituellement 30 à 40% de la roche et le plagioclase domine largement (70% en moyenne); parmi ces phénocristaux, l'amphibole est en règle générale le minéral ferromagnésien le plus abondant (20%); viennent ensuite la biotite et tout à fait exceptionnellement, le quartz, le feldspath potassique et le minéral opaque.

La mésostase est essentiellement quartzo-feldspathique, les minéraux colorés ne représentant en général pas plus de 20% de ces constituants.

A) Les phénocristaux :

Le plagioclase : Parfaitement automorphe, il est toujours maclé (la macle de l'albite étant de loin la plus fréquente) ,parfois zoné. Il est d'une manière constante séricitisé dans toute sa masse. Il s'agit d'un oligoclase à An_{10-12} en moyenne, les sections zonées montrant toutefois une évolution depuis un coeur à An_{25-28} jusqu'à une bordure albitique An_{5-10}.

L'amphibole : Il s'agit d'une hornblende commune, très semblable à celle décrite dans le granite de Pomelin-Bréhat (Ng $\hat{\Lambda}$ c = 18° et 2 Vnp = 68° - 74°); elle est fréquemment zonée et maclée

L'analyse chimique (voir tableau n°I-44, analyse E) montre qu'il s'agit d'une hornblende magnésienne (classification de Leake, 1968).

Les phénocristaux d'amphibole sont très souvent largement déstabilisés en un mélange de chlorite, d'épidotes (pistacite ou clinozoïsite en grains), de granules de minéraux opaques dans les clivages ou à la périphérie du cristal), de petites plages de calcite (rares).

La biotite : En petites plaquettes automorphes millimétriques, elle est toujours très chloritisée (avec exsudation de fer en particulier dans les clivages) si bien que ses caractères optiques primitifs ne sont qu'exceptionnellement observables. Tout juste reconnaît-on par place le pléochroïsme brun à jaune pâle du minéral originel.

Les minéraux opaques : En cristaux automorphes (taille $\leq$ 1 mm) il s'agit principalement de magnétite et/ou d'ilménite. Cette dernière est reconnaissable à son aspect squelettique et à sa transformation fréquente en leucoxène (granules blanchâtres en L.R.).

L'apatite : Elle constitue parfois de petits phénocristaux (500 μ de longueur au maximum) automorphes, trapus (L/l habituellement inférieur à 5).

Minéraux opaques et apatite qui représentent moins de 2% des phénocristaux sont le plus souvent en inclusions dans les cristaux d'amphibole ou de biotite. Il en est de même pour l'allanite, rare dans ce type de microgranite.

Le quartz et l'orthose perthitique (largement séricitisée) sont exceptionnels sous forme de phénocristaux.

B) La mésostase :

Quartz, plagioclase (albite-oligoclase An_{5-12}), orthose microperthitique sont les trois constituants essentiels de la pâte.

La finesse du grain et l'enchevêtrement étroit des petites plages xénomorphes ne permettent pas d'effectuer d'analyse modale dans la mésostase mais dans la plupart des échantillons le plagioclase apparaît plus abondant que le feldspath potassique.

Les micropegmatites graphiques, en quantité variable, sont très constantes dans ce type de roche et correspondent à l'association quartz + orthose et quartz + albite (An_{0-5}). De même, et très souvent aux pourtours des phénocristaux de plagioclase, on observe des amas de petite dimension (100 à 150 μ), constituant des gerbes ou des sphérolites fibro-radiés; la finesse de la cristallisation (quelques microns) rend délicate toute détermination optique des éléments appartenant à ce type d'association ; on peut cependant préciser que le quartz et le feldspath alcalin (orthose ou albite pure) en sont les deux constituants. Nous avons déjà signalé l'importance que peuvent prendre ces deux types de microtextures dans la mésostase.

Hornblende, biotite, minéraux opaques, apatite, zircon, sphène (le plus souvent en grains), épidotes (pistacite, clinozoïsite en petits prismes automorphes : 30 µ) sont les autres constituants habituels de la mésostase. La hornblende, associée ou non à la biotite, des minéraux opaques et l'apatite y constitue souvent des petits agrégats déjà visibles à l'oeil nu.

Enfin, signalons les minéraux secondaires : chlorite, séricite, pistacite et clinozoïsite en petits granules, minéraux opaques (également en petits grains), calcite; le leucoxène résulte quant à lui de la transformation de l'ilménite.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-38) :

Dix analyses chimiques ont été réalisées dans ce type de roche et figurent dans le tableau n° I-38.

Malgré quelques variations liées à la quantité plus ou moins grande de minéraux colorés (analyse 161 : échantillon 70-40 très pauvre en minéraux colorés et dépourvu notamment de phénocristaux d'amphibole ou de biotite), on observe dans toutes ces roches une composition classique de roche intermédiaire monzogranitique.

La teneur en SiO_2 est moyenne (65 à 70%); la somme des éléments Fe_2O_3 (fer total), MgO et TiO_2 ne dépasse jamais 6,5%, soulignant la faible teneur en minéraux colorés de la roche (leucocrate). CaO est en quantité limitée (de 1 à 2,47%), confirmant le caractère acide du plagioclase abondant dans la roche. Les alcalins sont en proportions importantes, la somme $Na_2O + K_2O$ oscillant autour de 8% (7,63% à 8,98 %). La prédominance de Na_2O sur K_2O est pratiquement générale avec une seule exception (échantillon 70-11 qui ne présente cependant pas de particularité minéralogique); elle se traduit par un rapport Na_2O/K_2O supérieur à l'unité (1,07 à 1,49). La prédominance des alcalins est soulignée par la valeur élevée du rapport Na_2O+K_2O/CaO, qui est compris entre 3,19 et 8,98%.

On retrouve dans cette brève synthèse des compositions chimiques des roches microgrenues de Launay tous les caractères que nous avions relevés dans le granite monzonitique de Pomelin - Bréhat. Les valeurs moyennes des compositions

	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161
SiO_2	65,18	65,70	66,0	66,0	66,25	66,45	67,69	67,75	68,30	70,30
Al_2O_3	16,72	16,47	16,29	16,47	16,16	15,78	15,67	15,69	15,86	15,08
Fe_2O_3	4,50	4,35	4,38	3,96	4,11	3,59	3,76	3,55	3,23	3,04
MnO	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04
MgO	1,31	1,57	1,28	1,17	1,24	1,04	0,96	1,34	0,82	0,94
CaO	2,17	2,34	1,97	2,23	2,18	2,47	2,47	1,29	1,00	1,21
Na_2O	4,31	4,17	5,07	3,95	4,48	4,49	4,44	3,91	4,70	4,94
K_2O	3,95	3,79	3,40	3,68	3,85	3,62	3,44	4,41	4,28	3,56
TiO_2	0,47	0,42	0,44	0,43	0,40	0,38	0,43	0,37	0,32	0,35
$PF_{1000°}$	1,17	0,84	1,21	1,50	0,61	0,93	1,11	1,37	1,34	0,92
$PF_{110°}$	0,30	0,38	0,11	0,12	0,48	0,11	0,17	0,37	0,15	0,07
Total	100,15	100,11	100,22	99,58	99,82	98,92	100,19	100,10	100,05	100,45

Tableau I-38 : Compositions chimiques des roches du type Launay

relevées sur les deux groupes (voir tableau n°I-39) confirment cette similitude (caractère légèrement plus alcalin des roches microgrenues) et constituent donc une raison supplémentaire de regrouper dans un même ensemble des roches qui, apparemment, représentent les différents aspects de la cristallisation d'un même magma.

Les caractères essentiels de ce type de roche sont donc :
- une texture microgrenue à granophyrique, porphyrique ;
- une composition minéralogique dans laquelle la paragenèse essentielle est constituée par : Oligoclase - Albite + Orthose perthitique + Quartz + Hornblende + Biotite.

Le feldspath potassique ne donne pratiquement jamais de phénocristaux et bien qu'abondant, est toujours en quantité inférieure à celle du plagioclase.

La composition chimique est celle d'une roche monzogranitique, très voisine de celle du granite de Pomelin-Bréhat.

IV - LES ENCLAVES GRANODIORITIQUES.

Si les enclaves de type microgrenu telles qu'elles ont été définies dans la granodiorite de Pleubian (types 1 et 2) sont très rares, dans le microgranite de Launay, par contre on observe, notamment au flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée, des faciès verdâtres, parfois vert foncé au sein du microgranite de couleur rose.

Ces zones verdâtres finement grenues ou microgrenues, à phénocristaux de plagioclase ou d'amphibole , ont des tailles variables passant de quelques dizaines de cm^2 à plusieurs dizaines de m^2. Dans le cas des plus petites, on constate que ces zones plus foncées sont totalement englobées par le microgranite de Launay. La forme des enclaves est très contournée, sinueuse, mais les contacts entre les deux types de roches sont toujours nets sans passage progressif ou diffus d'une roche à l'autre.

Du point de vue macroscopique, ces enclaves constituent donc par rapport à ce que nous avons pu observer jusqu'ici un type particulier.

	A	B
SiO_2	67,95	66,59
Al_2O_3	14,88	16,12
Fe_2O_3	3,82	3,94
MnO	0,06	0,06
MgO	0,84	1,19
CaO	2,36	2,01
Na_2O	4,16	4,39
K_2O	3,63	3,82
TiO_2	0,38	0,41
Fe_2O_3 +MgO + TiO_2	5,04	5,54
$Na_2O + K_2O$	7,79	8,21
$\frac{Na_2O + K_2O}{CaO}$	3,30	4,08

Tableau I-39 : Tableau comparatif des moyennes des compositions du granite de Pomelin - Bréhat et du microgranite de Launay

(A) Moyenne des 8 analyses (142) à (149) du granite de Pomelin-Bréhat.

(B) Moyenne des 9 analyses (152) à (160) du microgranite de Launay.

Il ne s'agit pas de l'évolution progressive d'une même roche comme on l'a noté à plusieurs reprises (par exemple dans la granodiorite de Talberg). Il ne s'agit pas non plus d'enclaves microgrenues classiques, généralement sphériques ou ellipsoïdales et de petite taille , ni de schlierens à forme contournée mais à bords diffus et à limite peu précise. Enfin, on n'observe pas les agmatites (enclaves anguleuses) du type de celles qui caractérisent par exemple les relations entre la microgranodiorite de Pleubian et la diorite de Castel-Meur.

Tout se passe comme si le microgranite de Launay se mettait en place en emballant ou en entraînant avec lui des fragments immiscibles d'un magma non totalement solidifié (contours sinueux, pas de métamorphisme de contact), mais déjà largement cristallisé (limites nettes, bien tranchées, sans zone intermédiaire de mélange ou de réaction).

A) Caractères pétrographiques :

Pétrographiquement, ces enclaves ont une texture microgrenue ou très finement grenue, souvent porphyrique (phénocristaux en général inférieurs à 0,5 cm, mais atteignant parfois 1 cm). Dans la mésostase, on observe parfois en faible quantité des textures micropegmatitiques graphiques. Les phénocristaux ne représentent jamais plus de 40% de la roche;celle-ci est constituée essentiellement par l'association : plagioclase + amphibole + biotite + quartz ± clinopyroxène ± feldspath alcalin.

1) Les phénocristaux :

Ils sont constitués par le plagioclase, l'amphibole, la biotite et le clinopyroxène; le plagioclase est de loin le plus abondant (70% des phénocristaux); l'amphibole et la biotite sont constantes, le clinopyroxène plus accidentel.

Le plagioclase : C'est un oligoclase An_{20} toujours très largement séricitisée, voire même saussuritisé dans la partie centrale des cristaux zonés.

L'amphibole : C'est une hornblende pléochroïque de vert brun à jaune verdâtre, en prismes trapus ou parfois en aiguilles (600μ x 30μ), semblable optiquement aux amphiboles décrites dans tous les

autres types de ce complexe ($Ng\Lambda c \simeq 17°$, 2 Vnp 68°). Elle est très fréquemment déstabilisée en un mélange de chlorite, d'épidotes, de minéraux opaques, parfois de granules de sphène ou encore de baguettes d'actinote.

La biotite : Pléochroïque de brun à jaune, elle est presque toujours entièrement chloritisée.

Le clinopyroxène : Il ne s'observe que dans quelques échantillons (photo n° 15). Automorphe, ces caractères optiques principaux sont les suivants :

. Incolore,

. Biréfringence moyenne.

. $Ng\Lambda c \simeq 38°$

. 2 Vng 52°

Il s'agit d'une augite, qui, sous forme de phénocristaux, est, tout comme la hornblende, ouralitisée (hornblende et actinote) ou même transformée en un mélange de chlorite, d'épidotes et de granules de minéraux opaques.

Hornblende, biotite et clinopyroxène contiennent en inclusions parfois nombreuses, apatite, minéraux opaques et zircon .

2) La mésostase :

C'est un agrégat très fin où seuls les minéraux colorés (y compris parfois les épidotes) présentent un caractère nettement automorphe. Le plagioclase, de temps en temps, a tendance à former de petites lattes subautomorphes. La composition de cette mésostase, dans laquelle on retrouve tous les éléments constituants les phénocristaux, est la suivante :

Plagioclase : C'est l'élément le plus abondant. Sa composition paraît très variable (An_5 à An_{17}).

Quartz.

Feldspath alcalin : Il s'agit d'orthose microperthitique, constituant parfois avec le quartz des micropegmatites graphiques.

Hornblende verte.

Biotite (brun à jaune).

Augite (c'est un minéral accidentel).

Minéraux opaques : Magnétite et ilménite plus ou moins leucoxénisée.

Epidotes : En petits cristaux soit dispersés dans la roche, soit groupés en gerbe (clinozoïsite).

Apatite, zircon et beaucoup plus rarement allanite.

A tous ces minéraux s'ajoutent : chlorite, séricite, épidotes en granules (pistacite, clinozoïsite), grains de minéraux opaques, actinote, grains de sphène et leucoxène qui représentent les produits de déstabilisation de la paragenèse primaire.

Au point de vue pétrographique, ces enclaves ont donc une composition de granodiorite (plagioclase dominant largement sur l'orthose, présence de quartz) et de ce point de vue, aussi bien que par leur texture microgrenue, ne sont pas sans analogie avec les microgranodiorites de Pleubian.

B) Caractères chimiques (tableau n°I-40)

7 Analyses chimiques de ce type de roche sont présentées dans le tableau n°I-40.

On y observe le caractère plus basique de ces enclaves par rapport au microgranite encaissant.

- SiO_2 est plus faible.
- La somme Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 est toujours supérieure à 8% (elle oscille entre 8,32% et 12,34%).
- Le rapport Na_2O + K_2O/CaO est en moyenne plus faible que dans le microgranite (il est compris ici entre 1,65 et 5,07 contre 3,19 et 8,98 pour le microgranite). Par contre, le sodium est toujours en excès sur le potassium.

Si nous comparons ces compositions à celles des autres types déjà décrits, c'est dans la gamme des compositions des granodiorites de type Pleubian que ces roches microgrenues s'intègrent le mieux. A teneur en SiO_2 à peu près égale (analyses 121 à 127, tableau n°I-34), on retrouve sensiblement les mêmes proportions relatives de fer, de magnésium, de titane, d'alcalins et de calcium.

En résumé, les enclaves vertes du microgranite de Launay, par leur composition minéralogique et leur composition chimique, ont des caractères de microgranodiorites. Elles présentent de nombreuses analogies avec les roches du type Pleubian; en particulier la présence de pyroxène, très rare dans tout le complexe de Perros-Guirec - Bréhat, contribue à renforcer cette ressemblance qui sera encore confirmée par l'étude des éléments traces (Terres Rares, voir plus loin).

	162	163	164	165	166	167	168
SiO_2	57,25	58,73	58,65	59,15	62,50	63,13	63,84
Al_2O_3	17,68	17,18	16,92	16,83	16,25	16,42	15,92
Fe_2O_3	7,26	6,83	6,63	6,50	5,40	5,48	5,46
MnO	0,15	0,10	0,09	0,11	0,08	0,08	0,07
MgO	4,37	2,23	3,64	3,25	2,87	2,21	2,55
CaO	2,39	3,37	3,76	3,67	2,72	2,49	1,33
Na_2O	3,69	4,06	3,67	4,59	3,90	4,35	3,43
K_2O	2,60	3,31	2,54	2,39	3,43	3,23	3,31
TiO_2	0,71	0,76	0,73	0,76	0,67	0,63	0,65
PF 1000°	3,30	2,01	2,44	2,12	1,93	1,84	1,76
PF 110°	0,08	0,06	0,13	0,24	0,10	0,11	0,08
Total	99,48	98,64	99,20	99,61	99,85	99,97	99,40

Tableau I-40 : Compositions chimiques des enclaves granodioritiques dans le microgranite de Launay.

V - CONCLUSION.

Le microgranite de Launay constitue avec le granite de Pomelin - Bréhat un ensemble pétrographiquement et géochimiquement homogène. Sous des textures différentes, liées sans doute à des conditions de mise en place variables, granite et microgranite présentent des paragenèses minéralogiques et des compositions chimiques (monzogranite) identiques. Le lien étroit qui, sur le terrain, caractérise ces roches et explique leur répartition géographique dans un même secteur se trouve ainsi renforcé.

Les enclaves granodioritiques contenues dans le microgranite de Launay présentent de grandes affinités avec les faciès microgrenus du type Pleubian. S'il en est ainsi et étant donné les relations observées entre le microgranite et ses enclaves granodioritiques, on peut en conclure que la mise en place de l'ensemble granitique Pomelin - Bréhat - Launay est bien postérieure à celle de l'ensemble Talberg - Pleubian comme nous l'avions déjà soupçonné; il s'agit toutefois de phénomènes sans doute très rapprochés dans le temps.

Chapitre VIII

Le granite de Port-Blanc

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Toute la partie ouest du batholite de Perros-Guirec - Bréhat, à partir d'une ligne Port-Blanc - Penvénan - Kermaria-Sulard, est constituée par une masse granitique assez homogène que l'on suit d'une manière à peu près continue depuis l'archipel au Nord de Port-Blanc jusqu'à la région de Louannec (fig. n°I-55). Dans tout le fond de la Baie de Perros-Guirec le granite disparaît sous des formations récentes (loess, vases) pour réapparaître à la Pointe de Perros-Guirec (Pointe du Chateau). On le suit ensuite jusqu'à la plage de Trestraou. A partir de là et jusqu'à la grève St-Pierre, il ne constitue plus que des apophyses s'injectant dans les gneiss de Trébeurden.

Dans le secteur côtier compris entre les plages de Trestignel et de Trestraou (Perros-Guirec), le granite contient de nombreuses enclaves ,souvent de grande taille (plusieurs mètres) ,des différentes variétés des gneiss de Trébeurden reconnaissables à leur foliation. Le caractère intrusif du granite

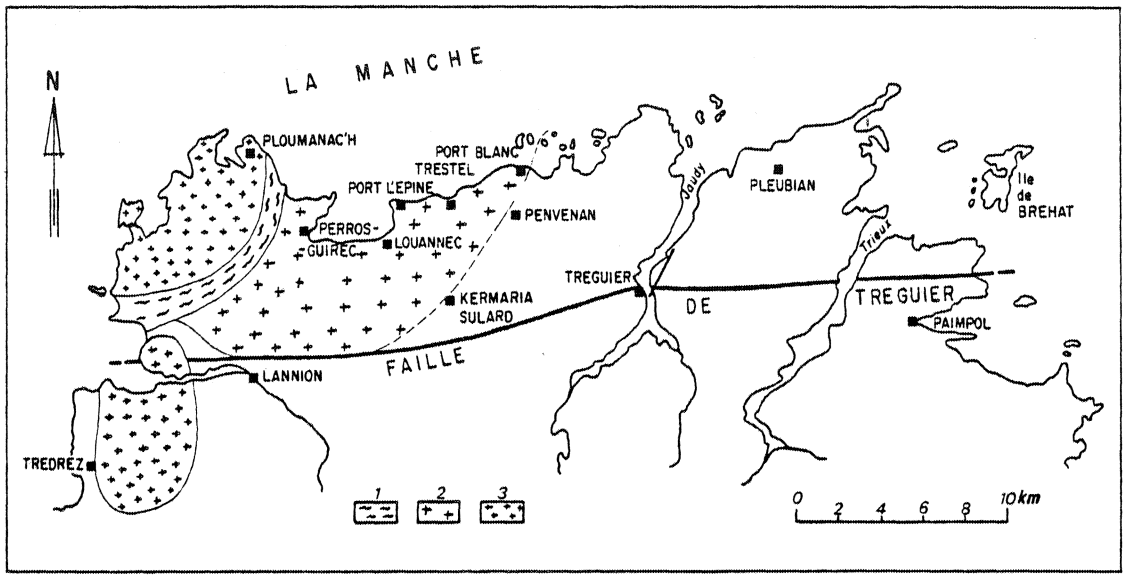


Fig.I-55 : Schéma de localisation du granite de type Port-Blanc dans le domaine nord-trégorrois (1) gneiss de Trébeurden; (2) Granite de Port- Blanc; (3) Granites hercyniens.

massif de Port-Blanc dans les gneiss foliés de Trébeurden est tout à fait clair. Granite et enclaves gneissiques sont recoupés, jusque dans la région de la Pointe du Chateau, par des filons aplitiques ou pegmatitiques provenant du granite tardi-hercynien de Ploumanac'h.

Les contours de ce granite ne sont pas observables à l'intérieur du pays. Ainsi, à l'Ouest, le passage du granite de Port-Blanc à la granodiorite de Talberg qui occupe le secteur côtier entre Porz-Mabo - Servel n'est pas visible. A l'Est, le contact entre les microgranodiorites de Pleubian et le granite de Port-Blanc n'est pas visible sur la côte, la limite entre les deux ensembles étant occupée par le granite plus tardif (infra-paléozoïque, voir plus loin) de Porz-Scarff. Chronologiquement, il est donc impossible de situer avec précision la mise en place du granite de Port-Blanc par rapport aux autres unités du complexe plutonique nord-trégorrois.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Le granite de Port-Blanc a une couleur habituellement gris-blancheâtre, devenant rosée lorsqu'il est altéré. Son grain est assez grossier, variant de 1 à 0,5 cm. Lorsqu'il devient un peu plus fin (c'est le cas dans le secteur de Perros-Guirec), le plagioclase tend à devenir automorphe. Les minéraux colorés sont peu abondants : la biotite domine largement ; on peut néanmoins observer à l'oeil nu de rares baguettes d'amphibole (8 mm x 2 mm). Le quartz est très abondant.

Dans ce granite, on peut voir par endroit de belles enclaves microgrenues, sphériques, ovoïdes (secteur de Port-L'Epine, par exemple); ce sont, pour l'essentiel des enclaves du type (2) (enclaves à composition microgranitique) identiques à celles décrites dans la granodiorite de Talberg.

On remarque quelques filons d'aplite gris-clair à rosé, peu nombreux et ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur (région de Trestel et de Port-l'Epine notamment).

Au microscope, cette roche montre une texture grenue typique à plagioclase automorphe ou subautomorphe souvent englobé par des cristaux xénomorphes de feldspath alcalin (texture monzonitique). Le quartz se présente sous forme de grandes plages plus ou moins arrondies, caractéristiques de ce granite. Quartz et feldspath potassique constituent parfois des associations micrographiques. La biotite peut se rassembler en nids. Les feldspaths et le quartz sont les trois constituants essentiels et, parmi les minéraux colorés, la biotite est la plus abondante.

La composition modale est la suivante :

- . Plagioclase = 34 %
- . Quartz 30 %
- . F. alcalin = 27 %
- . Biotite = 6,5%
- . Amphibole = 1,0%
- . Minéraux accessoires = 1,5%

Au point de vue minéralogique, il s'agit donc d'une roche leucocrate se plaçant dans le groupe des granites monzonitiques.

Le plagioclase : Automorphe à subautomorphe, homogène (An_{12}), très largement séricitisé; la macle polysynthétique groupant de très nombreux et très fins individus est constante.

Le feldspath alcalin : Le plus souvent en plages xénomorphes, il est cependant parfois maclé Carlsbad. Il montre de temps en temps un quadrillage discontinu et présente presque toujours un aspect moiré; il s'agit donc d'un microcline intermédiaire, toujours fortement perthitique (très minces filets). Sa composition déterminée optiquement (2 Vnp $\simeq$81°) est celle d'un microcline riche en albite (Or_{60} Ab_{40}; Troëger, 1959, p.96).

Lors du contact direct de l'oligoclase et du microcline, un mince liséré apparaît aux bords du cristal de plagioclase, constitué d'albite très limpide.

Le quartz : Xénomorphe et interstitiel ou alors en grandes plages globuleuses, arrondies, plus ou moins poecilitiques.

La biotite : Elle est toujours très chloritisée. Elle constitue des tablettes automorphes, pléochroïques de brun à jaune pâle. Les inclusions d'apatite et/ou de zircon sont nombreuses, les aiguilles de rutile (sagénite) assez fréquentes.

La hornblende verte : En petits prismes trapus, automorphes, elle présente un pléochroïsme de brun vert à jaune verdâtre. Elle est parfois zonée (zone centrale brune, bordures plus vertes). Cette hornblende est très souvent entièrement déstabilisée en un mélange de chlorite, d'épidotes (clinozoïsite et/ou pistacite, granules de minéraux opaques et de sphène).

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la magnétite. L'allanite est exceptionnelle. Chlorite, clinozoïsite, pistacite, séricite, sphène sont les produits de la destruction des minéraux primaires.

Dans les filons aplitiques, on retrouve les constituants essentiels du granite, hormis la hornblende qui a totalement disparu. La biotite est très rare (1 à 2%). La texture, très finement grenue, peut devenir parfois porphyrique (très petits phénocristaux $< 500\,\mu$ d'oligoclase et de quartz surtout) et la roche prend alors l'aspect d'un microgranite.

Quant aux enclaves microgrenues, il s'agit essentiellement d'enclaves du type microgranitique : texture microgrenue, paragenèse identique à celle de la roche dans laquelle elles sont inclues mais avec une augmentation sensible du pourcentage des éléments colorés (notamment de la biotite) et déstabilisations rétromorphiques identiques à celles observées dans le granite encaissant.

Les seules modifications importantes que l'on observe dans ce granite sont liées au voisinage du granite de Ploumanac'h et affectent aussi bien les gneiss anciens que les apophyses du granite de Port-Blanc qui les pénétrent.

Dans le granite, la cornéification observable entre la plage de Trestraou et la grève de St Pierre au contact du granite de Ploumanac'h se traduit par :

- une recristallisation des minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende) en agrégats de petits cristaux de biotite et de hornblende très frais qui ont souvent respecté la forme et les contours du cristal primitif.
- l'apparition de petits cristaux d'albite, en substitution aux perthites, au sein des plages de microcline.
- le développement de très nombreuses petites paillettes de muscovite ($30\,\mu \times 10\mu$) dans toute l'étendue de la roche, mais concentrée principalement dans les plages feldspathiques (recristallisation de la séricite).

- l'atténuation du caractère automorphe ou subautomorphe des cristaux de plagioclase par bourgeonnement (blastèse) des contours qui deviennent très irréguliers.
- la transformation des grandes plages globuleuses de quartz en agrégats polycristallins. Seules la forme générale et la taille de ces plages sont conservées.

Toute trace de déstabilisation rétromorphique a disparu dans la roche dont la fraîcheur, en lames minces, montre le caractère tout à fait tardif du métamorphisme de contact. Celui-ci n'affecte pas la composition minéralogique globale de la roche, dans laquelle on retrouve tous les éléments constitutifs du granite originel (y compris les minéraux accessoires comme l'allanite).

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-41)

Les 7 analyses chimiques montrent une grande homogénéité de tout le massif depuis Port-Blanc jusqu'au fond de la Baie de Perros-Guirec.

Hormis CaO (qui varie de 2,85% à 1,91%), tous les autres éléments chimiques sont remarquablement constants en particulier les alcalins (Na_2O + K_2O varie de 6,70% à 7,30% avec un rapport Na_2O/K_2O toujours très voisin de l'unité : 0,96 à 1,17). Le caractère leucocrate de ce granite se traduit par une teneur faible en fer, magnésium et titane : la somme des trois oxydes ne dépasse pas 5% (sauf dans un cas : analyse 171 = 5,27%). Le caractère monzonitique est marqué par une teneur faible en CaO par rapport aux alcalins (le rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ oscille entre 2,40 et 5,39) et par les proportions sensiblement équivalentes de Na_2O et de K_2O.

On retrouve là des caractères chimiques très voisins de ceux du granite de Pomelin-Bréhat. Le tableau comparatif (tableau n°I-42) des compositions moyennes du granite de Pomelin-Bréhat et du granite de Port-Blanc n'indique que de légères différences toutes liées à l'augmentation de la silice dans le granite de Port-Blanc. Ce dernier est en effet sensiblement plus riche en quartz que la granite de Pomelin-Bréhat (30% pour le premier, 25% pour le second).

	169	170	171	172	173	174	175
SiO_2	69,10	69,73	69,80	70,30	70,80	70,80	72,38
Al_2O_3	13,37	14,39	14,15	13,92	14,54	13,38	13,46
Fe_2O_3	3,72	3,59	3,96	3,59	3,10	3,15	3,05
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06
MgO	0,83	1,00	0,89	0,79	0,69	0,70	0,62
CaO	2,82	1,94	2,52	2,40	1,34	2,46	1,91
Na_2O	3,69	3,52	3,50	3,38	3.60	3,58	3,57
K_2O	3,16	3,58	3,20	3,35	3,62	3,72	3,59
TiO_2	0,38	0,38	0,42	0,39	0,36	0,30	0,29
PF 1000°	1,00	1,25	1,04	0,92	1,15	0,83	1,04
PF 110°	0,13	0,17	0,15	0,14	0,15	0,13	0,13
Total	98,29	99,61	99,69	99,29	99,39	99,11	100,10

Tableau I-41 : Compositions chimiques des roches du type de Port-Blanc.

	A	B	
SiO_2	67,95	70,48	
Al_2O_3	14,88	13,89	
Fe_2O_3	3,82	3,45	
MnO	0,06	0,06	
MgO	0,84	0,79	
CaO	2,36	2,20	
Na_2O	4,16	3,55	
K_2O	3,63	3,46	A : granite de Pomelin-Bréhat : moyenne des 8 analyses (142) à (149)
TiO_2	0,38	0,36	
Fe_2O_3 +MgO +TiO_2	5,04	4,60	B : granite de Port-Blanc : moyenne des 7 analyses (169) à (175)
Na_2O+K_2O	7,79	7,01	
$\frac{Na_2O+K_2O}{CaO}$	3,30	3,20	

Tableau I-42 : Tableau comparatif des moyennes des compositions du granite de Pomelin - Bréhat et du granite de Port-Blanc.

IV - CONCLUSION.

Le granite de Port-Blanc, présente des caractères voisins du granite de Pomelin-Bréhat. Il constitue dans la partie ouest du complexe de Perros-Guirec - Bréhat une importante unité, homogène du point de vue pétrographique et chimique. Bien que ses relations précises avec les autres types ne puissent pas être précisées, on y observe à la fois la même déstabilisation rétromorphique générale et les mêmes événements tectoniques cassants (faille N 140° ou N 50°, "shear-zones" avec épidotes) que dans les autres roches du complexe ; il appartient donc bien au batholite nord-trégorrois.

Chapitre IX

La granodiorite de Beg-ar-Fourm

Avant d'aborder l'étude de l'évolution chimique d'ensemble du batholite nord-trégorrois, il est nécessaire de signaler et de décrire rapidement un pointement très localisé de granodiorite apparaissant à l'Ouest du domaine sud-trégorrois.

Le long du flanc Est de la Baie de Lannion, à hauteur de la Pointe de Beg-ar-Fourm (au Sud-Ouest de Trédrez ; fig. n°I-56) apparaît un affleurement d'une roche granitique intrusive dans les formations basiques du Briovérien inférieur (Verdier, 1968) et qui a toujours été considérée comme une apophyse du granite voisin de Trédrez (voir feuille de Lannion au 1/80.000e 1ère et 2ème éditions, 1909 et 1966 ; ou Verdier, 1968).

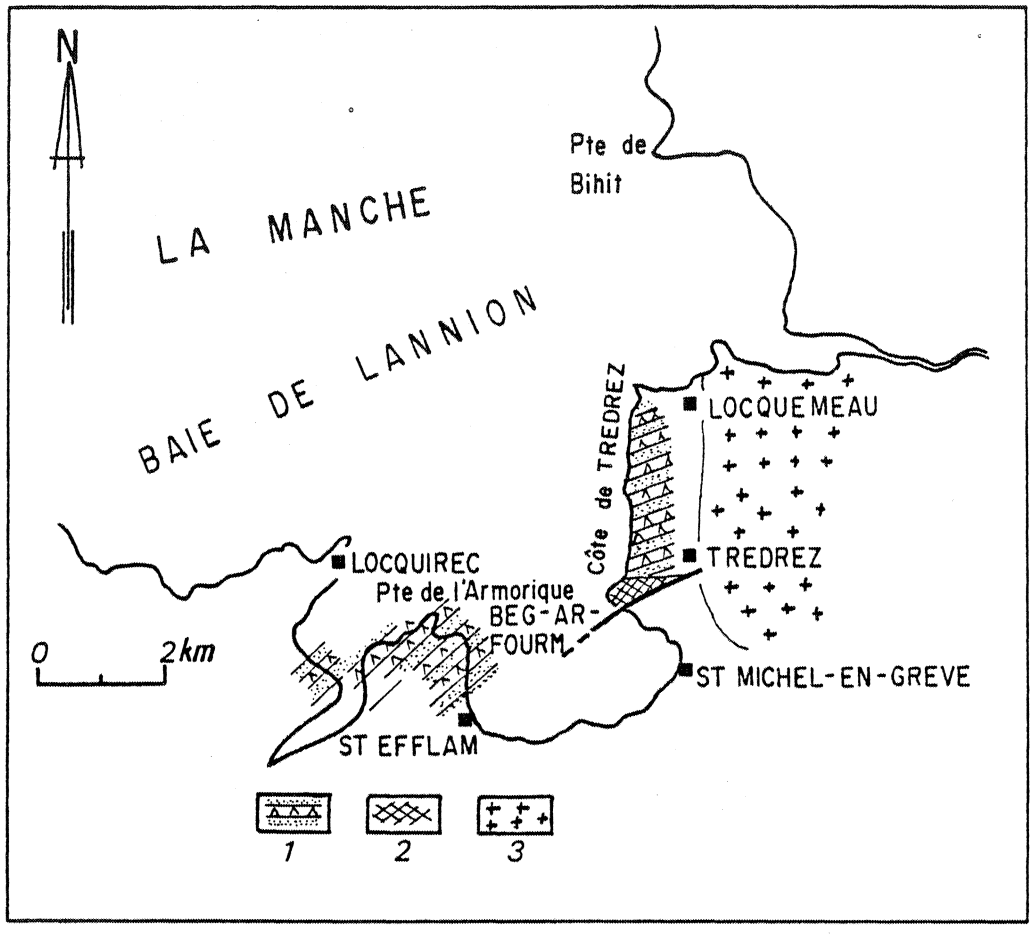


Fig.I-56 : Schéma de localisation de la granodiorite de Beg-Ar-Fourm. (1) Séries volcano-sédimentaires de la Pointe de l'Armorique-Trédrez; (2) Granodiorite de Beg-Ar-Fourm; (3) Granite hercynien de Trédrez.

En fait, le granite de Trédrez est un granite porphyroïde tout à fait caractéristique dans lequel les mégacristaux de feldspath alcalin, extrêmement nombreux, dépassent souvent 5 cm de longueur. Ils sont dispersés uniformément dans tout l'ensemble du massif, sans orientation magmatique ou tectonique particulière. Par sa composition, il s'agit d'un granite monzonitique à orthose perthitique (mégacristaux et mésostase), oligoclase (An_{20}) et biotite. C'est un granite riche en quartz. Une phase tardive de muscovitisation y est observable.

Ce granite provoque dans toutes les formations avoisinantes et en particulier dans les séries volcano-sédimentaires de la côte de Trédrez un métamorphisme de contact très important (voir chapitre V).

Rappelons que le granite de Trédrez est considéré comme hercynien (320 à 310 m.a.; Leutwein, 1968).

Or les caractères du petit pointement granitique de Beg-Ar-Fourm sont totalement différents, comme nous allons le voir ci-dessous.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Sur une longueur d'environ 300 à 400 m à partir de la Pointe de Beg -Ar-Fourm et vers le Nord de celle-ci, le secteur côtier est occupé par un granite dont le prolongement à l'intérieur des terres est très difficile à suivre. Il semble disparaître très rapidement vers l'Est; au niveau de Trédrez on ne le retrouve plus. Cartographiquement, il présente donc une forme triangulaire et couvre une surface très faible ($< 1\ km^2$).

Il est limité par la faille du Trégorrois au Sud. Au Nord, il est intrusif dans les volcanites basiques et les sédiments de la série du Briovérien inférieur (Verdier, 1968). Le caractère intrusif ne fait absolument aucun doute, le granite lançant des apophyses dans les roches encaissantes et y découpant de magnifiques enclaves (enclaves déplacées à contours anguleux parfois de plusieurs dizaines de cm, photo n°16). Cette roche plutonique est donc postérieure à la série volcano-sédimentaire. Limitées à la zone de contact, ces enclaves disparaissent rapidement dès qu'on pénètre d'une dizaine de mètres dans la roche granitique.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Il s'agit d'une roche de teinte blanc verdâtre à la surface de laquelle l'altération met en évidence des feldspaths automorphes ou subautomorphes de couleur blanche. Le grain est moyen, de l'ordre de 0,5 cm au moins. Cette roche est parsemée de petites baguettes de minéraux noirs et le quartz est apparemment assez abondant. De plus, de rares enclaves microgrenues (type 2) sont parfois observables; sur certaines surfaces polies par la mer, des zones plus riches en minéraux colorés présentent des aspects de schlierens.

D'une manière très discontinue, la roche présente une orientation fruste, difficile à saisir, dûe vraisemblablement aux déformations hercyniennes importantes dans cette partie ouest du Trégor et qui affectent toutes les formations (excepté le granite de Trédrez) autour de la Baie de Lannion. Cette structuration est en grande partie complètement oblitérée par les recristallisations liées à l'intrusion du granite de Trédrez.

Au microscope, en effet, si la texture est nettement grenue avec feldspaths automorphes à subautomorphes, on devine de temps en temps des zones cataclasées dans lesquelles le quartz essentiellement, mais aussi le feldspath potassique et des traînées de biotite ont tendance à dessiner une foliation. Comme le métamorphisme de contact affecte préférentiellement ces zones, la "foliation" en question est peu évidente. Quoi qu'il en soit, aucune de ces modifications n'efface profondément la texture primitive de la roche qui conserve toujours pour l'essentiel son caractère grenu.

Trois minéraux constituent 85% de cette roche; ce sont le plagioclase, le quartz et la biotite; le feldspath alcalin est en faible quantité. L'analyse modale de cette roche est la suivante :

- Plagioclase = 51 %
- Quartz = 22 %
- Biotite = 13 %
- F. alcalin = 18 %
- Minéraux accessoires = 6 %
  (principalement épidote).

Cette roche à une composition minéralogique à la limite entre les granodiorites et les tonalites.

Le plagioclase : En cristaux peu affectés par les déformations et la recristallisation thermique; on notera simplement que ses bordures présentent souvent des contours irréguliers, des bourgeonnements indiquant sans doute une recristallisation lors du métamorphisme de contact. Cette bordure irrégulière est constituée d'albite non maclée, très limpide.

Il est toutefois souvent largement saussuritisé (petits granules d'épidote) et envahi en grande partie par de fines paillettes de muscovite. Les macles sont fréquentes, en particulier celle de l'albite; le zonage ne subsiste que rarement. Ce plagioclase a une composition d'oligoclase An_{22-27}.

Le quartz : Il constitue des grandes plages souvent morcelées en agrégats polycristallins ou s'associe avec le feldspath potassique en petits grains xénomorphes étroitement engrenées (texture de type cornéenne).

Le feldspath potassique : Peu abondant, il constitue le plus souvent une phase interstitielle difficile à reconnaître car fréquemment envahi par d'abondantes paillettes très fines de muscovite. A côté de minces perthites en filets que l'on peut reconnaître de temps en temps, apparaissent également des petites plages d'albite maclée résultant certainement de la démixion de la phase sodique lors du métamorphisme de contact.

La biotite : C est le seul minéral ferromagnésien identifiable. Très pléochroïque de brun-rouge à jaune pâle, elle résulte d'une recristallisation; en effet, elle se présente sous forme de petites paillettes enchevêtrées, remplaçant d'anciens cristaux de plus grande taille qu'on observe sur l'échantillon à l'oeil nu. On retrouve dans ces amas de biotite les inclusions d'apatite, de zircon, de minéraux opaques du cristal originel. Lorsque des filets de biotite apparaissent dans la roche, ils sont constituées eux aussi d'un enchevêtrement de petites lamelles de biotite.

Une chloritisation tardive affecte la biotite; elle est liée à la phase hydrothermale visible aussi bien dans le granite que dans les roches voisines et dont la principale manifestation est la cristallisation de muscovite disposée fréquemment en petites gerbes rayonnantes.

A côté des plages uniquement constituées de biotite, il existe dans cette roche des agrégats aux contours plus ou moins géométriques dans lesquels, outre la biotite, on note de nombreux cristaux ou plages d'épidote (pistacite, clinozoïsite), de calcite, de sphène (grains xénomorphes), de granules de minéraux opaques (magnétite) et plus rarement des fibres d'actinote. Ces agrégats représentent vraisemblablement d'anciens cristaux d'amphibole (hornblende ?).

	176	117	118
SiO_2	67,70	67,43	68,23
Al_2O_3	16,57	15,08	16,31
Fe_2O_3	3,49	3,94	3,62
MnO	-	0,07	0,06
MgO	1,16	1,04	0,68
CaO	2,84	2,72	2,53
Na_2O	4,21	3,81	4,22
K_2O	2,20	3,32	2,65
TiO_2	0,35	0,44	0,34
P_2O_5	0,30	-	-
PF 1000°	1,31	1,14	1,06
PF 110°	-	0,13	0,13
Total	100,13	99,12	99,83

Tableau I-43 : Composition chimique de la granodiorite de Beg-Ar-Fourm (176). Comparaison avec la granodiorite de Talberg (117, 118 ; tableau I-33).

Tous les autres constituants de la roche sont accessoires; hormis le zircon et l'apatite, ils résultent de la recristallisation lors du métamorphisme thermique ou lors de la phase de muscovitisation. Ce sont : les minéraux opaques (magnétite, pyrite), les épidotes (pistacite et clinozoïsite), le sphène, la chlorite, la muscovite (fines paillettes isolées ou agrégats fibreux), la calcite, l'actinote.

Malgré ces recristallisations, cette roche plutonique offre donc beaucoup de ressemblance avec les granodiorites que nous avons décrites dans le complexe de Perros-Guirec - Bréhat.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-43).

Dans le tableau ci-dessous (tableau n°I-43), nous avons fait figurer l'analyse du granite de Beg-Ar-Fourm (176) et celles de deux échantillons de la granodiorite de type Talberg (analyses 117 et 118 du tableau n°I-33) à teneurs sensiblement identiques en SiO_2. Ceci permet de constater la grande analogie chimique de ces roches.

Valeur faible de la somme Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 (5,0%) qui traduit une teneur relativement basse en éléments colorés (caractère leucocrate de la roche); teneur peu importante en CaO, notamment par rapport aux alcalins (Na_2O + K_2O/CaO = 2,26); prédominance de Na_2O sur K_2O (Na_2O/K_2O = 1,9).

Du point de vue chimique cette roche présente donc les caractères d'une granodiorite.

IV - CONCLUSION.

Le petit pointement de Beg-Ar-Fourm est constitué d'une roche à caractères minéralogiques et chimiques de granodiorite. Il présente à tout point de vue des caractères pétrographiques différents du granite voisin de Trédrez dont il ne peut constituer une apophyse. Il ne s'agit pas non plus d'un faciès de bordure plus fin de ce granite car lorsqu'on peut observer la bordure du granite de Trédrez, comme par exemple à la plage de Notigou en

Locquémeau, celle-ci est toujours, comme l'ensemble du massif, largement porphyroïde. Je n'ai pas d'analyse chimique du granite de Trédrez mais l'abondance du feldspath alcalin aussi bien sous forme de phénocristaux que dans la mésostase grenue indique son caractère beaucoup plus monzonitique (donc sans doute plus riche en K_2O en particulier) que la granodiorite de Beg-Ar-Fourm. De plus par les traces de déformation qu'elle présente et par le métamorphisme qu'elle a subi à son contact, la granodiorite est certainement plus ancienne que le granite de Trédrez.

A l'inverse, la granodiorite présente tous les caractères pétrographiques et chimiques des granodiorites du domaine nord-trégorrois, en particulier des granodiorites à texture grenue du type Talberg : même couleur, même taille du grain, mêmes enclaves, même richesse en plagioclase et en quartz au détriment du feldspath alcalin, même caractère leucocrate et composition chimique tout à fait analogue. Dans ces conditions et en l'absence d'arguments contraires (et de ce point de vue seule la géochronologie peut fournir une preuve solide), je rattache la granodiorite de Beg-Ar-Fourm aux granodiorites du domaine nord-trégorrois, seules roches de toute la région avec lesquelles elle montre de réelles affinités.

S'il en est bien ainsi, ce petit gisement de granodiorite présente alors une grande importance dans l'établissement de la chronologie des événements magmatiques dans le Trégor. Son caractère intrusif dans la série volcano-sédimentaire de Trédrez est démontré, et sa mise en place est donc postérieure à ce volcanisme ; par contre, les volcanites de Paimpol et de Tréguier se sont épanchées postérieurement à la formation des plutonites nord-trégorroises (à ce propos, les niveaux de poudingue à galets de granodiorite que l'on peut observer à la base de la série de Locquirec que je considère comme l'équivalent vers l'Ouest des tufs kératophyriques de Tréguier est démonstrative). Ceci confirmerait l'hypothèse proposée précédemment (chapitre V) de l'existence dans la région trégorroise de deux ensembles volcaniques successifs, d'âges différents, séparés par une période de plutonisme (mise en place du batholite nord-trégorrois).

Chapitre X

Le batholite de Perros-Guirec-Bréhat : évolution géochimique d'ensemble

Au cours de l'exposé des caractères pétrographiques et chimiques des divers termes constituant le complexe nord-trégorrois, nous avons constaté que l'essentiel du complexe est formé par des roches à composition intermédiaire, granodiorites ou granites monzonitiques. Les termes extrêmes, soit plus basiques (diorite quartzifère ou tonalite)soit plus acides (granite à grain fin et à tendance alcaline de l'Est de Bréhat) sont rares et ne représentent qu'une infime partie du batholite. Alors que dans les différents ensembles il ne paraît pas y avoir de coupures entre les types de roches les composant (c'est le cas, par exemple, pour la granodiorite de Talberg et la microgranodiorite de Pleubian) mais un passage diffus et progressif, les diorites de Castel-Meur d'une part, les enclaves granodioritiques dans le microgranite de Launay d'autre part, sont des matériaux qui paraissent nettement étrangers à leur encaissant.

En ce qui concerne la distribution spatiale des différents types de roches à l'intérieur d'un même ensemble, il n'existe pas de zonéographie ou d'évolution progressive. A l'échelle du complexe lui-même, le massif de Perros-Guirec - Bréhat se subdivise en trois parties d'importance à peu près égale : la partie centrale est occupée par les roches granodioritiques, flanquée de chaque côté par des granites monzonitiques; d'Est en Ouest, il n'est donc pas possible d'observer d'évolution systématique.

Un autre trait général de ce complexe plutonique est la pauvreté des manifestations filoniennes; il n'y a jamais de pegmatites et les filons aplitiques sont peu nombreux (uniquement dans les granites monzonitiques de Pomelin-Bréhat et de Port-Blanc). Ceci peut être dû soit à la composition du magma lui-même, car on sait que ce sont surtout les plutons à caractère alcalin qui ont tendance à développer un cortège filonien important, soit au fait que l'érosion a décapé la partie la plus superficielle de l'édifice putonique.

Ces quelques généralités étant rappelées, nous allons tenter d'illustrer par un certain nombre de diagrammes les caractères et les tendances géochimiques d'ensemble du batholite.

I - TENDANCES GEOCHIMIQUES D'ENSEMBLE DU COMPLEXE NORD-TREGORROIS.

Pour représenter les compositions chimiques des roches du complexe, nous avons utilisé un certain nombre de diagrammes classiques qui mettent en évidence à la fois le caractère continu de l'évolution et le type d'association.

1) Les diagrammes de Niggli (fig. I-57).

Dans les diagrammes utilisant les paramètres de Niggli (fig. I-57) on voit très nettement l'évolution continue des compositions chimiques.

Comme il est classique, (alc) et (al) montrent une nette corrélation positive avec (si) avec un très faible étalement des valeurs de alc et al pour une même valeur de si. Cette corrélation traduit l'augmentation de la fraction quartzo-feldspathique dans les termes les plus riches en silice.

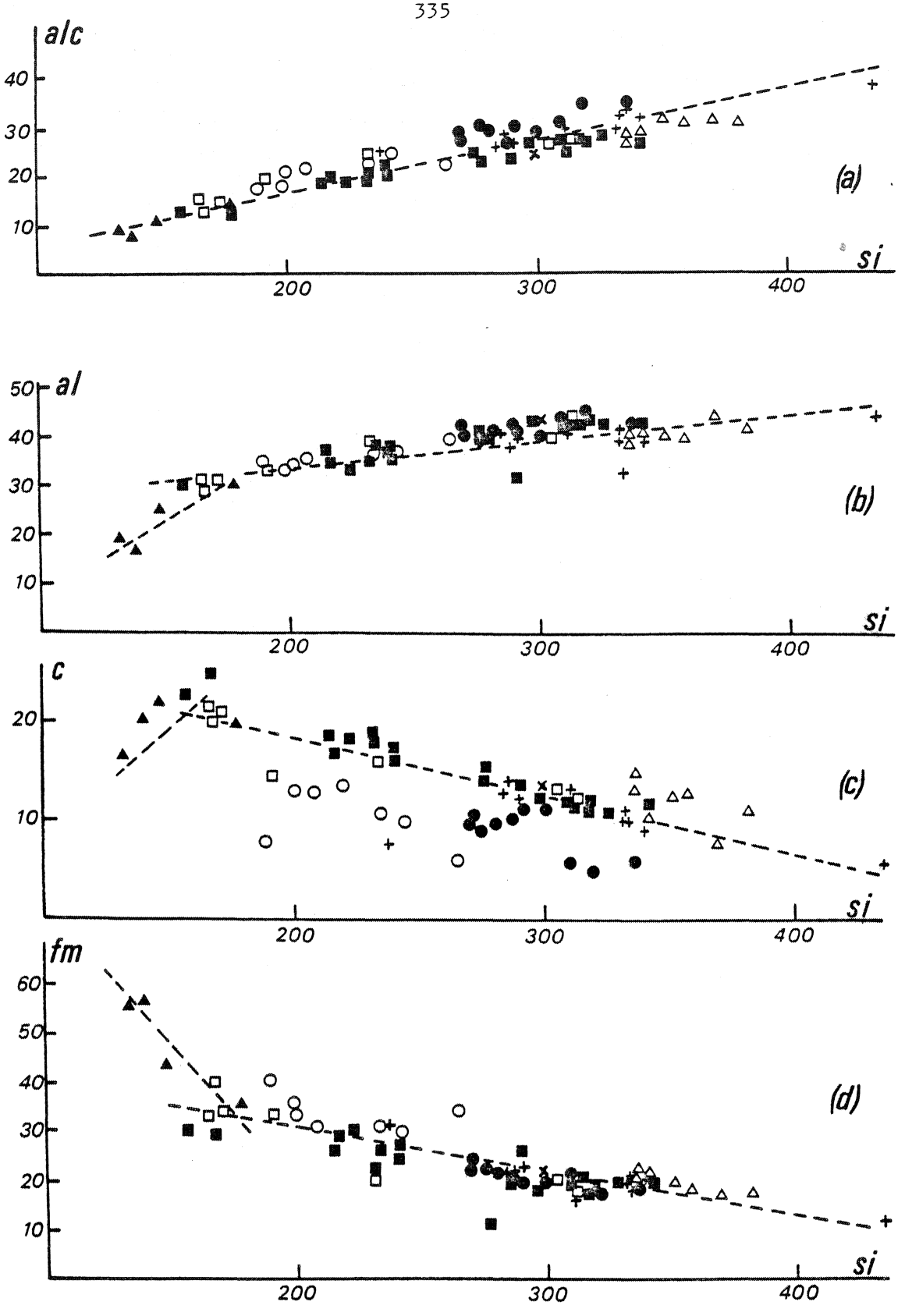


Fig.I-57 : Les différents termes constituant le batholite nord-trégorrois dans les diagrammes utilisant les paramètres de Niggli.
▲ Type Castel-Meur ; □ Type Talberg ; ■ Type Pleubian
X Type Beg-Ar-Fourm ; + Type Pomelin Bréhat ;
● Type Launay ○ Enclave granodioritique dans le type Launay;
△ Type Port-Blanc.

A l'inverse, (c) et (fm) montrent une corrélation négative avec (si), les termes les plus riches en éléments colorés et en plagioclase (c) ou en éléments colorés (fm) constituant le point de départ de l'évolution.

Toutefois, pour (c), on note une certaine dispersion, l'ensemble de Launay avec ses enclaves granodioritiques semblant avoir des teneurs moins élevées en CaO que les autres roches du complexe.

- Ainsi que l'ont indiqué les analyses chimiques, ce sont les ensembles de Pomelin - Bréhat, de Launay, de Port-Blanc et de Castel-Meur qui montrent la meilleure homogénéité de composition. Par contre, pour les ensembles granodioritiques (Talberg et Pleubian), l'étalement des points est important et pratiquement tous les intermédiaires existent entre des termes à composition de diorite quartzique et des termes à composition de granite monzonitique. De ce point de vue, l'ensemble microgrenu de Pleubian contribue fortement à assurer la continuité de l'évolution chimique.

- Les enclaves granodioritiques du microgranite de Launay se détachent nettement du microgranite lui-même (fig. n°I-57 a, b et d) et s'intègrent dans l'ensemble granodioritique de Talberg-Pleubian. Remarquons toutefois, en ce qui concerne CaO (c), un affaiblissement de c moyen par rapport aux microgranodiorites qui s'accompagne, semble-t-il, d'un léger gain en alcalins (fig. n°I-57 a). Ceci traduit sans doute des échanges plus ou moins importants entre les enclaves et leur encaissant; échanges rendus possibles, comme nous l'avons proposé par le fait que les enclaves granodioritiques ne seraient pas totalement solidifiées lors de l'intrusion du microgranite de Launay.

- Dans la figure n°I-57 a , l'évolution des diorites quartziques de Castel-Meur se situe bien dans le prolongement de l'évolution générale du complexe. Dans la fig. n°I-57 b et plus encore dans la fig. n°I-57 c et d , les diorites montrent par contre une évolution sensiblement différente. Le nombre des analyses (4) ne permet pas de conclusions définitives mais la fig. n°I-57 c en particulier montre un comportement tout à fait original des diorites par rapport aux autres roches; la corrélation entre (c) et (si) paraît positive. Ceci tend à confirmer l'hypothèse précédemment avancée suivant

laquelle les diorites de Castel-Meur sont les témoins d'un cycle magmatique antérieur à l'ensemble dans lequel elles se trouvent actuellement en enclaves.

- Le point représentatif de la granodiorite de Beg-Ar-Fourm a également été figuré dans ces diagrammes. Cette roche s'intègre parfaitement dans l'ensemble de l'évolution parmi les roches de Talberg et de Pleubian (teneur en alc., fig. n°I-57 a, notamment).

2) Le diagramme $Na_2O + K_2O$ (f) SiO_2 (fig. n°I-58).

Ce diagramme (Kuno, 1960 ; Mac Donald et Katsura, 1964) a été créé et utilisé principalement pour définir les grandes associations de roches volcaniques. Il permet de distinguer les séries alcalines des séries tholéïtiques au sens large (ligne AB fig. n°I-58). A l'intérieur du domaine tholéïtique, la courbe CD sépare le champ des ensembles calco-alcalins des véritables séries tholéïtiques au sens strict.

Nous avons utilisé ce diagramme pour définir l'affinité géochimique globale du complexe plutonique par référence aux grandes séries magmatiques connues.

Les roches du complexe nord-trégorrois se situent dans le domaine des roches non alcalines et, à une exception près (échantillon 70-206 de la diorite de Castel-Meur), toute leur évolution se situe dans le champ limité par AB et CD, c'est-à-dire dans le domaine des ensembles intermédiaires ou calco-alcalins.

3) Diagramme Al/3-K (f) Al/3 - Na (fig. n°I-59).

On retrouve dans le diagramme de de La Roche (1968), le caractère calco-alcalin intermédiaire des plutonites nord-trégorroises. En effet, la fig. n°I-59 montre que l'essentiel des points représentatifs de toute l'évolution chimique se situe dans le champ défini par cet auteur comme caractéristique des magmatismes intermédiaires ou calco-alcalins. Ce diagramme permet de plus d'observer le comportement particulier des enclaves granodioritiques dans le microgranite de Launay.

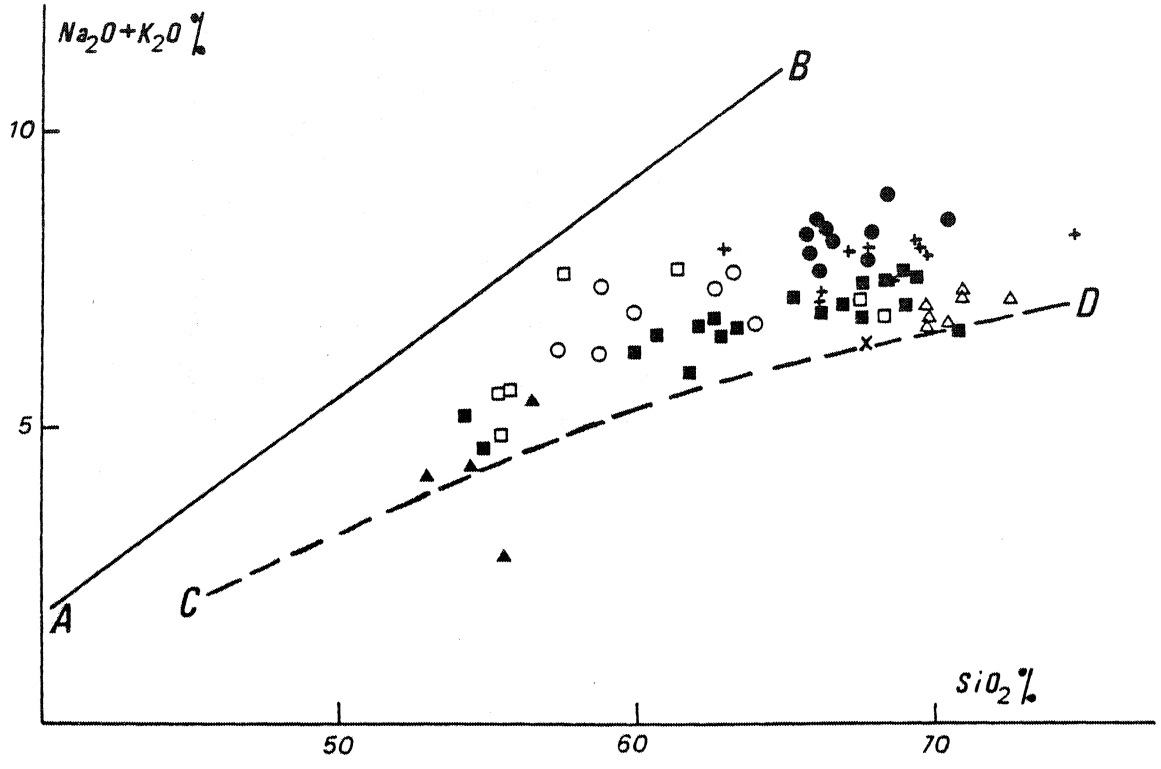


Fig.I-58 : Evolution du batholite nord-trégorrois dans le diagramme des alcalins (f) SiO_2 (Kuno, 1960 ; Mac Donald et Katsura, 1964). Le champ compris entre AB et CD correspond à celui des séries calco-alcalines (mêmes figurés que dans la fig. I-57).

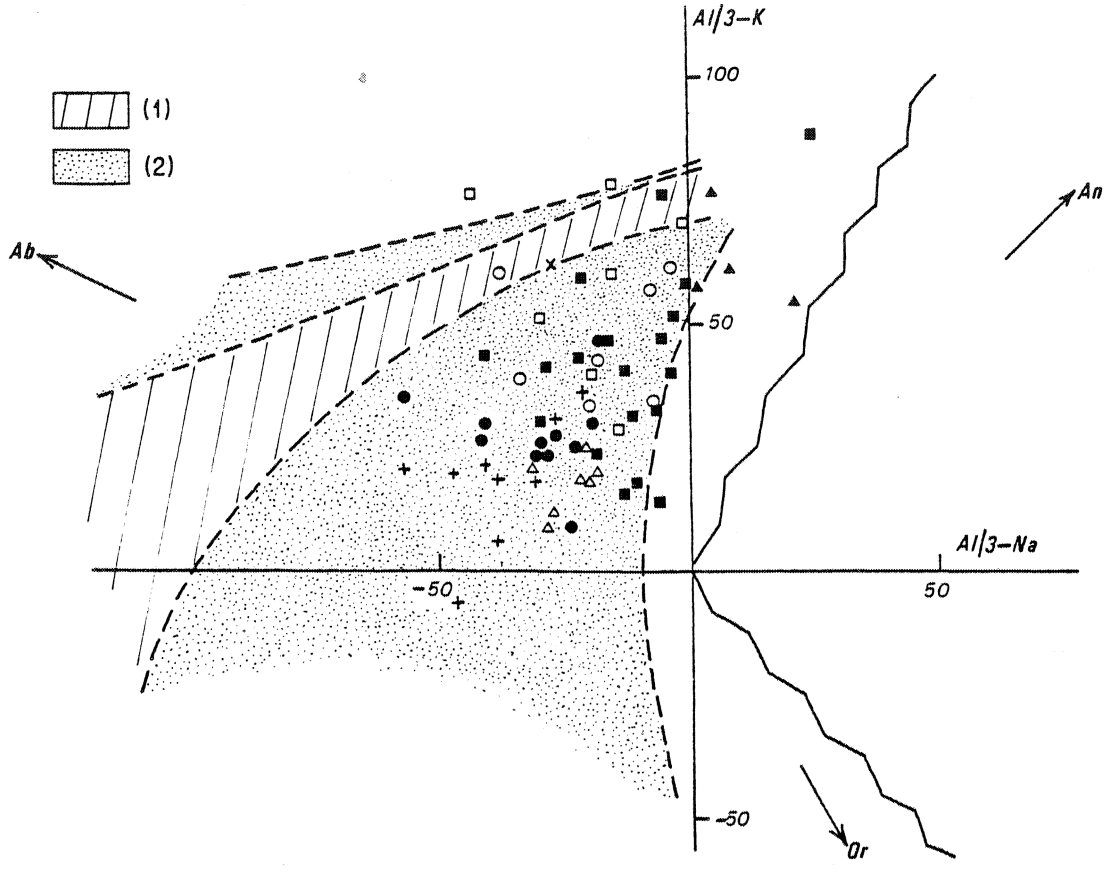


Fig.I-59 : Evolution du batholite nord-trégorrois dans le diagramme de de La Roche Al/3-K (f) Al/3-Na (1) Champ des séries alcalines plutoniques et volcaniques; (2) Champ des séries calco-alcalines plutoniques et volcaniques (mêmes figurés que dans la fig.I-57).

En effet, pour ces enclaves, les points représentatifs se dispersent comme dans le cas des granodiorites de Talberg et de Pleubian, suivant l'axe Al/3-K en direction du point représentatif de An ; dans le microgranite de Launay et dans le granite de Pomelin - Bréhat, la dispersion se fait au contraire préférentiellement suivant le côté Ab-Or du triangle et c'est alors le rôle relatif des alcalins qui devient important.

4) Le diagramme AFM (fig. n°I-60).

Dans ce diagramme ($Na_2O + K_2O$ - FeO + Fe_2O_3 - MgO) on note à nouveau le caractère relativement évolué de toutes les roches du complexe nord-trégorrois (fig. n°I-60); hormis deux échantillons de la diorite de Castel-Meur, tous les points représentatifs se situent bien dans la zone d'évolution correspondant déjà à des roches bien différenciées.

Toute l'évolution se situe d'autre part dans le domaine des roches calco-alcalines (champ II). On remarquera simplement, à nouveau, le comportement original, par rapport à la tendance globale, des diorites de Castel-Meur ; ces dernières montrent un enrichissement en magnésium beaucoup plus accentué que dans le reste du complexe.

Le diagramme AFM confirme donc l'ensemble des remarques faites jusqu'à présent et grâce aux champs qui y ont été définis, caractérise le tempérament calco-alcalin du plutonisme trégorrois.

5) Les diagrammes de Miyashiro (1975) (fig. n°I-61).

Dans la figure n°I-61 (a, b, c) on constate que la majorité des points se situent dans le domaine calco-alcalin. On remarque néanmoins que dans le diagramme SiO_2 (f) FeO*/MgO, le plutonisme trégorrois se place plutôt dans le champ des séries calco-alcalines intermédiaires, assez près même de la limite entre domaine calco-alcalin et domaine tholéïtique.

Dans le diagramme FeO* (f) FeO*/MgO, si l'ensemble des roches se situe au voisinage des courbes (1) et (2) donc dans le domaine calco-alcalin, il faut remarquer que l'évolution des plutonites trégorroises est légèrement oblique par rapport à ces courbes. En fait, cette obliquité est surtout dessinée par le granite monzonitique de Pomelin - Bréhat et le microgranite de Launay. Les granodiorites (y compris les enclaves dans le microgranite de Launay) et les diorites évoluent parallèlement aux courbes (1) et (2).

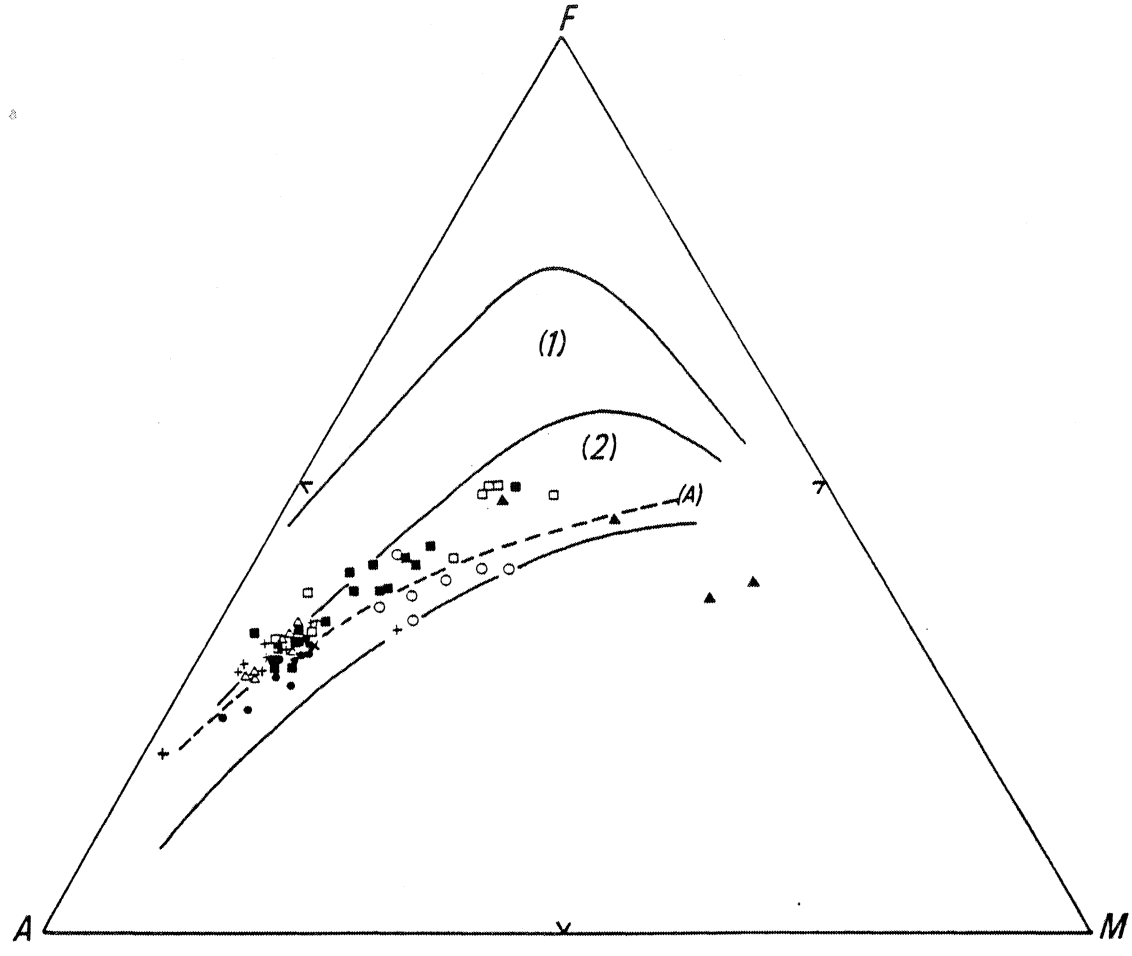


Fig.I-60 : Evolution de type calco-alcalin du batholite nord-trégorrois dans le diagramme AFM. (A) Evolution du batholite californien d'après Carmichaël et al. (1974) (mêmes figurés que dans la fig. I-57).

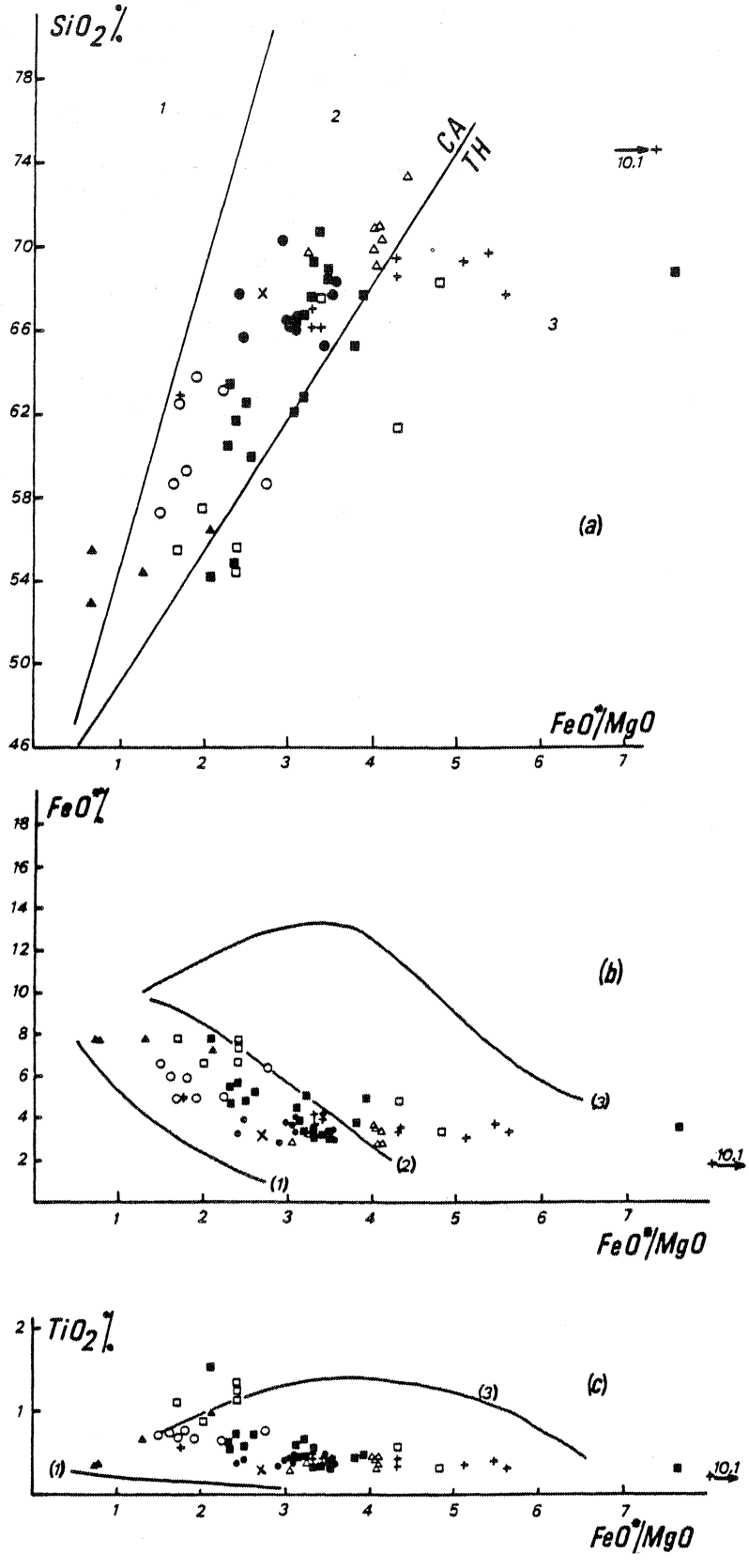


Fig.I-61 : Evolution calco-alcaline du batholite nord-trégorrois dans les diagrammes de Miyashiro (1975).(1) Séries calco-alcalines; (2) Séries calco-alcalines intermédiaires; (3) Séries tholéitiques. (Mêmes figurés que dans la fig. I-57).

Bien que, dans l'ensemble, on ne constate à aucun moment d'enrichissement notable en FeO* et que toutes les roches fassent donc bien partie d'une lignée calco-alcaline, ce diagramme permet de distinguer l'évolution des granodiorites de Talberg - Pleubian de celle des granites de Pomelin - Bréhat - Launay. Cette distinction était déjà perceptible dans le diagramme de de La Roche (fig. n°I-59) et confirme les observations que nous avions faites en ce qui concerne les relations des différents ensembles sur le terrain, à savoir que chacun constituerait une unité magmatique ayant sa propre évolution et ses propres différenciations.

Dans le diagramme TiO_2 (f) FeO*/MgO, par contre, n'apparaît nettement aucune particularité et l'évolution du plutonisme nord-trégorrois est de type calco-alcalin.

Tous ces diagrammes contribuent à prouver que le batholite nord-trégorrois appartient à une série intermédiaire de type calco-alcalin. Parmi tous les ensembles granitiques et granodioritiques connus, ceux de la cordillère ouest-américaine affleurant depuis le Canada jusqu'en Californie, ont sans doute été les plus activement étudiés. A titre de comparaison et parmi ces plutons, nous avons retenu celui de Basse-Californie bien qu'il soit de dimensions incomparablement plus importantes (1000 km x 100 km) que le pluton nord-trégorrois. Dans ce batholite, comme dans la plupart des autres batholites ouest-américains (voir par exemple, Gilluly, 1965 ; Bateman et Dodge, 1970; etc...) les diorites quartziques, les granodiorites et les granites monzonitiques dominent très largement sur les termes basiques (gabbros) ou acides (granites au sens strict : F.K. > 65% des feldspaths) qui sont rares, voire même exceptionnels. La majorité des roches se situe dans une gamme de SiO_2 comprise entre 60% et 74% avec Na_2O toujours supérieur à K_2O sauf dans les termes les plus siliceux, CaO compris entre 1% et 6%et un index de différenciation (Qz + Ab + Or normatifs) variant de 50 à 95. Ce sont des caractères qu'on retrouve dans le complexe plutonique nord-trégorrois. Carmichaël et al., (1974, p.568), ont reporté dans un diagramme AFM l'évolution d'ensemble du pluton sud-californien d'après les données de Larsen (1948). Si on compare cette évolution avec celle des roches trégorroises, on constate qu'il y a une très bonne superposition des deux ensembles (fig. n°I-66). Sur cet exemple, on voit donc que le complexe nord-trégorrois présente de très nettes analogies avec les cortèges plutoniques rencontrés dans les zones orogéniques. Contentons-nous pour l'instant de relever ce fait.

II - INFLUENCE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE SUR L'EVOLUTION GEOCHIMIQUE DU COMPLEXE NORD-TREGORROIS.

Nous venons de voir, dans les diagrammes généraux d'évolution que les deux ensembles qui présentent le maximum de différenciation sont celui granodioritique de Talberg-Pleubian et celui granitique de Pomelin - Bréhat - Launay. Nous n'avons pas suffisamment de données chimiques pour envisager le problème des diorites de Castel-Meur; quant au granite monzonitique de Port-Blanc, il ne présente pas de différenciation importante. Nous allons tenter de voir si la différenciation interne à chaque ensemble est compatible avec le mécanisme de cristallisation fractionnée.

La solution la plus simple pour tenter de démontrer le mécanisme de la cristallisation fractionnée consiste à utiliser un diagramme dans lequel on porte à la fois l'évolution chimique de la série étudiée et la composition chimique des minéraux essentiels constituants ces roches. On peut alors en déduire l'influence de la soustraction des phases minérales sur la courbe d'évolution de la série magmatique.

A) Composition des minéraux :

Dans les plutonites trégorroises, les constituants essentiels sont :

- Le plagioclase
- Le feldspath alcalin
- Le quartz
- La hornblende
- La biotite
- Les minéraux opaques (magnétite et ilménite).

La hornblende est le seul minéral pour lequel on dispose d'analyses chimiques. Celles-ci figurent dans le tableau n°I-44.

Les trois premières (A), (B) et (C) concernent les amphiboles de l'ensemble granodioritique; la composition chimique de ces trois amphiboles est très semblable, caractérisée en particulier par une teneur faible en Si qui les situe au voisinage du pôle tschermakitique. Il s'agit soit de ferro-tschermakite

	A	B	C	D	E
SiO_2	40,23	41,16	41,84	38,01	48,35
Al_2O_3	9,83	8,72	7,94	10,89	8,93
Fe_2O_3	3,32	1,53	3,25	7,47	3,24
FeO	15,48	16,98	14,03	17,60	13,50
MnO	0,39	0,36	0,40	0,56	0,38
MgO	10,05	10,06	11,56	6,44	11,58
CaO	10,89	10,88	11,34	8,37	11,24
Na_2O	1,21	1,27	1,24	1,44	1,61
K_2O	0,64	0,66	0,82	0,96	0,84
TiO_2	4,17	4,36	2,67	2,71	1,99
P_2O_5	0,40	0,44	0,67	0,43	0,47
H_2O^+	3,44	3,02	2,54	4,43	2,38
H_2O^-	0,20	0,37	0,05	0,35	0,05
Total	100,25	99,83	98,35	99,66	100,06
	A	B	C	D	E
Si	6,004	6,219	6,395	5,810	6,621
Al^{IV}	1,726	1,549	1,437	1,958	1,379
Al^{VI}	-	-	-	-	0,207
Ti	0,466	0,494	0,305	0,310	0,226
Fe^{3+}	0,372	0,173	0,372	0,734	0,367
Fe^{2+}	1,925	2,136	1,787	2,241	1,699
Mn	0,049	0,046	0,052	0,072	0,048
Mg	2,249	2,278	2,650	1,476	2,623
Ca	1,742	1,760	1,857	1,371	1,818
Na	0,349	0,371	0,369	0,425	0,470
K	0,122	0,127	0,159	0,187	0,162
(OH)	1,710	1,519	1,293	2,256	1,198
Σ O	22,290	22,481	22,707	22,744	22,802
Σ Z	7,830	7,768	7,832	7,768	8,0
Y	5,061	5,127	5,166	4,833	5,170
X	2,213	2,258	2,385	1,983	2,450
mg	0,49	0,49	0,54	0,33	0,55

Tableau I-44 : Compositions chimiques des amphiboles du batholite de Perros-Guirec - Bréhat

(A) Amphibole provenant de l'échantillon 70-118 (112) : Granodiorite de Talberg.

(B) " " " " 70-130 (120) : Microgranodiorite de Pleubian.

(C) " " " " 70-247 (127) : Microgranodiorite de Pleubian.

(D) " " " " 70-108 (149) : Granite de Pomelin-Bréhat.

(E) " " " " 70-64 (156) : Microgranite de Launay.

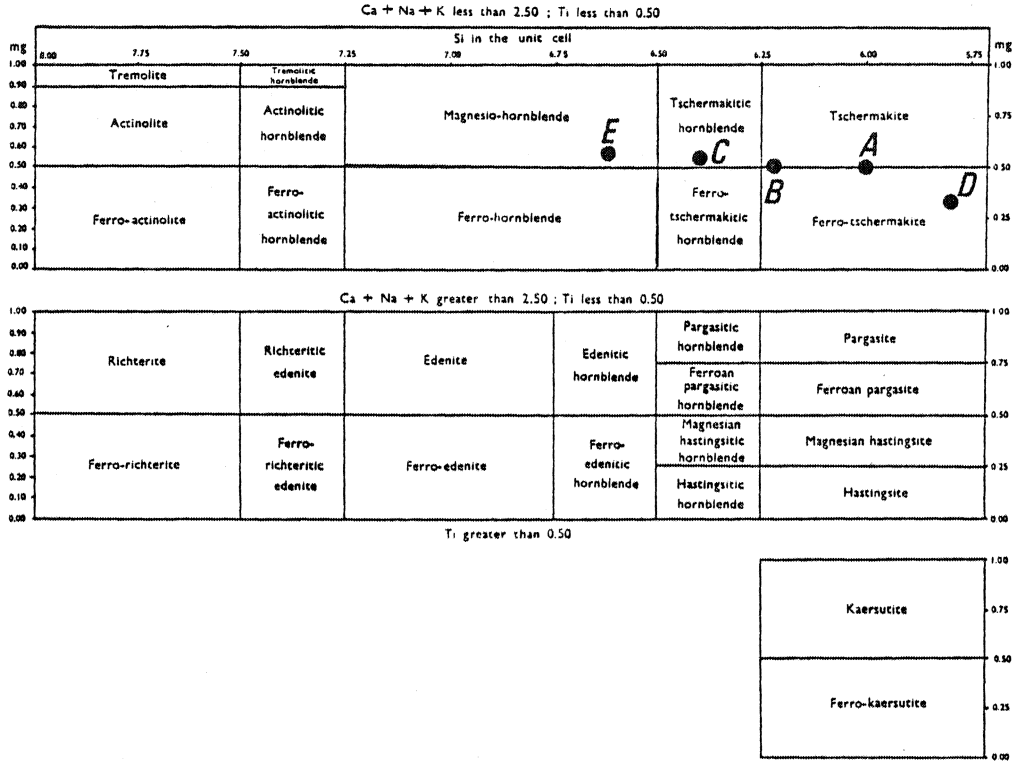


Fig.I-62 : Place des amphiboles des granitoïdes du batholite nord-trégorrois dans la classification de Leake (1968, fig.2).

soit de hornblende tschermakitique dans la classification de Leake (1968), comme on peut le voir sur la figure n°I-62.

Dans l'ensemble granitique de Pomelin - Bréhat - Launay, la composition des hornblendes est plus variable (analyses D et E). Elle oscille depuis celle d'une ferro-tschermakite dans le granite de Pomelin - Bréhat (D) jusqu'à celle d'une hornblende magnésienne dans le microgranite de Launay (E) (fig. n°I-62). La différence essentielle entre ces deux types d'amphiboles tient surtout à la variation de la teneur en SiO_2, car les autres paramètres "mg" ("mg"= Mg/Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn), Ca + Na + K, Ti sont sensiblement les mêmes.

Dans tous les cas, il s'agit d'amphiboles calciques, titanifères et pauvres en alumine Al^{VI}.

Pour les feldspaths (albite, anorthite, feldspath potassique) le quartz, la magnétite et l'ilménite, en l'absence d'analyses chimiques, les poids d'oxydes ont été calculés à partir des formules théoriques de ces minéraux. Ces compositions figurent dans le tableau n°I-45.

Pour la biotite, l'analyse est extraite de Deer et al., (1966, p.199, analyse n°5). Elle correspond à une composition de biotite dans laquelle "mg" est sensiblement égal aux "mg" des amphiboles contenues dans les granites et granodiorites du Trégor (env. 0,50); Leake (1968, p.24, fig.15) signale en effet qu'il existe, notamment dans les roches plutoniques, une bonne corrélation de "mg" entre les amphiboles et les biotites associées (facteur de corrélation 1).

B) Les diagrammes oxydes (f) SiO_2 (fig. n°I-63).

La silice est l'élément qui, en valeur absolue, varie le plus dans notre série et permet d'étaler le mieux les différenciations; on peut donc l'utiliser comme indice de cristallisation.

Dans les diagrammes de la fig. n°I-63 (a, b, c, et g), les variations de Al_2O_3, Fe_2O_3 (fer total), MgO et TiO_2 sont sensiblement les mêmes aussi bien pour les roches granodioritiques que pour les roches granitiques. Dans les deux ensembles, l'évolution est guidée par la cristallisation du ou des minéraux colorés, du plagioclase, du feldspath alcalin et du quartz.

	Albite	Anorthite	F.K.	Quartz	Biotite	Magnétite	Ilménite
SiO_2 %	68,7	43,2	64,7	100,0	39,14	-	-
Al_2O_3 %	19,5	36,7	18,3	-	13,10	-	-
Fe_2O_3 %	-	-	-	-	18,50	100,0	47,4
MnO %	-	-	-	-	-	-	-
MgO %	-	-	-	-	12,75	-	-
CaO %	-	20,1	-	-	1,64	-	-
Na_2O %	11,8	-	-	-	-	-	-
K_2O %	-	-	17,0	-	6,55	-	-
TiO_2 %	-	-	-		4,27	-	52,6

Tableau I-45: Compositions chimiques des minéraux (autres que l'amphibole) essentiels des granodiorites et granites du complexe de Perros-Guirec - Bréhat

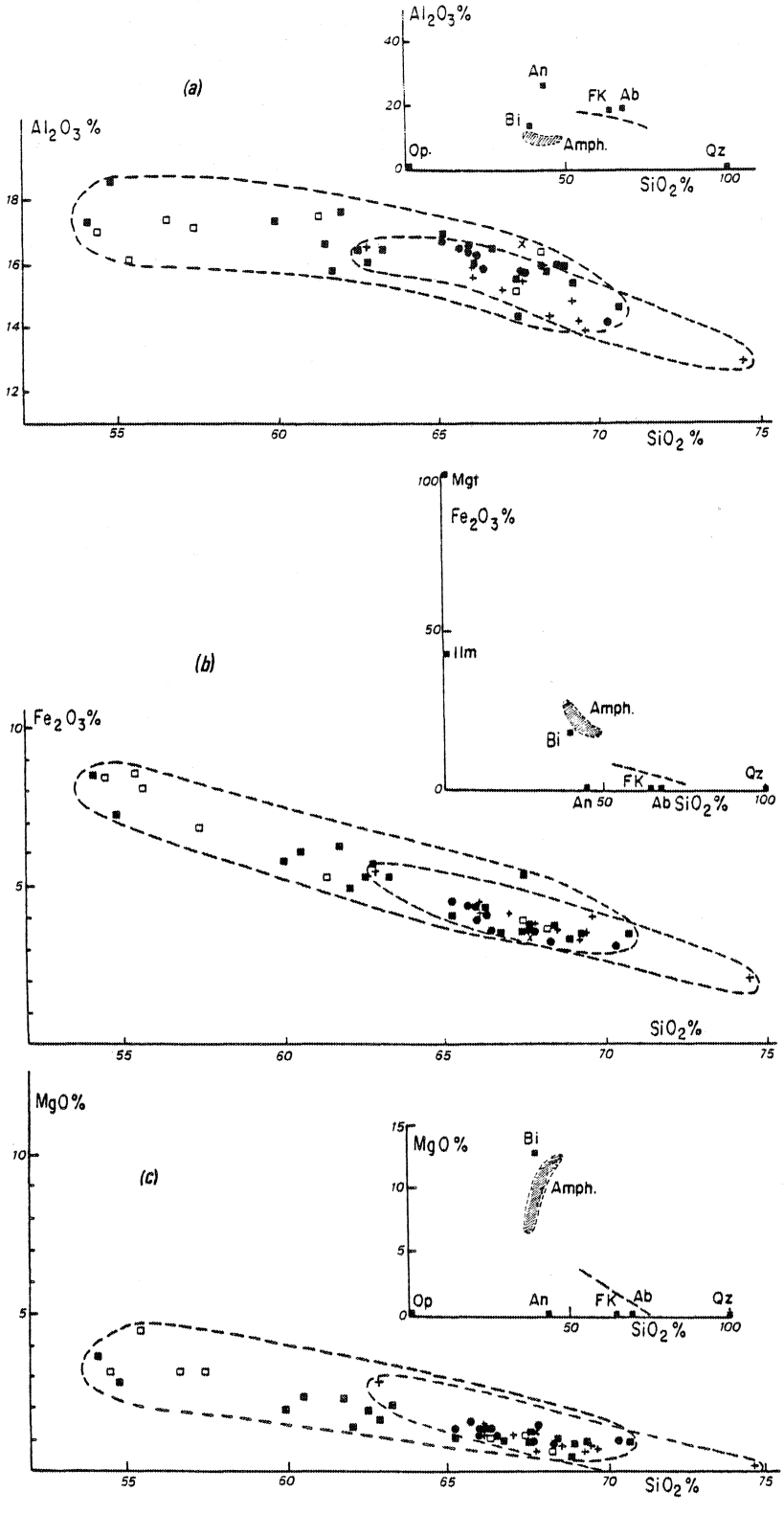

(a)
Al2O3%
40
20
0
An
FK
Ab
Bi
Amph.
Op.
Qz
50
100
SiO2%
18
16
14
12
55
60
65
70
75
SiO2%
(b)
100
Mgt
Fe2O3%
50
Ilm
Amph.
Bi
FK
Qz
An 50
Ab
SiO2%
100
10
5
Fe2O3%
55
60
65
70
75
SiO2%
(c)
MgO%
15
10
5
0
Bi
Amph.
Op
An
FK
Ab
Qz
50
100
SiO2%
10
5
MgO%
55
60
65
70
75
SiO2%

Fig.I-63

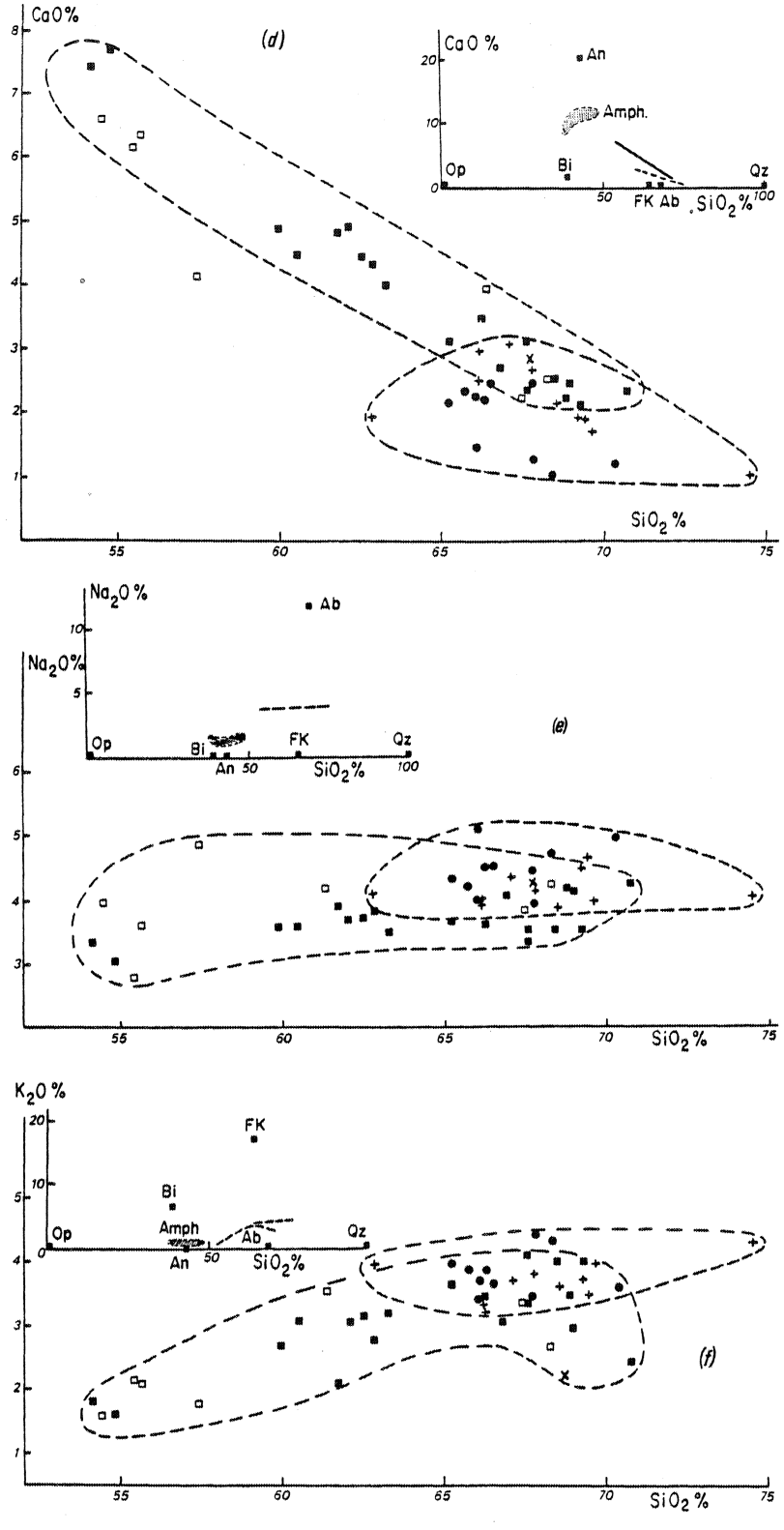

CaO%
(d)
CaO %
An
Amph.
Op
Bi
Qz
FK Ab
SiO2%
SiO2 %
Na2O %
Ab
Na2O%
Op
Bi
FK
Qz
An
(e)
K2O %
FK
Bi
Amph
Op
Ab
Qz
An
SiO2%
(f)

Fig.I-63

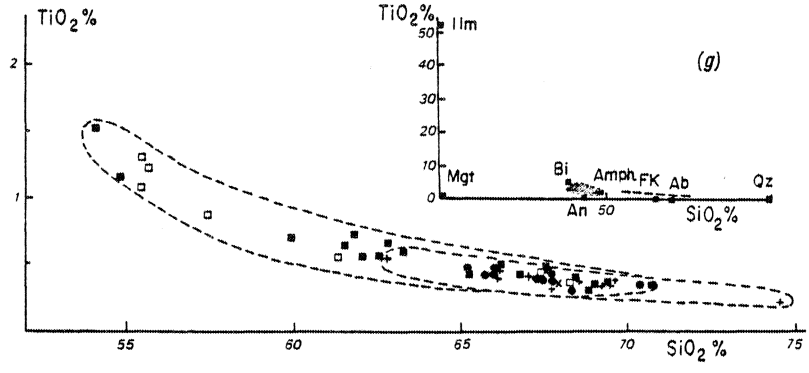


Fig.I-63 : Evolution des ensembles granodioritiques et granitiques constituant le batholite nord-trégorrois dans les diagrammes Oxydes (f) SiO_2 (mêmes figurés que dans la figure I-57).

Dans ces différents diagrammes, les points représentatifs de la biotite et des amphiboles sont très voisins si bien qu'il est difficile de mettre en évidence le rôle de l'une ou de l'autre. Par contre, ce qui apparaît nettement dans les deux ensembles, c'est que la droite d'évolution a une pente toujours intermédiaire entre les minéraux colorés et le plagioclase (point An). Ceci signifie qu'il y a toujours soustraction simultanée des minéraux colorés et d'un plagioclase relativement basique. De même, la droite d'évolution ne se dirige jamais vers les feldspaths alcalins ou vers le quartz mais toujours vers un point intermédiaire entre les deux minéraux : autrement dit, au cours de la cristallisation fractionnée, il y a diminution de la teneur en anorthite du plagioclase qui cristallise simultanément avec le feldspath alcalin et le quartz.

Ainsi nous retrouvons sur ces diagrammes les caractères pétrographiques observés dans les différentes roches constituant les deux ensembles. Les variations sont bien compatibles avec un processus continu de différenciation par cristallisation fractionnée.

Les diagrammes (d) et (f) de la fig. n°I-63 font apparaître de sensibles différences dans l'évolution des deux ensembles.

Le diagramme CaO (f) SiO_2 par exemple (d) qui sépare nettement les amphiboles de la biotite, montre que dans les roches granodioritiques, c'est surtout la cristallisation de l'amphibole qui guide le cours de la différenciation des termes les plus riches en éléments colorés. Dans les roches granitiques, par contre, le rôle de la biotite est plus important et la droite d'évolution a une pente intermédiaire entre le domaine des amphiboles et celui de la biotite.

Dans le diagramme (e) K_2O (f) SiO_2 on retrouve ce même caractère pour les roches les moins riches en SiO_2 de chacun des deux ensembles. De plus, pour l'ensemble granodioritique, aux environs de SiO_2 = 66%, la courbe d'évolution change de pente pour se diriger vers un point intermédiaire entre l'albite et le quartz. Ce n'est pas le cas des roches granitiques où les fractions potassiques et sodiques des feldspaths jouent, semblent-il, un rôle identique jusque dans les termes les plus acides.

C) Le diagramme Fe + Mg + Ti (f) K - (Na + Ca) (fig. n°I-64).

Dans ce diagramme proposé par de La Roche (1964) où figurent à la fois les différents feldspaths, le quartz, les minéraux colorés (tableau n°I-46) on retrouve bien marquée l'influence de la cristallisation de ces derniers sur la tendance évolutive des deux ensembles. Ceci se traduit par un étirement des nuages de points vers le bas du diagramme et par une certaine dispersion parallèlement à une droite joignant le point représentatif des plagioclases et un point intermédiaire entre amphibole et biotite. Pour les deux ensembles, la progression de la cristallisation se marque par un rétrécissement des champs et leur attirance vers l'origine du diagramme. Cette origine correspond au point représentatif du quartz et la tendance traduit par conséquent l'importance du composant SiO_2 dans les liquides résiduels. Il est plus difficile ici de suivre l'influence de la nature et de la composition du feldspath sur le "trend" de cristallisation puisque d'une part albite et anorthite sont très voisins et que d'autre part albite et feldspath potassique sont à peu près à égale distance de l'origine. Dans les roches les plus différenciées qui sont les plus riches en orthose, ce minéral est toujours très fortement perthitique; ceci se traduit graphiquement par une migration vers un point intermédiaire proche de l'origine du diagramme.

Dans ce diagramme, l'évolution la plus nette est marquée par les roches granodioritiques qui contiennent les termes les plus basiques.

D) Diagramme de calco-alcalinité de Jung (1955) (fig. n°I-65).

Dans ce diagramme sont portées les variations du rapport 100 CaO/ $CaO + Na_2O + K_2O$ en fonction de SiO_2; il résume les observations faites sur les processus de cristallisation intervenant dans les deux ensembles étudiés. On y retrouve en effet une évolution essentiellement contrôlée par les minéraux colorés et le plagioclase durant les premiers stades, par le plagioclase (plus acide), le feldspath alcalin et le quartz dans les stades plus évolués. Dans les granodiorites, l'amphibole joue parmi les minéraux colorés un rôle prépondérant; celui de la biotite est plus sensible dans le cas des roches granitiques. Les minéraux opaques, et ceci est valable pour tous les diagrammes que nous avons utilisés, sont en quantité insuffisante pour pouvoir influer sensiblement sur le cursus général de la cristallisation.

	Plagioclase		Feldspath K	Quartz	Biotite	Magnétite	Ilménite	Amphiboles				
	Albite	Anorthite						A	B	C	D	E
K-(Na+Ca)	- 380	- 360	+ 360	0	+ 182	0	0	- 220	- 221	- 225	- 176	- 235
Fe+Mg+Ti	0	0	0	0	603	1292	1315	560	561	558	533	542

Tableau I-46 : Valeurs des paramètres K-(Na+Ca) et Fe+Mg+Ti pour les différents minéraux constituants les granodiorites et granites du complexe nord-Trégorrois.

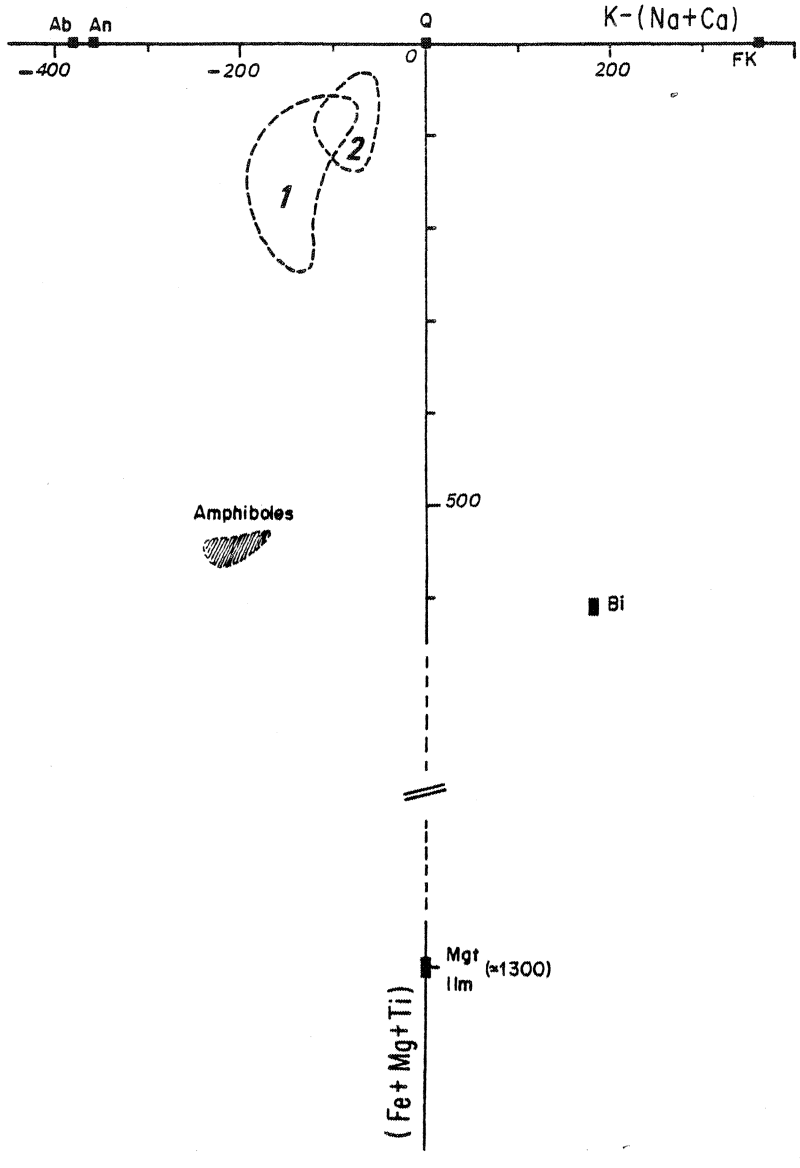


Fig.I-64 : Les ensembles granodioritiques (1) et granitiques (2) du batholite nord-trégorrois dans le diagramme de de La Roche.

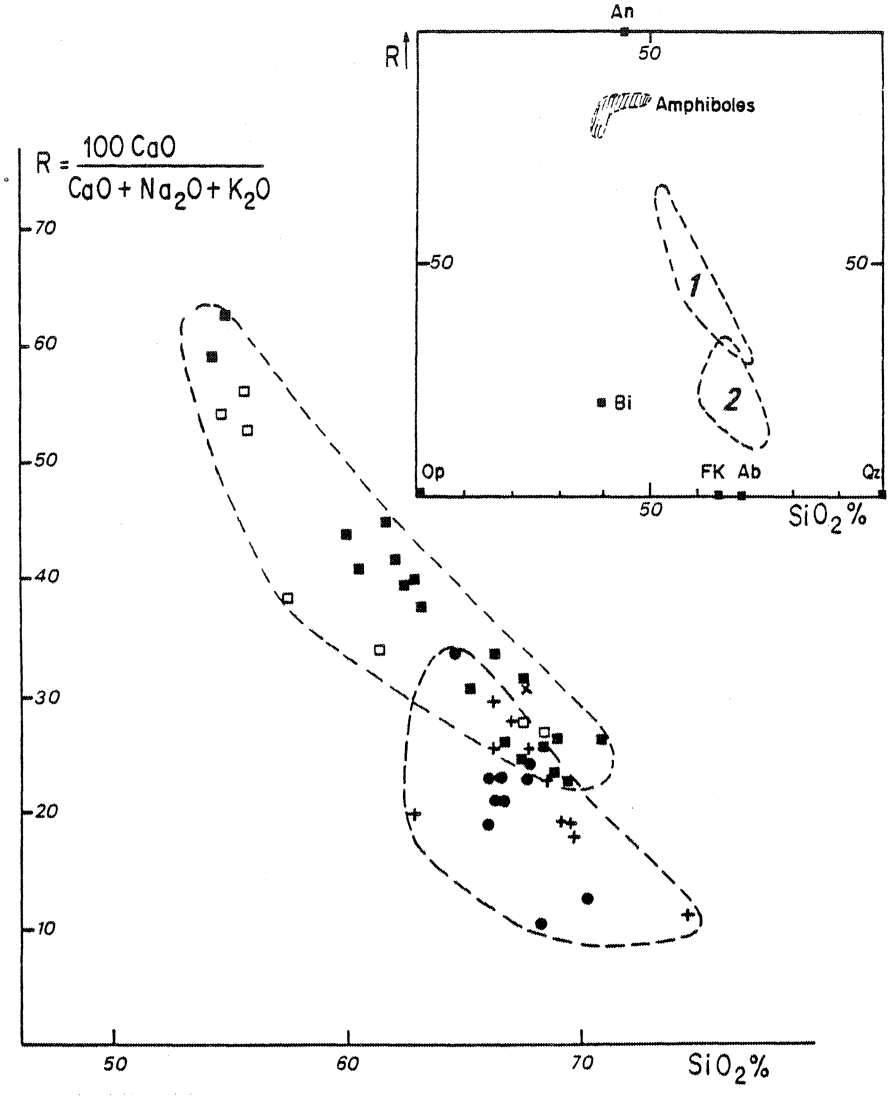


Fig.I-65 : Evolution des ensembles granodioritiques (1) et granitiques (2) du batholite nord-trégorrois dans le diagramme de Jung (1955).

III - CONCLUSION.

L'ensemble du complexe plutonique de Perros-Guirec - Bréhat montre une évolution de type calco-alcalin. Constitué pour sa plus grande partie par des roches intermédiaires (granodiorite, granite monzonitique), il offre de grandes similitudes géochimiques avec les batholites des zones orogéniques.

A l'intérieur de chacun des ensembles reconnus, les variations minéralogiques et chimiques peuvent être interprétées en terme de cristallisation fractionnée. Les roches ayant des compositions relativement voisines, les évolutions géochimiques et les mécanismes qui accompagnent cette cristallisation fractionnée sont peu différents. Dans tous les cas, au début de celle-ci, apparaissent simultanément le ou les minéraux colorés et le plagioclase. Au cours des stades ultérieurs, le plagioclase qui précipite simultanément avec le feldspath alcalin et le quartz devient plus acide . Les seules différences observées dans ce processus entre les deux ensembles, tiennent: 1°) au rôle plus important de l'amphibole (et sans doute du clinopyroxène calcique = augite, qui ne figure pas dans ces diagrammes mais qui a parfois été reconnu à l'état de relique) dans le cas des granodiorites que dans le cas des granites, 2°) au rôle moins important joué par le feldspath potassique en fin d'évolution dans les granodiorites que dans les granites ce qui est tout à fait conforme à la composition des roches. Les produits de cristallisation sont très semblables dans les granodiorites et dans les granites comme l'a montré l'analyse pétrographique et comme le confirme, par exemple, la composition des amphiboles.

Les différents ensembles constituant le batholite présentent donc de très grandes affinités. Est-ce à dire qu'il s'agit de roches dérivant toutes d'un même magma ou bien faut-il au contraire déduire des légères différences observées dans les processus de cristallisation fractionnée aussi bien que des différences chronologiques dans la mise en place (reconnues sur le terrain) qu'il s'agit d'ensembles issus de magmas différents mais de nature voisine ? Les seuls éléments majeurs ne nous permettent pas pour l'instant de répondre à cette question mais nous verrons dans un chapitre ultérieur que l'étude des Terres Rares apporte des arguments à l'appui de cette seconde hypothèse.

CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DU BATHOLITE NORD-TREGORROIS.

Au fur et à mesure de l'étude pétrographique et géochimique du complexe de Perros-Guirec - Bréhat, nous avons vu se dessiner les grandes caractéristiques de ce pluton. Nous les avons soulignées chaque fois aussi nous contenterons nous ici de rappeler très succintement l'essentiel.

Constitué essentiellement de roches à composition intermédiaire (granodiorite et granite monzonitique), le complexe plutonique nord-trégorrois suit une évolution de type calco-alcalin dont les divers termes se mettent en place sans zonéographie nette si ce n'est que les termes les plus "basiques" sont encadrés de part et d'autre par des termes plus acides. La chronologie de mise en place des différents ensembles est difficile à établir. Des indices donnent à penser que l'ensemble de Talberg - Pleubian est antérieur aux granites de Pomelin - Bréhat - Launay; la diorite de Castel-Meur est, quant à elle, certainement antérieure aux microgranodiorites qui l'enclavent.

A l'intérieur de chaque ensemble, les différenciations ou les variations observées résultent sans doute de phénomènes de cristallisation fractionnée.

Si l'on en juge par l'abondance et l'importance des roches à texture microgrenue que l'on peut y observer, la profondeur de mise en place des différents ensembles constituant le batholite devait être faible. Le peu d'importance que présente le métamorphisme de contact visible dans les gneiss au sein desquels s'est mis en place le pluton (gneiss de Port-Béni notamment) constitue également un argument en faveur d'une intrusion relativement superficielle.

Dans toutes les roches, la paragenèse primaire a subi une déstabilisation rétromorphique (chloritisation des minéraux ferromagnésiens, saussuritisation et séricitisation des feldspaths notamment) qui n'est accompagnée d'aucune structuration ou déformation.

Ce "voile thermique" est sans doute lié aux événements magmatiques qui affectent le complexe postérieurement à sa mise en place et à son refroidissement. Nous verrons en effet plus loin qu'un important magmatisme acide et alcalin (granites, microgranites, ignimbrites) se localise dans le domaine nord-trégorrois, à l'époque éocambrienne.

L'ascension de ces magmas dans ce qui constitue alors un socle a pu entraîner une remontée des isothermes et provoquer par conséquent un déséquilibre des paragenèses primaires. Au dessus de ce socle, la couverture volcano-sédimentaire qui constitue actuellement le domaine sud-trégorrois aurait été protégée de cet événement ; en effet, nous n'avons pas observé dans les volcanites ou les sédiments du domaine sud une rétromorphose systématique des paragenèses.

Nous verrons dans le chapître consacré aux mesures radiométriques qu'il n'existe pas de détermination précise sur l'âge de mise en place du batholite nord-trégorrois. Toutefois, les arguments de terrain semblent indiquer qu'elle s'effectue antérieurement au dépôt des volcanites et des sédiments du domaine sud. Comme par ailleurs la granodiorite de Beg-Ar-Fourm qui, par ses caractères pétrographiques et géochimiques se rattache au complexe nord-trégorrois, est intrusive dans la série volcano-sédimentaire de la Pointe de l'Armorique - Trédrez considérée comme briovérienne inférieure (Verdier, 1968) ceci veut dire que le batholite de Perros-Guirec - Bréhat se serait développé entre le cycle briovérien I (Briovérien inférieur et moyen) et le cycle briovérien II (Briovérien supérieur).

Mais le point important sur lequel nous voudrions conclure est celui des relations et des affinités géochimiques existant entre le plutonisme nord-trégorrois et les volcanites sud-trégorroises.

De nombreux auteurs, depuis fort longtemps, ont remarqué qu'il existe bien souvent une relation entre la nature des roches plutoniques et celle des roches volcaniques contemporaines dans une même région (Daly, 1933, par exemple, pour ne citer que le plus célèbre). Depuis l'avènement de la tectonique des plaques et la meilleure compréhension des mécanismes de genèse des magmas, ces analogies ont été à nouveau étudiées et expliquées. Dickinson (1970), synthétisant l'ensemble des données sur les régions circum-pacifiques fournies par de

très nombreux auteurs (Fiske et al., 1963 ; Gilluly, 1963, 1965 ; Peck et al., 1964; Hopson et al., 1966 ; Bateman et Eaton, 1967 ; Hamilton et Myers, 1967 ; Miyashiro, 1967 ; Ichikawa et al., 1968 ; Carter, 1969 ; Mc Birney, 1969 a et b, 1970 ; Tabor et Crowder, 1969 ; William et Mc Birney, 1969, etc...), montre les affinités existant entre plutonisme et volcanisme dans les zones de subduction. Ces affinités se notent aussi bien dans la répartition géographique (alignement sous forme de larges ceintures dans les deux cas; imbrications étroites entre roches plutoniques et volcaniques, exemple des Cascades Ranges aux USA) que dans les caractéristiques géochimiques (mêmes types d'associations et d'évolutions chimiques, même zonéographie transversale par rapport à l'allongement des ceintures). Dickinson en conclu que les batholites granitiques (granite pris au sens très large d'associations dans lesquelles dominent en fait les diorites quartziques, les granodiorites et les granites monzonitiques) et les ceintures andésitiques (associations volcaniques où dominent la série calco-alcaline riche en andésites) représentent, à des niveaux structuraux variés, les différents termes des mêmes complexes pluto-volcaniques.

L'affinité géochimique est illustrée par Carmichaël et al., (1974, p. 568, fig. 12-2) qui, dans un diagramme AFM, mettent en évidence le caractère calco-alcalin et l'évolution chimique semblable du batholite de Basse-Californie et des volcanites de la Province des Cascades Ranges (fig. n°I-66).

Qu'en est-il dans le Trégor? Nous y avons deux complexes : l'un plutonique, l'autre volcanique. Ils sont d'âge voisin (voir 2ème partie : chapître I). Tous deux sont caractérisés par une affinité calco-alcaline très marquée (fig. n°I-66). Leur association ne peut en conséquence être fortuite et comme dans le cas des ceintures pluto-volcaniques circum-pacifiques, il faut supposer que les deux ensembles se sont formés dans le même contexte géotectonique. Les caractères des volcanites étant, comme nous l'avons dit précédemment, typiquement ceux d'un volcanisme lié à un phénomène de subduction, le complexe plutonique nord-trégorrois prend naissance lui aussi au cours de cette subduction. De ce point de vue, le Trégor constitue pour l'essentiel une "province pétrographique homogène" dans laquelle les ensembles plutoniques et volcaniques traduisent à des niveaux de mise en place différents l'expression d'un même magmatisme.

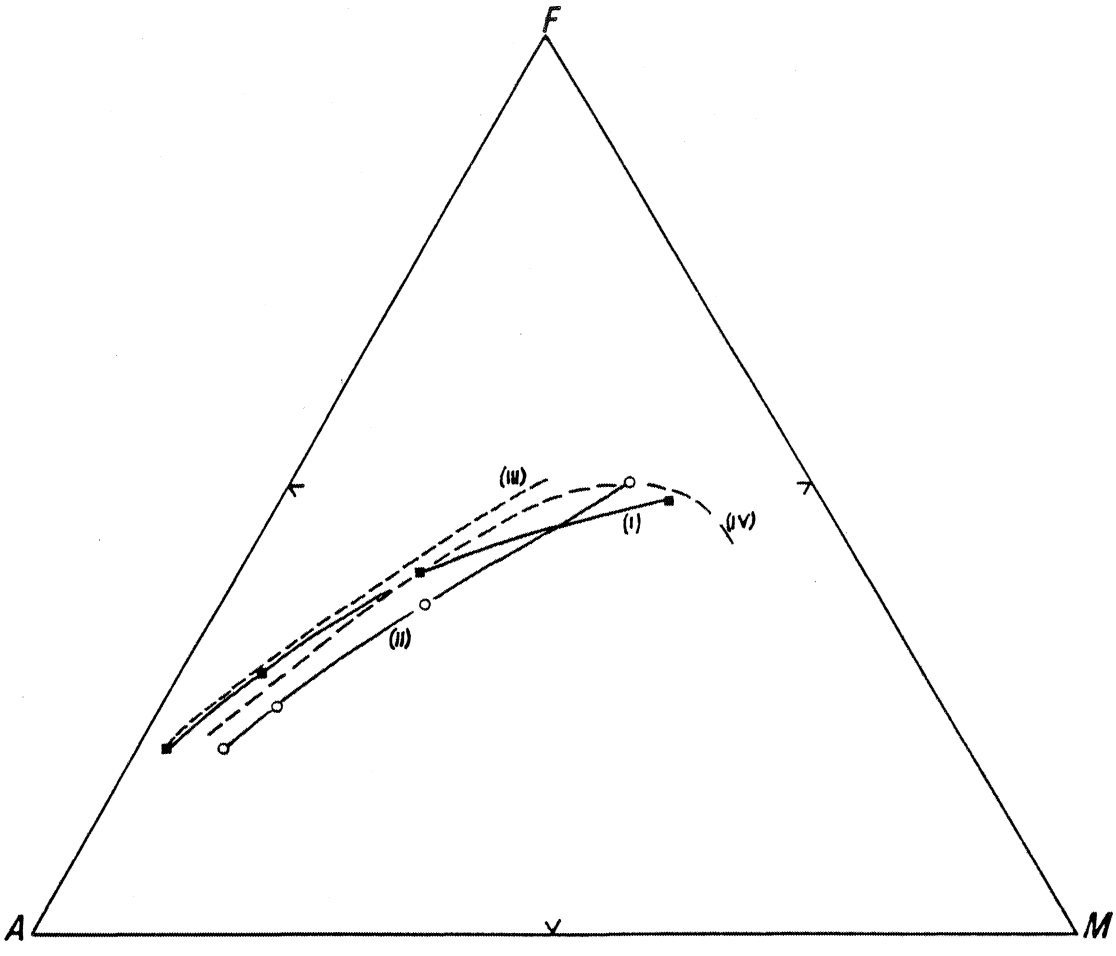


Fig.I-66 : Affinités géochimiques des volcanites et plutonites trégorroises. On notera de plus la similitude avec l'association pluto-volcanique de l'Ouest des Etats-Unis.
(I) Batholite de Californie
(II) Série volcanique des Cascades Ranges
(III) Batholite nord-trégorrois
(IV) Volcanites sud-trégorroises

Section D

Les intrusions plutoniques dans le domaine sud-trégorrois

Chapitre XI

La diorite de Keralain

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Signalés dès 1881 par Barrois et figurant sur les deux éditions (1906, 1966) de la feuille de Tréguier au 1/80.000ème sous le nom de "gabbros et diorites du Taurel" (θ), quelques rares petits pointements de diorite grenue intrusifs existent au sein des formations volcano-sédimentaires du domaine sud-trégorrois. Il s'agit de masses plus ou moins circulaires d'une centaine de mètres de diamètre au maximum. On en connaît essentiellement deux gisements; l'un se situe sur la rive droite du Trieux, à Keralain (sous l'E.A.M.), où il paraît intrusif dans les tufs kératophyriques de Tréguier sans que les contactsentre les deux formations puissent être mis clairement en évidence. L'autre constitue l'ilôt du Petit Taurel, à la Pointe de Plouézec, localitéoù il est possible de voir des filons s'échapper de ce petit massif et recouper les formations sédimentaires de la Roche-Derrien qui constituent l'îlot du Grand Taurel situé légèrement plus au Nord. (fig. n°I-67).

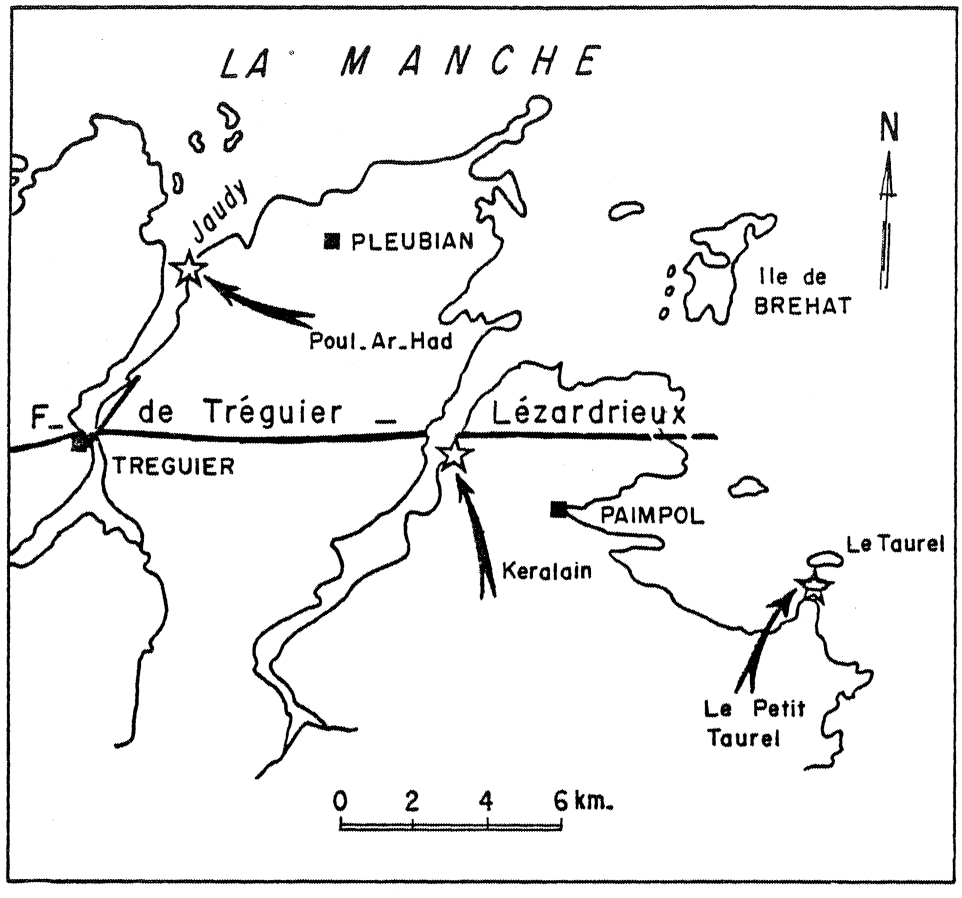


Fig.I-67 : Localisation des pointements de la diorite de Keralain.

J'ai pu également en reconnaître un très petit pointement (une dizaine de mètres) sur la rive droite du Jaudy, à hauteur de l'anse de Poul-Ar-Had; mais à cet endroit la roche est très altérée et les conditions d'affleurement ne permettent pas de voir les rapports précis entre la diorite et l'encaissant (constitué ici par la microgranodiorite de Pleubian).

C'est donc seulement au Taurel qu'on peut juger du caractère intrusif de ces petits massifs dioritiques dans les formations volcano-sédimentaires du domaine sud-trégorrois, grâce d'une part aux filons associés à l'intrusion qui recoupent les sédiments de la Roche-Derrien et d'autre part part à une légère cornéification affectant ces sédiments juste au contact de la diorite (recristallisation de quartz, d'albite en petites plages étroitement engrenées les unes dans les autres, développement de petites paillettes de biotite actuellement chloritisée).

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

C'est dans le gisement de Keralain que la roche possède son aspect le plus caractéristique. Il s'agit d'une roche largement grenue, de teinte très foncée, à la surface de laquelle on voit des baguettes trapues, de taille centimétrique, d'amphibole . Ce minéral constitue la plus grande partie de la roche. Le gisement est très homogène et il n'apparaît pas à l'évidence de variation de composition entre la partie centrale et les bordures du massif. Les seules variations correspondent à des filons peu nombreux, minces (quelques centimètres) qui recoupent la diorite : il s'agit soit de filons à grain très fin (aplite), plus leucocrate, soit de filons pegmatitiques caractérisés par la présence de grands cristaux d'amphibole dont la taille peut atteindre 10 cm.

Les deux constituants essentiels de cette roche sont l'amphibole et la plagioclase. Une analyse modale portant sur des échantillons provenant de l'ensemble de l'affleurement donne les résultats suivants :

Hornblende	:	60,3 %
Plagioclase	:	20,0 %
Chlorite	:	6,5 %
Epidotes	:	4,5 %
Quartz	:	2,4 %
Minéraux opaques	:	2,1 %
Sphène	:	1,6 %
Apatite, Actinote, Micropegmatites, Calcite		2,6 %
Total	:	100 %

L'amphibole : Se présentant en prismes trapus, automorphes, elle est souvent fraîche; la déstabilisation ne se marque que par une fine frange d'ouralite, limitée aux extrémités du cristal; la chloritisation, avec exsudation de fer et apparition de granules d'épidotes est exceptionnelle. On observe assez souvent une zonation, se manifestant dans la coloration de ces cristaux, parfois de couleur brune dans la partie centrale, brun vert à vert sur les pourtours. Les caractères optiques sont les suivants :

- Couleur : brun à brun vert.
- Pléochroïsme net dans les bruns (ng), brun jaune (nm), brun pâle (np).
- Angle d'extinction Ng Λ c souvent fort atteignant parfois 27°.
- Allongement positif.
- 2 Vnp oscillant autour de 80°.
- Macle (100) parfois bien visible dans les sections basales.

Tous ces caractères sont ceux d'une hornblende; pour préciser la nature exacte de cette amphibole, une analyse chimique a été effectuée (cf. tableau n°I-47). Cette amphibole appartient à la famille des hornblendes et dans la classification de Leake (1968), il s'agit d'une amphibole calcique ($Ca > 1,50$), se situant dans le groupe des tschermakites ($Si = 6,06$; $Ca+Na+K < 2,50$; $mg = 0,66$ et $Ti < 0,50$) caractérisée par sa faible teneur en SiO_2. Cette amphibole présente donc beaucoup d'analogie avec les amphiboles décrites dans le complexe nord-trégorrois; elle paraît cependant un peu plus magnésienne et un peu moins titanifère.

Les inclusions y sont peu nombreuses; le plus souvent, il s'agit de petits prismes d'apatite.

SiO_2	=	41,75	Si	=	6,06
Al_2O_3	=	11,96	Al^{IV}	=	1,940
			Al^{VI}	=	0,100
Fe_2O_3	=	2,75	Ti	=	0,179
FeO	=	9,75	Fe^{3+}	=	0,299
MnO	=	0,16	Fe^{2+}	=	1,176
MgO	=	14,83	Mn	=	0,019
			Mg	=	3,228
CaO	=	11,17	Ca	=	1,737
Na_2O	=	1,80	Na	=	0,506
K_2O	=	1,15	K	=	0,213
			(OH)	=	1,490
TiO_2	=	1,65	O	=	22,51
$PF_{1000°}$	=	3,08	Σ Z	=	8,00
$PF_{110°}$	=	0,05	Σ Y	=	5,001
			Σ X	=	2,456
Total	=	100,07	mg	=	0,66

Tableau I-47 : Analyse de l'amphibole extraite de la diorite de Keralain (échantillon 69-231 ; analyse 178)

Etant donné le développement des cristaux de hornblende, les autres constituants ne représentent souvent que des produits de remplissage des espaces ou cloisons séparant les plages d'amphibole.

Le plagioclase : Subautomorphe à xénomorphe, il est le plus souvent très largement saussuritisé et ses caractères optiques sont de ce fait indéterminables. Seule la présence de très nombreux granules d'épidotes, parfois de plage de calcite, associés à la séricite ou même de la muscovite, du quartz, de l'albite, permet de supposer qu'il s'agissait à l'origine d'un plagioclase relativement calcique. De temps en temps, on devine encore la macle polysynthétique de l'albite groupant de nombreux individus. Dans ce cas, il semble que la composition soit voisine de An_{35-40}.

La chlorite : Elle se présente le plus souvent en agrégats fibro-radiaires et semble résulter d'une cristallisation primaire. Elle est légèrement pléochroïque de vert pâle à incolore et montre des teintes de polarisation dans les bruns parfois plus ou moins cuivrés (chlorite ferro-magnésienne du type ripidolite). Elle est souvent associée à des granules de sphène et d'épidotes.

Les épidotes : Pistacite et clinozoïsite sont les deux variétés les plus abondantes et résultent essentiellement de la déstabilisation du plagioclase. L'allanite, très rare, en cristaux automorphes, est d'origine primaire.

Le quartz : En faible quantité, il constitue non seulement des plages xénomorphes bien individualisées, mais apparaît également dans des associations micropegmatitiques avec du feldspath potassique.

Les minéraux opaques : Il s'agit essentiellement de pyrite en petits cristaux automorphes et souvent altérés (limonite) et d'ilménite largement leucoxénisée. On trouve également de l'hématite.

Tous les autres constituants sont très accessoires : le feldspath potassique (orthose séricitisée) est localisé dans les associations micropegmatitiques; l'apatite constitue des prismes automorphes trapus pouvant atteindre 1200 μ x 500 μ.

Calcite, actinote de même que les épidotes, le leucoxène, les phyllites (séricite, muscovite) ou l'hydroxyde de fer, sont très nettement des minéraux secondaires.

Au point de vue minéralogique, cette roche est donc holoplagioclasique, mélanocrate, quartzifère; elle correspond aux quartz-diorites de la classification de Streckeisen (1973, 1976).

Dans les filons aplitiques, la roche est beaucoup plus leucocrate et le plagioclase constitue le minéral essentiel (80 % de la roche). Le minéral coloré (environ 10 à 15%) de la roche n'est plus la hornblende mais la biotite entièrement chloritisée.

Dans le pointement du Petit Taurel, au sein d'une roche à composition sensiblement identique à celle décrite à Keralain (plus leucocrate toutefois), apparaît un type particulier caractérisé par la présence, à côté de l'amphibole, du pyroxène et de biotite; la roche a une texture grenue.

La composition modale de cette roche est la suivante :

Plagioclase	:	53,4 %
Biotite	:	12,2 %
F. alcalin	:	6,4 %
Hornblende	:	5,4 %
Pyroxène	:	5,1 %
Quartz	:	4,5 %
Minéraux opaques	:	3,3 %
Accessoires (Chlorite, épidotes, calcite, etc...)	:	9,7 %

Le plagioclase : Relativement peu déstabilisé, il se présente sous forme de grandes lattes subautomorphes, toujours très finement maclées (albite, albite + carlsbad, albite + péricline). Il s'agit d'une andésine basique (An_{40-45}).

La biotite : Abondante, en cristaux automorphes fortement pléochroïques (brun à jaune pâle en sections longitudinales), elle est assez largement chloritisée. Apatite, minéraux opaques, plus rarement zircon, sont les inclusions les plus fréquentes.

Le feldspath alcalin : Il se présente en plages xénomorphes et montre les caractères d'une orthose largement perthitique (microperthite en filets); la composition, déterminée optiquement ($2Vnp = 60°$), est voisine de Or_{70} An_{30}. Il contient de nombreuses inclusions d'apatite.

La hornblende : Elle présente les mêmes caractères que celle décrite à Keralain.

Le pyroxène : Il s'agit de grands cristaux automorphes de 1 à 2 cm de longueur, incolores, parfois entourés par une bordure de hornblende verte. En général, il est assez bien conservé; parfois cependant, le développement d'actinote accompagnée par de la chlorite, des minéraux opaques et des granules de sphène est plus important et peu même exceptionnellement envahir tout le minéral (photo n°17).

C'est un pyroxène monoclinique dont les caractères optiques ($Ng \wedge c = 44°$ et $2\ Vng\ moyen = 50°$) sont ceux d'une augite parfois sans doute légèrement titanifère (très faible couleur rosé). Ce pyroxène contient souvent en inclusions des minéraux opaques (pyrite, magnétite, ilménite).

Le quartz : Comme le feldspath alcalin, c'est un minéral interstitiel, xénomorphe, jouant le rôle de ciment entre les minéraux ferromagnésiens et le plagioclase automorphe.

Les minéraux opaques (pyrite, magnétite, ilménite), l'apatite, l'allanite sont les autres constituants de cette variété auxquels il faut ajouter les produits de déstabilisation habituels : séricite, chlorite, épidotes, sphène, calcite.

Du point de vue minéralogique, ce type de roche a une composition située à la limite entre les diorites et les monzodiorites quartzifères de la classification de Streckeisen. Cette roche est nettement plus leucocrate que la diorite de Keralain.

Quant aux filons qui recoupent les roches sédimentaires du Grand Taurel, leur composition est du même type que celle de la diorite dont ils sont issus ; la texture est microgrenue porphyrique ; les phénocristaux sont constitués par de la hornblende et de l'oligoclase - andésine (An_{30}); la matrice par du plagioclase (oligoclase An_{17}), du quartz, de la hornblende, des épidotes (clinozoïsite et pistacite primaires et secondaires), du sphène, de la chlorite, des minéraux opaques, de l'apatite.

La biotite est absente et le feldspath potassique en quantité très faible.

Au point de vue minéralogique, nous retiendrons donc que les intrusions de Keralain et du Taurel sont constituées par une diorite mélanocrate, très riche en hornblende. Des variétés plus leucocrates apparaissent soit au sein de la diorite elle-même (type à hornblende + augite + biotite du Petit Taurel) soit dans les filons (Keralain, Grand Taurel) associés à ces plutonites.

III - CARACTERES CHIMIQUES ET HYPOTHESE GENETIQUE.

Les analyses correspondant aux différentes variétés de roches décrites sont présentées dans le tableau n°I-48.

Les deux premières (177 et 178) correspondent à deux échantillons du faciès typique très riche en amphibole prélevés à Keralain. L'analyse (179) est celle d'une roche aplitique recoupant la diorite de Keralain. L'analyse (180) est celle du type à pyroxène et biotite du Petit Taurel et l'analyse (181) celle d'un filon microdioritique provenant du Grand Taurel.

	177	178	179	180	181
SiO_2	46,03	46,53	53,07	50,25	49,05
Al_2O_3	16,01	13,33	20,83	17,56	16,60
Fe_2O_3	15,00	10,38	8,89	9,40	10,26
MnO	0,16	0,17	0,06	0,16	0,18
MgO	6,10	11,80	2,07	6,02	6,55
CaO	9,59	10,94	2,98	6,19	8,88
Na_2O	1,74	2,01	5,01	3,80	3,16
K_2O	0,78	1,80	3,04	2,76	1,98
TiO_2	0,72	1,19	0,30	1,18	0,98
P_2O_5	0,43	0,22	0,42	0,37	0,45
P.F.·1000°	3,87	2,14	2,22	2,65	2,65
P.F.·110°	0,07	0,01	0,12	0,12	0,36
Total	100,50	100,52	99,01	100,46	101,10

Tableau I-48 : Compositions chimiques des diorites du type Keralain

L'abondance de la hornblende, aussi bien dans les roches grenues (177 et 178) que dans les roches microgrenues (181) influe évidemment d'une manière importante sur la composition chimique globale des roches : ainsi la teneur faible en SiO_2, élevée en Fe_2O_3 et MgO correspond aux caractéristiques chimiques du constituant de loin le plus important. De même, dans ces roches, CaO est toujours en quantité supérieure aux alcalins.

A l'inverse, dès que la proportion de hornblende diminue que ce soit dans les filons aplitiques (179) ou les roches à pyroxène et biotite (180), des modifications apparaissent dans la teneur en ces différents éléments. Dans la roche aplitique, c'est non seulement la hornblende qui disparaît, mais le minéral coloré (biotite) qui est en faible quantité; la roche est plus riche en feldspath d'où l'augmentation de SiO_2, de Al_2O_3, de Na_2O+K_2O et la diminution corrélative de Fe_2O_3, MgO et CaO. Le rapport CaO/Na_2O+K_2O devient nettement inférieur à l'unité (0,37). Dans la roche à augite et à biotite, le caractère plus leucocrate est également marqué mais moins nettement que dans le cas précédent; c'est alors principalement au niveau de CaO et des alcalins qu'interviennent les variations chimiques les plus sensibles, le rapport CaO/Na_2O+K_2O n'étant que légèrement inférieur à l'unité (0,94).

Malgré ces variations, la composition de ces intrusions reste très basique, voire même à la limite des roches ultrabasiques. Si nous retenons comme la plus représentative la roche de Keralain (analyse 178) et que nous comparons sa composition chimique aux compositions moyennes de diorites et de gabbros données par Daly (1933), nous constatons (tableau n°I-49) que du point de vue chimique, elle se rapproche beaucoup plus d'un gabbro que d'une diorite.

Cette similitude chimique avec un gabbro résulte de l'importance de l'amphibole et la roche de Keralain représente vraisemblablement un cumulat différencié à partir d'un magma dont la composition reste à déterminer. Nous ne possédons guère d'éléments pour nous faire une idée de ce magma originel, car les pointements de Keralain et du Taurel constituent des intrusions isolées, sans rapport visible avec d'autres manifestations plutoniques. Toutefois, et ceci sera discuté plus loin (voir chapître géochronologie, 2ème partie), les diorites de Keralain et du Taurel sont, semble-t-il, contemporaines des intrusions finicadomiennes connues dans toute la région de la Baie de Saint-Brieuc et plus à

	Diorite de Keralain (analyse 178)	Gabbro	Diorite
SiO_2	46,53	48,24	56,77
Al_2O_3	13,33	17,88	16,67
Fe_2O_3	10,38	9,77	8,04
MgO	11,80	7,51	4,17
CaO	10,94	10,99	6,74
Na_2O	2,01	2,55	3,39
K_2O	1,80	0,89	2,12
TiO_2	1,19	0,97	0,84
$Fe_2O_3+MgO+TiO_2$	23,37	18,25	13,05
Na_2O+K_2O	3,81	3,44	5,51
CaO/Na_2O+K_2O	2,87	3,19	1,22

Tableau I-49 : Comparaison entre la diorite de Keralain et la composition moyenne des diorites et des gabbros d'après Daly (1933)

l'Est dans la Mancellia. Parmi celles-ci, les massifs dioritiques sont importants (diorite de St-Quay-Portrieux, de St Brieuc, de Coëtmieux - Fort la Latte, de Coutances); la question se pose alors de savoir si une roche telle que la diorite de Keralain ne représente pas une différenciation d'un magma ayant donné par ailleurs ces importantes intrusions dioritiques.

Les données analytiques sur les diorites fini-cadomiennes sont peu nombreuses; une estimation de la composition moyenne de ces roches a été faite à partir de 3 analyses figurant dans une publication de Barrois (1932, analyses I, II et IV, p.231). Les analyses correspondent à des échantillons de la diorite de St-Quay-Portrieux, de la diorite de St-Brieuc et de la diorite de Coutances. La moyenne de ces trois analyses figure dans le tableau n°I-50 (D). Partant d'un magma à composition dioritique (la composition d'une diorite est celle fournie par Daly, 1933), nous avons calculé la composition des liquides résiduels après cristallisation (10% et 20%) de l'amphibole dont l'analyse est donnée plus haut (amphibole provenant de l'échantillon 69-231). La composition de ces liquides résiduels ramenée à 100% figure dans le tableau n°I-50.

La comparaison des valeurs figurant dans les colonnes (B), (C) et (D) permet effectivement d'envisager pour les intrusions de type Keralain l'hypothèse d'une cristallisation fractionnée de hornblende (comprise entre 10% et 20% au maximum) avec formation de cumulat à partir d'un magma à composition dioritique dont la fraction restante aurait donné par ailleurs des roches dioritiques (diorites quartziques à biotite et hornblende) du type de celle que l'on trouve en particulier sur le pourtour de la Baie de St-Brieuc. Dans cette hypothèse, il s'agirait d'une cristallisation relativement précoce (au cours de l'ascension du magma) puisque l'on n'observe pas le litage magmatique dans la diorite de Keralain et que d'autre part, ces cumulats apparaissent isolément; il ne s'agit donc pas d'une cristallisation fractionnée "in situ".

IV - CONCLUSION.

Désignées sous le nom de Diorite de Keralain (η^3, Auvray et al., 1976), les roches plutoniques de Keralain et du Taurel constituent de petites intrusions isolées et limitées pour l'essentiel au domaine volcano-sédimentaire

	A	B	C	D
SiO_2	56,77	59,12	61,15	60,49
Al_2O_3	16,67	17,39	18,04	18,73
Fe_2O_3	8,04	7,52	6,73	7,60
MgO	4,17	3,02	1,51	1,88
CaO	6,74	6,31	5,70	5,36
Na_2O	3,39	3,61	3,83	3,49
K_2O	2,12	2,01	2,39	2,34
TiO_2	0,84	0,68	0,64	-
Fe_2O_3+MgO	12,21	10,54	8,24	9,48
CaO/Na_2+K_2O	1,22	1,12	0,89	0,91

Tableau I-50 : Composition des liquides résiduels après cristallisation de 10 % (B) et 20 % (C) d'amphibole à partir d'un liquide initial de composition (A). (D) : composition moyenne des diorites fini-cadomiennes.

sud-trégorrois; aucune évolution magmatique importante ne peut y être mise en évidence. Sans relation de terrain visible avec d'autres manifestations plutoniques dans le Trégor, leur période de mise en place, postérieure au dépôt et à la déformation des volcanites et sédiments du Briovérien supérieur, permet d'envisager l'hypothèse d'une relation génétique avec les importantes intrusions dioritiques fini-cadomiennes situées plus au Sud (la diorite de St-Quay-Portrieux est la plus proche, à environ 13 km au Sud). Dans cette hypothèse, la diorite de Keralain représenterait le résultat de la cristallisation fractionnée d'un magma à composition dioritique ayant par ailleurs donné naissance aux plutons de type St-Quay-Portrieux. L'intérêt supplémentaire de ces intrusions est de montrer la permanence de l'activité magmatique dans le Trégor tout au long du cycle briovérien.

Section E

Le magmatisme éocambrien

INTRODUCTION.

Au cours des chapitres précédents, nous avons vu successivement les ensembles magmatiques et sédimentaires les plus importants qui constituent l'ossature géologique du Trégor. Les magmatismes qui vont être décrits à présent sont postérieurs à cette longue histoire anté-paléozoïque et se manifestent sous forme d'intrusions ou d'épanchements aussi bien dans le domaine nord que dans le domaine sud-trégorrois.

Nous commencerons par un ensemble de roches qui, sous des aspects variés, constituent une même unité magmatique ainsi que le montrent leur communauté de caractères pétrographiques et géochimiques et leur âge comparable (Auvray, 1972, 1975 ; Auvray et Vidal, 1973 ; Vidal, 1976).

Ce magmatisme se présente sous trois aspects différents (fig. n° I-68) :

- Sous forme d'intrusions plutoniques de petites dimensions mises en place dans le batholite nord-trégorrois : ce sont les granites de Porz-Scarff et du Paon.
- Sous forme de filons extrêmement nombreux essentiellement dans la partie sud-est du complexe nord-trégorrois (microgranite de Loguivy).
- Enfin, sous forme d'épanchements volcaniques recouvrant les formations volcaniques de Tréguier et de Paimpol du domaine sud-trégorrois. Ces volcanites constituent également les affleurements de la partie nord de l'Archipel des Héaux, séparés du microgranite de Launay par accident.

Nous allons examiner successivement dans les chapitres suivants, ces trois types de formations. Nous décrirons pour chacune les caractères pétrographiques et géochimiques, puis nous tenterons de dégager les caractères d'ensemble de ce magmatisme.

Rappelons que ces différentes formations (granites, microgranites et rhyolites) n'avaient jusqu'à présent jamais été considérées comme appartenant à un même ensemble magmatique. (Barrois, 1908 ; Laffitte, 1955 ; Pruvost et al., 1966). Dans les travaux antérieurs en effet, le granite de Porz-Scarff n'apparaît pas en tant qu'unité géologique distincte du complexe dans lequel il se situe; le granite du Paon est signalé simplement (Laffitte, 1955) comme un faciès de différenciation du granite de Perros-Guirec - Bréhat. Les microgranites sont des filons intrusifs liés à la mise en place du même grand ensemble plutonique (Barrois, 1908 ; Laffitte, 1955 ; Pruvost et al., 1966); quant aux volcanites acides, elles ont toujours été considérées comme appartenant à l'épisode volcanique donnant les tufs kératophyriques de Tréguier et les spilites de Paimpol.

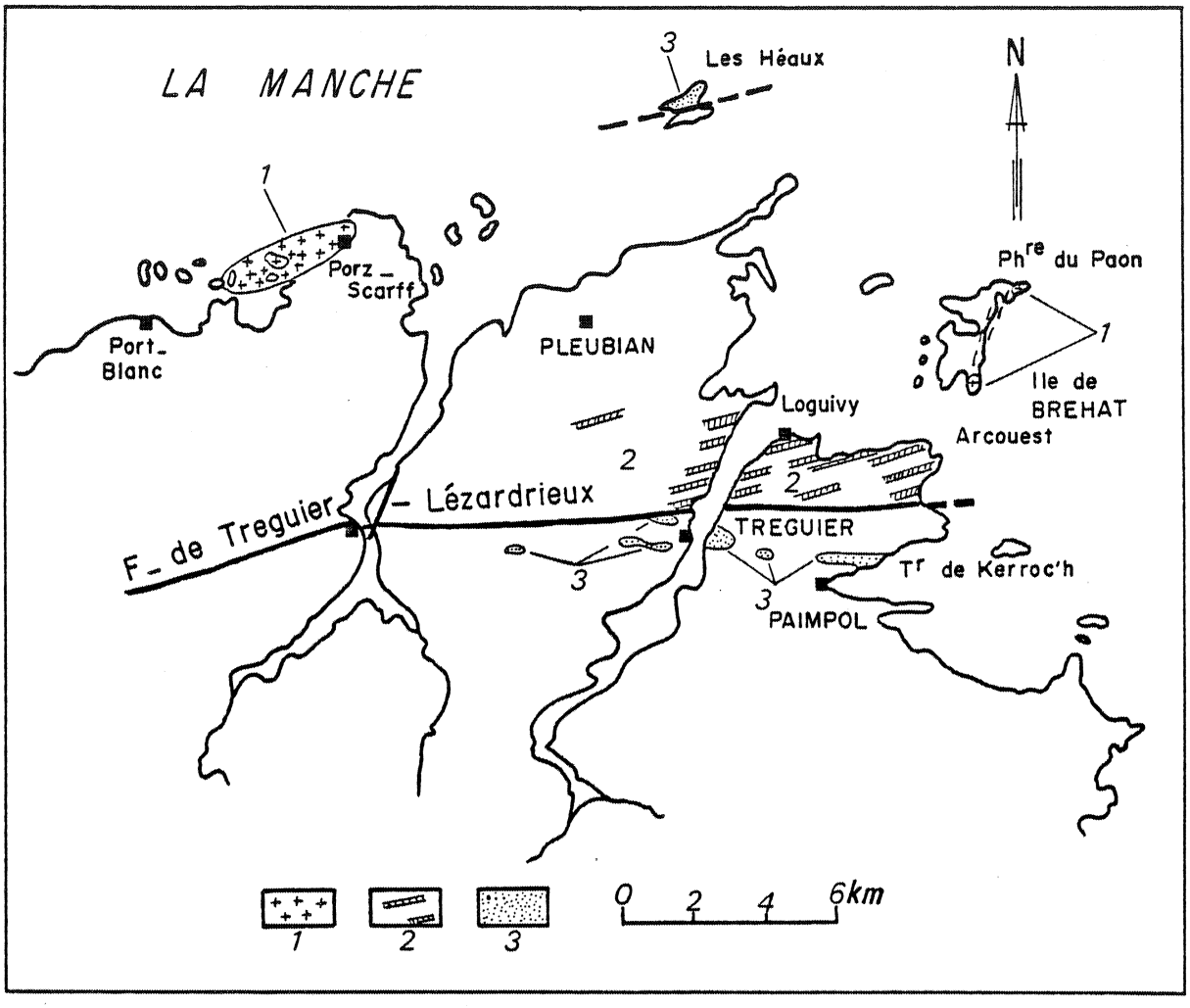


Fig.I-68 : Schéma de localisation des différentes manifestations du magmatisme acide et alcalin éocambrien du Trégor. (1) Granites de Porz-Scarff et du Paon; (2) Microgranites de Loguivy; (3) Ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux.

Chapitre XII

Les manifestations plutoniques : Le granite de Porz-Scarff Le granite du Paon

A - LE GRANITE DE PORZ-SCARFF.

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT. (fig. n°I-68).

Ce granite constitue une intrusion en forme d'ellipse allongée en direction NE-SW, dont les dimensions sont de l'ordre de 6 km x 2 km.

Il se situe en grande partie dans l'ensemble microgranodioritique de Pleubian, s'étendant depuis le secteur du Gouffre en Plougrescant jusqu'à la région de Port-Blanc. On le retrouve dans tous les îlots qui jalonnent cette côte (Ile Yvinec et Ile des Pins, face à Porz-Scarff; Iles Baélanec, Ile Marquer devant Bugelès et Port-Blanc).

Les contacts avec les formations encaissantes ne sont que rarement observables mais, à chaque fois que l'on se trouve en bordure de ce petit massif, on observe le développement d'un faciès plus fin qui permet de suivre approximativement, du moins dans sa bordure SW-NE, le contour cartographique du granite. Un des rares contacts observables se situe au voisinage du Gouffre : le faciès de bordure s'insère ici d'une manière irrégulière dans la granodiorite de Talberg à l'intérieur de laquelle il découpe des enclaves aux contours anguleux. La limite du contact est sinueuse mais très nettement tranchée, sans aucune auréole de réaction ni zone de passage progressif entre les deux types de roches. Le granite, d'autre part, émet de très nombreux filons principalement d'aplite ou de granite à grain très fin (plus rarement de pegmatites), dans toutes les formations voisines (granite de Port-Blanc, microgranodiorite de Pleubian, diorite de Castel-Meur).

Toutes ces observations de terrain jointes au métamorphisme de contact développé par le granite de Porz-Scarff (voir chapître : microgranodiorite de Pleubian), démontrent le caractère intrusif de ce pluton dans un contexte entièrement cristallisé et refroidi.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Il s'agit d'un granite à grain moyen à assez fin (de l'ordre de 0,5 cm) de teinte rose très franche lorsque la roche est fraîche. Il a tendance à prendre une teinte rose plus pâle à blanchâtre par altération; on y distingue alors très nettement les deux feldspaths, l'un rose et l'autre blanc. Le quartz est abondant, les minéraux colorés très peu nombreux et le plus souvent groupés en petits amas de 2 à 4 mm dans leur plus grande dimension.

Dans le faciès le plus fin (1 à 2 mm) qui constitue la bordure de ce massif, on retrouve la même abondance des feldspaths et du quartz et la même pauvreté en minéraux colorés. La couleur est gris-rosée.

Quelques rares petits amas centimétriques de biotite constituent les seules enclaves de type microgrenu contenues dans ce granite. Jamais on n'y observe les enclaves parfois décimétriques, bien individualisées, mises en évidence dans les roches encaissantes.

Les filons issus du granite sont le plus souvent des aplites roses, constituant des filons peu épais (rarement plus de 20 à 30 cm) mais nombreux. On peut en observer de très beaux exemples dans le secteur du Gouffre et à Porz-Hir où leur couleur rose tranche nettement sur les roches dans l'ensemble verdâtres à noires de cette région. Ces filons peuvent découper ou emballer des enclaves anguleuses de granodiorite. Parfois, dans la partie centrale des aplites, apparaissent des pegmatites à quartz et feldspaths, mais elles sont rares.

Dans ce granite comme dans les autres roches constituant le complexe plutonique nord-trégorrois, on observe les manifestations d'une tectonique cassante : "shear-zones" minéralisées en quartz et épidotes (N 50° à 70°), failles repérables grâce aux filons de dolérite sécants dans le granite qui sont recoupés et décalés (N 130-140°, notamment dans le secteur de Porz-Scarff).

Dans le type le plus caractéristique (granite rose à grain moyen) dont on peut observer de beaux affleurements dans les rochers de Porz-Scarff ("Aiguilles de Porz-Scarff"), la texture est grenue à plagioclase subautomorphe, avec parfois tendance à l'apparition d'une texture monzonitique. Dans certains échantillons localisés à la partie sud-ouest du massif, apparaissent des associations micropegmatitiques (micropegmatites graphiques) parfois suffisamment nombreuses pour donner à la roche un aspect granophyrique.

Ce granite contient trois constituants essentiels : l'albite, l'orthose et le quartz représentant à eux seuls plus de 90% de la roche. (tableau n°I-51,A).

	(A)	(B)
Albite	37,1 %	53,7 %
Quartz	30,0 %	19,3 %
Orthose	25,7 %	17,5 %
Biotite	2,8 %	3,0 %
Hornblende	0,5 %	0,9 %
Minéraux accessoires et secondaires	3,9 %	5,6 %

Tableau n°I-51 : Composition modale du granite de Porz-Scarff (A) et des aplites associées (B).

Le plagioclase : Subautomorphe, il montre de nombreuses sections maclées albite (macles fines groupant de très nombreux individus). Le zoning est rare, développé surtout dans les échantillons à tendance granophyrique. Ses caractères optiques sont ceux d'une albite An_7 (parfois An_3). La séricitisation est toujours faible.

Le quartz : Très abondant, il dessine très souvent de grandes plages globuleuses poecilitiques. Il constitue en outre, en association avec l'orthose, des micropegmatites.

L'orthose : Elle présente en lumière naturelle un aspect trouble lié à la présence d'un très fin saupoudrage d'infimes paillettes ou granules d'argile (kaolinite ?) et de minéraux opaques (oxydes de fer). La macle de Carlsbad est assez fréquente. Elle est toujours très largement perthitique (microperthites en filets ou en taches diffuses plus ou moins larges) et des albites de substitution peuvent y apparaître. Sa composition est $Or_{52}\ Ab_{48}$.

Les micropegmatites se développent préférentiellement en auréole autour de gros cristaux globuleux de quartz ou d'un cristal subautomorphe d'orthose.

Le seul autre constituant de quelque importance est la biotite. Elle est souvent assez largement chloritisée, mais quand elle est fraîche, elle montre un beau pléochroïsme de brun plus ou moins verdâtre à jaune brunâtre. Les paillettes automorphes se groupent fréquemment en petits nids, associées à la hornblende (rare) , aux minéraux opaques, à l'apatite, parfois à l'allanite. Le zircon est le minéral le plus fréquent sous forme d'inclusions dans la biotite.

L'amphibole : Est beaucoup plus accidentelle, apparaissant sous forme de petites baguettes automorphes atteignant au maximum 2, 5 mm. Elle est assez souvent déstabilisée en chlorite, épidotes (clinozoïsite surtout, pistacite parfois) et minéraux opaques. Il s'agit d'une hornblende commune, montrant un pléochroïsme assez intense (de vert plus ou moins bleuâtre à jaune ou vert franc). L angle d'extinction Ng Λ c, relativement faible (ne dépassant pas 15°) et l'angle 2 Vnp de l'ordre de 70°, indique une hornblende dans laquelle le rapport Fe/Mg est voisin de 1 (Tröger, 1956, p.77).

Les minéraux opaques (magnétite et pyrite), l'apatite, le zircon, l'ilménite, et tout à fait exceptionnellement la tourmaline complètent la paragenèse de ce granite.

Chlorite, séricite, clinozoïsite, pistacite et pour partie les minéraux opaques (en granules) sont des produits de déstabilisation des minéraux primaires.

Le faciès de bordure à grain plus fin, de teinte gris-rose, est constitué des mêmes minéraux en proportions sensiblement identiques. Les seules différences tiennent à la taille plus petite du grain et au fait que le plagioclase prend un caractère automorphe plus accentué; il se présente en lattes allongées (1500 µx 200 µ) et donne parfois même des phénocristaux.

	182	183	184	185	186	187	188	189
SiO_2	73,30	73,70	74,80	72,60	66,30	66,40	67,50	69,50
Al_2O_3	13,22	13,57	12,46	13,19	15,56	16,05	15,51	14,74
Fe_2O_3	2,22	2,78	1,48	1,78	4,84	4,80	3,31	3,39
MnO	0,03	0,06	0,02	0,03	0,12	0,10	0,05	0,06
MgO	0,14	0,15	0,14	0,36	0,33	0,25	0,21	0,10
CaO	0,38	0,67	0,20	0,97	2,15	1,90	3,81	1,22
Na_2O	4,16	5,00	3,90	3,19	5,70	5,69	5,11	5,25
K_2O	3,93	3,28	4,51	5,57	2,48	2,61	3,36	3,22
TiO_2	0,13	0,15	0,10	0,30	0,31	0,30	0,20	0,15
PF 1000°	0,79	0,59	0,74	0,69	0,82	0,82	0,88	0,77
PF 110°	0,28	0,19	0,20	0,19	0,20	0,32	0,22	0,26
Total	98,58	100,14	98,55	98,87	98,81	99,24	100,16	98,66

Tableau I-52 : Analyses chimiques des différentes roches du massif de Porz-Scarff.

Au point de vue minéralogique, le granite de Porz-Scarff est donc un granite leucocrate, riche en quartz et ne contenant que des feldspaths alcalins (orthose et albite); il correspond donc à la définition des granites alcalins (Streckeisen, 1973, 1976) bien qu'en toute rigueur la composition de l'albite soit le plus souvent légèrement supérieure à An_5, limite fixée par cet auteur pour considérer ce minéral comme un feldspath alcalin.

Les nombreux filons issus du massif de Porz-Scarff sont des aplites qui ressemblent très souvent au faciès de bordure à grain fin décrit plus haut. On y retrouve les mêmes constituants, la fraction quartzo-feldspathique constituant encore plus de 90% de la roche. On notera (tableau n°I-51 B) que les variations essentielles par rapport au type principal sont :

- la diminution très sensible de la teneur en quartz
- l'augmentation importante du plagioclase albitique par rapport à l'orthose.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-52):

Dans le tableau n°I-52 figurent 8 analyses chimiques d'échantillons provenant du massif de Porz-Scarff.

Les trois premières représentent le granite (analyses 182 à 184), l'analyse (185) le faciès fin de bordure; les quatre dernières (186 à 189) des roches aplitiques ou finement grenues prélevées dans les filons issus du massif de Porz-Scarff.

Toutes ces roches possèdent en commun les caractères chimiques suivants :

- faible teneur en Fe_2O_3 (fer total), MgO et TiO_2 dont la somme est comprise entre 1,72% et 5,48%. Le MgO en particulier est très peu abondant, n'atteignant jamais 0,40%.
- faible teneur en CaO.
- forte teneur en alcalins dont la somme est toujours supérieure à 8% avec le plus souvent Na_2O dominant sur K_2O.
- Le rapport CaO/Na_2O+K_2O est toujours très largement inférieur à l'unité (0,45 est la valeur maximum pour l'analyse 188).

Ceci correspond bien au caractère très leucocrate de ces roches et la nature alcaline des feldspaths.

En ce qui concerne le granite proprement dit (analyses 182 à 184), la teneur en SiO_2 très forte souligne la richesse en quartz. Dans ce granite, le potassium ne prédomine sur le sodium que dans le faciès riche en micropegmatite (184). Mais dans tous les cas, la quantité de CaO est particulièrement faible (rapport CaO/Na_2O+K_2O compris entre 0,08 et 0,02).

Dans le faciès de bordure (analyse 185), la composition est très voisine de celle du granite, le caractère potassique étant toutefois plus accentué.

Les roches provenant des filons, se distinguent du granite par une teneur sensiblement plus faible en silice, et des teneurs en Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 et CaO plus élevées. Na_2O y est toujours largement plus abondant que K_2O. Tout ceci traduit bien les observations pétrographiques, à savoir la quantité plus faible de quartz dans ces roches et la large prédominance de l'albite sur l'orthose; les minéraux colorés et accessoires y sont également un peu plus abondants (7,2% au total pour le granite, 9,5% pour les roches filoniennes; voir analyses modales, tableau n°I-51).

IV - CONCLUSION.

Nous retiendrons donc que du point de vue chimique, et malgré de sensibles variations au niveau notamment des filons émis par le granite dans les roches encaissantes, l'ensemble du massif granitique de Porz-Scarff possède des caractères alcalins nettement marqués. Au point de vue normatif, la plupart de ces roches (et notamment tous les échantillons de granite) appartiennent au groupe des granites alcalins, les coupholites représentant de 91 à 95,5% des constituants avec une très forte teneur en quartz normatif, oscillant de 18,5% environ (analyse 188) à près de 35% (analyse 184) *.

---

* Dans l'essai de classification chimique des roches ignées proposé par Streckeisen (1976), le granite de Porz-Scarff se situerait dans le groupe des granites à feldspaths alcalins ("alkali-feldspar-granite"; tableau I, p.9),

Si nous faisons abstraction des types particuliers (faciès de bordure ou de filon), la composition moyenne de ce granite de Porz-Scarff (moyenne des analyses 182, 183 et 184) est la suivante :

SiO_2	= 73,93 %		
Al_2O_3	= 13,08 %		
Fe_2O_3	= 2,16 %		
MnO	= 0,04 %	Qz	= 32,6 %
MgO	= 0,14 %	Ab	= 36,76 %
CaO	= 0,42 %	An	= 2,09 %
Na_2O	= 4,35 %	Or	= 23,13 %
K_2O	= 3,91 %		
TiO_2	= 0,13 %		

Le rapport Ab/An peut être considéré comme voisin de l'infini; les quantités normatives Qz, Ab et Or sont dès lors pratiquement identiques à celles de l'eutectique du système granitique pour $P_{Tot} = P_{H_2O}$ = 2 kb (fig.n°I-69).

Ceci semble indiquer des conditions de mise en place et de cristallisation relativement superficielles, ce qui est conforme aux caractères géologiques et pétrographiques observés (granite à grain moyen avec bordure à grain fin, important cortège filonien, évolution vers un type granophyrique dans la partie sud-ouest).

---

* (suite note infrapaginale page précédente).
distincts des granites alcalins ("alkali-granite") par une gamme des valeurs des alcalins moins élevée (respectivement 8-9,5% et 8,5-11%), un index de différenciation plus fort (respectivement 90-96% et 71-95%) et une quantité de quartz normatif également plus forte (respectivement 27-35% contre 24-30%). D'autre part, dans les "alkali-feldspar granites" il y a toujours une faible quantité d'anorthite dans la norme, ce qui est le cas pour le granite de Porz-Scarff; cette anorthite n'existe pas, par contre, dans le groupe des "alkali-granites" tel qu'il est défini par Streckeisen; ce dernier groupe correspond, semble-t-il à ce qui est considéré habituellement comme les granites hyperalcalins (Al < Na + K).

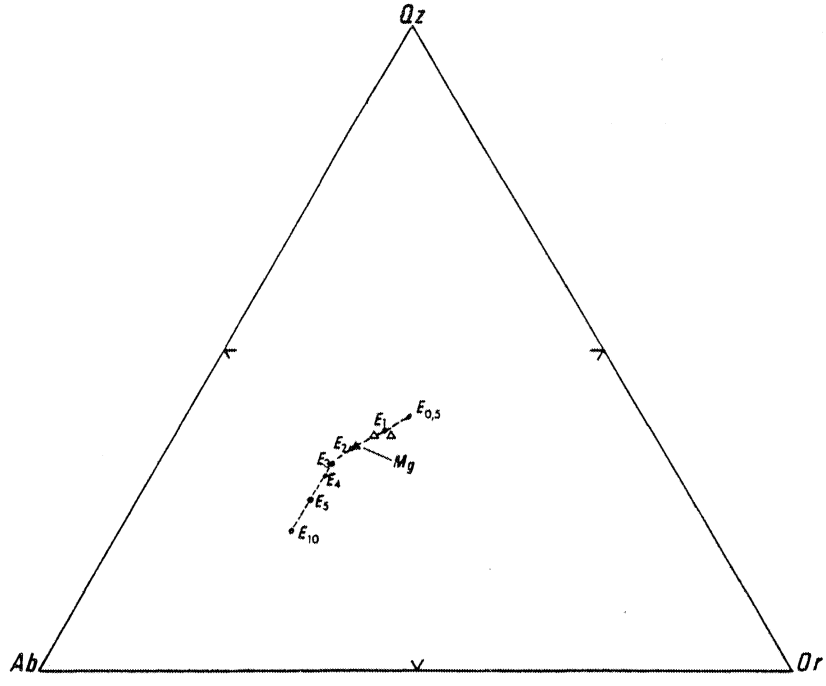


Fig.I-69 : Position du point représentatif de la composition moyenne (Mg) du granite de Porz-Scarff dans le diagramme Qz-Ab-Or : ce point est pratiquement confondu avec l'eutectique du système pour PH_2O= 2kb (d'après Mehnert, 1968, fig.47). (Δ) Analyses du granite du Paon dans le même diagramme.

B - LE GRANITE DU PAON

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-68).

Ce granite constitue deux intrusions de modestes dimensions (250 à 300 m) situées dans la moitié Est de l'île de Bréhat. L'une apparaît au Nord de l'île autour du phare du Paon, l'autre au Sud, dans la région du Guerzido. Ces deux pointements sont reliés par un très abondant chevelu de filons peu puissants (<10 m) de ce même granite, qui coupe,tout le long de la côte Est de l'île, le granite de Pomelin-Bréhat.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Le granite du Paon, de teinte rose foncé presque rouge, possède un grain millimétrique qui lui donne un aspect aplitique. A l'affleurement, il ressemble donc beaucoup au faciès de bordure du granite de Porz-Scarff qui est cependant moins vivement coloré.

Il est hololeucocrate et particulièrement riche en quartz. On n'y observe pas d'enclaves microgrenues. Par contre, de fins filonnets d'aplite et de pegmatite à quartz et orthose (sans micas), assez nombreux, recoupent ce granite et lui sont associés.

Décrit par Laffitte (1955) sous le nom de granite aplitique rose de Bréhat, cette roche contient essentiellement, comme l'indique cet auteur : quartz, orthose et albite. Ces trois constituants dessinent une texture très finement grenue au sein de laquelle seule l'albite présente des caractères subautomorphes; le quartz dessine des plages globuleuses, arrondies. L'orthose, très abondante, forme des plages plus ou moins poecilitiques, englobant souvent les autres constituants. Les minéraux colorés sont en quantités très faibles. L'analyse modale donne les proportions suivantes :

- Quartz : 37,4 %
- Orthose : 36,0 %
- Albite : 23,2 %
- Biotite : 2,5 %
- Minéraux opaques: 1,9 %

Par rapport au granite de Porz-Scarff (tableau n°I-51) le granite aplitique du Paon est plus riche en quartz et les proportions d'orthose et d'albite sont inversées.

L'orthose: est très fortement perthitique (microperthite en minces filets) comme celle du granite de Porz-Scarff; elle est assez fréquemment maclée Carlsbad. Sa composition est voisine de Or_{57} Ab_{43}. L'aspect trouble en lumière naturelle (lié à la présence de fines particules de kaolinite ? et d'oxyde de fer) est constant.

L'albite: est pratiquement pure; sa teneur en anorthite ne dépasse pas 5%. La séricitisation est faible dans la plupart des cas.

On n'observe pas d'associations micropegmatitiques dans ce granite; le feldspath de type orthose contient néanmoins assez souvent, en inclusions, de petites goutelettes de quartz à orientation optique commune.

Le seul minéral ferro-magnésien est la biotite, en petites tablettes automorphes très dispersées dans la roche, fortement pléochroïques dans les brun à jaune pâle; elle est peu chloritisée.

La muscovite: est tout à fait accidentelle; la magnétite, l'apatite, le zircon et l'allanite sont les minéraux accessoires, identiques à ceux trouvés dans le granite de Porz-Scarff.

Au point de vue minéralogique, le granite du Paon est donc un granite à grain très fin, à tendance aplitique, hololeucocrate (moins de 5% d'éléments colorés), à caractère acide (richesse en quartz) et alcalin (les feldspaths sont l'orthose et l'albite pratiquement pure) très fortement prononcé.

III - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-53):

Deux analyses chimiques de ce granite sont présentées dans le tableau n°I-53; un échantillon provient de l'affleurement du Paon (190), l'autre du Guerzido (191).

La composition du granite est la même dans ses deux affleurements principaux au Nord et au Sud de l'île. On retrouve, accentuées, les caractéristiques chimiques du granite de Porz-Scarff.

La roche est très riche en silice ce qui traduit la grande abondance du quartz; la somme des alcalins dépasse 8% (respectivement 8,55% et 8,38%),

	190	191	A
SiO_2	76,30	76,25	73,93
Al_2O_3	12,16	11,98	13,08
Fe_2O_3	0,94	1,00	2,16
MnO	0,02	0,02	0,04
MgO	0,07	0,08	0,14
CaO	0,72	0,46	0,42
Na_2O	3,95	4,14	4,35
K_2O	4,60	4,24	3,91
TiO_2	0,07	0,03	0,13
P_2O_5	n.d.	n.d.	n.d.
PF 1000°	0,31	0,41	
PF 110°	0,42	0,53	
Total	99,56	99,14	

Tableau I-53 : Analyses du granite du Paon (190 et 191) et moyenne des valeurs du granite de Porz- Scarff(A).

alors que CaO est en très faible quantité; le rapport CaO/Na_2O+K_2O, particulièrement bas (0,08 et 0,06), confirme l'abondance des feldspaths alcalins. La somme Fe_2O_3 (fer total) + MgO + TiO_2 est également très basse (respectivement 1,08% et 1,11%), reflètant le caractère hololeucocrate de cette roche.

Le calcul de la norme fait apparaître l'abondance des coupholites ($\sim$ 97% des éléments normatifs) et montre que ce granite se situe à la limite des granites hyperalcalins, le nombre de molécules d'Al_2O_3 étant tout juste suffisant pour constituer l'orthose et l'albite normatives (tout le CaO pourtant en faible quantité ne peut être utilisé pour la formation de l'anorthite, et de la wollastonite normative apparaît).

Dans le diagramme Qz - Ab - Or (fig. n°I-69), Ab/An pouvant être considéré comme $\simeq\infty$, les deux analyses se situent très près de l'eutectique du système quartz - albite -orthose - H_2O pour une Pression totale = PH_2O = 1 kb; ceci implique une fin de différenciation sous faible pression et s'accorde avec une mise en place à faible profondeur, démontrée par la finesse du grain et le caractère xénomorphe de la plupart des constituants essentiels de ce granite.

C - CONCLUSIONS

Le granite de Porz-Scarff et le granite du Paon possèdent en commun les caractères suivants :

- tous les deux sont intrusifs dans le batholite granitique et granodioritique nord-trégorrois bien après la constitution du batholite, ce qui sera confirmé (2ème partie, chapitre I) par les mesures radiométriques, au moins en ce qui concerne le granite de Porz-Scarff.
- tous les deux correspondent à des conditions de cristallisation à l'équilibre (composition voisine des eutectiques) et de mise en place relativement superficielles estimées respectivement à environ 6km et 3km.

- tous les deux sont hololeucocrates, constitués essentiellement de quartz, d'orthose perthitique et d'albite. Chimiquement, ceci se traduit par une forte teneur en SiO_2, en Na_2O et en K_2O, la somme de ces deux derniers éléments dépassant toujours 8%; CaO est en quantité très faible.

En ce qui concerne les proportions relatives des alcalins, Na_2O est dans l'ensemble supérieur à K_2O dans le granite de Porz-Scarff. Seuls, le faciès à tendance hypovolcanique (granophyre) et le faciès de bordure montrent une sensible prédominance de K_2O sur Na_2O, et de ce point de vue, sont très proches du granite du Paon dans lequel on note également une valeur supérieure à 1 du rapport K_2O/Na_2O.

Pour ces différentes raisons, le granite de Porz-Scarff et le granite du Paon sont à relier au même événement magmatique. Ils correspondent sans doute à la mise en place dans des conditions légèrement différentes, d'un même magma soumis par ailleurs à la cristallisation fractionnée ; ceci expliquerait les légères variations chimiques d'ensemble que l'on observe quand on passe du granite de Porz-Scarff au granite du Paon (tableau n°I-53) : augmentation principalement de la silice et diminution du fer, du magnésium et du titane.

Chapitre XIII

Les manifestations hypovolcaniques : Le microgranite de Loguivy

Dans tout le secteur compris entre Launay-Mal-Nommée et l'estuaire du Trieux (rives droite et gauche), apparaît un champ filonien extrêmement dense, constitué par des filons de quelques mètres de puissance (2 à 5 m) en général, mais pouvant atteindre parfois 20 m. Il s'agit de roches connues et décrites depuis longtemps (Barrois, 1908) sous le nom de "Microgranulites, micropegmatites, porphyres sphérolitiques et pétrosiliceux de Loguivy" (γ^3 de la feuille de Tréguier au 1/80.000^{e}, 1ère et 2ème édition).

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT. (fig. n°I-68).

Ces filons microgranitiques sont restreints presqu'exclusivement au secteur d'affleurement du microgranite monzonitique de Launay. Quelques rares filons sont visibles un peu plus à l'Ouest (pointe au Nord de Port-Béni); un seul a été observé dans le domaine sud-trégorrois; il recoupe les tufs kératophyriques (carrière de Lan Vestran, route de Paimpol à Loguivy).

La densité de ces filons est telle, notamment dans les secteurs de la Pointe de l'Arcouest et de Loguivy, qu'il est parfois difficile sur le terrain de distinguer l'encaissant de l'intrusion, le microgranite monzonitique de Launay ne constituant plus que de minces lambeaux entre les filons microgranitiques de Loguivy.

Le caractère intrusif et filonien du microgranite de Loguivy s'observe cependant aisément et ne fait aucun doute; sa mise en place dans un contexte refroidi est attestée par de nombreuses observations (présence constante de " chilled-margins", enclaves anguleuses arrachées à l'encaissant).

Comme nous l'avons vu, leur puissance est très variable; ils sont toujours verticaux et leur orientation moyenne est N 60° . Les failles tardives N 140° à N-S qui affectent toutes les formations de cette région les recoupent.

Roches à cristallisation très fine, elles sont particulièrement résistantes à l'altération, constituant en bordure du rivage des pitons rocheux reliés à la côte par des cordons de galets; ces roches contribuent à donner au secteur côtier compris entre la Pointe de l'Arcouest et le Sud de Loguivy une morphologie très particulière caractérisée par de nombreux petits tombolos.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Typiquement le microgranite de Loguivy est une roche de couleur rose à violacée foncée, presque noire, qui varie avec l'abondance de phénocristaux ou le degré d'altération de la roche.

Dans les échantillons les plus caractéristiques, tels que ceux que l'on peut observer à la Pointe de l'Arcouest (photo n°18), on distingue parfaitement la matrice microcristalline de teinte violacée entourant des phéno-

cristaux de feldspaths de couleur blanche et rose (taille inférieure au cm); les phénocristaux de quartz sont plus rares et plus petits (de l'ordre du millimètre); il en est de même pour les phénocristaux de biotite, rares et très petits (à peine visibles à l'oeil nu).

L'abondance des phénocristaux est extrêmement variable d'un filon à l'autre et à l'intérieur d'un même filon; elle peut atteindre 60% ou ne pas dépasser 10%. Dans un même filon, les phénocristaux se concentrent dans la partie centrale, regressent vers les bordures et disparaissent totalement dans les bordures trempées (chilled-margins) épaisses en général de quelques centimètres. Dans ces bordures, la roche aphanitique de couleur presque noire, à cassure esquilleuse, montre une fluidalité parallèle aux épontes.

Dans la plupart des filons, 80% à 90% des phénocristaux sont constitués, en proportions à peu près égales, par l'orthose et l'albite, 5% à 15% par le quartz; la biotite, les minéraux opaques, l'apatite, parfois même le zircon et l'allanite forment le reste des phénocristaux dont la somme n'atteint pas en général 5%. Il s'agit ici de valeurs moyennes, susceptibles de variations importantes surtout en ce qui concerne le quartz qui peut être soit totalement absent soit en quantité à peu près équivalente à celle des différents feldspaths (de l'ordre de 30%).

La texture est constamment porphyrique, hormis dans les bordures refroidies, et l'aspect de la mésostase justifie les termes microgrenus, micropegmatitiques et sphérolitiques utilisés par Barrois (1908) pour désigner ces roches.

La mésostase est en effet :

- soit typiquement microgrenue, constituée de petites plages xénomorphes de quartz, d'orthose, d'albite étroitement engrenées les unes dans les autres (taille moyenne de l'ordre de 20 à 50 microns).
- soit constituée en grande partie par des micropegmatites graphiques (quartz et orthose) qui se développent en grandes auréoles autour des phénocristaux aussi bien de quartz que de feldspath (photo n°19).
- soit très riche en sphérolites de diamètre moyen voisin de 0,5mm, constitués par de très fins cristallites de silice (calcédoine?) et de feldspath (orthose reconnaissable en lumière naturelle grâce à son aspect trouble) présentant une disposition radiale (photo n° 20). Ces sphérolites peuvent se développer autour

des phénocristaux, mais également isolément au sein de la mésostase; dans ce cas, le centre du sphérolite est le plus souvent constitué par un petit cristal (50 microns environ) automorphe d'albite, maclé ou non, à section rectangulaire ou carrée. Il n'y a pas de règle à l'apparition de ces différents types de texture qui coexistent parfois dans une même lame mince.

Au point de vue minéralogique, il s'agit de roches quartzo-feldspathiques dont les trois constituants essentiels sont l'albite, l'orthose et le quartz; tous les autres constituants sont accessoires.

1) Les phénocristaux :

l'Albite : c'est une albite très pure ($An_{2-3\%}$ en général) frès fortement maclée (macle polysynthétique de l'albite groupant de nombreux et fins individus, mais aussi macle de la Péricline ou de Carlsbad). Ce minéral est en général très frais et ne présente que de faibles traces de sériciti sation. Apatite, zircon, petites paillettes de biotite y sont des inclusions fréquentes.

l'Orthose : fortement perthitique (microperthites en minces filets parallèles ou en taches diffuses). l'orthose présente parfois la macle de Carlsbad. Elle contient également des albites de substitution. La composition est voisine de $Or_{58}\ Ab_{42}$. Ce minéral est constamment envahi par un nuage de petits granules sans doute d'argile et d'oxyde de fer (couleur rose sur l'échantillon macroscopique) qui lui donne un aspect trouble en lame mince (L. N.). On y trouve les mêmes inclusions que dans l'albite.

Le Quartz : il constitue des phénocristaux généralement plus petits que les feldspaths, parfaitement automorphes (parfois même bipyramidés). On y observe de très belles figures en "doigt de gants". Ces phénocristaux ont toujours une extinction franche et sont parfaitement uniaxe; les inclusions y sont rares (petites paillettes de biotite).

La Biotite : en petites plaquettes automorphes peu nombreuses, elle présente un pléochroïsme dans les vert à jaune. Elle est assez souvent chloritisée avec exsudation de petits granules de minéraux opaques.

L'apatite en fines baguettes (200μ x 10μ), le zircon en cristaux automorphes pouvant atteindre 250μ x 100μ, l'allanite (250μ x 150μ au maximum), la magnétite et la pyrite sont les autres phénocristaux observables dans ce microgranite.

2) La mésostase :

Sous des formes variées (voir les textures décrites plus haut), on retrouve dans la mésostase les mêmes minéraux essentiels : albite, orthose,

quartz et accessoirement biotite, minéraux opaques, apatite, zircon. S'y ajoutent de petits nids de pistacite (enchevêtrements de petits cristaux automorphes) et des petites plages diffuses de calcite. L'épidote et la calcite sont sans doute de cristallisation primaire puisqu'il n'y a pas d'indice de déstabilisation d'anciens minéraux calciques; le fait que les taches de calcite recoupent les phénocristaux et la mésostase, la présence de ces deux minéraux dans de très minces filonnets recoupant le microgranite, sont autant d'indices d'une cristallisation hydrothermale. Les petites plages de chlorite et les granules de minéraux opaques disséminés dans la mésostase représentent les produits de déstabilisation de la biotite. Cette chloritisation de la biotite, de même que la kaolinitisation (?) de l'orthose sont d'ailleurs peut-être à rattacher à cette phase tardive (hydrothermale).

Dans les bordures des filons, les phénocristaux disparaissent mais la composition minéralogique de la mésostase reste la même. Dans certains cas, la texture tend à devenir plus ou moins microlitique, les feldspaths en petites baguettes allongées subautomorphes s'alignant parallèlement au bord du filon. Dans d'autres cas, la mésostase prend un aspect vitreux tandis que se dessine une sorte de fluidalité soulignée par de minces filets de séricite.

III - CARACTERES CHIMIQUES (Tableau n°I-54):

Dix analyses chimiques ont été effectuées sur différents filons de microgranite de Loguivy et figurent dans le tableau n°I-54. Les huit premières, classées par teneur en SiO_2 croissante, correspondent à des roches porphyriques provenant de la partie centrale des filons. Les deux dernières (analyses 200 et 201) correspondent à deux salbandes aphanitiques.

On constate tout d'abord, malgré de légères variations portant principalement sur SiO_2 et Fe_2O_3, que toutes ces roches présentent une composition chimique voisine dont les traits principaux, confirmant la composition minéralogique, sont les suivants :

- Forte teneur en SiO_2 comprise entre 70 et 76%.
- Forte teneur en alcalins, la somme Na_2O+K_2O étant toujours nettement supérieure à 8%, parfois même à 9% (192 et 199). Une exception toutefois pour l'analyse d'une bordure de filon (analyse 201) dans laquelle Na_2O+K_2O = 7,78%.

	192	193	194	195	196	197	198	199	A	200	201	B
SiO_2	70,32	71,10	71,48	71,71	72,42	73,69	73,72	73,72	72,27	75,77	75,82	75,79
Al_2O_3	15,25	14,65	14,92	14,58	14,00	14,08	13,70	14,30	14,45	12,80	12,60	12,70
Fe_2O_3	2,80	2,49	2,64	2,30	1,68	1,97	1,62	1,68	2,15	1,46	1,56	1,51
MnO	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
MgO	0,30	0,47	0,39	0,18	0,24	0,15	0,14	0,22	0,26	0,22	0,38	0,30
CaO	0,19	0,40	0,46	0,24	0,17	0,09	0,28	0,28	0,26	0,16	0,14	0,15
Na_2O	5,06	4,93	5,02	4,82	4,63	5,35	4,31	4,23	4,79	4,59	4,15	4,37
K_2O	4,15	3,88	3,77	3,89	4,32	3,52	4,48	4,78	4,10	3,57	3,63	3,60
TiO_2	0,38	0,37	0,30	0,34	0,25	0,38	0,28	0,20	0,31	0,22	0,25	0,24
P_2O_5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PF 1000°	0,61	0,83	0,82	0,78	0,59	0,46	0,38	0,45	0,61	0,38	0,73	0,55
PF 110°	0,16	0,10	0,12	0,16	0,11	0,12	0,11	0,17	0,13	0,07	0,13	0,10
Total	99,26	99,27	99,97	99,05	98,44	99,84	99,05	100,07	99,37	99,27	99,42	99,34

Tableau I-54 : Analyses chimiques des microgranites de Loquivy et moyennes des compositions chimiques des parties centrales (A) et des bordures (B) de ces filons.

Le plus souvent, Na_2O domine sur K_2O (8 analyses sur 10); cette prédominance reflète le caractère très microperthitique de l'orthose qui contient une phase sodique importante, les proportions de cristaux d'albite et d'orthose étant par ailleurs à peu près équivalentes. La teneur élevée en alcalins et faible en CaO traduit bien l'abondance des feldspaths orthose et albite et l'absence de minéral calcique important.

Fe_2O_3 (fer total), MgO et TiO_2 sont en quantité très faible, ce qui correspond au caractère très leucocrate de la roche. La somme Fe_2O_3+MgO+TiO_2 est le plus souvent inférieur à 3% (7 analyses sur 10), atteignant au maximum 3,48% (analyse 192).

On retrouve par conséquent dans toutes ces roches comme dans les granites de Porz-Scarff et du Paon, un caractère acide et très nettement alcalin.

La lecture du tableau n°I-54 (analyses et moyennes d'analyses) permet de voir de légères différences de composition entre les parties centrales des filons et les bordures; la plus importante concerne la teneur en silice qui augmente dans les salbandes, contrebalancée par une diminution de Al_2O_3 et de la somme des alcalins; ceci traduit la disparition des phénocristaux de feldspath. La somme Fe_2O_3+MgO+TiO_2 est en moyenne plus faible dans les bordures que la partie centrale (2,05% contre 2,57% ; diminution des minéraux colorés).

Au point de vue normatif, dans tous les échantillons de microgranite, la somme des coupholites (quartz + orthose + albite) est comprise entre 92% et 96%; la teneur en anorthite virtuelle n'atteint 2% que dans un seul cas (analyse 194), étant le plus souvent inférieure à 1%. Ces microgranites se situent dans le groupe des microgranites alcalins hololeucocrates à leucocrates (ces roches, dans lesquelles Al est toujours en excès sur Na+K, n'appartiennent pas à la famille des microgranites hyperalcalins)*.

---

* Dans la classification de Streckeisen (1976) elles appartiennent au groupe 2b (champ des "alkali-feldspar granites" et "rhyolites") comme les granites de Porz-Scarff et du Paon.

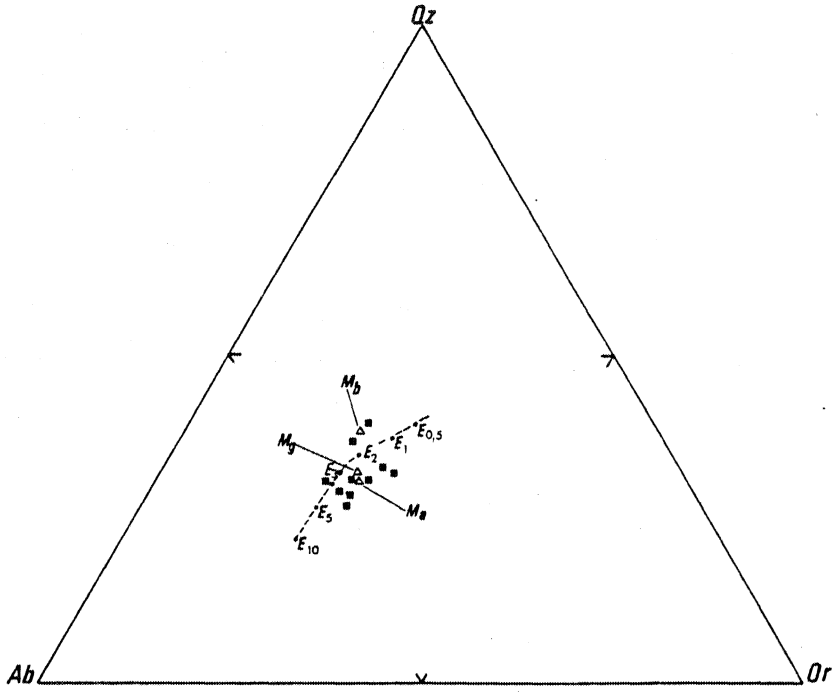


Fig.I-70 : Position des points représentatifs des microgranites de Loguivy (■) dans le diagramme Qz-Ab-Or; (Ma) moyenne des analyses (192) à (199); (Mb) moyenne des analyses (200) et (201); (Mg) moyenne des 10 analyses de microgranite. $E_{0,5}$ E_1, E_{10} : eutectiques du système granitique pour PH_2O=0,5kb, PH_2O=1kb... PH_2O=10kb, (d'après Mehnert, 1968, fig.47).

Le diagramme Qz - Ab - Or (fig. n°I-70) montre le bon groupement de l'ensemble des points représentant les parties principales, riches en phénocristaux, de ces filons ; la composition des bordures (plus riches en Qz) s'écartent sensiblement de ce champ.

Si l'on considère que les analyses chimiques correspondant aux coeur des filons (phénocristaux plus ou moins précoces+mésostase) sont représentatives du magma qui a donné naissance à ces roches, le point moyen de ces compositions se situe au voisinage de l'eutectique du système Quartz - Albite - Orthose - H_2O pour une pression PH_2O comprise entre 3 et 4 kbars. Dans ce magmatisme hypovolcanique et fissural, PH_2O représente certainement l'essentiel de la pression régnant au moment de la cristallisation du magma. Ceci indique donc l'existence d'une phase fluide importante dans le magma ce qui est en accord avec les types de cristallisation que l'on peut observer dans la mésostase de ces microgranites (micropegmatites graphiques, sphérolites) ou les déstabilisations observées dans la biotite ou dans les feldspaths (orthose principalement).

IV - CONLUSION .

Les filons microgranitiques de Loguivy recoupant, tout comme les granites de Porz-Scarff et du Paon, le complexe plutonique nord-trégorrois, montrent dans leurs compositions minéralogiques et chimiques des caractères acides et alcalins bien marqués. L'analogie géochimique entre ce champ filonien et les plutonites situées plus au Nord est évidente; l'interprétation en sera donnée lorsque nous aurons étudié les roches volcaniques qui se rattachent au même magmatisme.

Il est impossible d'estimer le volume de roches que peuvent représenter ces filons microgranitiques. Retenons néanmoins que par la densité des filons et par leur puissance, ce type de magmatisme est loin d'être négligeable et constitue une partie importante de l'ensemble des roches acides et alcalines qui affleurent actuellement dans le Trégor.

Chapitre XIV

Les manifestations volcaniques : Les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux

Comme dans le cas des microgranites de Loguivy, il s'agit d'un type de formation dont les caractères volcaniques et les particularités pétrographiques et chimiques ($K_2O\% > Na_2O\%$) ont été reconnues depuis longtemps. Dès 1908 en effet, Barrois (1ère édition de la feuille de Tréguier au 1/80.000e) dessine une bande de couleur rouge s'étendant depuis la baie de Paimpol jusqu'aux environs de Trédarzec correspondant aux "Porphyres pétrosiliceux de Lézardrieux" (symbole ¶). Un autre gisement est signalé au Nord de la carte, dans l'Archipel des Héaux. Le dessin cartographique de Barrois montre nettement la postériorité de ces volcanites rhyolitiques par rapport aux tufs de Tréguier et aux spilites de Paimpol. Aucune modification ou interprétation nouvelle n'est apparente sur la seconde édition de la même feuille (Pruvost et al., 1966).

I - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT (fig. n°I-68):

En fait, les relevés cartographiques que j'ai effectués (Auvray et al., 1976), ont permis de constater que dans le domaine sud-trégorrois, les volcanites de Lézardrieux ne constituent pas une bande continue, mais des pointements successifs alignés suivant une direction Est-Ouest depuis la Tour de Kerroc'h en Ploubazlanec à l'Est jusqu'au Sud de Pleumeur-Gauthier à l'Ouest. Ces pointements, toujours très limités (les seuls gisements de quelque importance sont ceux de la Tour de Kerroc'h et de la rive droite du Trieux), constituent des reliefs dans la topographie, buttes couronnées par des pins aisément repérables dans le paysage.

Ces volcanites sont toujours situées sur les tufs de Tréguier, parfois à leur limite avec les spilites de Paimpol. Elles sont strictement localisées à la moitié Est du Trégor; on les observe nulle part dans le domaine nord-trégorrois, sauf à l'Archipel des Héaux où elles sont en contact par faille avec les microgranites de type Launay.

Les travaux de Lefort (1970, 1975) ont montré néanmoins que ces volcanites ont du avoir à l'origine une extension beaucoup plus importante, puisqu'on les retrouve dans tout le domaine immergé au Nord-Est du Trégor.

Le contact et la position exacte de ces volcanites acides par rapport aux tufs kératophyriques de Tréguier est visible nulle part avec certitude. Toutefois, le fait que la "fluidalité" observable dans les ignimbrites rhyolitiques soit très souvent sub-horizontale (c'est le cas notamment au sommet de la butte de Kerroc'h) alors que les kératophyres ont très régulièrement un fort pendage vers le Sud (comme les spilites de Paimpol), m'a conduit à considérer que les volcanites de Lézardrieux représentaient un ensemble volcanique nettement postérieur aux épanchements de Tréguier et de Paimpol (discordance entre les deux ensembles; Auvray, 1972, 1975). Par la suite, ceci devait être confirmé par des mesures géochronologiques (Auvray et Vidal, 1973 ; Vidal, 1976 ; voir plus loin chapitre géochronologie).

Les conditions d'affleurement ne permettent à aucun moment d'établir une coupe lithostratigraphique de ces épanchements.

Dans le gisement du Trieux (en particulier à l'îlot de la Roche-Donan en face de l'Ecole d'Apprentissage Maritime de Lézardrieux), les roches

ont été déformées et tectonisées par un accident tardif subméridien qui affecte également le grand accident Est-Ouest de Tréguier-Lézardrieux situé légèrement plus au Nord.

Aussi la plupart de nos observations pétrographiques et de notre échantillonage géochimique concerne l'affleurement de la Tour de Kerroc'h qui présente par ailleurs l'avantage d'offrir, sur une étendue très limitée, pratiquement toutes les variétés de roches que l'on peut voir dans ce type de volcanisme.

II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Il est bien difficile de vouloir décrire brièvement ces volcanites alors que chaque échantillon prélevé montre des caractères particuliers. Dans l'ensemble des ignimbrites observées, les deux seuls caractères communs sont la couleur très foncée (rouge, violacée à noire) lorsque les roches sont fraîches (par altération superficielle elles prennent une patine rose à blanche) et la présence de phénocristaux, en quantités très variables, mais toujours de petite taille (de l'ordre du mm).

Si on se base sur les caractères structuraux observables à l'oeil nu, on peut très schématiquement distinguer trois types principaux parmi ces volcanites.

Les ignimbrites litées :

Elles constituent la partie la plus importante de l'affleurement de la Tour de Kerroc'h, occupant en particulier tout son sommet. Elles se caractérisent par la présence d'un litage, souligné par l'altération et se traduisant par un débit en plaquettes d'ordre centimétrique. Si dans certains cas, il est possible d'y voir une surface d'écoulement (fluidalité au sens propre) grâce aux figures tourbillonnaires autour des phénocristaux, dans d'autres niveaux par contre, il s'agit plus vraisemblablement d'une surface de dépôt (litage au sens strict) sans écoulement évident. C'est dans ce type d'ignimbrites qu'on remarque la présence de langues ou de fuseaux de teinte noire, très allongés et très aplatis, pouvant atteindre 10 cm de longueur et qui correspondent à des fiammes. Ces fiammes, disposées parallèlement les unes aux autres, contribuent à donner à la roche son aspect lité; en général, elles sont peu nombreuses et soudées par une matrice porphyrique dans laquelle on observe non seulement des phénocristaux mais également de fines échardes anguleuses et blanches (taille inférieure au mm), correspondant à d'anciens fragments de verre;

la roche offre alors un aspect vitroclastique très caractéristique des épanchements de type ignimbritique. L'association avec des fiammes n'est pas constante et les fragments vitroclastiques peuvent constituer à eux seuls de minces niveaux dans ces ignimbrites.

Les brèches ignimbritiques :

Dans la partie inférieure de l'affleurement de Kerroc'h (au niveau de la plage, sous la Tour), on observe quelques passées bréchiques en général de couleur violette; sur les surfaces polies par la mer ou sciées, on voit très nettement des fragments de laves litées (ignimbrites du type précédent), de taille variable (5 à 6cm), à contours anguleux, emballés dans une matrice de nature apparemment identique. Il s'agit d'une brèche autoclastique à fragments de lave déjà solidifiée reprise au cours d'un épisode explosif ultérieur par le même type de magma. L'existence en cet endroit de niveaux bréchiques discontinus à éléments de taille relativement importante, à orientation et pendage (visibles grâce au litage) très anarchiques, étroitement associés aux autres types, semble indiquer qu'on se trouve au voisinage d'une bouche d'émission du volcanisme.

Les niveaux noduleux :

Toujours sur la plage, au pied de la Tour de Kerroc'h, on observe quelques passées caractérisées par la présence, au sein d'une matrice violacée, de petites bulles ou sphères de teinte blanche dont la taille ne dépasse pas, en général, 5 mm. Ces éléments, le plus souvent parfaitement sphériques, ne présentent pas de structures concentriques ou rayonnantes et sont de ce fait différentes des sphérolites ou des pyromérides qu'on observe fréquemment dans ce type de volcanisme. Il s'agit ici plutôt de nodules tels que les définit Boyer (1968 a, 1974), anciennes vacuoles gazeuses emplies actuellement uniquement par du quartz. Ces vacuoles ne présentent aucune variation régulière de taille ni aucune orientation particulière; elles dessinent de minces niveaux lenticulaires, discontinus, étroitement mêlés aux niveaux bréchiques et aux ignimbrites litées. Comme dans tous les autres types, la matrice entre ces nodules est porphyrique.

On retrouve dans les textures l'extrême variabilité d'aspect de ces roches déjà relevée à l'examen macroscopique; leur seul point commun est leur nature pyroclastique. Ceci contraste de plus très fortement avec la composition minéralogique, qui, quel que soit le type considéré, se résume à une paragenèse très simple comprenant trois constituants essentiels : quartz, albite et orthose.

La description des caractères microscopiques de ces roches se heurte à deux difficultés principales :

- d'une part, la finesse de la cristallisation (hormis dans le cas des phénocristaux) rend délicates les déterminations minéralogiques précises.
- d'autre part, il n'est pas toujours aisé de faire la part entre ce qui constitue les fragments pyroclastiques proprement dits (cristaux ou fragments de cristaux, fiammes,vitroclastes) et la matrice. Ceci est lié soit à la petite taille de la phase pyroclastique lorsque la pulvérisation est très poussée et dans ce cas, les fragments de quelques microns ne se distinguent plus de la matrice qui est le plus souvent cryptocristalline; soit à la dévitrification qui affecte l'ensemble de ces volcanites et tend à estomper les limites entre les différents éléments de la roche.

Pour simplifier et abréger la description, nous étudierons d'abord ce qu'on peut appeler les éléments figurés (phénocristaux, fiammes, vitroclastes, sphérolites, nodules) puis rapidement la matrice puisque sa finesse ne permet pas de description minéralogique précise.

1) Les phénocristaux :

Comme nous l'avons vu, ils constituent un des éléments constants de ces volcanites. Ils sont en quantité variable mais, habituellemment,ne dépassent pas 30% de la roche. Suivant l'échantillon considéré, la proportion de chacune des espèces constituant les phénocristaux peut varier; en règle générale, ce sont les feldspaths qui sont les plus abondants.

Les phénocristaux peuvent être automorphes; très souvent cependant, qu'il s'agisse des feldspaths ou du quartz, ils se présentent sous forme de fragments anguleux, contribuant fortement à l'aspect pyroclastique de ces roches.

L'orthose : trapus lorsqu'ils sont automorphes (sections rectangulaires ou même carrées) et présentant assez fréquemment la macle de Carlsbad, les différents individus ont des aspects variables : tantôt, ils sont parfaitement homogènes, montrant une extinction franche, sans trace de perthite ; dans d'autrescas, le cristal de feldspath est envahi par des taches sans forme nette, sans orientation définie; il s'agit certainement de microperthite mais mal exprimée . Le feldspath prend alors un aspect moiré lié à la démixion et peut être également à un changement de structure du minéral (augmentation de la triclinicité) sans que cela aille jamais jusqu'à l'apparition du microcline net.

Enfin, plus exceptionnellement, de l'albite de substitution bien maclée apparaît au sein du feldspath potassique. La composition de cette orthose est peu variable et se situe aux environs de Or_{70} An_{30}.

La sériciticisation est toujours très légère. De la muscovite, en toutes petites houppes fibreuses et de petites tablettes de biotite apparaissent parfois en inclusions dans l'orthose.

L'albite : Elle présente les mêmes caractères morphologiques que l'orthose. La macle de l'albite est largement développée. Il s'agit d'une albite très pure dont la teneur en anorthite est toujours inférieure à 3%; il n'y a pas de zonage dans ces cristaux.

Ce minéral est toujours limpide n'étant, sauf exception, que faiblement sériciticisé.

Orthose et albite sont le plus souvent en cristaux isolés dans la matrice. Parfois, néanmoins, plusieurs phénocristaux d'une espèce ou les deux à la fois se groupent en agrégats de forme plus ou moins arrondie (syneusis), moulés par la fuidalité déssinée par la mésostase.

Le quartz : Parfois automorphe avec formes de corrosion "en doigt de gant" tout à fait classique, ce minéral montre par ailleurs les formes pyroclastiques (fragments allongés, anguleux) les plus caractéristiques. Les contours sont parfois sinueux, dentelés. Le quartz peut aussi se présenter en agrégats polycristallins plus ou moins sphériques ou ayant les contours d'anciens cristaux automorphes dont ils montrent la fracturation et la déformation contemporaine du dépôt (empilement des différentes couches, écoulement éventuel).

Orthose, albite et quartz en phénocristaux ou fragments de phénocristaux sont en général dispersés uniformément dans la roche. Toutefois, dans les passées où la fluidalité est la mieux exprimée, ces éléments ont tendance à s'aligner et à se concentrer dans des niveaux préférentiels. A l'examen en lumière naturelle, on voit alors nettement les figures dessinées par la fluidalité qui contourne et moule les phénocristaux ; parfois, ceux-ci ont visiblement tourné au cours de l'écoulement, ce qui se marque par des sortes de "tourbillons" en arrière du phénocristal.

Le seul autre minéral de quelque importance apparaîssant sous forme de phénocristaux est la biotite; celle-ci se présente en petites tablettes systématiquement déstabilisées; elles sont incolores et le fer, sous forme de fins granules, est exsudé dans les clivages ou à la périphérie du minéral. Dans les roches présentant une orientation nette, ces petites plaquettes rectangulaires sont disposées parallèlement à la fluidalité de la roche.

Les deux derniers minéraux accessoires que l'on trouve par ailleurs d'une manière constante, sous forme de petits cristaux automorphes ou de fragments (plus rares) sont l'apatite et le zircon. La magnétite est encore beaucoup moins fréquente.

2) Les fiammes :

De taille variable (quelques mm à 10 cm) et plus ou moins abondantes suivant l'échantillon considéré, elles constituent des langues de teinte noire aplaties dans le plan de litage. Au microscope, elles présentent une texture axiolitique typique avec une partie centrale finement microgrenue (taille des plages inférieures à 30 µ) entourée par une auréole continue (cortex) à texture fibreuse (photo n°21). Ces fibres, au fort grossissement, s'avèrent constituées par l'alignement de petits grains de quelques microns de dimension. Dans une fiamme, on peut observer l'accolement de plusieurs unités montrant chacune ces deux parties.

Parfois, seules sont visibles les zones centrales microgranulaires; on n'a plus alors la véritable texture axiolitique. Pour reprendre un terme utilisé par Boyer (1974, p.35), il s'agit alors de lentilles, type particulier de fiammes.

La zone centrale, microgranulaire, est constituée essentiellement par du quartz. La finesse des fibres du cortex, dans les fiammes typiques, ne permet pas de savoir quels sont les constituants minéralogiques.

L'analyse diffractométrique de ces fiammes montre que le minéral essentiel est le quartz à côté duquel on trouve, en quantité beaucoup plus faible, orthose et albite.

3) Les fragments vitroclastiques :

Il s'agit de très fines échardes de verre, de taille presque toujours inférieure au 1/2 millimètre. Exceptionnellement et sur des sections sciées et polies, on peut observer ces fins éléments de teinte blanche sur le fond de la roche plus foncé. C'est dans les niveaux présentant la fluidalité la plus nette que ces fragments vitreux sont apparemment les mieux développés, associés très souvent d'ailleurs aux niveaux à fiammes.

Au microscope, on observe de fines échardes limpides, bien visibles entre nicols croisés, dessinant des formes en Y ou en V (photo n°22). Souvent, les fragments sont aplatis, déformés, sans qu'apparaissent des cassures dans les branches des Y et des V. L'élément prend alors une forme fluexueuse, fluidale et tend à s'aligner suivant l'orientation générale de la roche.

On trouve là un des aspects caractéristiques des ignimbrites; ces fragments, interprétés comme "les anciennes parois des bulles de gaz éclatées de la mousse ignimbritique" (Boyer, 1974), dessinent une structure vitroclastique typique de ce genre de roche. Les échantillons provenant des ignimbrites du Trégor sont absolument analogues, de ce point de vue, à tous les exemples cités dans la littérature. Ainsi les photos publiées par Ross et Smith (1961) dans leur atlas des structures de "welded-tuffs", ou par Boyer (1968 a, b, et c; 1972, 1974) et Plaine (1976) pour des roches similaires anciennes armoricaines sont tout à fait identiques aux roches que j'ai pu observer dans le Trégor.

Si ces vitroclastes paraissent constitués essentiellement par du quartz (limpide, incolore, extinction plus ou moins onduleuse) seuls des moyens d'investigations plus poussés permettraient d'approcher la composition exacte de ces échardes. Boyer (1974) qui a étudié au microanalyseur ionique ce type de fragments dans des ignimbrites du Massif Armoricain (Alençon, Coëvrons, Jersey), précise qu'ils sont constitués de quartz, d'albite et de minéraux phylliteux sous forme d'un agrégat de très petits grains (p.249); sans doute en est-il de même ici.

Les fiammes et les fragments vitroclastiques sont les deux éléments qui, par excellence, caractérisent les épanchements de type ignimbritique; or on les trouve en abondance dans les roches trégorroises. Le fait important à retenir ici est donc la nature ignimbritique de ces roches. Aussi pour rendre compte de ce caractère, je préfère contrairement à ce qui a été fait dans des publications antérieures (Auvray, 1972 a, 1974, 1975 ; Auvray et al., 1976) désigner ces roches sous le nom d'ignimbrites rhyolitiques (et non par des rhyolites ignimbritiques), le terme rhyolitique servant essentiellement dans ce cas à signaler la nature chimique, fortement alcaline et acide, de ces ignimbrites.

4) Les sphérolites :

Ce sont des agrégats polycristallins de fines fibres quartzo-feldspathiques dessinant de petites sphères dont la taille est habituellement inférieure au mm. Ces sphérolites sont fréquents dans tous les types de roches reconnues, qu'elles soient litées, fluidales, bréchiques, vacuolaires, vitroclastiques ou autres.

Il s'agit de figures étroitement associées à la mésostase, dont, à la différence de perlites, elles ne sont pas isolées par des fentes de refroidissement plus ou moins courbes (en "coups d'ongle") ou par des craquelures (elles ne se détachent jamais de la roche, même quand celle-ci est altérée).

Les sphérolites sont soit totalement isolés dans la mésostase et peu nombreux, soit au contraire plus abondants, parfois coalescents, se moulant les uns sur les autres et se déformant mutuellement. Ces déformations souples se sont produites, tout comme les déformations observées dans les vitroclastes, alors que les produits pyroclastiques étaient encore chauds, par empilement et tassement ou par écoulement des ignimbrites.

Les sphérolites représentent vraisemblablement la dévitrification d'une partie de la mésostase; c'est d'ailleurs une des formes les plus fréquemment décrites de la dévitrification des verres acides.

La texture fibreuse et radiale apparaît nettement entre nicols croisés, marquée par l'apparition d'une pseudo croix-noire. La partie centrale du sphérolite peut être soit fibreuse , soit constituée par un petit noyau de grains xénomorphes de quartz (photo n°23).

La détermination des constituants de ces sphérolites dépasse les possibilités de résolution du microscope. Les différences de relief indiquent cependant que quartz et feldspath participent à la formation de ces fibres. L'étude en RX, menée sur des échantillons riches en sphérolites indique la présence à la fois de quartz, d'orthose et d'albite. A l'analyseur ionique (Boyer, 1974, p.247) signale que les sphérolites sont surtout constitués par du feldspath potassique, le feldspath sodique et le quartz se localisant principalement dans la matrice englobant ces sphérolites.

5) Les nodules :

Petites balles blanches à la surface d'une lave violacée, il s'agit d'amygdales constituées très fréquemment d'un agrégat polycristallin de petites plages de quartz. La bordure est soulignée par une frange quartzeuse très finement cristallisée. Ces nodules présentent tout à fait l'aspect des vacuoles gazeuses que l'on rencontre, avec des minéralisations différentes, dans toutes les roches volcaniques.

Il n'existe pas dans les ignimbrites du Trégor de pyromérides de taille centimétrique (ou même supérieure), comme celles qui constituent des niveaux importants dans les formations ignimbritiques identiques et voisines du NE de Jersey (Mourant, 1936 ; Boyer, 1970). Toutefois, j'ai pu observer tout à fait exceptionnellement dans les ignimbrites du Trégor, des sortes de sphérolites de taille millimétrique, de couleur rouille et présentant une texture à la fois concentrique et rayonnante; cette texture caractérise en général les pyromérides dont les petites perles brunes constitueraient ici les très rares représentants.

6) La matrice :

Quant à la matrice cimentant tous les éléments qui viennent d'être décrits, elle se caractérise avant tout par son aspect vitreux et fluidal (photo n°24), parfois bien visible en lame mince et par la variabilité de son grain. Dans une même lame mince, on passe ainsi indifféremment de zones à cristallisation pratiquement indiscernable au microscope, à des plages micro-cristallines où la taille moyenne du grain est de l'ordre de 30 à 50 microns (texture cryptocristalline à microgrenue).

Ces zones sont souvent diffuses, sans limites nettes, se coupant ou se relayant mutuellement. En général, dans les roches où la fluidalité est la mieux développée, ces plages à cristallinité différente tendent à s'étirer et à s'aligner dans des plans parallèles; c'est à la limite entre ces zones que se développent alors préférentiellement de minces liserés de phyllites (séricite, chlorite), plus ou moins ondulés et flexueux, qui renforcent l'aspect fluidal de la roche. Certains échantillons provenant en particulier de la vallée du Trieux, montrent une mésostase plus grenue mais néanmoins sphérolitique; la lave porphyrique présente alors beaucoup d'analogie avec les microgranites de Loguivy.

Là encore, seule l'analyse aux RX sauf dans le cas des échantillons du Trieux) permet d'approcher la composition minéralogique de cette mésostase. Le quartz, l'orthose et l'albite sont à nouveau les trois constituants essentiels. La séricite et la chlorite en très minces filets discontinus ainsi que de minuscules granules de minéraux opaques complètent la paragenèse.

Pour nous résumer, nous rappelerons que :

- *Les roches volcaniques acides surmontant les tufs de Tréguier, bien exposées dans la région Est du Trégor (Tour de Kerroc'h), présentent les caractères d'ignimbrites (aspect et nature pyroclastiques, présence de fiammes, présence d'échardes vitroclastiques). La variabilité des structures et textures est aussi un caractère des épanchements ignimbritiques.*
- *Au point de vue minéralogique et quel que soit le type considéré, les seuls constituants essentiels sont : le quartz, l'orthose et l'albite. Ceci indique déjà le caractère hololeucocrate, acide et alcalin de ces roches qui va être confirmé par les données chimiques.*

III - CARACTERES CHIMIQUES (Tableau n°I-55):

Les analyses chimiques sont présentées dans le tableau n°I-55; la plus grande partie (12 sur 17) correspond à des échantillons provenant de la Tour de Kerroc'h, les autres des rives du Trieux (Lézardrieux). Les analyses sont classées par teneur en SiO_2 croissante, ce qui permet de constater immédiatement qu'il n'y a pas de variation chimique liée à la répartition géographique (la localisation des échantillons figure en annexe).

On peut dégager de ce tableau un certain nombre de caractères généraux qui traduisent parfaitement les observations pétrographiques faites précédemment.

Ces roches sont pour la plupart fortement siliceuses, voire même hypersiliceuses (analyse 217 et 218 pour lesquelles SiO_2 dépasse 80%). Seule l'analyse (202) montre une teneur en SiO_2 relativement peu élevée. Il s'agit d'une ignimbrite avec fiammes et sphérolites dans laquelle la mésostase cryptocristalline est peut-être plus abondante que dans les autres échantillons . Cette teneur plus faible en SiO_2, liée à une richesse plus grande en Al_2O_3 et à une des plus fortes en alcalins (K_2O + Na_2O = 10,16%) indiquerait la prédominance de la phase feldspathique dans cette mésostase.

	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218
SiO_2	64,38	70,07	70,82	71,83	73,40	73,84	74,40	74,44	74,57	75,00	75,95	77,36	77,55	77,60	79,03	80,66	80,85
Al_2O_3	19,22	15,96	15,68	14,75	14,60	14,60	13,80	14,70	13,25	13,55	12,30	12,08	12,15	12,52	11,05	10,12	10,00
Fe_2O_3	2,85	1,18	1,63	2,46	1,21	0,94	1,32	1,49	2,01	1,28	1,35	1,04	1,39	0,90	0,94	0,55	1,75
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,47	0,11	0,07	0,41	0,07	0,14	0,15	0,18	0,26	0,08	0,32	0,05	0,05	0,14	0,09	0,03	0,15
CaO	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,38	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,07
Na_2O	3,49	4,42	4,91	3,69	3,37	2,89	3,19	2,77	2,37	2,58	3,88	2,61	3,50	4,33	2,55	2,25	2,74
K_2O	6,67	5,87	5,64	5,16	6,28	6,19	5,62	6,21	5,37	6,28	4,18	5,47	5,01	3,47	5,04	5,10	2,69
TiO_2	0,18	0,13	0,18	0,27	0,18	0,14	0,15	0,20	0,22	0,15	0,13	0,13	0,12	0,14	0,11	0,11	0,25
P_2O_5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PF 1000°	1,52	0,42	0,34	0,91	0,36	0,84	0,67	0,72	0,92	0,45	0,47	0,36	0,20	0,47	0,32	0,39	0,83
PF 110°	0,21	0,11	0,12	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,15	0,02	0,03	0,19	0,01	0,12	0,11	0,04	0,11
Total	99,00	98,28	99,40	99,66	99,51	99,62	99,69	100,74	99,18	99,41	98,63	99,30	99,99	99,72	99,25	99,27	99,45

Tableau I-55 : Analyses chimiques des ignimbrites rhyolitiques du Trégor.

Hormis l'alumine, Na_2O et K_2O sont les deux seuls autres éléments importants dans ces roches; la somme $Na_2O + K_2O$ dépasse presque toujours 8% dans les roches qui ne sont pas trop riches en silice (analyses 202 à 214 sauf dans 210 où cette somme est légèrement inférieure à 8%), excédant même 10% dans les échantillons les moins siliceux (202 à 204). Les teneurs en Na_2O ou en K_2O sont assez variables, mais dans 15 échantillons, K_2O domine largement sur Na_2O. Ces roches ont donc un caractère potassique nettement marqué.

La plupart du temps, le calcium est absent dans ces roches (1), ou alors en quantité très faible ($<0,4\%$). L'absence quasi totale du CaO est anormale et il y a eu certainement lessivage du calcium, car des roches magmatiques totalement dépourvues de CaO n'existent pas. L'étude chimique comparative faite par Boyer (1974, p.213) entre les ignimbrites paléozoïques françaises et d'autres ignimbrites réparties à travers le monde, d'âges très variés (Précambrien à actuel) (2) , montre que les ignimbrites contiennent toujours , même en quantité faible du CaO (0,4% pour les teneurs les plus faibles : ignimbrites paléozoïques de Bohême).

Il n'en reste pas moins qu'en ce qui concerne les ignimbrites du Trégor, la teneur initiale en CaO devait être très faible puisque, hormis l'apatite, on ne trouve pas de minéraux ou même de reliques de minéraux calciques. Nous reparlerons de ce problème un peu plus loin, lorsque nous étudirons les variations chimiques dans les ignimbrites.

---

(1) Lorsque la valeur 0,00 est donnée, ceci signifie en réalité que la teneur réelle de l'échantillon en CaO peut être comprise entre 0 et 100 ppm. Dans cette gamme de concentration, les valeurs obtenues ne sont pas significatives et l'indétermination est trop importante pour qu'un chiffre puisse être annoncé (méthode utilisée lors de ces mesures : absorption atomique par spectrométrie de flamme sur appareil Perkin-Elmer 403).

(2) On trouvera aussi dans Cook (1966), de très nombreuses analyses de tuffolaves et ignimbrites provenant d'U.R.S.S.; voir en particulier, les tableaux d'analyses p.34, 106, 111, 127, 177).

Dans ces conditions, bien entendu, le rapport des alcalins sur le calcium est le plus souvent infini et le caractère alcalin des ignimbrites est évident.

Le fer, le magnésium et le titane sont en quantité très faible. La somme des trois oxydes atteint au maximum 3,5% (analyse 202), ne dépassant 2% que dans 4 échantillons sur 17 (analyses 202, 205, 210 et 218); ceci se traduit par la très faible teneur en minéraux colorés de nos roches (hololeucocrates).

On retrouve donc dans ces volcanites les traits essentiels reconnus aussi bien dans les granites (Porz-Scarff et le Paon) que dans les microgranites (microgranites de Loguivy) ; toutes ces roches témoignent d'un magmatisme acide et alcalin.

IV - VARIATIONS CHIMIQUES DANS LES IGNIMBRITES.

Bien que présentant toutes une composition rhyolitique, les ignimbrites montrent cependant des variations parfois importantes dans les teneurs en éléments majeurs (SiO_2, Al_2O_3, Na_2O et K_2O). Il est de plus évident que SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O + K_2O représentant plus de 96% des oxydes contenus dans ces roches, toute augmentation de SiO_2 en particulier se traduira par une dilution des autres éléments et on obtiendra donc nécessairement une bonne corrélation négative entre SiO_2 et Al_2O_3, Na_2O ou K_2O.

Plus intéressants sont à noter les points suivants :

- les teneurs en Na_2O et K_2O ne sont pas liées à une quelconque teneur en SiO_2. Le rapport Na_2O/K_2O varie d'une roche à l'autre et ceci d'une manière très irrégulière et sans qu'aucune corrélation puisse être établie avec la teneur en SiO_2 (fig. n°I-71).
- Si nous prenons dans un même gisement (plage au pied de la Tour de Kerroc'h) deux échantillons voisins et de nature semblable (échantillons 70-427 et 70-428, analyses 203 et 215 : ignimbrites porphyriques sans fiammes), on constate que SiO_2 varie de 70,07% à 77,60%, que Al_2O_3 passe de 15,96% à 12,52%; Na_2O ne varie pas (4,42% à 4,33% respectivement); par contre K_2O est dans le premier cas élevé (5,87%), plus faible dans le second (3,47%); ainsi de l'échantillon 70-427 à l'échantillon 70-428, le rapport Na_2O/K_2O passe de 0,75 à 1,25. D'autres

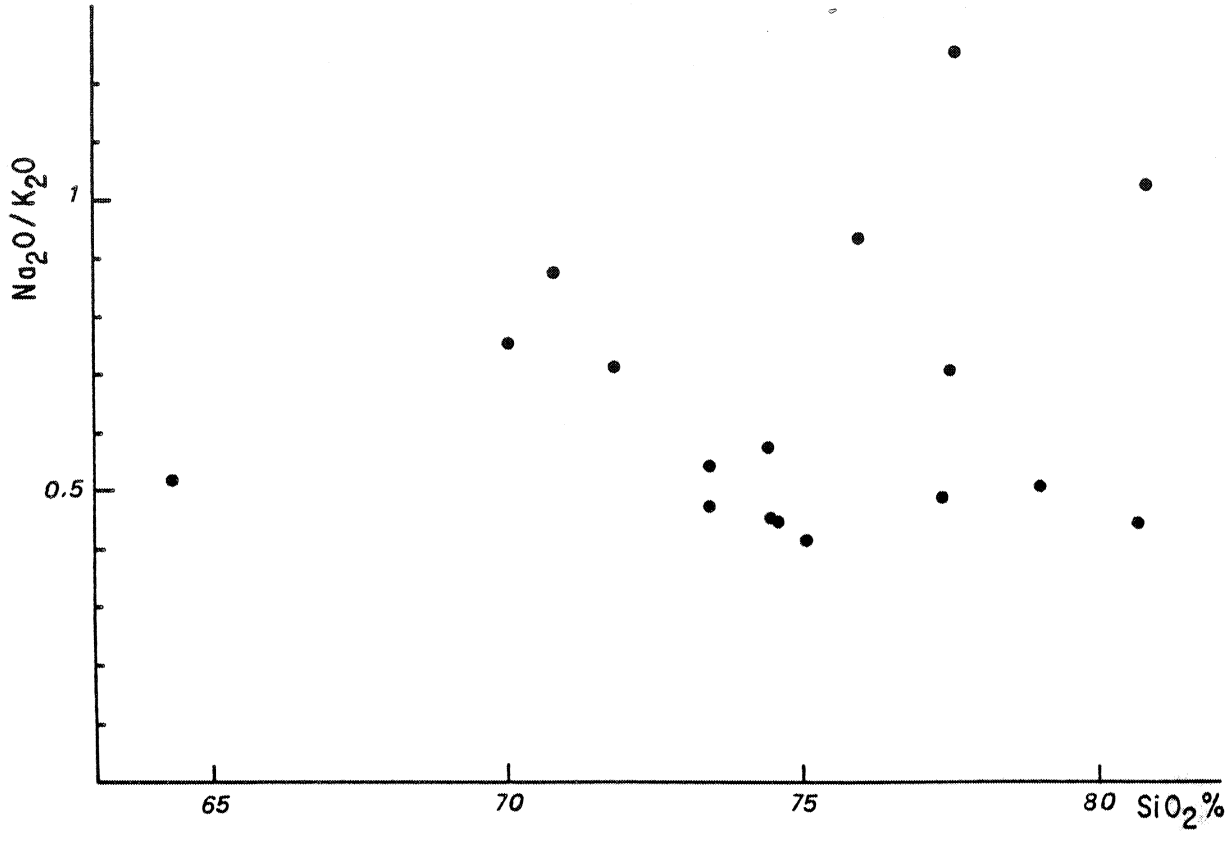


Fig.I-71 : Variation de Na_2O, K_2O et SiO_2 dans les rhyolites ignimbritiques du Trégor. Aucune évolution régulière n'apparaît.

couples d'échantillons très voisins montrent ces mêmes variations brutales.

- Les variations de Fe_2O_3, MgO et TiO_2 sont tout aussi irrégulières, bien que moins apparentes car les teneurs en ces éléments sont faibles. Si nous prenons par exemple les analyses (202), (205), (210) et (218), les plus riches en ces trois éléments, on constate que la teneur en SiO_2 peut-être très variable; par contre, le fer, le magnésium et le titane varient simultanément, les quatre analyses retenues étant les plus riches en Fe_2O_3 (fer total), mais aussi parmi les plus riches en MgO et TiO_2.
- Enfin, les teneurs en H_2O^+ (PF> 1000°), toujours faibles et inférieures à 1% (sauf pour l'analyse 202), subissent elles aussi des variations aléatoires, indépendantes en particulier des teneurs en SiO_2.

Que signifient ces variations chimiques ?

Boyer (1974) a montré que lorsque des roches de ce type ont subi des variations chimiques secondaires (altération, dévitrification, épimétamorphisme) ceci se traduit par les caractères suivants (Boyer, op. cit., p.200).

- richesse anormale en Al_2O_3 par rapport à la somme $CaO + Na_2O + K_2O$ (altération)
- teneur en H_2O supérieure à 2,5% (dévitrification avec hydratation)
- teneur très forte en K_2O ($\geq$8%) et corrélativement très faible en Na_2O (< 0,5%) (dévitrification) ou l'inverse (épimétamorphisme).

En ce qui concerne les ignimbrites étudiées ici, on constate que les cas 2 et 3 ne sont pas réalisés, ce qui signifie que ni la dévitrification ni un métamorphisme même épi, n'ont sans doute modifié la composition chimique primitive de ces roches.

Al_2O_3 par contre est toujours bien en excédent par rapport à CaO et aux alcalins. Cet excès est en général faible et se traduit par l'apparition d'un peu de corindon dans la norme. Ceci peut traduire effectivement une certaine altération et en particulier reflète la disparition totale de CaO dans bon nombre de ces ignimbrites. Mais il faut aussi se rappeler que nos roches contiennent parfois de la séricite, minéral plus riche en alumine que le feldspath potassique et qui n'apparaît pas dans la catanorme. L'artifice de calcul, qui veut qu'à 1 Na_2O ou 1 K_2O corresponde systématiquement 1 Al_2O_3 (dans l'albite ou l'orthose normative) peut donc, d'une manière artificielle, augmenter le déséquilibre apparent entre Al_2O_3 et $Na_2O + K_2O$.

En conséquence je ne pense pas que dans les ignimbrites du Trégor il soit possible d'invoquer un phénomène d'altération pour expliquer les variations chimiques observées, dans des roches souvent pratiquement contigües. Dans ces conditions, un phénomène autre que les trois cités précédemment doit être recherché.

A) La cristallisation fractionnée :

Cette hypothèse est difficile à retenir pour deux raisons principales :

- d'une part, au moment de l'épanchement, les ignimbrites ne contiennent comme phase cristallisée que les phénocristaux; tout le reste est à l'état de magma Il serait donc préférable d'évoquer dans ce cas la coexistence et l'extraction de portions de magma non miscibles. Cette hypothèse évoquée par divers auteurs (Lipman, 1967 ; Boyer, 1974), fait toujours appel à une origine anatectique à partir de matériaux différents (et soumis à un degré de fusion variable). Nous verrons plus loin (chapitre géochronologie et géochimie du Sr, 2ème partie), que ce n'est pas le cas pour nos ignimbrites.
- d'autre part, même si l'on évoque la présence de phénocristaux précoces dans le magma pour justifier l'intervention de la cristallisation fractionnée, la simple observation de la répartition des points représentatifs de ces roches dans un diagramme Qz - Ab -Or, indique que ce phénomène n'intervient pas de façon sensible. Dans ce diagramme en effet (fig. n°I-72) on observe une très large dispersion des points autour de l'eutectique du système granitique, quelle que soit la position précise de cet eutectique, c'est à dire quelle que soit la pression d'H_2O retenue pour ces volcanites (et qui peut être assez élevée). Dans les deux cas figurés (PH_2O = 0,5 kb, point E_1 ; et PH_2O = 5 kb, point E_2) on s'aperçoit que les points se répartissent largement autour de l'eutectique et des courbes cotectiques correspondantes ce qui est incompatible avec un phénomène classique de cristallisation fractionnée (ou de fusion partielle).

La cristallisation fractionnée n'est donc vraisemblablement pas le phénomène qui influe sur les variations de composition des ignimbrites trégorroises.

B) Lessivage hydrothermal contemporain de l'épanchement.

C'est à mon avis, le phénomène qui permet d'expliquer de la manière la plus satisfaisante les caractères chimiques et minéralogiques des ignimbrites

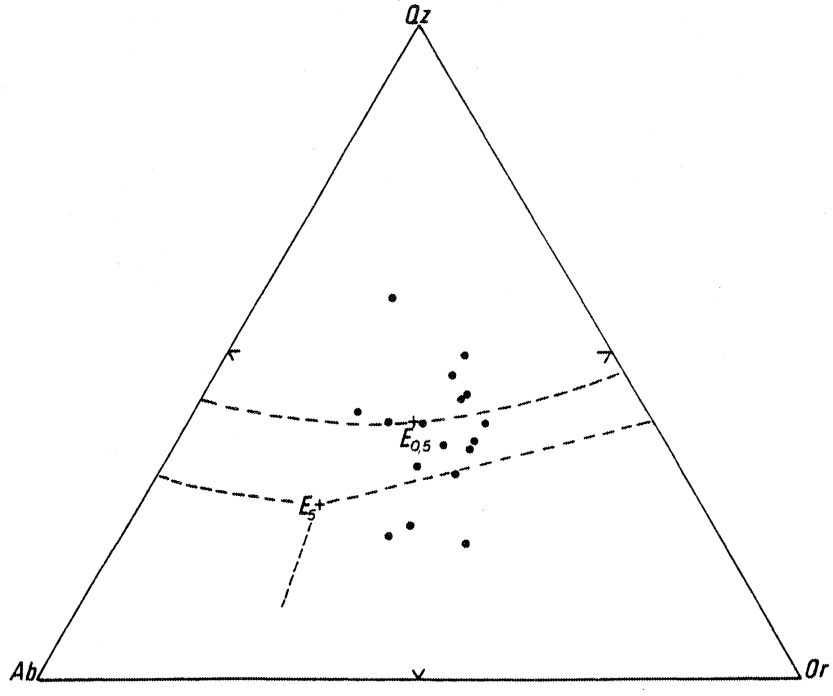


Fig.I-72 : Position des points représentatifs des ignimbrites (●) dans le diagramme Qz-Ab-Or; $E_{0,5}$ et E_5 représentent les eutectiques du système granitique pour PH_2O=0,5kb et PH_2O=5kb (d'après Mehnert, 1968, fig.47).

du Trégor; en particulier :

- Les variations anarchiques des éléments majeurs SiO_2, Na_2O et K_2O. Rappelons en effet qu'il n'y a pas de variation ordonnée de ces différents oxydes à l'échelle d'un même affleurement. De plus, à l'échelle de la lame mince, l'hétérogénité de la mésostase peut très bien reflèter ce phénomène.
- La disparition parfois totale de Cao.
- La dévitrification généraledes roches (fiammes, vitroclastes, mésostase) qui ne serait donc pas dûe au seul "vieillissement" des ignimbrites, mais serait contemporaine du phénomène volcanique lui-même.
- La séricitisation (en général peu prononcée) des feldspaths et le développement de la séricite en minces filets irréguliers soulignant dans certains cas la fluidalité; la déstabilisation de la biotite (décolorée, déferrifiée).
- Enfin, le lessivage par des solutions cogénétiques du magma ignimbritique lui-même, donc contemporain de la mise en place et du refroidissement de ces volcanites, permet d'expliquer que ces roches aient conservé leurs caractéristiques isotopiques initiales (voir plus loin chapitre géochronologie et géochimique isotopique du Sr, 2ème partie).

Quelle que soit la composition exacte de cette phase hydrothermale (sans doute constituée à la fois de H_2O, de Si, de Na et K), le lessivage qu'elle entaîne se traduit par des variations brutales et discontinues provoquant suivant les cas une silicification, une sodification ou une potassification. Ainsi se trouve expliquée la dispersion de nos ignimbrites dans le diagramme Qz - Ab -Or et le fait que certaines d'entre elles se situent hors du champ des compositions habituelles de ce type de roche (fig. n°I-73).

V - CONCLUSION .

Nous retiendrons donc de l'étude chimique des ignimbrites du Trégor, qu'il s'agit de roches à composition rhyolitique (donc acides et alcalines, K_2O étant le plus souvent largement en excès sur Na_2O). Dans la classification d'Irvinne et Baragar (1971), elles correspondent à une exception près aux rhyolites potassiques à intermédiaires (fig. n°I-74). Elles ont été soumises à d'importants phénomènes de lessivage et de redistribution des éléments aussitôt après leur épanchement. Ceci est compatible avec la nature même du volcanisme ignimbritique, dans lequel les phases gazeuses sont extrêmement importantes.

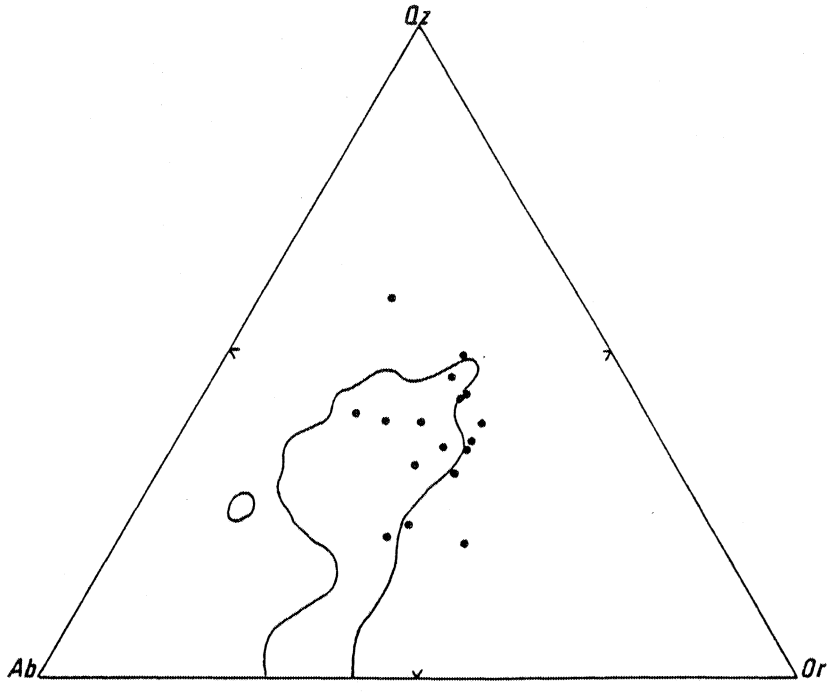


Fig.I-73 : Ignimbrites du Trégor par rapport au champ de composition habituelle des volcanites acides (Qz+Ab+Or > 80%); d'après Mehnert, 1968 (fig. 66b).

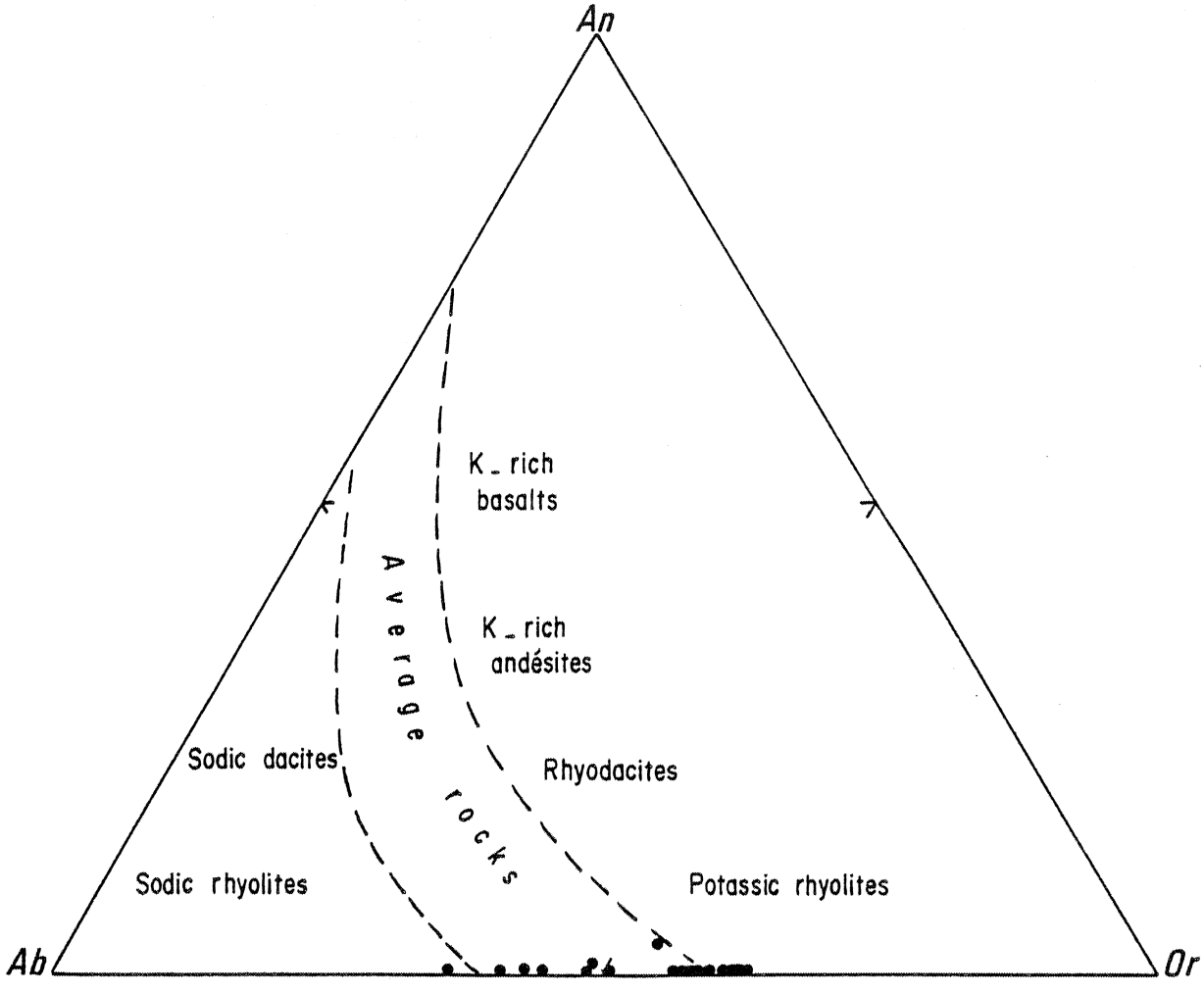


Fig.I-74 : Ignimbrites du Trégor dans le diagramme d'Irvine et Baragar (1971).

Dans ces conditions, calculer une composition moyenne à partir des analyses présentées ici de façon à approcher la composition du magma originel est tout à fait aléatoire . Si nous l'avons fait, c'est uniquement pour montrer les tendances chimiques globales de ces roches et confirmer leur affinité avec les autres manifestations magmatiques contemporaines de cette région. Dans le tableau n°I-56 en effet, on constatera que la seule différence notable entre les ignimbrites d'une part, les granites (Porz-Scarff et du Paon) et les micro-granites de Loguivy d'autre part (roches toutes siliceuses, alcalines, pauvres en CaO, Fe_2O_3, MgO et TiO_2) tient au caractère potassique accentué des ignimbrites.

Chapitre XV

Conclusions générales sur le magmatisme acide et alcalin du Trégor

La seule étude pétrographique et géochimique (éléments majeurs) des différentes manifestations magmatiques éocambriennes ne permet pas à elle seule de tirer des conclusions génétiques sur l'origine, le mode de formation et le type d'évolution qui a pu donner naissance aux granites, microgranites et ignimbrites. Pour éclaircir et préciser ces points, l'étude d'autres éléments, en particulier de Rb, de Sr et des Terres Rares est nécessaire. Aussi, dans les chapitres ultérieurs consacrés plus spécialement à ces éléments traces, nous serons conduits à revenir sur le problème de ce magmatisme. En particulier le point important concerne le choix entre les deux hypothèses fondamentales suivantes :

s'agit-il de produits résultant d'une anatexie crustale ou dérivent-ils au contraire d'un magma juvénile ayant pris naissance dans le manteau? Il est bien évident que pour résoudre un tel problème, les données fournies par la géochimie isotopique du Sr, par exemple, sont essentielles.

Aussi nous contenterons-nous, dans des conclusions encore partielles, de rappeler les traits essentiels de ce magmatisme tels qu'on peut les mettre en évidence à l'aide des données géologiques classiques.

1 - Qu'il s'agisse des granites, des microgranites ou des ignimbrites, la mise en place de ces roches apparaît, dans tous les cas, nettement postérieure aux ensembles plutoniques ou volcano-sédimentaires caractéristiques des domaines sud et nord trégorrois.

Le caractère intrusif aussi bien des granites de Porz-Scarff et du Paon que des microgranites de Loguivy dans le complexe granitique et granodioritique est directement observable. La nature des contacts entre les intrusions et l'encaissant permet de conclure à une mise en place dans un contexte entièrement refroidi.

Les ignimbrites,quant à elles, se déposent sur les volcanites de Tréguier et de Paimpol, déjà déformées par la phase orogénique fini-cadomienne. Cette déformation a dû se traduire par une émersion des formations protérozoïques car à l'inverse de tous les volcanismes observés dans le Briovérien qui sont typiquement sous-marins, les émissions ignimbritiques sont caractéristiques d'un volcanisme sub-aérien. Ceci est d'ailleurs un argument supplémentaire pour séparer nettement les deux périodes volcaniques.

2 - Au point de vue pétrographique, sous des aspects (structures, textures) variables liés au mode de gisement, toutes ces roches sont dominées par l'association : quartz, albite, orthose qui représente la plupart du temps plus de 90% des constituants. Elles sont donc toutes hololeucocrates, la biotite étant le minéral coloré commun à ces trois types de formation. La seule originalité minéralogique tient à la présence de hornblende, en très faible quantité, dans le granite de Porz-Scarff. Toutes les variations minéralogiques sont donc liées aux quantités relatives du quartz et des feldspaths aussi bien d'un groupe à l'autre qu'à l'intérieur d'un même groupe.

3 - Au point de vue chimique, les affinités entre ces roches sont également nettes; elles sont toutes très riches en silice et en alcalins, pauvres ou même très pauvres en fer, magnésium, titane et calcium.

Ceci est parfaitement illustré dans des diagrammes classiques comme ceux de Niggli (fig. n°I-75). Ces diagrammes permettent par ailleurs de cons - tater que les variations de composition à l'intérieur d'un même groupe sont toutes du même type et en relation, pour l'essentiel, avec des variations de la teneur en SiO_2. D'autre part, le fait que le champ de répartition des granites et des microgranites soit, dans ce type de diagrammes, pratiquement en totalité inclu dans celui des ignimbrites, renforce l'affinité de toutes ces roches.

A l'inverse, il est difficile de parler d'une évolution lorsqu'on passe des granites aux ignimbrites. Sur les diagrammes de Niggli, une évolution de ce type même si elle existe est totalement masquée par des variations liées aux conditions de mise en place : bordure à grain fin et filons aplitiques dans le cas des granites, salbandes aphanitiques dans le cas des microgranites; lessivages hydrothermaux dans le cas des ignimbrites. Si, en ce qui concerne les granites et les microgranites, on peut éliminer ces variations locales et approcher la composition moyenne du magma à partir duquel les roches ont cristallisé, ceci s'avère beaucoup plus délicat lorsqu'il s'agit des ignimbrites, d'où la difficulté d'établir des comparaisons. Cette difficulté se retrouve aussi bien dans les diagrammes Qz -Ab -Or (inutilisables dans le cas des ignimbrites) que dans les diagramme de de La Roche (1964, 1968) pourtant bien adaptés à l'étude des roches à composition granitique.

Dans ces derniers (fig. n°I-76), les champs dessinés par les différents ensembles traduisent les variations internes à chaque groupe plus qu'une évolution continue : c'est le cas dans le diagramme Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3) en fonction de K - (Na + Ca) où la forte influence des phénomènes de silicification lors de l'épanchement des ignimbrites se marque par un allongement préférentiel et une très grande dispersion le long de l'axe des ordonnées, alors que pour le granite de Porz-Scarff, ce sont les variations relatives de K, Na et Ca (donc des feldspaths) entre faciès de bordures, aplites et masse principale qui sont mises en évidence.

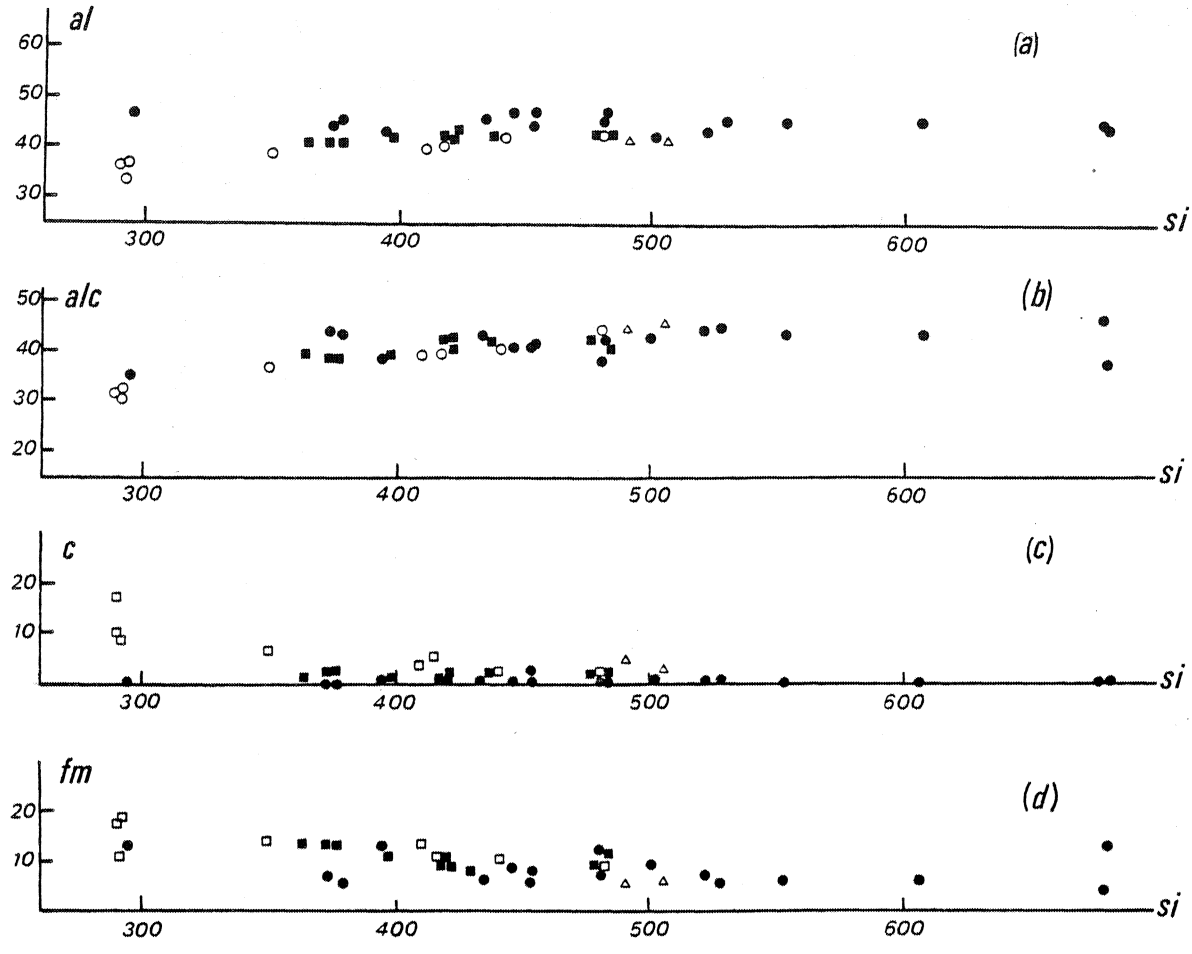


Fig.I-75 : Les roches magmatiques acides et alcalines du Trégor dans les diagrammes de Niggli.

○ Granite de Porz-Scarff
△ Granite du Paon
■ Microgranites
● Ignimbrites rhyolitiques

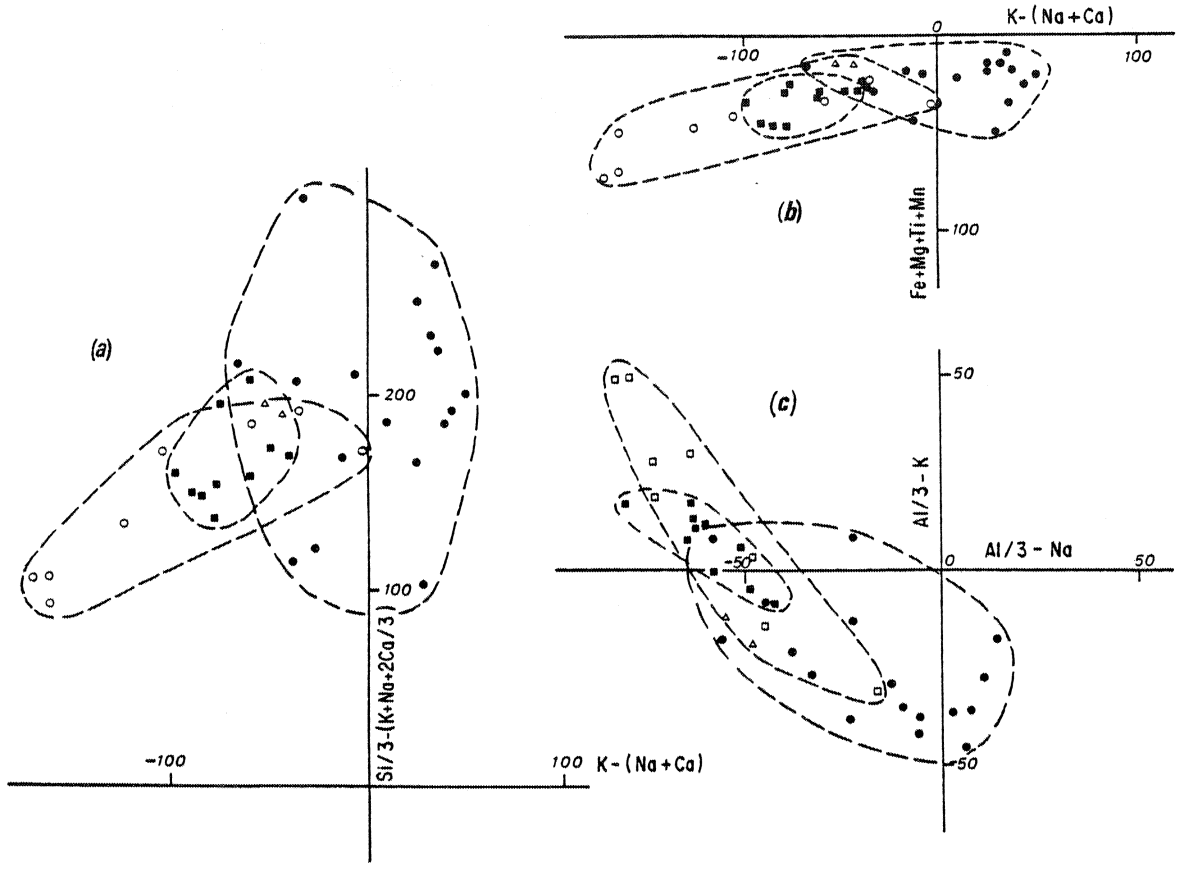


Fig.I-76 : Granites, microgranites et ignimbrites éocambriens du Trégor dans les diagrammes de de La Roche. Mêmes figurés que dans la figure I-75.

Les seules tendances générales qui se dessinent dans les diagrammes de de La Roche, sont une teneur en K_2O en moyenne plus élevée dans les ignimbrites que dans les granites et microgranites (fig. n°I-76 c, surtout) et une teneur dans l'ensemble moins forte en fer + magnésium + titane (fig. n°I-76 b), ceci apparaissant déjà dans le tableau n°I-56 .

En résumé, les caractères chimiques, s'ils traduisent des variations internes à chaque type de roches, ne montrent pas à l'évidence une évolution sensible du chimisme lorsque l'on passe d'un type à l'autre. Granite, microgranites et ignimbrites ont les mêmes caractères chimiques d'ensemble et dérivent vraisemblablement d'un ou de magmas de même type.

Par l'ensemble de ces caractères en tous cas, le magmatisme qui fait éruption à l'orée des temps paléozoïques dans le Trégor et aussi dans les régions avoisinantes, notamment Jersey (Mourant, 1936 ; Boyer, 1970 , 1974 ; Squire, 1974) est très différent de ceux que nous avions observés jusqu'ici. Si nous essayons de le replacer dans le schéma évolutif de la région étudiée, schéma esquissé dans les chapitres précédents, le magmatisme acide et alcalin apparaît logiquement comme tardif par rapport aux magmatismes calco-alcalins, basiques à intermédiaires que nous avions étudiés jusqu'à présent. En particulier, le volcanisme ignimbritique lorsqu'il apparaît dans les domaines de subduction est caractéristique des systèmes évolués ("arc mature" de Miyashiro, 1972) et des domaines à croûte continentale épaisse (Dickinson, 1970). Dans ces conditions, l'apparition des granites, microgranites et ignimbrites dans le Trégor marquerait la permanence d'un régime de subduction jusqu'à la limite du Paléozoïque et s'inscrirait dans une évolution magmatique logique dont elle signalerait peut-être l'achèvement. Tout indique par ailleurs, nous l'avons déjà noté mais nous y reviendrons ultérieurement à propos de la géochimie du strontium, qu'une des conditions nécessaires à l'apparition des ignimbrites, c'est à dire l'existence d'une croûte continentale suffisamment épaisse, est bien remplie dans cette région.

	A	B	C	D
SiO_2	73,93	76,27	72,27	74,40
Al_2O_3	13,08	12,07	14,45	13,69
Fe_2O_3	2,16	0,97	2,15	1,53
MnO	0,04	0,02	0,04	0,01
MgO	0,14	0,07	0,26	0,18
CaO	0,42	0,59	0,26	0,06
Na_2O	4,35	4,04	4,79	3,32
K_2O	3,91	4,42	4,10	5,31
TiO_2	0,13	0,05	0,31	0,17

Tableau I-56 : Tableau comparatif des moyennes des valeurs obtenues pour les granites de Porz-Scarff (A) et du Paon (B), les microgranites de Loguivy (C) et les ignimbrites de Lézardrieux (D).

Finalement, et c'est peut être là que se situe l'un des traits originaux du Trégor, il est possible d'observer dans une zone limitée, lors d'un même épisode magmatique, à la fois les termes plutoniques, hypovolcaniques et volcaniques.

De tels cas sont rares, au moins en ce qui concerne ce type de magmatisme (en France, les seuls autres exemples à ma connaissance, sont ceux décrits par Von Eller, 1960 , dans les Vosges et par Santallier, 1964, dans le Choletais) et, de ce point de vue, le Trégor présente un intérêt tout particulier. Il n'est pas impossible (Mourant, 1936 ; Adams, 1967 ; Squire, 1974 ; Duff, 1978) qu'une telle association, groupant à la fois des plutonites (granites) et des volcanites acides (ignimbrites) fort semblables à celles du Trégor et d'âge voisin, existe à Jersey ce qui serait un argument supplémentaire pour démontrer la similitude depuis longtemps signalée par Mourant (1936) entre ces deux secteurs du domaine nord- armoricain.

Section F

Le complexe filonnien du domaine nord-trégorrois

L'abondance des filons de nature diverse qui recoupent le domaine nord-trégorrois est un des caractères qui distingue ce dernier du domaine sud et sans conteste le plus immédiatement évident à la lecture de la carte géologique.

Nous en avons déjà vu un exemple dans la partie Est du Trégor, avec les microgranites de Loguivy.

Mais il existe d'autres essaims de filons, plus largement répartis sur toute l'étendue du domaine nord-trégorrois qui sont figurés sur les premières éditions des cartes géologiques de Tréguier et de Lannion (Barrois, 1908, 1909). Barrois distingue en effet trois types de filons : les albitophyres d'Er (γ^2), les diabases ophitiques de Pleubian (ε) et les porphyrites micacées de Trestraou (χ). J'ai moi-même retrouvé ces trois groupes ; je n'apporterai par conséquent dans ce chapître que des précisions complémentaires quant à la chronologie relative, la pétrographie et la géochimie de ces différentes roches.

Etant donné l'abondance et la variété des intrusions qu'on peut observer, leur étude nécessiterait un travail spécifique qu'il n'était pas possible de mener dans le cadre de cette thèse.

Avant d'entreprendre l'étude de chaque groupe de roches, je rappellerai quelques caractères généraux de ce complexe filonien.

Les filons de loin les plus nombreux (fig. n°I-77) sont ceux de dolérite que nous avons désignés sur la nouvelle édition de la feuille de Tréguier au 1/50.000^{e} (Auvray et al., 1976) sous le nom de "Dolérites du Trieux" (ε) et qui correspondent aux "Diabases ophitiques de Pleubian" de Barrois (1908). Ils constituent un réseau d'une extrême densité dont la carte ne rend que difficilement compte et qu'on observe depuis l'anse de Launay-Mal-Nommée à l'Est jusqu'au granite de Ploumanac'h à l'Ouest; ce réseau est strictement limité au domaine nord-trégorrois. On a une très bonne idée de la densité de ces filons doléritiques lorsqu'on observe à marée basse les rives du Trieux, du point de vue situé au pied du Phare de Bodic (rive gauche du Trieux). De cet endroit, on peut voir les filons de couleur noire, recoupant à peu près tous les 10 mètres les roches roses constituées par le microgranite de Loguivy ou le microgranite monzonitique de Launay. La même observation peut être faite entre le Gouffre et la Pointe de Castel-Meur au Nord de Plougrescant. Si la puissance moyenne des filons est de l'ordre de 5 mètres, elle peut varier de quelques centimètres à 10-12 mètres; ceci explique que beaucoup de ces filons ne puissent figurer sur une carte, même au 1/50.000^{e}. Leur direction est N 110°-130° pour la région comprise entre l'anse de Launay-Mal-Nommée et le Jaudy. A l'Ouest de cette rivière, leur orientation est comprise entre N 80° et N 100°.

Le deuxième groupe important est représenté par des filons de teinte verte, de composition assez variable comme nous le verrons. Nous les avons regroupés (Auvray et al., 1976), comme le faisait Barrois, sous le nom général et peu précis d'albitophyre d'Er ("K"). Ces filons sont nettement moins abondants que les dolérites et apparaissent principalement dans un secteur compris entre Port-Béni et la Baie de Perros-Guirec. De très beaux exemples sont visibles aux îles d'Er (Estuaire du Jaudy) et autour de Porz-Scarff. Ils ont en général une puissance de 1 à 2 m, les plus épais ne dépassant pas 5 m (Nord de Porz-Scarff). Leur orientation oscille entre N 50° et N 70° (fig. n°I-77).

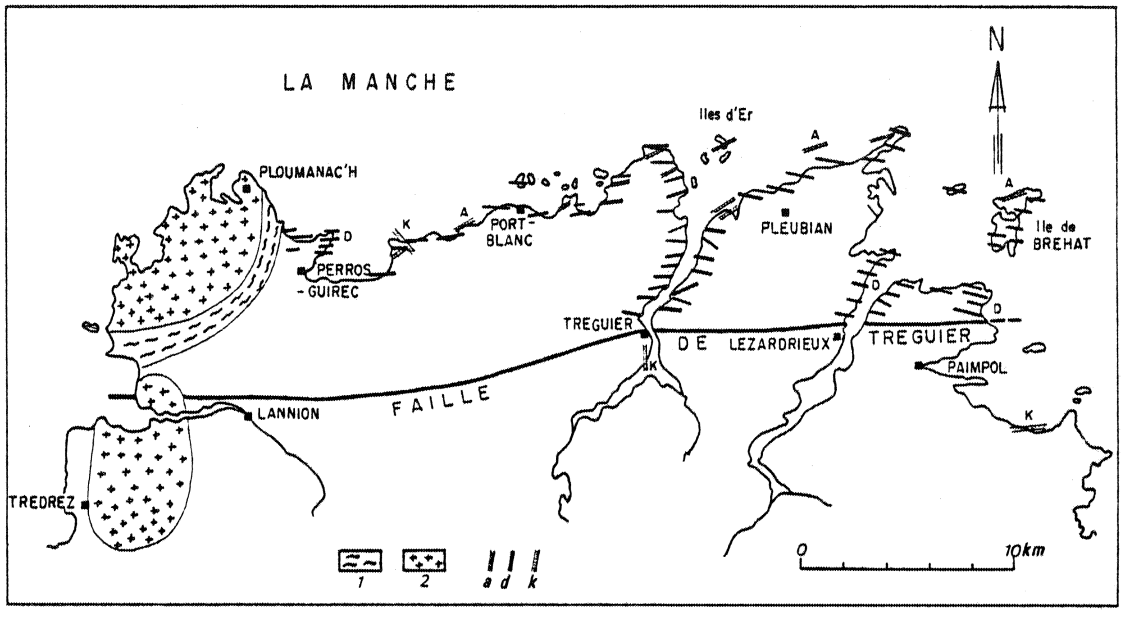


Fig.I-77 : Répartition des filons essentiellement localisés dans le domaine nord-trégorrois. (a) : albitophyres; (d) : dolérites; (k) : kersantites. (1) Gneiss de Trébeurden; (2) Granites hercyniens.

Le dernier groupe est constitué par quelques très rares filons de lamprophyre qui, à la différence des précédents, apparaissent aussi bien dans le domaine sud-trégorrois que dans le domaine nord-trégorrois. C'est ainsi que cette "Porphyrite micacée de Trestraou" (Barrois, 1908), recoupe en filons de 0,5 à 1 m de puissance, les formations sédimentaires rouges de Plouézec-Plourivo (plage de Boulgueff), les spilites de Paimpol au Sud de Tréguier (affleurement de Men Ar Beig sur la rive gauche du Jaudy) ou le granite de Port-Blanc (Port l'Epine, Perros-Guirec). Il n'y a aucune direction préférentielle dans l'orientation de ces lamprophyres (fig. n°I-77).

Si nous tentons d'établir une chronologie de la mise en place de ces différentes manifestations hypovolcaniques, nous retiendrons les faits suivants :

- Tous ces filons sont intrusifs dans le batholite granitique et granodioritique du Trégor et sont donc postérieurs à sa formation. Tous sont également affectés par la tectonique cassante, sub-méridienne, qui se développe dans tout le Trégor postérieurement à l'apparition des grands accidents hercyniens Est-Ouest (failles du Trégorrois ou de Tréguier - Lézardrieux).
- Les dolérites recoupent les différents granites et les microgranites éocambriens du domaine nord-trégorrois. Ceci est très net et s'observe aisément sur le terrain (filons sécants, enclaves de roche encaissante dans les filons) aussi bien pour les granites de Porz-Scarff et du Paon, que pour les filons de microgranite de Loguivy. Les filons de dolérite sont donc plus jeunes que le magmatisme acide et alcalin du Trégor.

Ils sont par contre recoupés et métamorphisés par le granite de Ploumanac'h et par les pegmatites et les aplites qui lui sont associées (coupe de Ranolien à la plage de Trestraou, Perros-Guirec).

- Les albitophyres d'Er sont recoupés par les dolérites et donc antérieurs à celles-ci. De plus, la plupart des filons appartenant à cette famille paraissent également antérieurs au granite de Porz-Scarff. Dans les îles d'Er ou à Porz-Hir, on voit les aplites roses liées au granites de Porz-Scarff, recouper les albitophyres. Par contre, j'ai pu observer les relations inverses sur le platier rocheux au Nord de Porz-Scarff où un filon albitophyrique (andésite) recoupe le granite. Autrement dit, la période de mise en place de ces filons qui ne peut être calée avec plus de précision s'effectue posté-

rieurement à la formation du batholite nord-trégorrois et antérieurement à l'apparition des dolérites. Ceci représente, comme nous le verrons plus loin, une "fourchette" importante (de l'ordre de 200 à 300 m.a.).

- Quant aux lamprophyres, ils représentent comme le signalait déjà Barrois (1908, légende de la feuille de Tréguier), "la roche filonienne la plus récente de la feuille". A Port l'Epine, affleurement très démonstratif à cet égard, on voit un filon de lamprophyre (40 cm de puissance, orientation N 135°) recouper un filon de dolérite (1m de puissance, orientation N 60°).

En résumé, à la lumière des observations de terrain précédentes, la chronologie relative de ces différents ensembles filoniens s'établit de la manière suivante :

- *Les albitophyres d'Er sont les plus anciens.*
- *Les dolérites du Trieux apparaissent ensuite.*
- *Les lamprophyres de Trestraou sont les intrusions les plus jeunes.*

Chapitre XVI

Les albitophyres d'Er[1]

A - LES FILONS ANDESITIQUES.

I - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Ces roches sont aisées à distinguer sur le terrain, car elles présentent un aspect typique de "porphyre vert antique"; dans une matrice de teinte vert foncé à noir flottent de très nombreux phénocristaux automorphes de feldspath, blancs verdâtres, de taille centimétrique. Les sections polies permettent en outre d'observer des phénocristaux plus petits (2 à 3 mm) de minéraux ferromagnésiens noirs et de nombreuses petites mouchetures de pyrite jaune d'or (0,5 mm).

---

[1] Les îles d'Er constituent un archipel situé dans l'estuaire du Jaudy.

Au microscope, dans les échantillons les plus typiques, la texture est microlitique porphyrique (exceptionnellement trachytique). Parfois la mésostase prend un aspect microgrenu , les deux types de texture pouvant coexister dans le même filon et dans la même lame mince. Ces différents types de cristallisation sont souvent difficilement observables car une déstabilisation importante affecte ces roches et se traduit notamment par l'apparition d'un nuage de fins granules d'épidote qui a tendance à voiler l'ensemble des cristallisations.

1) Les phénocristaux :

Le plagioclase : La plupart des phénocristaux est du plagioclase entièrement saussuritisé, pour cela mal discernable en lame mince de la mésostase et non déterminable.

L'amphibole : Il s'agit d'une belle hornblende parfois en petits agrégats de cinq ou six cristaux. Pléochroïque (brun foncé à brun jaune, vert ou jaune verdâtre), elle montre parfois une zonation soulignée par la couleur brune du centre et la couleur verte des bordures du cristal. Comme le plagioclase, elle est souvent déstabilisée en un mélange de chlorite, d'épidote (pistacite), de granules d'opaques et de leucoxène; seule la forme permet de reconnaître sa nature primitive. Les caractères optiques ($Ng \wedge c = 22°$; $2\,Vnp \simeq 80°$) sont ceux d'une hornblende riche en magnésium (Tröger, 1959, p.77 fig.187).

Le pyroxène : On ne l'observe que très rarement, en petits phénocristaux (0,5 mm au maximum) Comme l'amphibole, il constitue des agrégats de cristaux. Il s'agit d'une augite incolore sans caractère particulier. Il est en général assez bien conservé mais peut aussi subir une déstabilisation analogue à celle de l'amphibole (surtout chlorite et épidotes).

L'ilménite (en cristaux squelettiques plus ou moins leucoxénisés), la pyrite, l'apatite (en baguettes automorphes de grande taille : 0,5 mm de longueur, trapues) sont les autres phénocristaux.

Le plagioclase correspont à 85 - 90% des phénocristaux, la hornblende à 6 - 10%; les autres phénocristaux peuvent exister ou non suivant le filon considéré.

2) La mésostase :

Il s'agit d'un agrégat très fin où se détachent parfois des microlites subautomorphes de plagioclase (oligoclase An_{10-20}). Les constituants de cette mésostase sont les suivants :

Oligoclase, quartz, pistacite et clinozoïsite, hornblende, chlorite, minéraux opaques (magnétite, pyrite), leucoxène, apatite, micropegmatite graphique (accidentelle).

II - CARACTERES CHIMIQUES (Tableau n°I-57) :

Le tableau n°I-57 donne les analyses de trois filons de ce type situés dans la région de Porz-Scarff.

Les trois échantillons montrent une composition assez constante caractérisée par :

- Une teneur moyenne en SiO_2, typique des roches intermédiaires.
- Une teneur élevée en alumine.
- Un rapport FeO/MgO assez élevé (2,29 à 3,08).
- Une teneur relativement faible en CaO par rapport aux alcalins, ce qui se traduit dans deux cas sur trois (219 et 221) par un rapport très voisin de 1 (respectivement 1,02 et 0,93); dans 220, il est un peu plus élevé (1,35).
- La teneur en K_2O est assez constante; par contre Na_2O est un peu plus variable; la somme des alcalins reste toutefois voisine de 5,5% (respectivement 5,78 %, 5,32 % et 5,58%).

Tous ces caractères sont ceux de roches intermédiaires, ainsi que le montre la position de ces roches dans le diagramme AFM (fig. n°I-78).

La teneur en SiO_2 permet de classer ces roches dans le groupe des andésites pour lesquelles les limites habituellement admises sont : SiO_2 compris entre 56% et 62% (Taylor, 1969 ; Lefèvre et al., 1974).

III - DISCUSSION ET CONCLUSION.

Les andésites constituent un groupe de roches extrêmement variées qui apparaissent en grande quantité dans les zones de subduction (arcs insulaires ou marges actives). Suivant qu'elles appartiennent aux séries tholéïtiques, calco-alcalines ou alcalines, elles ont reçu des noms variés : icelandites, andésites s.s., hawaïtes, mugéarites, benmoréïtes, tristanites, shoshonites, etc...),

	219	220	221	moyenne des compositions
SiO_2	56,59	57,66	59,13	57,79
Al_2O_3	19,00	18,78	15,79	17,85
Fe_2O_3	7,26	6,90	6,49	6,88
MnO	0,10	0,09	0,09	0,09
MgO	2,12	2,05	2,55	2,24
CaO	5,91	7,21	5,23	6,12
Na_2O	3,56	3,09	2,76	3,14
K_2O	2,22	2,23	2,81	2,42
TiO_2	0,85	0,82	0,72	0,80
P_2O_5	0,29	0,28	0,23	0,27
PF 1000°	2,05	1,92	1,94	
PF 110°	0,20	0,12	0,16	
Total	100,15	101,18	97,90	

Tableau I-57 : Compositions chimiques des filons andésitiques du Trégor.

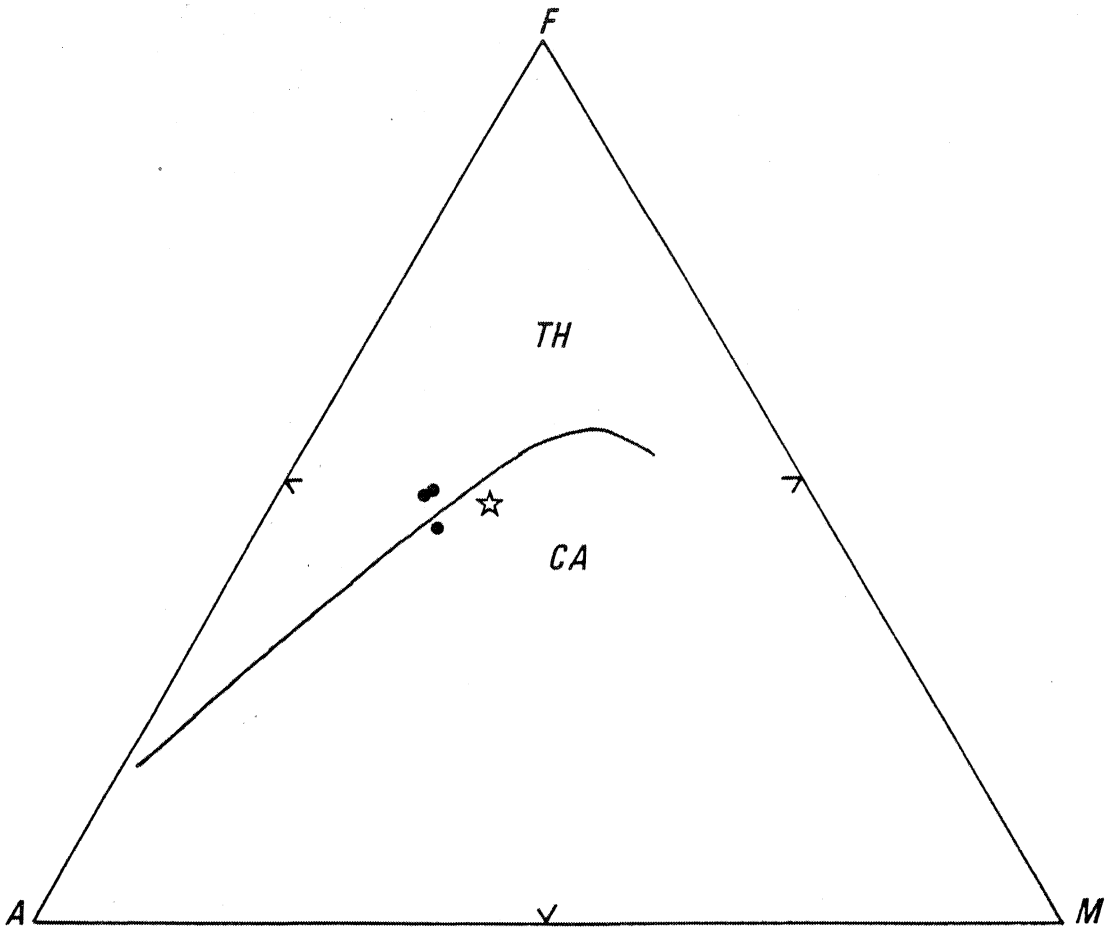


Fig.I-78 : Position des filons andésitiques du Trégor (●) dans le diagramme AFM ; (*) moyenne des andésites calco-alcalines (Chayes, 1969).

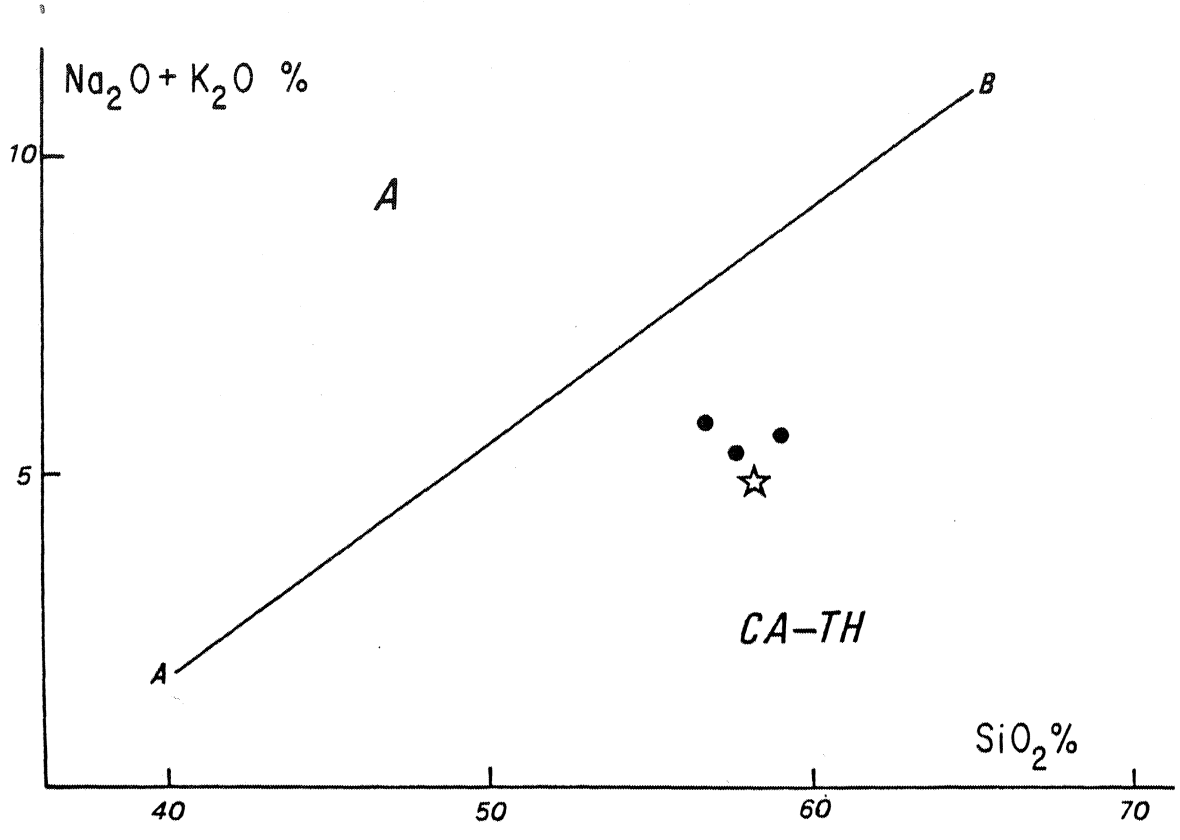


Fig.I-79 : Position des filons andésitiques du Trégor (●) dans le diagramme alcalins (f) SiO_2 ; (☆) moyenne des andésites calco-alcalines (Chayes, 1969).

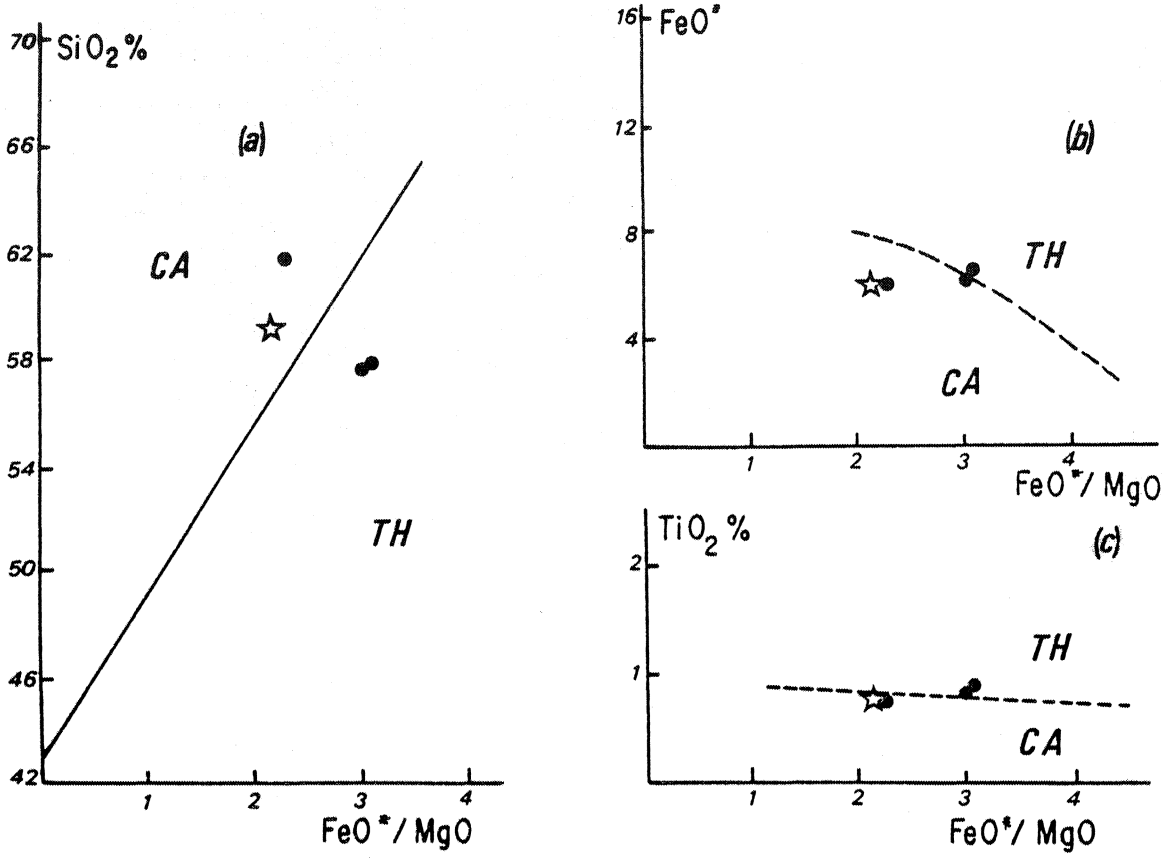


Fig.I-80 : Diagramme de Miyashiro (1975).
● Filons andésitiques du Trégor.
☆ Moyenne des andésites calco-alcalines (Chayes, 1969).

	A	B	C	D	E
SiO_2	57,79	58,17	58,31	59,39	59,27
Al_2O_3	17,85	17,26	13,77	19,17	15,90
Fe_2O_3	6,88	7,70	10,57	3,81	5,76
MnO	0,09	n.d.	0,23	0,14	0,10
MgO	2,24	3,23	2,27	0,80	5,45
CaO	6,12	6,93	5,58	2,36	5,90
Na_2O	3,14	3,21	3,91	5,95	2,67
K_2O	2,42	1,61	1,88	6,14	2,68
TiO_2	0,80	0,80	1,71	0,90	0,56
P_2O_5	0,27	0,20	0,46	0,22	0,41

Tableau I-58 : Valeurs moyennes de différents types d'andésites

(A) Moyenne des compositions des andésites du Trégor (3 analyses).

(B) Moyenne des compositions d'andésites calco-alcalines (1775 analyses : Chayes, 1969 ; in Lefèvre et al., 1974).

(C) Moyenne des compositions d'icelandites (22 analyses : Mc Birney, 1969; in Lefèvre et al., 1974).

(D) Moyenne des compositions des tristanites de Tristan da Cunha (6 analyses, Baker et al., 1964 ; in Lefèvre et al., 1974).

(E) Shoshonite de série alcaline d'arc insulaire: (d'après Jakès et White, 1972).

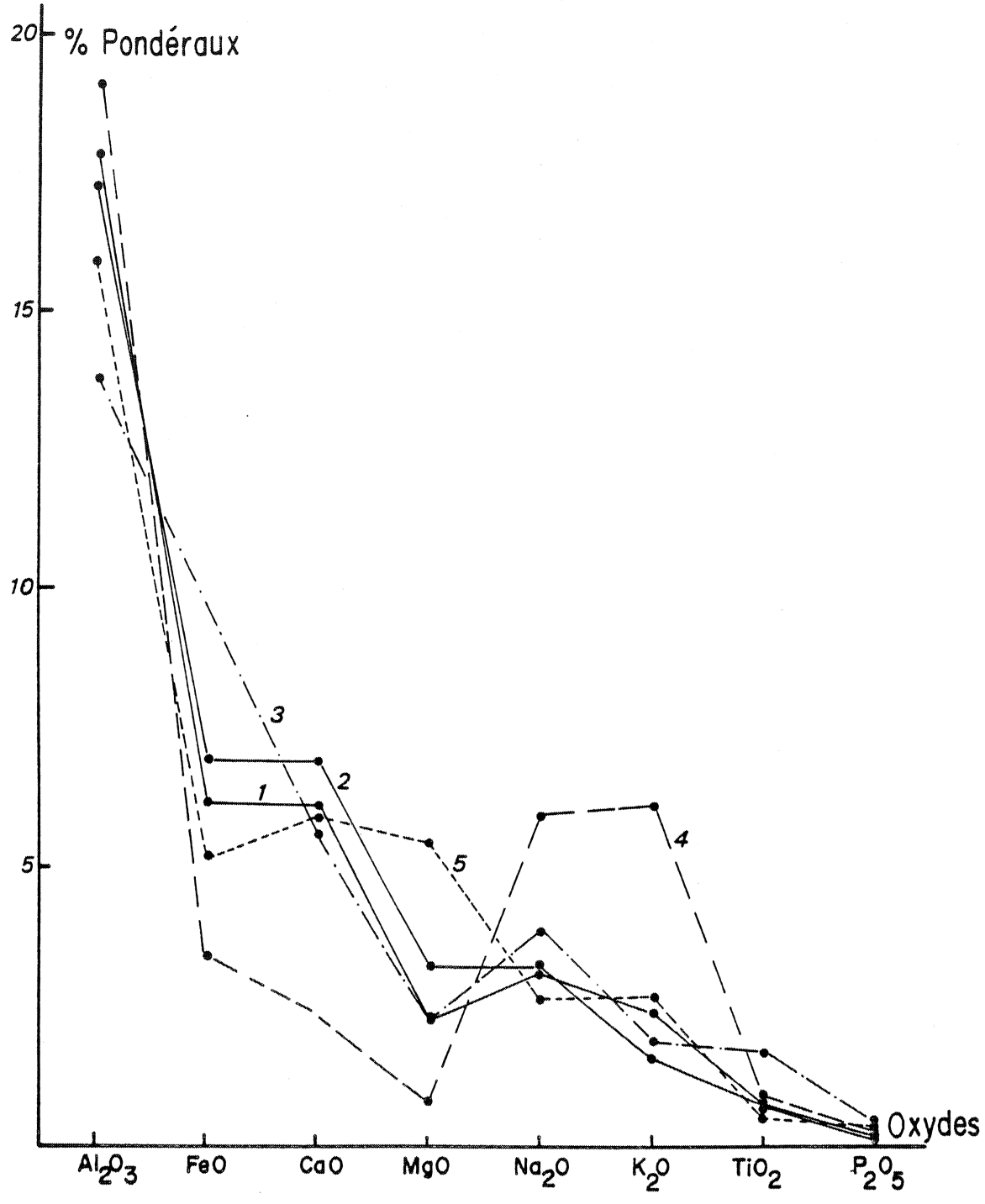


Fig.I-81 : Compositions chimiques moyennes des différents types d'andésites (d'après Lefèvre et al., 1974).
(1) Andésites du Trégor
(2) Andésites calco-alcalines (Chayes, 1969)
(3) Icelandites (Mc Birney, 1969)
(4) Tristanites (Baker et al., 1964).
(5) Shoshonites (Jakès et White, 1972).

le terme d'andésite au sens strict étant réservé aux seules laves intermédiaires de la série calco-alcaline (Dickinson, 1970).

En ce qui concerne les filons andésitiques du Trégor, si le diagramme des alcalins (f) SiO_2 (fig. n°I-79) montre qu'il ne peut s'agir d'andésites de séries alcalines, l'appartenance précise à une autre série est difficile à affirmer. D'une part, nous n'avons que peu d'analyses de ces roches; d'autre part, et ceci apparaît déjà dans la figure n°I-78 (diagramme AFM), les andésites sont situées au voisinage de la limite des séries calco-alcalines et tholéïtiques. Dans les diagrammes de Miyashiro (fig. n°I-80), on constate également que la discrimination est délicate.

Il existe heureusement de nombreuses analyses d'andésites et le tableau n°I-58 présente des compositions moyennes d'andésites calco-alcalines et d'icelandites (andésites de séries tholéïtiques). A titre de comparaison, figure également dans ce tableau, la composition moyenne des tristanites (andésites de séries alcalines) de Tristan da Cunha (volcanisme de "hot spot") remarquables par leur teneur en potassium et un exemple de shoshonite d'arc insulaire caractérisée par sa forte teneur en K_2O par rapport à Na_2O (K_2O / Na_2O = 1). La simple lecture de ce tableau montre la très grande similitude des caractères chimiques entre les andésites du Trégor et les andésites des séries calco-alcalines (colonne B).Par rapport aux icelandites en particulier Al_2O_3, Fe_2O_3 (fer total),TiO_2 et à un degré moindre CaO sont tout à fait discriminants. C'est ce qui est illustré également par la figure n°I-81 inspirée de Lefèvre et al. (1974).

En conclusion, par leurs caractères pétrographiques (amphibole en phénocristaux et quartz dans la mésostase) et leur composition chimique, les andésites filoniennes du Trégor se rattachent au groupe des andésites des séries calco-alcalines, c'est-à-dire aux andésites au sens strict.

B - LES FILONS SPILITIQUES.

Sur le terrain, ils se distinguent des filons andésitiques par le fait qu'ils ne contiennent pas de phénocristaux ou seulement très accidentellement et en très petite quantité. Lorsqu'ils existent, ces derniers sont à peine visible à l'oeil nu, leur taille ne dépassant pas le millimètre.

I - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Il s'agit de roches de teinte verte dont le seul caractère particulier est de contenir parfois des pustules ou amygdales de teinte blanche, millimétriques, leur donnant un aspect "variolitique" (photo n°25). Les varioles sont soit dispersées uniformément dans toute l'épaisseur du filon soit, le plus souvent, concentrées en bandes parallèles à son allongement et sur ses bordures. On peut en observer de beaux exemples notamment dans le secteur côtier compris entre Porz-Scarff et Port-l'Epine (flanc ouest de la plage de Trestel, île de Siec). S'ils sont les plus caractéristiques, ces filons variolitiques ne sont toutefois pas les plus fréquents et très souvent la roche ne présente aucun caractère particulier à l'oeil nu.

Au microscope, la texture est intergranulaire (doléritique) à microlitique, parfois même plus ou moins trachytique. Dans le cas de la texture intergranulaire, les espaces entre les poutrelles de plagioclase sont occupés soit par des plages xénomorphes ou des cristaux subautomorphes de pyroxène soit par des plages de chlorite, les deux minéraux existant éventuellement dans la même lame mince (photo n°26).

1) Les phénocristaux (10 à 15% des constituants de la roche).

Le plagioclase : C'est le seul minéral constant parmi les phénocristaux. Il se présente en baguettes trapues, automorphes, dans lesquelles la macle de l'albite est fréquente. Il n'y a pas de zonage. Il est très fréquemment déstabilisé en un assemblage de séricite, quartz, chlorite, parfois clinozoïsite, ce qui rend sa détermination délicate. Dans de nombreux échantillons, il s'agit d'un oligoclase acide An_{10-15}, mais des phénocristaux d'albite (An_5) ont été également reconnus.

Le pyroxène : Il s'agit d'une augite incolore sans pléochroïsme, à fort angle d'extinction (Ng Λ c = 43°) et à 2 Vng ≃50°. Les phénocristaux d'augite constituent parfois des agglomérats rassemblant 4 à 5 individus. Ce minéral est en général frais. Lorsqu'il existe, il est en quantité toujours beaucoup plus faible que le plagioclase.

Dans un filon (coupant le granite de type Pomelin-Bréhat et situé au NW du phare du Paon, à Bréhat) j'ai observé des fantômes de phénocristaux (≃1 mm) de forme losangique, constitués d'un mélange de : chlorite, quartz, pistacite, sphène, minéraux opaques, calcite. La forme indique qu'il s'agit vraisemblablement d'anciens cristaux d'olivine.

2) La mésostase :

Très finement cristallisée (taille moyenne des minéraux de l'ordre de 100 µ), elle est constituée par un agrégat de minéraux xénomorphes, étroitement imbriqués les uns dans les autres, où seules les petites baguettes de plagioclase montrent un caractère sub-automorphe, parfois même automorphe (dans le cas de la texture trachytique).

La paragenèse est la suivante :

Albite (An_{0-5}), augite, chlorite, pistacite, clinozoïsite, quartz, minéraux opaques (magnétite ou titano-magnétite), sphène - leucoxène, calcite, actinote.

En très faible quantité et beaucoup plus rarement, on note la présence de petits prismes de hornblende (brune à verte) et de paillettes de biotite plus ou moins chloritisée.

Albite, augite, chlorite, épidotes et quartz sont les constituants essentiels de cette mésostase.

3) Les amygdales :

On retrouve dans ces vacuoles (1,5 mm au maximum) la plupart des constituants du reste de la roche, hormis le clinopyroxène. Chlorite et épidotes (pistacite ou clinozoïsite en petits prismes automorphes) sont les deux variétés les plus fréquentes auxquelles peuvent s'ajouter, en quantité

variable : quartz, sphène - leucoxène, calcite, épidote, albite (plages limpides non maclées, à relief négatif); une phyllite incolore, de type muscovite mais à biréfringence faible (jaune de 1er ordre), occupe parfois une partie importante de ces amygdales.

La paragenèse qui vient d'être décrite, dominée par l'association : plagioclase acide (oligoclase - albite) + clinopyroxène + chlorite + quartz + épidotes est de caractère spilitique, accentué par l'absence de reliques de plagioclase calcique et la coexistence stable du clinopyroxène et de la chlorite essentiellement primaire. Nous retrouvons là les caractères des laves à pyroxène reconnues dans les spilites de Paimpol.

II - CARACTERES CHIMIQUES (tableau n°I-59) :

Le tableau n°I-59 montre les analyses chimiques de 7 échantillons dont trois (226 à 228) représentent des variétés amygdalaires. La lecture de ce tableau permet de dégager les caractères généraux suivants :

- Ce sont toutes des roches à composition basaltique dont la teneur moyenne en SiO_2 est de l'ordre de 53-54 %.
- Ce sont des basaltes riches en alumine; Al_2O_3 (à une exception près) est largement supérieur à 17%.
- La somme Fe_2O_3 (fer total) + MgO + TiO_2 est toujours relativement élevée (comprise le plus souvent entre 13% et 17%). On notera que le rapport FeO (fer total) /MgO n'est pas très élevé (en général voisin de 2) et que TiO_2 est toujours nettement inférieur à 1%.
- CaO est relativement fort, bien que n'atteignant jamais 10%; il est toutefois supérieur à la somme des alcalins ce qui se traduit par un rapport CaO/Na_2O + K_2O plus élevé que l'unité, pouvant atteindre et dépasser 3 (analyse 227).
- Les alcalins, en quantité peu importante (de 2,80 %, analyse 227 ; à 5,60 %, analyse 223), montrent toujours une nette prédominance de Na_2O sur K_2O.
- Enfin, on notera la teneur toujours élevée en éléments volatils, le plus souvent supérieure à 3%.

Par ailleurs, il n'y a pas de différence systématique entre les filons sans amygdale (analyses 222 à 225) et les filons à amygdales (analyses 226 à 228) si ce n'est dans ces derniers, un peu moins de fer que de magnésium.

	222	223	224	225	226	227	228
SiO_2	50,13	52,75	53,55	55,06	53,05	53,19	54,51
Al_2O_3	17,65	18,75	15,61	17,64	19,96	17,52	17,26
Fe_2O_3	10,10	8,15	9,53	10,24	7,85	8,73	8,60
MnO	0,11	0,17	0,14	0,15	0,15	0,13	0,13
MgO	4,63	2,98	5,58	5,57	2,91	3,59	3,92
CaO	9,61	6,75	5,60	4,94	8,45	9,18	8,46
Na_2O	2,77	3,36	3,56	2,91	2,25	2,22	2,96
K_2O	1,00	2,24	2,01	1,19	1,42	0,58	0,89
TiO_2	0,86	0,70	0,80	0,98	0,84	0,84	0,79
P_2O_5	0,24	-	0,28	0,28	0,33	0,27	0,27
$PF_{1000°}$	3,18	2,63	3,14	3,25	2,63	3,07	3,15
$PF_{110°}$	0,43	0,16	0,71	0,38	0,13	0,21	0,22
Total	100,71	98,64	100,15	102,59	99,97	99,53	101,16

Tableau I-59 : Analyses chimiques des filons spilitiques du domaine nord-trégorrois (filons sans et avec amygdales)

III - DISCUSSION ET CONCLUSION.

Dans le diagramme des alcalins en fonction de SiO_2 (fig. n°I-82), les filons spilitiques apparaissent comme des basaltes tholéitiques (s.l).

Dans les diagrammes AFM (fig. n°I-83) ou de Miyashiro (1975) (fig. n°I-84 a, b, et c), les points représentatifs de ces filons sont toujours à la limite entre les domaines des séries tholéïtiques et des séries calco-alcalines; le nombre limité d'analyses ne permet pas de trancher entre l'appartenance à tel ou tel type de série.

Nous pouvons retenir, par contre, que les basaltes constituant les filons spilitiques ont des compositions différentes des filons doléritiques que nous étudierons plus loin.

Le tableau comparatif n°I-60 montre en effet, que dans ces dernières (D), SiO_2 mais surtout Al_2O_3, Fe_2O_3 (fer total) et TiO_2 ont des valeurs très différentes de celles rencontrées dans les filons spilitiques.

Au contraire, ces mêmes éléments (Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2) montrent des teneurs équivalentes à celles observées dans le volcanisme spilitique de Paimpol. En particulier, les filons spilitiques se groupent pour l'essentiel dans le champ ou très près du champ des "high-alumina-basalts" (fig. n°I-85). On notera toutefois que par rapport aux laves massives de Paimpol, il y a de sensibles différences au niveau de MgO (plus élevé), et de K_2O (plus faible que dans les filons spilitiques).

Chimiquement, néanmoins les filons spilitiques apparaissent constitués, comme bon nombre de volcanites de Paimpol, par des basaltes de type H.A.B., c'est-à-dire qu'on peut les rattacher à une série calco-alcaline. Si on se rappelle par ailleurs que les filons andésitiques semblent appartenir au même ensemble hypovolcanique, ceci confirme le caractère calco-alcalin ("intermédiaire" au sens de Miyashiro, 1975) de toutes les intrusions filoniennes qui constituent les Albitophyres d'Er ainsi que le montre la figure n°I-86.

Cas particuliers :

Un filon d'orientation N 65° E, à aspect tout à fait identique aux filons spilitiques (sans amygdales) décrits ci-dessus, peut être observé sur le

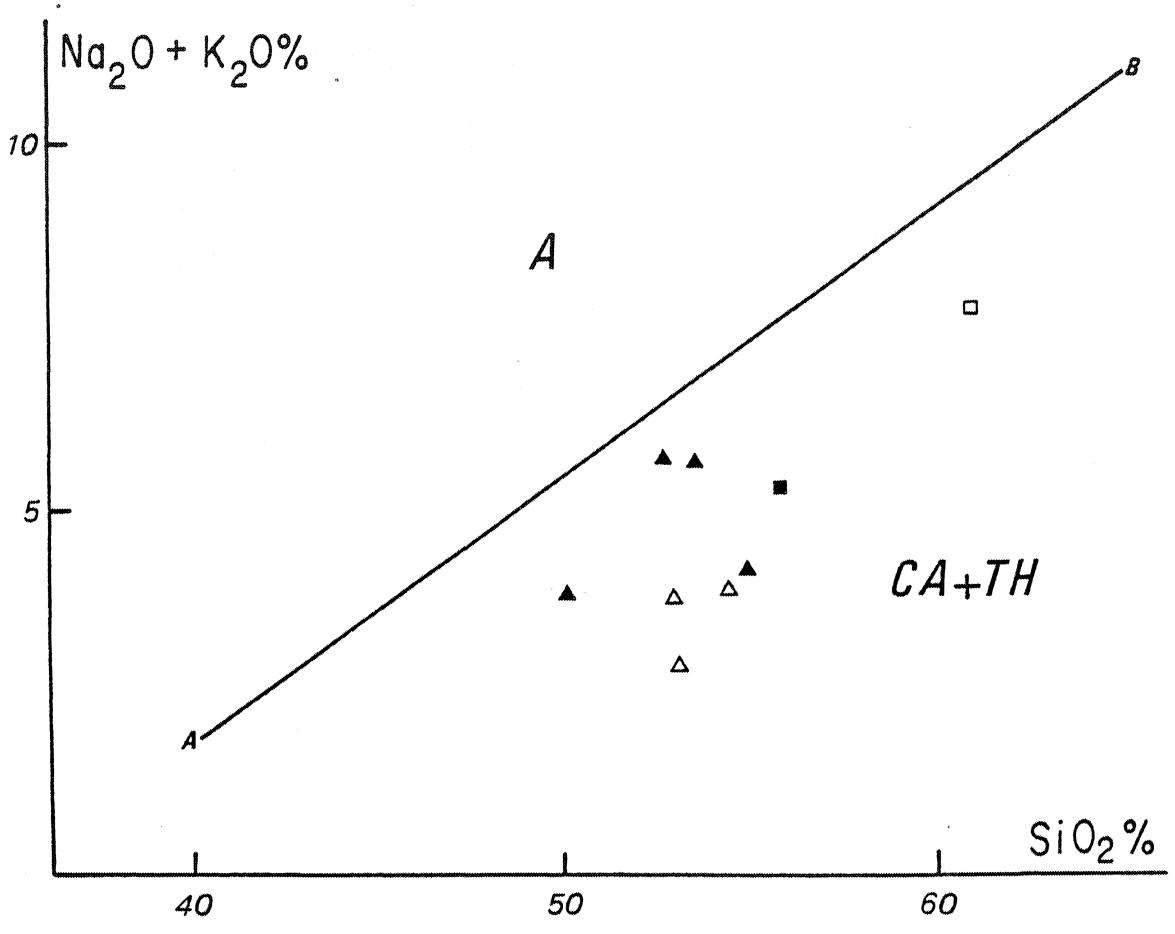


Fig.I-82 : Diagramme alcalins (f) SiO_2
▲ Filons spilitiques
△ Filons spilitiques amygdalaires
□ Filons kératophyriques
■ Kersantite de Trestraou

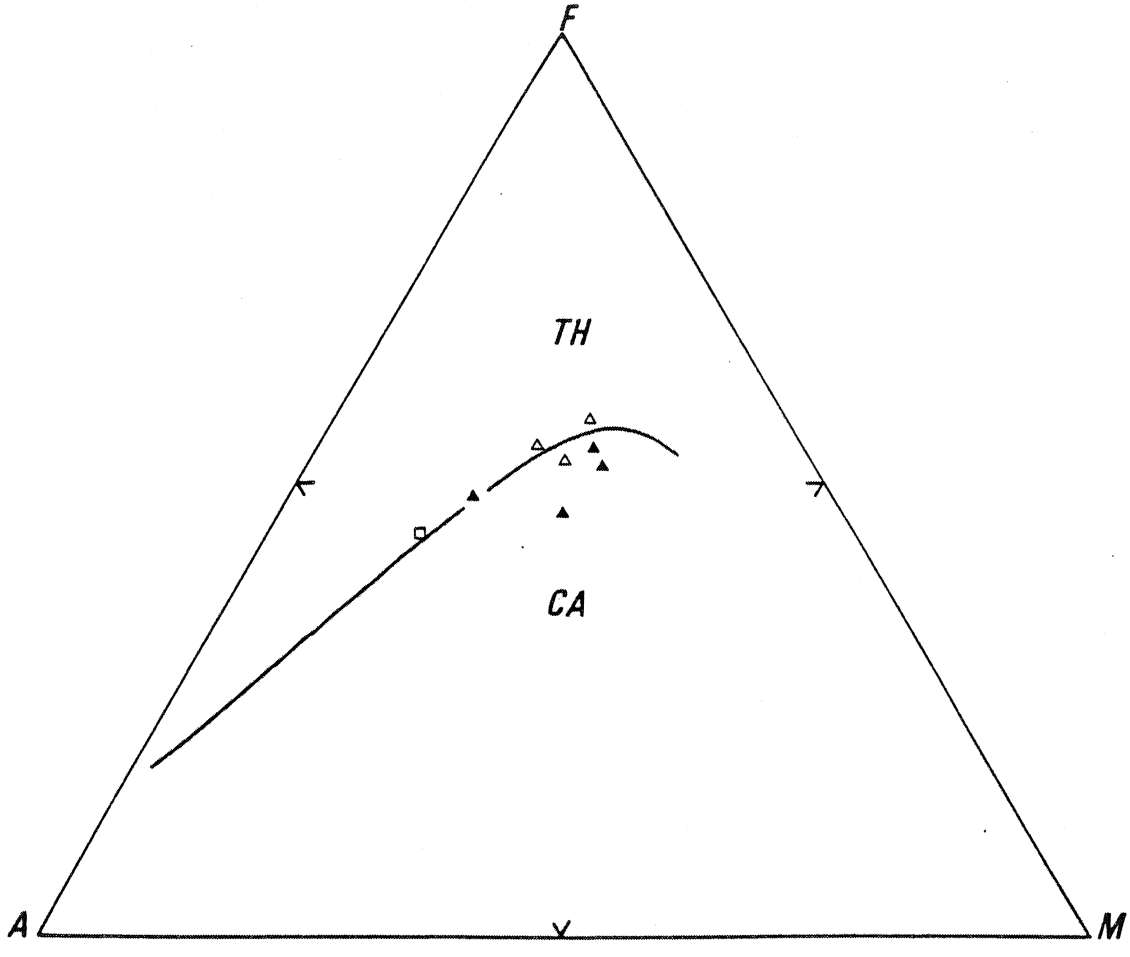


Fig.I-83 : Position des filons spilitiques et kératophyrique dans le diagramme AFM (mêmes figurés que dans la fig.I-82).

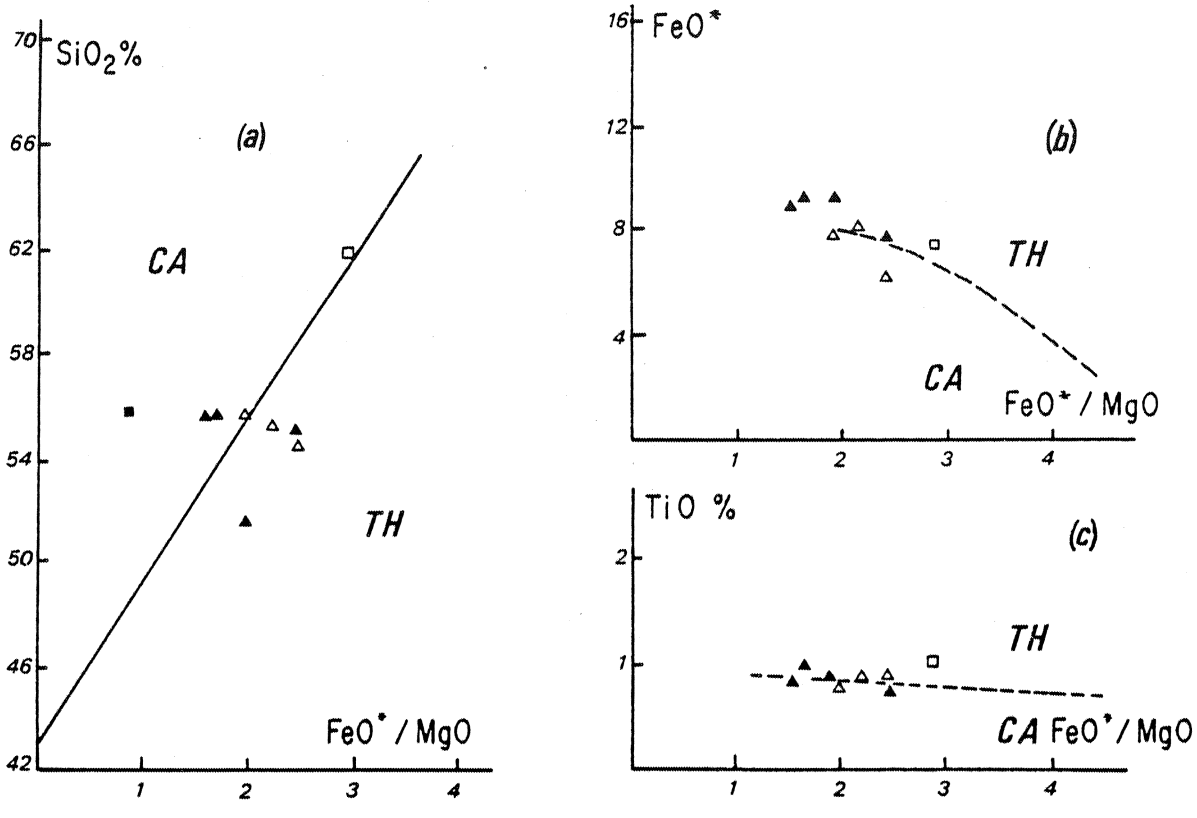


Fig.I-84 : Position des filons spilitiques, kératophyrique et lamprophyrique dans les diagrammes de Miyashiro (1975). (mêmes figurés que dans la fig.I-82).

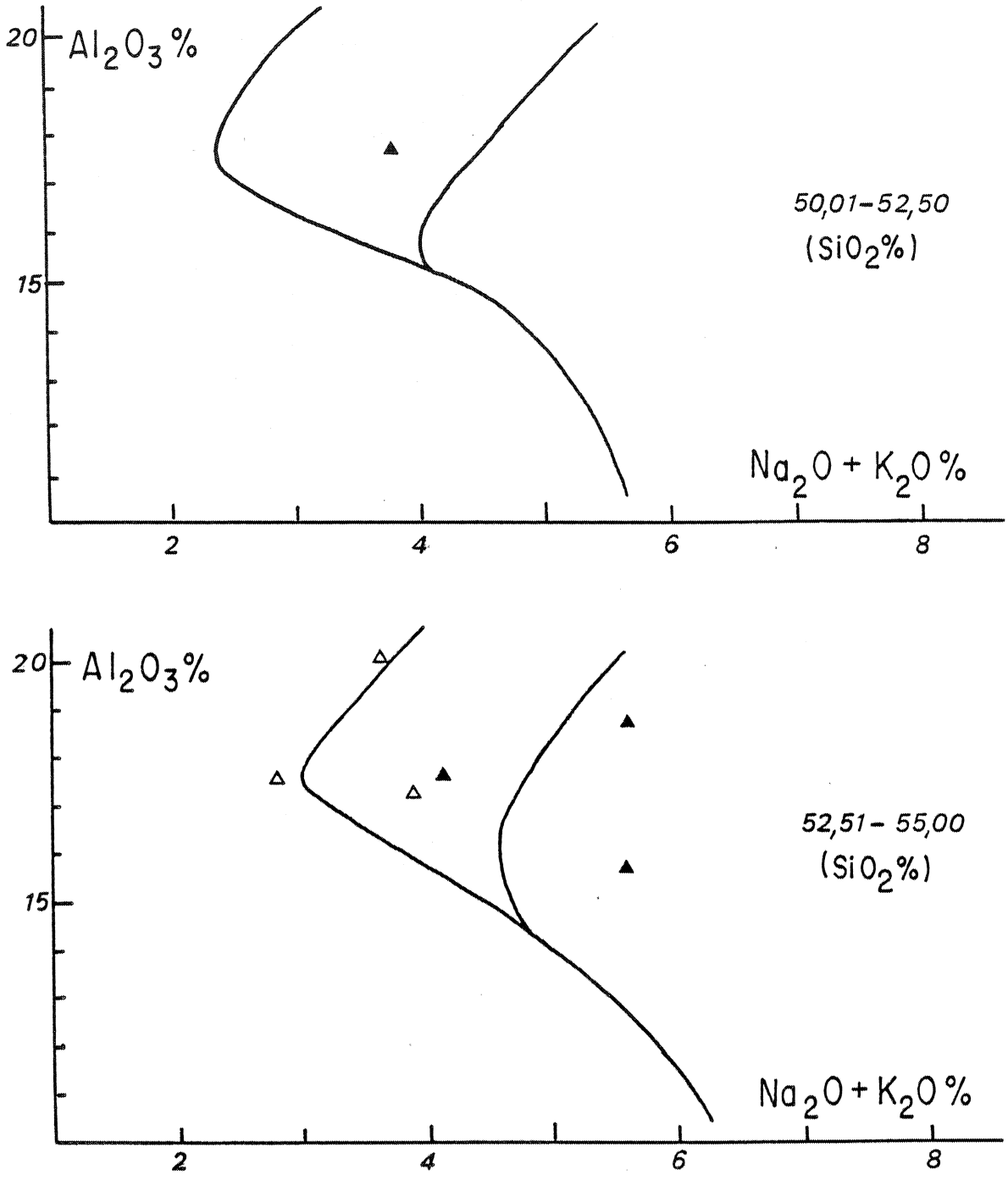


Fig.I-85 : Position des filons spilitiques du domaine nord-trégorrois dans les diagrammes de Kuno (1960) (Mêmes figurés que dans la fig.I-82).

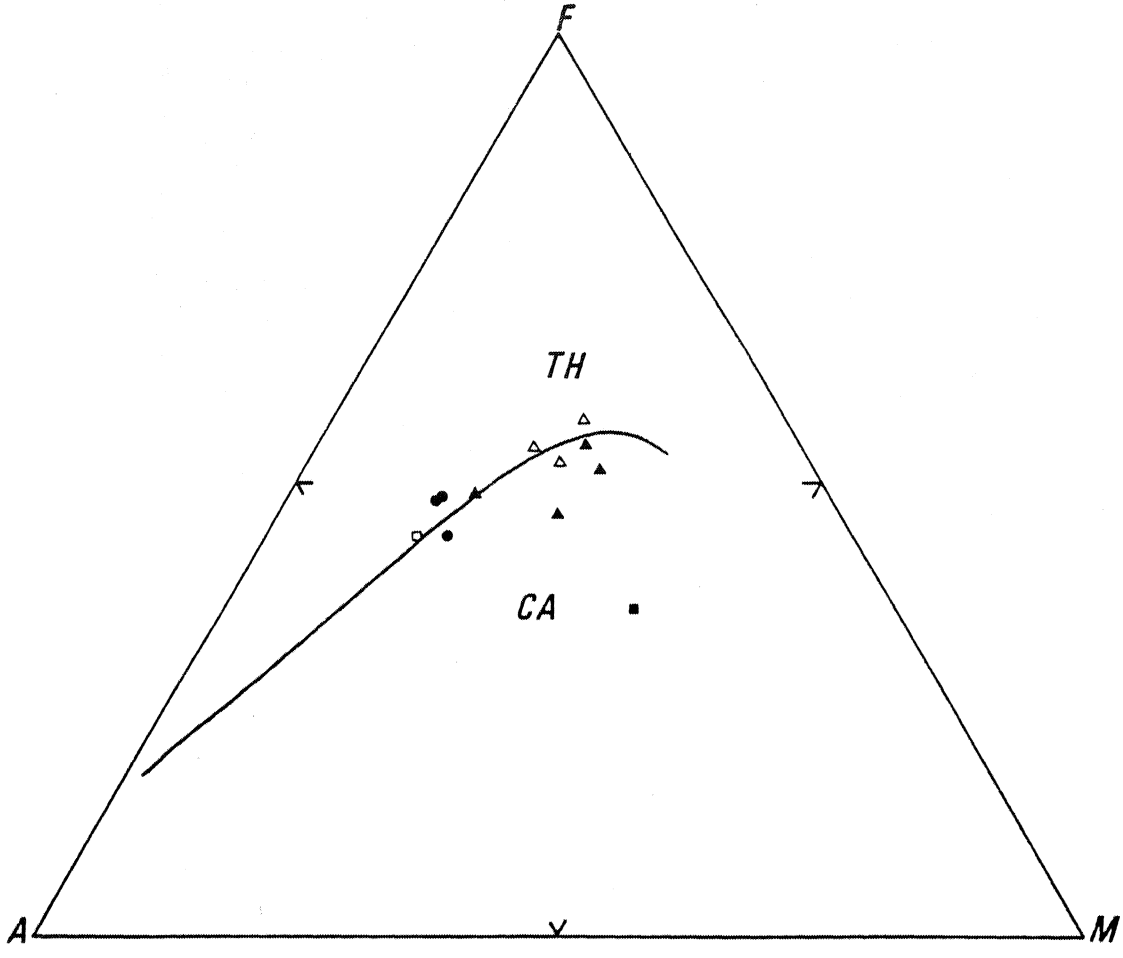


Fig.I-86 : Ensemble des filons du type "Albitophyres d'Er" dans le diagramme AFM. (●) andésites; (▲△) spilites; (□) kératophyre . Figure également la kersantite de Trestraou (■).

	A	B	C	D
SiO_2	53,17	48,08	49,56	50,06
Al_2O_3	17,77	17,39	19,26	13,81
Fe_2O_3	9,02	9,34	8,99	13,70
MgO	4,17	8,59	6,36	4,80
CaO	7,57	8,41	7,09	7,99
Na_2O	2,86	2,50	3,57	3,55
K_2O	1,33	0,64	0,33	1,25
TiO_2	0,83	0,84	0,93	2,14

Tableau I-60 : Comparaison entre les moyennes des compositions des différents volcanismes basaltiques du Trégor.

(A) Moyenne des compositions des filons spilitiques.

(B) Moyenne des compositions des laves massives à pyroxène de Paimpol.

(C) Moyenne des compositions des laves massives sans pyroxène de Paimpol.

(D) Moyenne des compositions des dolérites du Trieux.

flanc NW de la plage de Launay-Mal-Nommée. Sa puissance est d'environ 1,50 m et on le suit à peu près sur 50 mètres. Il est sécant dans les microgranites de type Launay; il est par contre recoupé par un filon de microgranite de Loguivy qui en contient des fragments anguleux en enclaves.

Ce filon est constitué d'une roche verte aphanitique qui présente au microscope une belle texture trachytique (photo n°27) et une paragenèse dominée par l'association : albite (An_{0-5}), quartz, chlorite (à laquelle s'ajoute en faible quantité : épidotes, minéraux opaques, leucoxène, apatite). C'est la composition minéralogique d'un kératophyre, confirmée par l'analyse chimique (teneur en SiO_2, valeur de la somme $Na_2O + K_2O$ comprise entre 7% et 8%, très faible valeur de CaO).

(229)

SiO_2	61,04
Al_2O_3	16,53
Fe_2O_3	8,30
MnO	0,11
MgO	2,58
CaO	0,81
Na_2O	5,17
K_2O	2,51
TiO_2	1,04
P_2O_5	0,46
$PF_{1000°}$	2,21
$PF_{110°}$	0,30
Total	101,06

Filon kératophyrique de la plage de Launay-Mal-Nommée (flanc NW). Echantillon 70-47, analyse n°609.

Je n'ai observé qu'un seul filon de ce type; il n'est donc pas question de s'en servir pour tirer des conclusions générales. On remarquera simplement qu'il paraît s'intégrer parfaitement au champ d'évolution (fig. n° I-86; diagramme AFM) des autres filons constituant l'ensemble hypovolcanique

des albitophyres d'Er auquel sa direction et son mode de gisement permettent par ailleurs de le rapporter.

C - CONCLUSIONS

En conclusion, les albitophyres d'Er constituent un complexe filonnien évoluant depuis des roches basaltiques jusqu'à des andésites, voire même des trachytes (kératophyre). Si les andésites, sous leur faciès de "porphyre vert antique", constituent un type original observé seulement dans le domaine nord, par contre, les basaltes, par leurs caractères minéralogiques spilitiques et leur composition chimique de "high-alumina-basalts" de même que le kératophyre, sont des roches connues dans le domaine sud-trégorrois.

Nous les interpréterons par conséquent comme les échos dans le batholite des grands épanchements volcaniques observables actuellement au Sud de celui-ci et dont ils représentent peut-être, au moins pour partie, des cheminées d'alimentation. En effet, si ce cortège filonnien constitue bien un ensemble géochimiquement homogène, équivalent dans le socle nord-trégorrois des volcanites situées au Sud, certains filons d'andésite, postérieurs au granite de Porz-Scarff (ou du Paon) montrent dès lors que le volcanisme calco-alcalin a pu se poursuivre au delà du Briovérien. Il marquerait le stade ultime de ce volcanisme lié à une subduction protérozoïque (voir plus loin), stade au cours duquel les quantités de magma produites deviennent très faibles; ces magmas n'atteignent plus la surface et se cantonnent à des intrusions filoniennes dans le socle.

Remarque : Une réserve peut être faite à cette interprétation. Il existe dans les séries sédimentaires de Plouézec-Plourivo, contigües au domaine sud-trégorrois, un volcanisme dont l'âge est de 472 m.a. (voir chapître géochronologie); pétrographiquement définies comme des trachy-andésites, ces volcanites n'ont jamais été caractérisées du point de vue chimique (éléments majeurs ou éléments traces). Sans doute sera-t-il souhaitable de le faire dans l'avenir, de façon à s'assurer que certains filons andésitiques nord-trégorrois ne sont pas en relation avec ce volcanisme.

Chapitre XVII

Les dolérites du Trieux

I - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

En filons extrêmement nombreux (fig. n°I-77), ce sont des roches de teinte très foncée, noires,à cristallisation extrêmement fine et la plupart du temps aphanitique (photo n°28). Les seules cristallisations parfois visibles à l'oeil nu sont représentées par des phénocristaux peu nombreux et de petite taille de plagioclase verdâtre et des cristaux automorphes de pyrite, également de petite taille (quelques millimètres). Il s'agit de roches extrêmement dures, se débitant en parallélépipèdes décimétriques; l'érosion tout à fait habituelle à ce type de roche, laisse apparaître des boules s'écaillant en couches successives (débit en "pelure d'oignon").

La texture est typiquement intergranulaire, les lattes de plagioclase ménageant des espaces où cristallise le pyroxène. Le grain est de dimension variable suivant les échantillons qui peuvent être soit finement intergranulaires (100 µ) soit à cristallisation plus grossière (700 à 800 µ). La texture ophitique est plus rare. Parfois les lattes de plagioclase ont tendance à s'ordonner en gerbe plus ou moins rayonnante, le pyroxène cristallisant soit au centre de cette structure radiaire soit sous forme de plages xénomorphes entre les lattes de plagioclase ; cette texture est de type intersertale divergente. Rappelons de plus que, parfois, ces dolérites peuvent être porphyriques.

La composition minéralogique est la suivante :

Plagioclase, clinopyroxène, chlorite, minéraux opaques, épidotes, quartz, amphiboles, calcite, apatite, leucoxène, micropegmatites.

Plagioclase et clinopyroxène sont les deux constituants essentiels auxquels s'ajoutent la chlorite, les minéraux opaques et le quartz, toujours présents mais en quantité variable.

Le plagioclase : Le plus souvent en plages rectangulaires automorphes, assez trapues, il est toujours maclé (macle albite). Il semble que sa composition soit très variable mais statistiquement les compositions se regroupent autour de deux valeurs principales : oligoclase - andésine (An_{25-30}) et andésine - labrador (An_{47-53}). A côté de ce plagioclase, il est fréquent d'observer de petites plages ou tablettes souvent très fraîches, très limpides, constituées d'albite (An_{5}).

Le clinopyroxène : Il s'agit d'une augite tout à fait classique, le plus souvent incolore mais présentant parfois une légère teinte rosée (augite titanifère). Automorphe à sub-automorphe dans les dolérites à cristallisation de grande taille, ce minéral se présente au contraire en grains xénomorphes dans les roches à cristallisation très fine.

Dans le cas des roches porphyriques, ce sont ces deux minéraux qui constituent les phénocristaux. Dans ce cas, et même si le reste de la roche n'est pas déstabilisé, le plagioclase est toujours très largement saussuritisé. La déstabilisation du pyroxène est par contre beaucoup plus irrégulière, parfois même absente. Dans un filon, j'ai pu observer à côté des phénocristaux de plagioclase et d'augite (très fraîche), des phénocristaux de plus petite taille (500µ en moyenne), totalement épigénisés en une chlorite fortement pléochroïque (vert à jaune verdâtre) et en minces filets de serpentine; les formes observées sont celles d'anciens cristaux de pyroxène (orthopyroxène ?).

La chlorite : C'est un minéral très fréquent de ces dolérites, soit comme produit d'épigénisation des pyroxènes, soit comme produit de cristallisation primaire; dans ce dernier cas, elle se présente sous forme de grandes plages fibreuses très fraîches occupant,comme le pyroxène (que l'on trouve intact dans la même lame), les interstices entre les lattes de plagioclase. Sa biréfringence (teinte bleu foncé) indique qu'il s'agit d'une chlorite magnésienne de type pennine. Dans ces plages de chlorite cristallisent très fréquemment des épidotes en petits prismes automorphes ou en grains (suivant les cas, c'est de la pistacite, de la clinozoïsite ou plus rarement de la zoïsite).

Les minéraux opaques : Il s'agit essentiellement d'ilménite en cristaux squelettiques ou de magnétite. La pyrite, en cristaux automorphes à section carrée, se surimpose à toutes les autres cristallisations et est nettement tardive.

Le quartz : Est en quantité très irrégulière suivant les filons; les micropegmatites, dessinant des auréoles aux extrémités des lattes de plagioclase, sont tout à fait accidentelles.

L'apatite est un minéral accessoire constant en longues baguettes très fines (800μ x 20μ).

Tous les autres minéraux sont des produits d'épigénisation des minéraux précédents : c'est le cas pour les amphiboles (hornblende ou actinote suivant le cas) qui représentent, associées fréquemment à d'autres minéraux tels que chlorite et épidote, l'ouralisation du pyroxène; séricite et muscovite, épidotes (pistacite, clinozoïsite) en granules, calcite en tâches diffuses correspondent à la saussuritisation du plagioclase. Le leucoxène se développe aux dépens de l'ilménite. Le sphène, plus accidentel, se présente en grains xénomorphes d'aspect secondaire.

Il n'y a pas de règle dans la déstabilisation des dolérites; des filons très proches les uns des autres, présentant le même aspect macroscopique (même couleur noire très foncée en particulier), peuvent être constitués soit d'une dolérite très fraîche, soit au contraire d'une dolérite très ouralitisée (diabase). Les transformations observées sont donc vraisemblablement liées à des phénomènes internes à chaque filon (importance plus ou moins grande de la phase hydrothermale) et non pas à un phénomène régional (comme un épimétamorphisme par exemple) dont on n'a, par ailleurs, aucun indice.

De cette description, nous retiendrons que les filons doléritiques du Trégor ont une composition minéralogique dominée par l'association : Plagioclase + Augite + Chlorite + Ilménite - Magnétite + Quartz; apparemment, elles constituent un groupe homogène.

La seule étude d'ensemble des dolérites du Nord de la Bretagne est celle présentée par D. Velde (1970) qui reconnaît plusieurs familles ou plusieurs types pétrographiques; parmi ceux-ci, deux représentent l'essentiel des filons doléritiques nord-armoricains, les autres étant considérés comme des accidents; il s'agit des dolérites à quartz et micropegmatites (groupe 3) et des dolérites ouralitisées (groupe 9). C'est précisément dans ces deux familles et surtout dans la seconde que se situent les filons doléritiques du Trégor.

II - CARACTERES CHIMIQUES (Tableau n°I-61):

Dans le tableau n°I-61, sont présentées 8 analyses chimiques qui correspondent à 6 filons doléritiques différents. Les analyses (234), (235) et (236) proviennent en effet d'un même filon dont l'épaisseur est d'environ 7 m: l'analyse (234) est celle d'un échantillon de la partie centrale du filon, (235) celle d'un échantillon situé à 1 mètre de la bordure et (236) celle de la bordure elle-même (zone d'environ 30 cm d'épaisseur, à texture microdoléritique et phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène).

Toutes ces roches ont des compositions basaltiques caractérisées par des teneurs faibles en SiO_2, des valeurs élevées de la somme Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2, un rapport $CaO/Na_2O + K_2O$ le plus souvent très largement supérieur à l'unité. Ainsi la somme Fer total + MgO + TiO_2 est comprise entre 12,05 % (236) et 23,4% (231) et dans 6 cas sur 8 est supérieure à 20%, le rapport $CaO/Na_2O + K_2O$ oscille entre 1,02 (233) et 4 (230). Dans toutes les roches d'autre part, Na_2O % est supérieur à K_2O %.

Si nous plaçons les points représentatifs de ces dolérites dans le diagramme classique des alcalins en fonction de SiO_2 (fig. n°I-87), nous constatons qu'à une exception près toutes ces roches correspondent à des tholéïtes au sens large. Seul l'échantillon 69-39 (analyse 233), exceptionnellement riche en Na_2O (5,02%) et corrélativement plus pauvre en CaO (6,35%), se situe légèrement à l'intérieur du champ des basaltes alcalins. Minéralogiquement ce filon semblable aux autres dans sa paragenèse globale (Plg + Augite + Chlorite + Minéraux opaques + Quartz), s'en distingue cependant par la nature du plagioclase nettement plus acide (albite An_{5-10}).

	230	231	232	233	234	235	236	237
SiO_2	45,61	48,39	48,56	50,01	50,23	50,30	52,81	54,62
Al_2O_3	13,84	13,01	12,81	13,04	13,36	13,21	17,11	14,08
Fe_2O_3	3,34	5,99	4,84	5,13	3,38	3,63	1,96	2,27
FeO	8,99	9,48	9,76	9,26	10,03	10,05	5,68	7,95
MnO	0,18	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,12	0,16
MgO	7,73	4,90	4,61	4,49	4,65	4,44	3,52	4,09
CaO	12,18	8,55	7,83	6,35	7,50	7,75	7,14	6,65
Na_2O	2,25	3,36	3,66	5,02	3,56	3,55	3,05	3,99
K_2O	0,78	0,80	0,99	1,18	1,25	1,27	2,03	1,69
TiO_2	1,41	3,03	3,12	2,69	2,25	2,22	0,85	1,39
P_2O_5	0,16	0,51	0,59	0,50	0,46	0,46	0,28	0,35
$PF_{1000°}$	2,70	2,71	2,55	2,42	2,85	2,93	2,74	2,76
$PF_{110°}$	0,10	0,19	0,13	0,18	0,19	0,10	0,22	0,14
Total	99,27	101,15	99,68	100,50	99,94	100,14	97,51	100,34

Tableau I-61 : Analyses chimiques de dolérites du Trieux

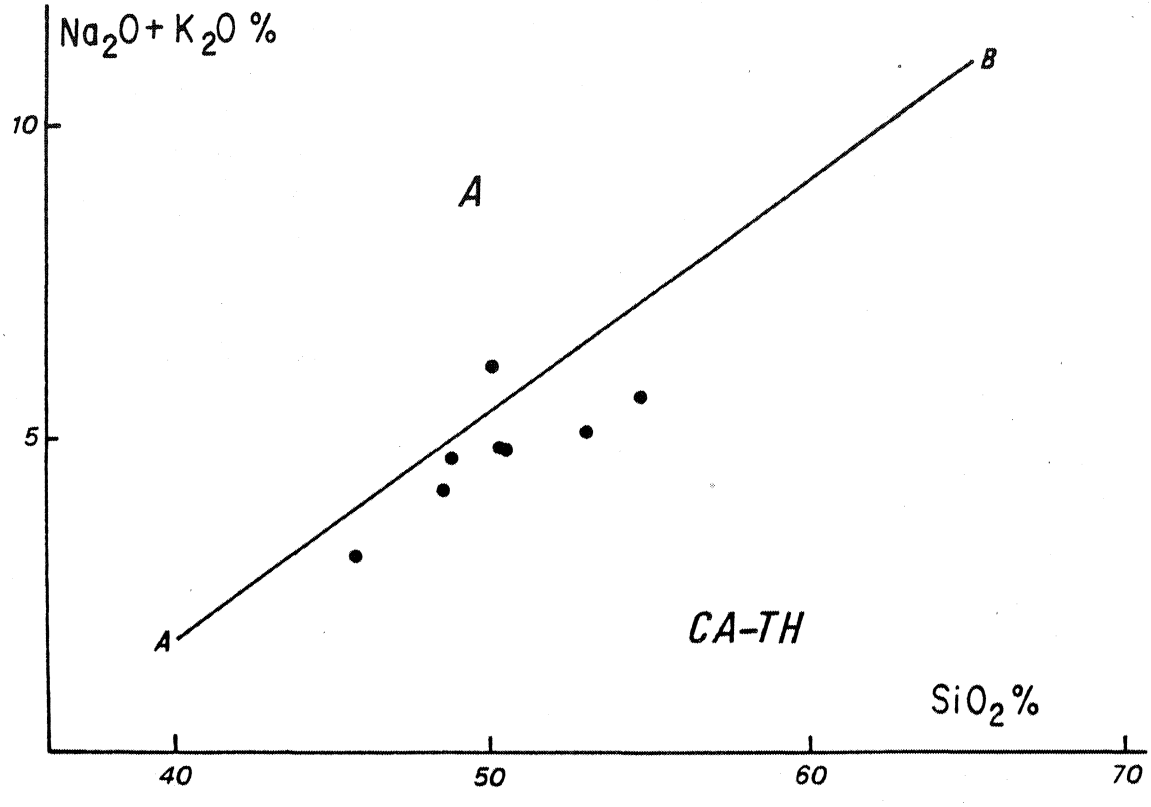


Fig.I-87 : Les dolérites du Trégor dans le diagramme alcalins(f) SiO_2

Nous avons choisi pour l'analyse les échantillons les moins déstabilisés possibles, dans lesquels en particulier le pyroxène est peu ou pas ouralitisé. Les variations observées dans les compositions chimiques ne sont donc pas liées à l'altération mais reflètent plus vraisemblablement des variations de composition minéralogique , notamment dans la proportion des minéraux présents dans les roches. Nous venons de voir plus haut l'explication de la teneur élevée en sodium de l'échantillon 69-39 (233). Nous pouvons également prendre l'exemple de la bordure et du coeur d'un même filon. Les analyses (234) et (235) sont pratiquement identiques ce qui montre que,dans sa masse, le filon a une composition homogène. La bordure (analyse 236) riche en cristaux, montre une modification de la composition chimique qui se traduit essentiellement par une variation de SiO_2 de même que d' Al_2O_3 qui augmentent; ces augmentations sont compensées pratiquement en totalité par une diminution du fer, du magnésium et du titane; CaO diminue très légèrement et la somme des alcalins n'augmente que très peu (à noter toutefois que par rapport aux échantillons du centre du filon, Na_2O est un peu moins abondant et K_2O plus abondant dans la bordure). Ces variations traduisent la présence dans la bordure du filon du plagioclase abondant diminuant d'autant la phase colorée; la séricitisation et la muscovitisation pratiquement totales de ces cristaux expliquent vraisemblablement la teneur relativement élevée de l'échantillon en K_2O. Cette répartition des alcalins est sans doute liée au mode de mise en place de la roche, les bordures du filon plus rapidement refroidies s'enrichissent en potassium. La potassification liée à un gradient thermique dans une lave basique a déjà été décrite à propos des différenciations coeur-bordure des coussins (Auvray et Hameurt, 1973). Ici toutefois, le phénomène est moins sensible que dans le cas des volcanites d'Erquy.

Malgré ces variations, l'ensemble des dolérites conserve un caractère tholéitique confirmé par le calcul de la norme de ces basaltes. Six échantillons sont des tholéites légèrement saturées en silice, la teneur en quartz normatif atteignant au maximum 5,3% (236) mais se situant le plus souvent en dessous de 2%; (233) représente une tholéite sans quartz ni néphéline normative, tandis que l'analyse (230) fait apparaître une très faible quantité de néphéline dans la norme ($ne \simeq 1\%$).

Dans la classification tétraédrique de Yoder et Tilley (1962), les dolérites du Trégor correspondent donc pour l'essentiel à des tholéites situées à la limite des "quartz tholeiites" et des "olivine - tholeiites" (6 analyses sur 8). Les analyses (230) et (233) correspondent à des basaltes situés pratiquement dans le "plan critique" (plan limite de saturation Cpx - Ol - Plg), soit légèrement dans le champ des tholéites à olivine (233) soit au contraire légèrement dans celui des basaltes alcalins (230).

Dans un diagramme classique tel que le diagramme AFM, les dolérites du Trégor se situent nettement dans le domaine des séries tholéïtiques (fig. n°I-88) et apparaissent déjà comme des basaltes relativement différenciés. Seul l'échantillon 69-129 (analyse 236) s'en écarte sensiblement, mais il s'agit de la bordure d'un filon et sa composition ne correspond pas à celle du basalte (et celle du magma) qui en constitue la partie la plus importante. Le même caractère peut être mis en évidence dans les diagrammes de Miyashiro (1975). La figure n°I-89 (a, b et c) montre que les dolérites appartiennent bien à une série tholéïtique (voir en particulier le diagramme (c) où sont figurées différentes séries tholéïtiques types).

En résumé, les dolérites du Trégor apparaissent du point de vue chimique comme des tholéïtes à la limite des tholéïtes à olivine et des tholéites à quartz. Les caractères chimiques essentiels de ces roches sont :

- une teneur relativement faible en alumine (sauf dans le cas des dolérites riches en plagioclase);
- une teneur élevée en fer total(notamment par rapport au magnésium) et en titane;
- une teneur relativement élevée en alcalins (bien que la somme de ces éléments n'atteigne jamais la teneur en CaO).

III - DISCUSSION ET CONCLUSION.

Dans son étude des dolérites du Nord de la Bretagne, D. Velde (1970) présente de nombreuses analyses chimiques (25) de ces roches filoniennes. Les caractères chimiques d'ensemble sont exactement les mêmes que ceux qui viennent d'être présentés ici. En particulier, l'auteur insiste sur la teneur relativement

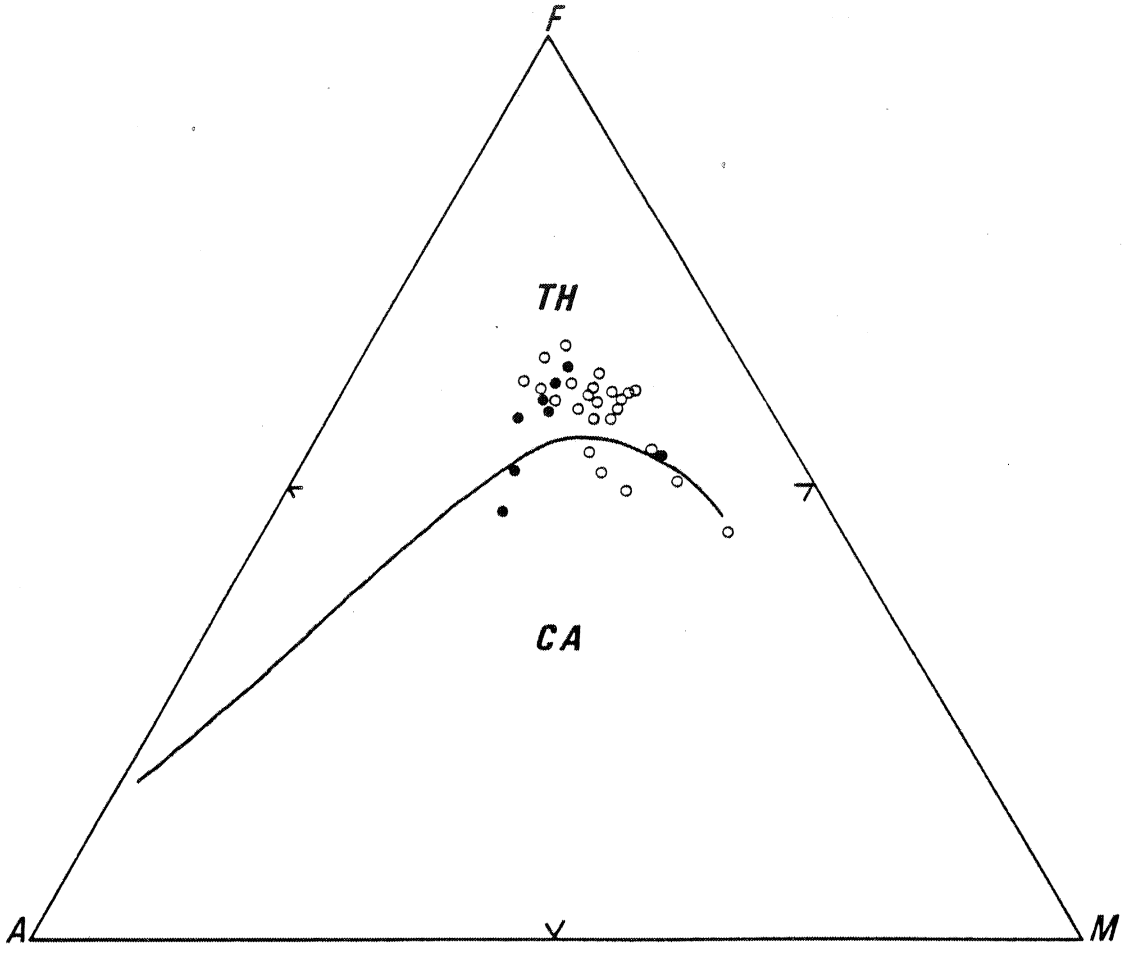


Fig.I-88 : Les dolérites du Trégor (●) dans le diagramme AFM. Ont été également figurées dans ce diagramme les dolérites du domaine nord-armoricain (O) étudiées par D. Velde (1970).

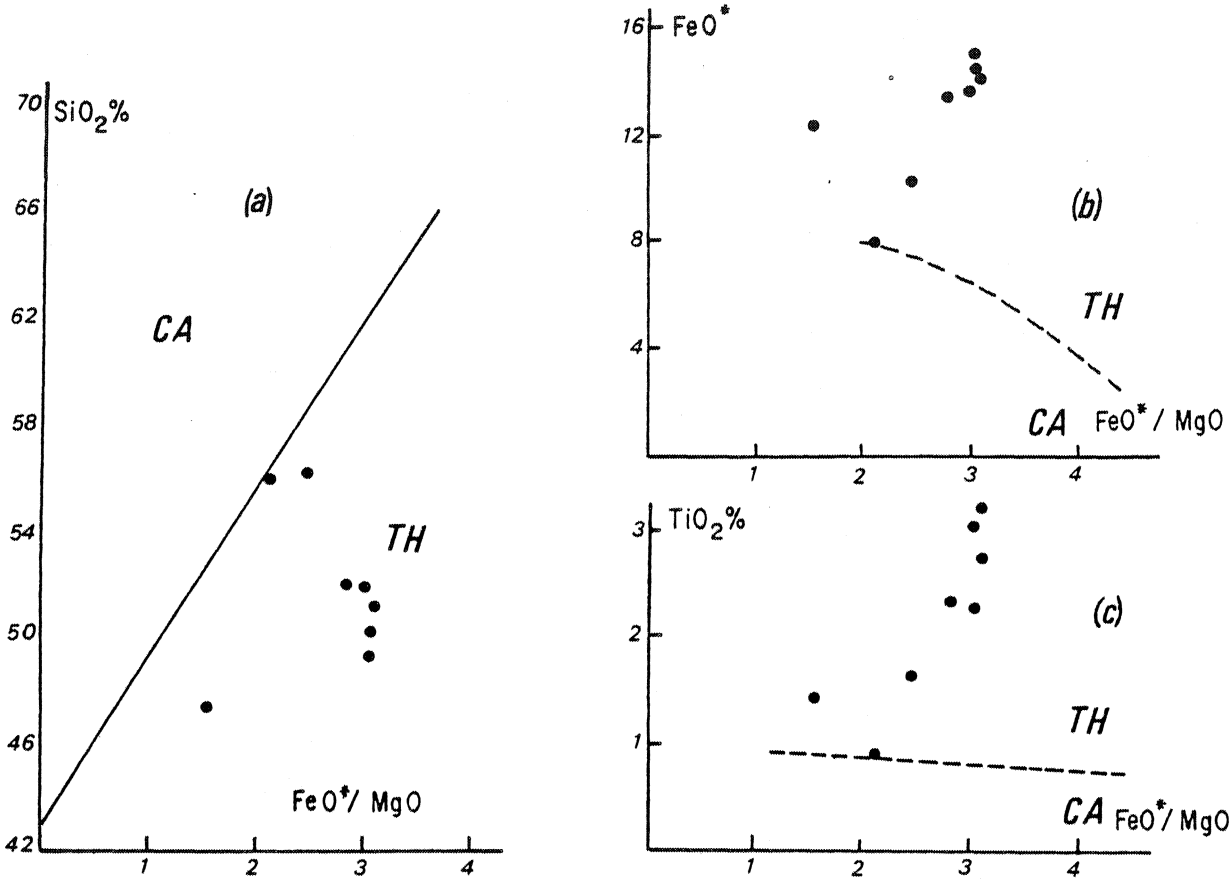


Fig.I-89 : Position des dolérites du Trégor dans les diagrammes de Miyashiro (1975).

faible des dolérites armoricaines en Al_2O_3 et leur teneur élevée en TiO_2 qui sont les deux caractères fondamentaux de ces roches et qui persistent toujours malgré les variations minéralogiques observables d'un filon à l'autre.

Comme pour les dolérites du Trégor, la plupart des roches analysées par D. Velde se situe dans le champ des suites tholéitiques (fig. n°I-88).

Les dolérites du Trégor s'intègrent donc bien dans l'ensemble du volcanisme fissural qui caractérise, au Paléozoïque, le Nord de la Bretagne.

On sait que les roches à composition tholéitique peuvent apparaître aussi bien dans les zones tectoniquement actives (rides médio-océaniques et zones de subduction) que dans les zones atectoniques (volcanisme intraplaque ou de point chaud ; Pearce et Cann, 1973), mais que ces tholéites diffèrent par un certain nombre de caractères chimiques (éléments majeurs et éléments traces). Parmi les éléments majeurs, Ti, considéré comme peu mobile, joue un rôle discriminant dans la reconnaissance des divers basaltes appartenant à différentes séries tholéitiques (Condie, 1976, par exemple). Dans les tholéites des rides médio-océaniques ou d'arc insulaire (Low-K tholeiites), TiO_2 ne dépasse pas en général 1,5%. Dans les séries tholéitiques intraplaques (océanique ou continentale), la teneur en TiO_2 au contraire est pratiquement toujours $> 2\%$. Le tableau n°I-62 donne les compositions moyennes des tholéites provenant de différents cadres géotectoniques : il permet de constater non seulement que TiO_2 rapproche nettement les dolérites du Trégor des basaltes du type intraplaque, mais également Al_2O_3, Fe_2O_3 (Fer total) ou encore K_2O. En effet, dans les basaltes intraplaques, ces trois oxydes sont en quantité moindre que dans les tholéites des domaines tectoniquement actifs. Nous verrons d'ailleurs plus loin, dans le chapitre consacré aux Terres Rares, que les dolérites du Trégor, correspondent effectivement bien à un volcanisme de type intraplaque.

Ainsi se trouve confirmé le caractère atectonique des dolérites trégorroises, caractères déjà soupçonné par D. Velde (1970) qui insistait sur la similitude entre les dolérites armoricaines et les tholéites d'Hawaï (tholéites de point chaud).

Je préfère plutôt insister sur les très grandes analogies chimiques (hormis une teneur un peu plus forte en alcalins dans les premières) entre les

	A	B	C	D	E	F	G
SiO_2	49,8	51,1	50,3	49,4	49,96	50,61	50,06
Al_2O_3	16,0	16,1	14,3	13,9	13,25	13,58	13,81
Fe_2O_3	10,0	11,8	13,5	12,4	12,71	14,21	13,70
MgO	7,5	5,1	5,9	8,4	8,39	5,46	4,80
CaO	11,2	10,8	9,7	10,3	10,60	9,45	7,99
Na_2O	2,75	1,96	2,50	2,13	2,26	2,60	3,55
K_2O	0,14	0,40	0,66	0,38	0,54	0,72	1,25
TiO_2	1,5	0,83	2,2	2,5	2,86	1,91	2,14

Tableau I-62 : Compositions moyennes des tholéites provenant de cadres géotectoniques variés.

(A) Tholéites de rides médio-océaniques
(B) Tholéites d'arcs insulaires
(C) Tholéites de rifts continentaux
(D) Tholéites d'îles océaniques

} d'après Condie (1976) in B.F. Windley, 1977, p.313, tableau 19-3.

(E) Tholéites d'Hawaï (moyenne de 51 analyses) : d'après Mac Donald et Katsura (1964) in Velde (1970) tableau VII, colonne 2.

(F) Tholéites du Deccan (moyenne de 11 analyses) : d'après H.S. Washington (1922) in Turner et Veerhoogen (1960) p.208, tableau 15, colonne 1.

(G) Moyenne des filons doléritiques du Trégor.

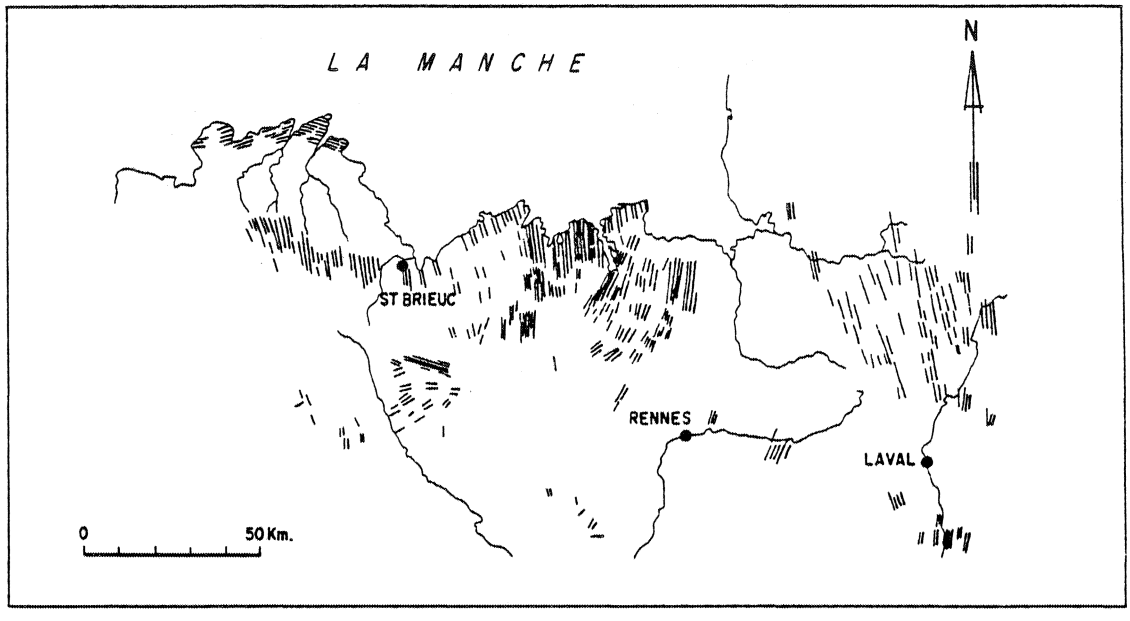


Fig.I-90 : Essaims de dykes doléritiques dans le domaine nord-armoricain (d'après Barrois 1930, in Raguin, 1970 et Cogné, 1974).

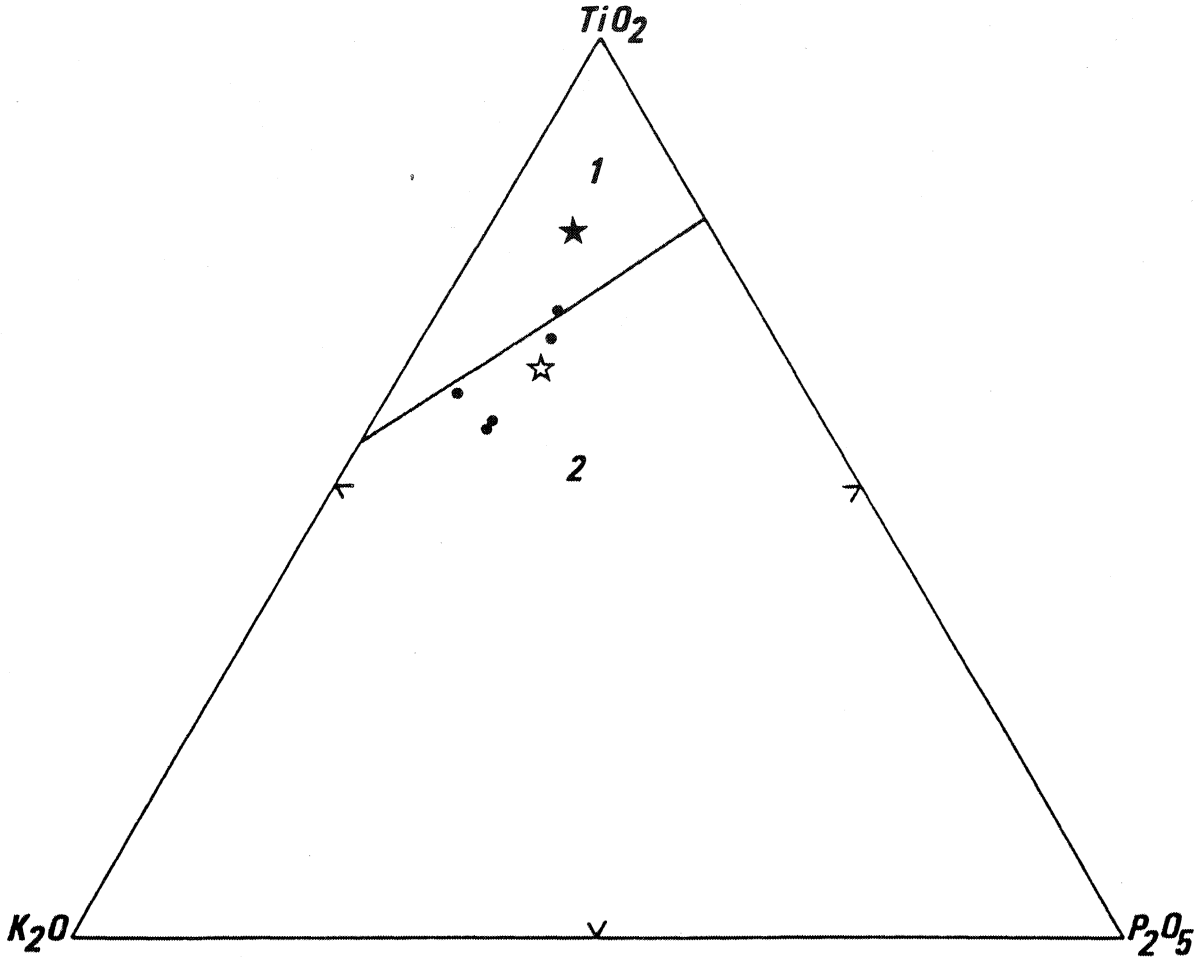


Fig.I-91 : Les dolérites du Trégor dans le diagramme de Pearce et al., (1975). (★) Composition moyenne des tholéites d'Hawaï; (☆) Composition moyenne des tholéites du Deccan. (1) Champ des basaltes apparaissant en domaine océanique; (2) Champ des basaltes apparaissant en domaine continental.

dolérites du Trégor et celles du Deccan par exemple (tableau n°I-62, colonne F), car le bloc trégorrois ne correspond certainement pas à une île intra-océanique.

La nature même du gisement sous forme de filons, l'absence de coulées visibles actuellement, la présence d'une croûte continentale épaisse, font que ce volcanisme s'est développé en milieu continental; les essaims de filons doléritiques (fig. n°I-90) du Nord du Massif Armoricain sont d'ailleurs tout à fait typiques d'une "province tholéitique" telle qu'on peut en observer à différentes époques géologiques dans de nombreux domaines continentaux (marges atlantiques nords,Brésil, Deccan, Ouest des Etats-Unis ; Girod, 1978). Le diagramme de Pearce et al. (1975) confirme, s'il en est besoin, la nature continentale de ce volcanisme tholéitique (fig. n°I-91).

En conclusion, l'aspect le plus important de l'étude de ces dolérites est qu'il permet de mettre en évidence, entre le Protérozoïque et le Paléozoïque, une modification fondamentale dans les mécanismes générateurs des volcanismes. Alors qu'au Briovérien les basaltes sont caractéristiques d'une zone tectonique active (zone de subduction avec série calco-alcaline typique),au Paléozoïque au contraire, les basaltes tholéitiques indiquent que le domaine trégorrois et vraisemblablement l'ensemble du golfe normano-breton (là où se concentrent les dykes doléritiques) est devenu une zone atectonique. Si ceci est vrai pour la période de mise en place des dolérites qui est mal connue (voir plus loin chapître géochronologie), mais qui se situe aux environs de 440 - 350 m.a., il n'est pas impossible que le changement de régime invoqué soit intervenu plus tôt, car il faut rappeler que dans ce même domaine, le volcanisme d'Erquy, de nature tholéitique (Auvray, 1967 ; Auvray et Hameurt, 1972) et d'âge cambro-silurien (472 m.a., Vidal et al., 1971 ; Vidal, 1976), présente lui aussi des caractères de volcanisme de point chaud (Martineau et al., 1975 ; Martineau, 1976 ; Vidal, 1976).

Notons enfin pour terminer que les dolérites du Trégor constituent pétrographiquement et géochimiquement un ensemble homogène; naturellement, l'étude présentée ici est loin d'être exhaustive et le nombre des analyses chimiques en particulier est fort restreint. Il n'empêche que cette homogénité se retrouve sur une échelle plus grande ainsi que le met en évidence la comparaison entre

dolérites du Trégor et celles de l'ensemble du Nord du Massif Armoricain (Velde, 1970). Ceci se traduit aussi sur le terrain par le fait que tous les filons doléritiques paraissent appartenir à une même génération (essaims de dykes parallèles), sans qu'on puisse jamais observer à l'évidence de période successive d'émission (filons en recoupant d'autres).

Chapitre XVIII

Les lamprophyres de Trestraou

Ces filons sont peu nombreux (fig. n°I-77) ; il en existe (ou tout du moins j'en ai reconnu) 4 ou 5 dans toute l'étendue de la zone étudiée. Je n'ai d'ailleurs pas retrouvé le gisement type de ce lamprophyre, à Trestraou. Ces filons sont très peu épais (entre 40 et 70 cm en général).

I - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE.

Il s'agit d'une roche qui montre typiquement une teinte de couleur rouille, parsemée de nombreuses paillettes micacées brillantes; une altération très poussée, se traduit par l'arénisation de la roche et un débit en boules qui s'écaillent (débit en "pelure d'oignon"). La cristallisation de la roche est très fine et hormis les paillettes de mica , la roche ne présente pas de cristaux distincts à l'oeil nu.

Au microscope (photo n°30), la roche présente à une texture panidiomorphe caractéristique des lamprophyres (D. Velde, 1969); la biotite et le plagioclase cristallisent en tablettes ou baguettes automorphes à subautomorphes, caractère constant quelle que soit la taille du cristal; autre caractère typique : la biotite présente toutes les tailles, depuis l'échelle millimétrique (1 à 2mm en général) jusqu'à l'échelle microscopique (tablettes hexagonales de 150 µ de diamètre).

La composition minéralogique est dominée par l'association biotite - chlorite, plagioclase, calcite, quartz, apatite.

La Biotite : Automorphe, elle est la plupart du temps entièrement chloritisée, surtout dans le cas des cristaux de grandes tailles. Dans ceux-ci, subsistent de minces zones où l'on reconnaît encore la couleur brune originelle et le pléochroïsme bien marqué (brun foncé à jaune pâle) de la biotite primitive. Certaines petites plaquettes hexagonales sont parfois intactes et montrent elles aussi une couleur brune nette.

La Chlorite : Très abondante, elle constitue en fait le minéral ferromagnésien essentiel de la roche, remplaçant la biotite dont les formes sont cependant conservées. Elle est de teinte verte sans pléochroïsme et polarise dans les gris bruns ou bleuâtres (bleu - berlin) des chlorites magnésiennes (pennine).

Parfois certaines plages chloriteuses (associées à de l'épidote et à de gros grains de minéraux opaques) semblent pseudomorphoser d'autres minéraux que la biotite; on observe alors des fantômes de cristaux de forme losangique ou hexagonale, qui rappellent des sections basales d'amphibole. Dans un filon (Port l'Epine) j'ai pu effectivement observer cette amphibole verte, de type hornblende, parmi les cristaux de petite taille constituant le fond de la roche.

Le Plagioclase : Automorphe, très déstabilisé en séricite qui l'envahit parfois complètement, le plagioclase est de l'oligoclase An_{20-25}, dans lequel on reconnaît le zonage et la macle polysynthétique de l'albite.

La Calcite : En plages xénomorphes, elle envahit souvent très largement la roche recouvrant les autres cristallisations.

Le Quartz : Constituant peu abondant, il se présente en petites plages xénomorphes et limpides jouant le rôle de ciment entre les autres minéraux automorphes.

L'Apatite : C'est un minéral remarquable dans cette roche par son abondance. Dispersées dans la roche ou parfois groupées en gerbes, les baguettes automorphes d'apatite sont très allongées et très fines (les plus grandes peuvent atteindre 250µ x 5µ).

Les minéraux opaques sont peu nombreux et le plus souvent en grains xénomorphes (magnétite). Des granules xénomorphes d'épidote, quelques associations micropegmatitiques regroupées autour de petites tablettes automorphes de feldspath potassique (orthose ?) compiètent cette paragenèse.

La texture et la composition minéralogique indiquent qu'il s'agit bien d'un lamprophyre du groupe des kersantites (association Plagioclase + Biotite) et plus précisément des kersantites à oligoclase telles que les a définies D. Velde (1969, p.188-189 et 204-205); il ne s'agit donc pas de minette (Barrois, 1908 ; légende de la feuille de Tréguier) qui est un lamprophyre à feldspath alcalin potassique + biotite (D. Velde, 1969, p.18 ; Nockolds et al., 1978 , p. 204).

II - CARACTERES CHIMIQUES (Tableau n°I-63) :

Les caractères chimiques confirment l'appartenance des lamprophyres de Trestraou au groupe des kersantites.

Une analyse chimique a été faite dans ce type de roche et figure dans le tableau n°I-63.

On constate que cette roche, comme les autres lamprophyres a une teneur relativement faible en SiO_2, une forte teneur en MgO comparé à Fe_2O_3 (fer total); la quantité d'alcalins est également relativement élevée , dépassant celle de CaO; la teneur en éléments volatils est forte.

Si par sa composition chimique, le lamprophyre de Trestraou se rapproche tout à fait des kersantites (colonnes A et B du tableau n°I-63), il apparaît néanmoins un net déficit en CaO dans la kersantite du Trégor. Peut-être est-ce dû en partie à l'altération*? Mais ceci n'est pas suffisant pour expliquer le déficit de calcium, car la roche est riche en calcite (et la perte au feu est élevée).

---

* (ce qui expliquerait également les teneurs un peu plus faibles en alcalins de cette kersantite par rapport aux roches du même type, et corrélativement les teneurs sensiblement plus fortes en SiO_2 et MgO principalement).

	238	A	B	C
SiO_2	55,83	54,70	51,80	51,17
Al_2O_3	14,82	14,65	14,84	13,87
Fe_2O_3	7,73	6,40	8,94	7,89
MnO	0,11	0,15	-	-
MgO	8,21	7,30	6,29	6,91
CaO	1,77	5,05	6,24	6,58
Na_2O	3,16	3,75	2,98	2,12
K_2O	2,13	3,95	3,68	5,49
TiO_2	1,34	1,05	1,32	1,36
P_2O_5	0,43	0,59	-	-
PF 1000°	4,50	3,55	1,14	3,72
PF 110°	0,90	0,30	-	-
Total	100,93	101,44	-	-

Tableau I-63 : Analyse de kersantite et moyennes d'analyses de kersantites et de minettes.

(A) Analyse d'une kersantite à oligoclase du Finistère (D. Métais, 1960; 1961; in Velde, 1969, tableau XXXI, p.5).

(B) Moyenne de 95 analyses de kersantites (D. Métais et Chayes 1963 ; in D. Velde, 1969, tableau XXIX).

(C) Moyenne de 64 analyses de minettes (D. Métais et Chayes , 1963 ; in D.Velde, 1969, tableau XXIII).

Il y a donc certainement là un problème analytique et d'autres mesures seront nécessaires pour vérifier la teneur précise de ces roches, en particulier en calcium.

Quoiqu'il en soit, et comme dans beaucoup de kersantites, le rapport Fe_2O_3 / MgO inférieur à l'unité, montre le caractère magnésien du principal minéral coloré (la biotite = phlogopite) ce qui est une constante des biotites de ces roches (D. Velde, 1969, p.29, tableau IV). La richesse en alcalins souligne également l'abondance de la biotite (K) et le caractère relativement acide du plagioclase (Na). Enfin, la valeur de la perte au feu traduit bien les quantités importantes de chlorite et de calcite dans cette roche.

III - CONCLUSION.

La rareté des filons de lamprophyre , l'existence d'une seule analyse chimique ne permettent pas de développer ici une discussion pétrogénétique*. Je rappellerai donc simplement que les kersantites de Trestraou sont les manifestations magmatiques les plus tardives que l'on observe dans le Trégor. Il est difficile de les rapporter à un événement précis; toutefois on connaît, associés à l'histoire et à la mise en place du granite de Ploumanac'h (Loy, 1967 ; Barrière, 1977) d'âge tardi-hercynien (303 $\pm$ 15 m.a), des termes lamprophyriques (filons de kersantite , Pointe du Toënot). Les filons de lamprophyre dans le reste du Trégor datent-ils de la même période et correspondent-ils au même processus magmatique? Sans doute, bien que là où j'ai observé ces kersantites je n'ai jamais constaté l'existence ou le lien éventuel avec des termes plus acides (granitiques) ou plus basiques (gabbroïques) comme c'est le cas pour les kersantites dans le Massif de Ploumanac'h.

---

* Le fait que le point représentatif de cette roche dans les diagrammes alcalins (f) SiO_2, AFM ou de Miyashiro (fig. I-82, 83, 84, 86) se situe dans le champ des roches calco-alcalines ne constitue pas une surprise puisqu'on sait que les lamprophyres, se divisent chimiquement en deux familles, l'une calco-alcaline, l'autre alcaline et que précisément les kersantites appartiennent à la première.

CONCLUSIONS GENERALES SUR LES FILONS DANS LE DOMAINE NORD-TREGORROIS.

Comme nous le verrons plus loin, il n'existe que des données très fragmentaires en ce qui concerne l'âge radiométrique du complexe filonien recoupant le domaine nord-trégorrois. Dans ces conditions, seuls les arguments de terrain, les caractères pétrographiques et les affinités géochimiques des roches décrits au cours de ce chapitre permettent d'établir une succession des événements dont nous rappellerons ici les arguments essentiels :

- Les albitophyres d'Er représentent le groupe le plus ancien; sa mise en place, postérieure à la formation du batholite granitique et granodioritique, intervient pour l'essentiel avant le magmatisme alcalin éocambrien.

Constitués de roches spilitiques présentant des caractères de basaltes calco-alcalins ("high-alumina-basalts") et d'andésites, ces filons sont vraisemblablement en relation avec le volcanisme du domaine sud-trégorrois (Tréguier, Paimpol) et pour certains en marquent les derniers épisodes.

- Les dolérites du Trieux constituent un chevelu très dense recoupant les filons du groupe précédent. Basaltes de type tholéïtique, ils se rattachent par leurs caractères géochimiques et leur mode de gisement à l'ensemble du champ filonien doléritique qui, au Paléozoïque, envahit le Nord du Massif Armoricain (principalement Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine). Ils apparaissent ainsi tout à fait identiques aux grands complexes de dykes doléritiques correspondant à des émissions fissurales en domaine continental (Trapp du Deccan). Par rapport

à tous les magmatismes précédents, leur apparition souligne donc un changement du contexte géotectonique.

- Les kersantites de Trestraou, correspondant à un épisode filonien très discret, sont les intrusions les plus tardives de la région; elles présentent par contre le caractère original d'être les seules réparties sur l'ensemble du Trégor. Des analogies pétrographiques et géochimiques indiquent la possibilité d'une apparition fini-hercynienne (env. 300 m.a.) en relation avec des mises en place granitiques telles que celle de Ploumanac'h (Barrière, 1976, 1977).

Avec l'étude de ces filons dont certains (dolérites et kersantites) représentent, avec les intrusions granitiques hercyniennes (Massif de Trédrez, Massif de Ploumanac'h), les derniers événements magmatiques reconnus dans le Trégor, s'achève la description et la caractérisation des différentes roches constituants cette région. Nous pouvons maintenant aborder l'étude plus détaillée de l'origine et des mécanismes de genèse des principaux magmatismes mis en évidence.

DEUXIEME PARTIE

Etude géochimique de quelques éléments-traces

Chapitre I

Les données radiométriques

I - INTRODUCTION.

Dans l'introduction de ce travail, j'ai eu l'occasion de rappeler brièvement les principales données géochronologiques existant sur cette partie nord du Massif Armoricain lorsque j'ai entrepris l'étude du Trégor. Il s'agissait essentiellement des travaux d'Adams (1967) et de Leutwein (1968), donnant des résultats souvent difficilement interprétables car, dans bien des cas (Leutwein, 1968), les âges proposés étaient des âges ponctuels sur roches totales ou sur minéraux, obtenus soit par la méthode rubidium-strontium, soit par la méthode potassium-argon.

En ce qui concerne la méthode Rb/Sr, pour obtenir un "âge ponctuel", on est obligé de faire une hypothèse sur la valeur $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiale de la roche; ceci peut entraîner très souvent d'importantes erreurs sur l'âge véritable d'une roche.

Dans le cas de la méthode K/Ar, et notamment lorsqu'il s'agit de roches volcaniques, l'âge obtenu ne correspond pas nécessairement à l'âge de mise en place réel de la roche. Celui-ci peut être masqué par un excès d'argon stocké lors du phénomène volcanique lui-même (et l'âge trouvé est beaucoup plus vieux que l'âge réel de l'épanchement); ou bien encore par des événements thermiques postérieurs à la mise en place de la roche (métamorphisme, tectonique) et l'âge mesuré est celui de l'événement secondaire et non pas celui de la première cristallisation, c'est-à-dire de la formation de la roche elle-même.

Depuis les travaux de Leutwein et Adams, les données géologiques sur le Massif Armoricain se sont multipliées, fournissant un support beaucoup plus précis à de nouvelles études radiométriques entreprises au Laboratoire de Géochronologie et de Géochimie isotopique de Rennes. Tous les résultats présentés ici correspondent à des travaux menés en collaboration avec ce laboratoire. Bon nombre d'entre eux ont déjà été publiés au cours des dernières années (en particulier dans la thèse de Ph. Vidal, 1976) ; d'autres sont en cours de publication.

Il n'est pas question ici de décrire les méthodes géochronologiques mises en oeuvre. Ceci a été fait à plusieurs reprises, à l'occasion de différentes thèses soutenues à Rennes (Vidal, 1976 ; Martineau, 1976 ; Calvez, 1976 ; Charlot, 1978). On y trouvera toutes les précisions analytiques, les principes et les limites des méthodes Rb/Sr, K/Ar, U/Pb utilisées à propos des roches du Trégor.

Signalons simplement que dans tout ce qui suit, les âges Rb/Sr annoncés ont été calculés avec la constante $\lambda\ ^{87}Rb = 1{,}42.\ 10^{-11}.an^{-1}$ en accord avec les décisions prises lors du Congrès International de Sydney en 1976 (Steiger et Jäger, 1977). Les âges présentés ici seront donc différents de ceux qui ont pu être publiés antérieurement pour les mêmes formations.

Dans le cas des mesures U/Pb sur zircons, les constantes de désintégration retenues pour l'uranium sont :

$$\lambda\ 235 = 9.8485.10^{-10}.an^{-1}$$

$$\lambda\ 238 = 1.5525.10^{-10}.an^{-1}$$

II - LES RESULTATS GEOCHRONOLOGIQUES.

A) Ages des formations métamorphiques anciennes : (gneiss de Port-Béni et gneiss de Trébeurden).

Les premières tentatives pour dater les gneiss de Port-Béni et de Trébeurden ont été faites par la méthode Rb/Sr appliquée aux roches totales (Auvray et Vidal, 1973 ; Vidal, 1976).

Aucune isochrone n'a pu être obtenue, les points représentatifs des différents échantillons montrant une très grande dispersion qui est interprétée comme une dispersion "secondaire", liée au début de migmatisation des gneiss ou aux différentes influences thermiques qu'ils ont subi postérieurement à leur formation (intrusions cadomiennes ou hercyniennes qui les enclavent ou les jouxtent). A ceci s'ajoute peut-être pro-parte, une dispersion "originelle" (rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux différents) dûe au fait que le socle gneissique est constitué de roches de nature et éventuellement d'origine différentes (orthoamphibolites et gneiss oeillés par exemple).

Seules des droites enveloppes ont pu être dessinées (Vidal, 1976) donnant pour les gneiss de Port-Béni un "âge" compris entre 2300 et 1000 m.a. et pour les gneiss de Trébeurden, un "âge" compris entre 950 et 400 m.a. (fig. n°II-1).

Dès lors, la seule méthode utilisable était la méthode U/Pb sur les zircons contenus dans ces roches et notamment dans les orthogneiss à mégacristaux et ce d'autant plus que Calvez et Vidal (1976, 1978) reprenant de cette manière le travail d'Adams sur les gneiss d'Icart à Guernesey obtenaient un excellent résultat, fixant l'âge de ces gneiss à 2018 ± 15 m.a.

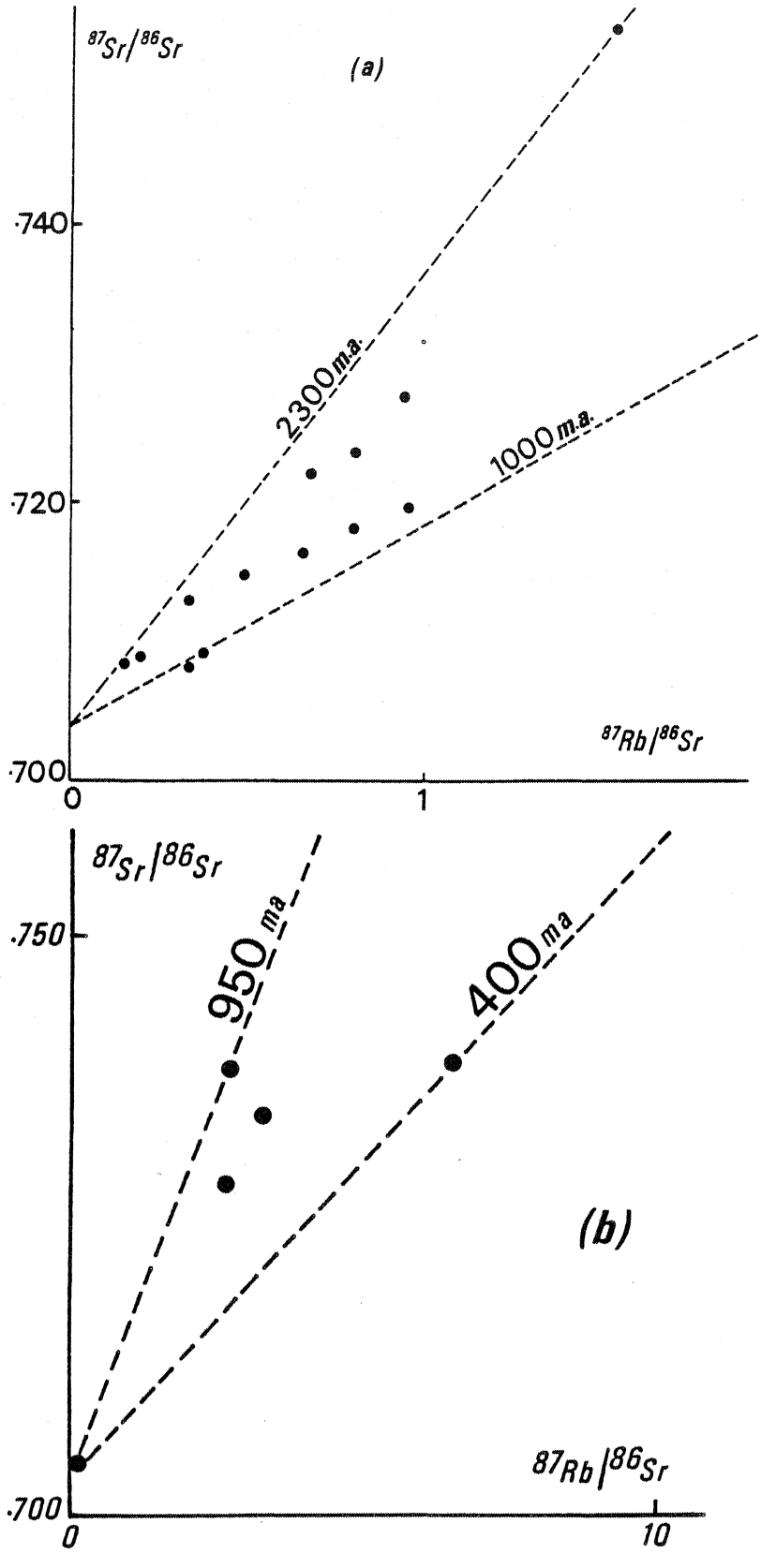


Fig.II-1 : Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{87}Rb/^{86}Sr$:
(a) Gneiss de Port-Béni ;
(b) Gneiss de Trébeurden (d'après Vidal, 1976 ; fig.25 et 27).

Des mesures ont été effectuées sur trois échantillons provenant de trois localités différentes : l'un du Moulin de la Rive-Morguignen (n° 2526) appartient à l'ensemble des gneiss de Trébeurden (ou gneiss de Morguignen ; Verdier, 1968) ; le second de la grève de Porz-Mabo (n° 2323) appartient lui aussi aux gneiss de Trébeurden; le troisième, de la grève de Gouermel, au Sud de Porz-Scarff (n° 3698), correspond aux gneiss de Port-Béni.

Ces trois échantillons sont tous des orthogneiss à mégacristaux de feldspath potassique, à composition granitique ou granodioritique.

Les résultats analytiques figurent dans le tableau n°II-1 et correspondent à la fig. n°II-2 (a, b et c).

La figure n°II-2 montre que dans les trois cas, les différentes fractions de zircons sont nettement discordantes, très fortement même dans le cas du gneiss de Port-Béni (c). Pour chaque échantillon, on observe un très bon alignement qui autorise à tracer une discordia, dont l'intercept haut avec la concordia donne l'âge de mise en place de ces granites.

- Moulin de la Rive-Morguignen : 2000 (+ 35; - 30) m.a.
- Grève de Porz-Mabo : 2031 (+ 36; - 28) m.a.
- Grève de Gouermel : 1790 (+ 19; - 17) m.a.

On constate donc que les âges de mise en place de ces granites correspondent à deux épisodes : l'un aux environs de 2,0 b.a. pour les orthogneiss de Trébeurden (Moulin de la Rive-Morguignen et Porz-Mabo), l'autre aux environs de 1,8 b.a. pour l'orthogneiss de Port-Béni *. L'âge à 2,0 b.a. est déjà connu dans le Massif Armoricain : c'est celui des gneiss d'Icart à Guernesey (Calvez, 1976 ; Vidal, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978); celui à 1,8 b.a. par contre est nouveau et significativement différent du précédent.

---

* Ces âges montrent à postériori que la dispersion observée dans les diagrammes Rb/Sr est bien liée avant tout à une ouverture des réseaux postérieure à la mise en place et à la formation de ces roches.
Si l'on prend par exemple le gneiss de Porz-Mabo (analyse 2323), on constate que le rapport initial calculé est de l'ordre de 0,653 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_a = 0,7441$; $^{87}Rb/^{86}Sr = 3,105$. Une telle valeur montre qu'il y a eu d'importants bouleversements chimiques, au moins au niveau de Rb et de Sr, dans cet orthogneiss qui est donc loin de s'être comporté en système clos au cours des événements géologiques ultérieurs.

Gneiss de Trébeurden (Morguignen)	Pb (ppm)	Pb^{*} (ppm)	U (ppm)	206/204	207/206	208/206	$207/235^{*}$	$206/238^{*}$
> 105 µ	99,00	97,9	347	5517	0,12021	0,06112	4,5480	0,2801
105-74 µ	99,9	99,2	373	8232	0,11870	0,04984	4,2906	0,2658
< 74 µ	98,8	97,9	372	7500	0,11815	0,05355	4,2108	0,2626
Gneiss de Trebeurden (Porz Mabo)								
> 74 µ	108,7	108,1	363,9	12046	0,12287	0,04729	4,9765	0,2964
74-53 µ	110,5	110,0	354,3	14390	0,12379	0,04459	5,2521	0,3100
< 53 µ	118,3	117,7	372,9	11177	0,12362	0,04481	5,3233	0,3154
Gneiss de Port-Béni (Anse de Gouermel)								
> 74 µ	44,2	43,6	362,1	4420	0,08902	0,05993	1,4564	0,1230
74-53 µ	38,9	38,7	446,6	12571	0,08071	0,04951	0,9813	0,08942
53-37 µ	40,3	39,9	577,2	6.933	0,07365	0,04710	0,7130	0,07221
< 37 µ	38,9	38,6	347,7	7920	0,06827	0,04459	1,0685	0,11658

Tableau II-1 : Orthogneiss de Trébeurden et de Port-Béni : résultats analytiques

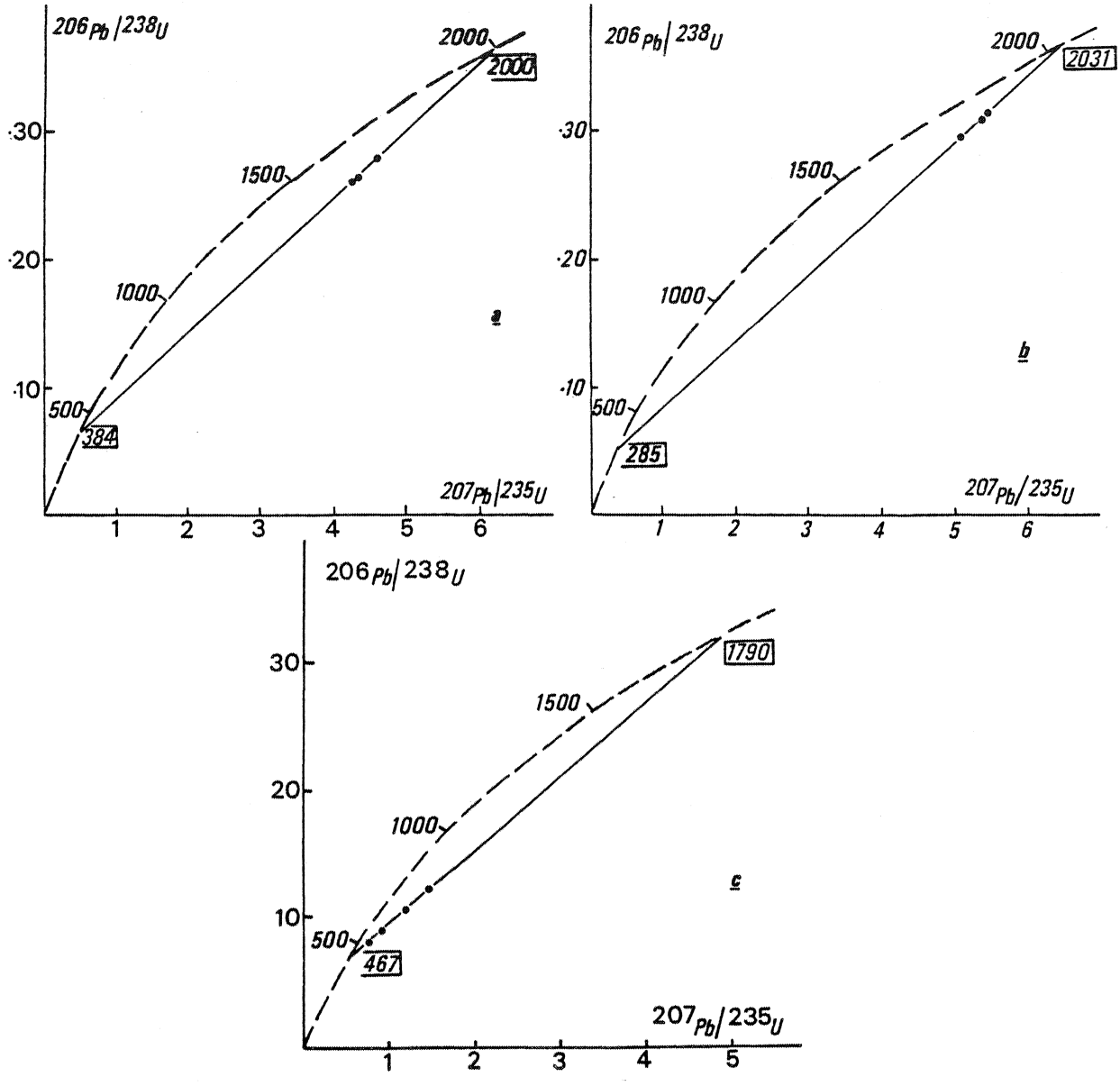


Fig.II-2 : Diagrammes Concordia : représentation des différents orthogneiss anciens du Trégor.
(a) Orthogneiss de Morguignen - Moulin de la Rive.
(b) Orthogneiss de Porz-Mabo
(c) Orthogneiss de Port-Béni.

La signification des intercepts bas, dans ce type de diagramme, est difficile à interpréter et ne correspond pas nécessairement, à priori, à un événement géologique précis. Il peut en effet s'agir soit de pertes de plomb par simple diffusion continue (Tilton, 1960 ; Wasserburg, 1963) soit de pertes épisodiques (Wetherill, 1956) liées aux divers événements géologiques qui ont affecté ces granites après leur mise en place. En ce qui concerne les orthogneiss du Trégor, ce problème n'est pas, pour l'instant, résolu; la distribution des points dans les différents diagrammes permet simplement de dire que le modèle de perte continue est possible dans le cas des gneiss du Moulin de la Rive - Morguignen et de Porz-Mabo, alors que le modèle de perte(s) épisodique(s) est plus vraisemblable dans le cas du gneiss de Port-Béni. Ceci reste néanmoins à débattre, car les observations de terrain ne paraissent pas, à première vue, en accord avec ces modèles.

Quoiqu'il en soit, la présence de reliques de vieux socle dans le Nord du Massif Armoricain, soulignée par Calvez et Vidal (1978) comme tout à fait exceptionnelle au sein du domaine hercynien, est confirmée par ces nouvelles mesures. Depuis le Cap de La Hague (Leutwein et al., 1973), en passant par Guernesey (Adams, 1967, 1976 ; Calvez, 1976 ; Vidal, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978) et Aurigny (Adams, 1967, 1976) et maintenant jusque dans le Trégor (gneiss de Trébeurden et gneiss de Port-Béni), on retrouve toute une série de pointements de ce vieux socle, dessinant un axe NE-SW dont le prolongement plus à l'W n'est pas encore connu.

Il est nécessaire d'insister sur la signification de ces âges aux alentours de 1,8 - 2 milliards d'années. Ce qui a été daté dans le cas précis est l'âge de mise en place de granites porphyroïdes; ces intrusions se sont développées dans des séries volcano-sédimentaires qui sont donc antérieures à ces granites eux-mêmes et les âges mesurés ne représentent par conséquent qu'une partie de l'évolution de ce socle qui a pu débuter bien avant. Un programme de mesures est en cours pour tenter d'approcher, toujours par la méthode U/Pb appliquée aux zircons , l'âge de formation des métavolcanites acides des gneiss de Trébeurden.

D'autre part, ces roches sont des orthogneiss ayant subi un métamorphisme et une déformation dont on ne connaît pas actuellement avec certitude l'âge du développement par rapport à celui de l'apparition des granites porphyroïdes.

Ce problème a déjà été discuté lors de l'étude des gneiss et nous avons vu à cette occasion que le métamorphisme s'est manifesté au plus tôt lors de la mise en place des granites porphyroïdes se poursuivant certainement après la période d'intrusion.

Ceci signifie de toute façon que les âges obtenus sur les orthogneiss sont du point de vue géologique des âges tout à fait ponctuels et que vraisemblablement l'évolution de ce socle s'est poursuivie après 1,8 b.a.; il est impossible de fixer pour l'instant une limite à la fin de cette évolution.

Retenons par conséquent, en l'état actuel des connaissances, qu'il existe bien dans le Massif Armoricain, des témoins d'un socle ancien dont l'évolution a été marquée,à 2 et 1,8 milliards d'années, par deux épisodes plutoniques mais dont la genèse a vraisemblablement débuté avant et s'est peut-être poursuivie après. Il s'agit de toute façon d'événements appartenant au Protérozoïque inférieur à moyen, connus dans de nombreuses autres régions du globe comme par exemple dans le Bouclier Ouest-Africain (orogenèse éburnéenne; voir Charlot, 1978).

B) Ages des formations appartenant au Briovérien inférieur et moyen.

Dans cette région, les formations appartenant à la base du Briovérien sont constituées essentiellement par les volcanites spilitiques visibles de part et d'autre de la Baie de Lannion (Séries de l'Armorique et de Trédrez). Aucune mesure d'âge n'a pu être obtenue sur ces formations; ceci tient à plusieurs raisons :

- d'une part, il s'agit d'un matériel basique de composition relativement homogène, dont la gamme de rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ est très faible. La construction d'une isochrone Rb/Sr s'avère difficile sinon impossible dans ces conditions.
- Des métamorphismes successifs affectent les volcanites dans le secteur considéré (au moins deux métamorphismes régionaux et un métamorphisme de contact) provoquant des perturbations dans les systèmes Rb-Sr de ces roches ce qui se traduit par une dispersion importante empêchant d'obtenir une isochrone.

Vidal (1976) s'est heurté au même type de problème lors d'une tentative de datation des amphibolites de Lanvollon, formation analogue et d'âge supposé identique à celui des basites de l'Armorique - Trédrez.

N° échantillon	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
70-150	50,74	571	0,257	0,7106
70-188	79,2	503	0,458	0,7133
70-98	108	382	0,819	0,7154
70-161	106	326	0,942	0,7164
70-350	108	316	0,752	0,7140
70-280	115	278	1,198	0,7195
2531	76,7	642	0,346	0,7099
2524	93,7	484	0,561	0,7123

Tableau II-2 : le batholite nord-trégorrois ; résultats analytiques

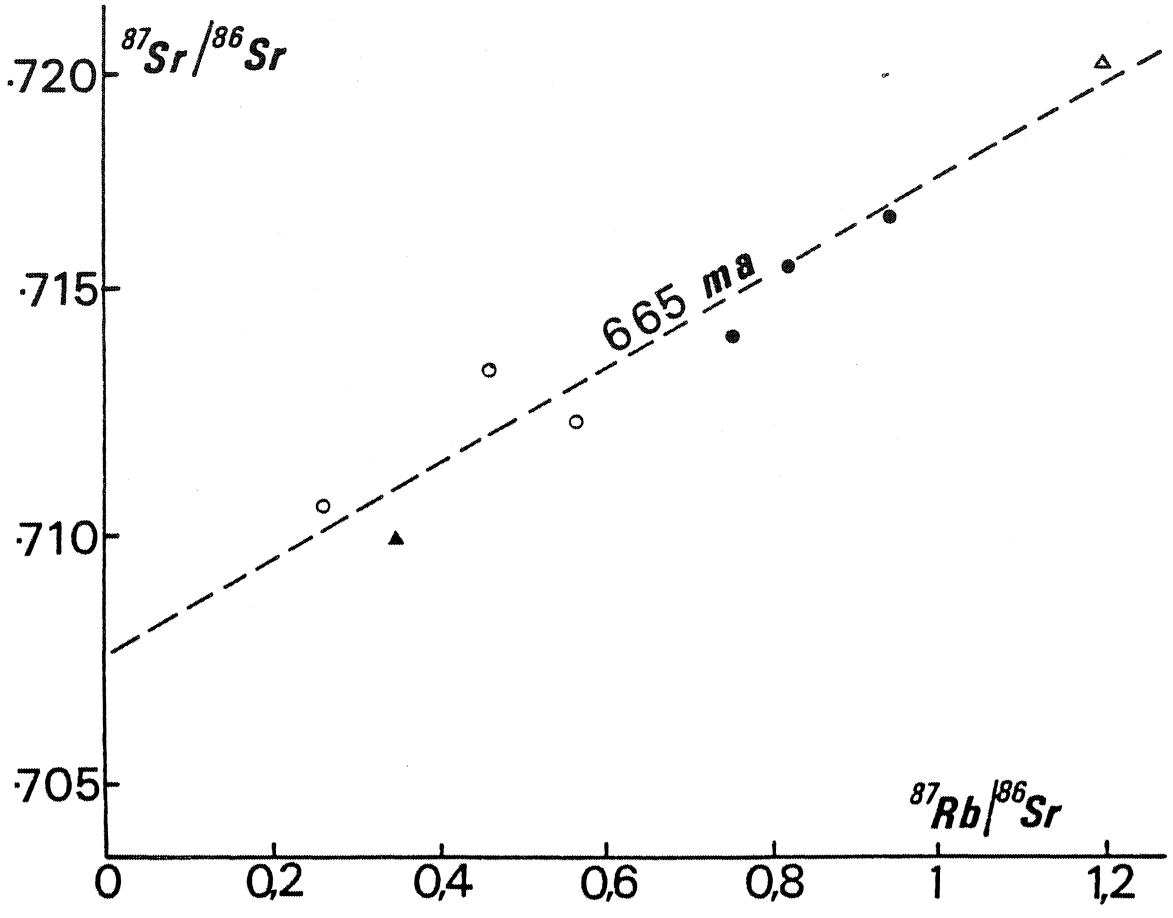


Fig.II-3 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{87}Rb/^{86}Sr$: le batholite nord-trégorrois : (○) granodiorite type Talberg; (▲) Microgranodiorite type Pleubian ; (●) Granite monzonitique type Pomelin-Bréhat ; (△) Granite type Port-Blanc (d'après Vidal, 1976).

Les seules données correspondant à cette période concernent le complexe granodioritique et granitique de Perros-Guirec - Bréhat. Les résultats obtenus par Ph. Vidal (1976), portant sur des échantillons provenant de toute l'étendue du massif et de nature pétrographique variée (voir tableau n°II-2), sont dispersés et il est impossible de tracer une isochrone (fig. n°II-3). La droite de référence (environ 670 m.a.) est tracée; c'est l'âge probable de mise en place de ce pluton, âge comptatible avec ceux obtenus par Adams (1967) sur minéraux et notamment sur une hornblende en K/Ar à 670 $\pm$ 17 m.a. (hornblende de la granodiorite de type Talberg). Deux points supplémentaires aux données de Vidal (1976 ; fig. n°34) figurent sur le diagramme de la fig. n°II-3. Il s'agit de deux échantillons récoltés au cours d'une campagne géochronologique menée avec le B.R.G.M. (R. Charlot), l'un correspondant à une microgranodiorite de type Pleubian (2531), l'autre à une granodiorite de type Talberg (2524). Ces nouvelles données ne modifient guère les premiers résultats et confirment la dispersion déjà constatée. La droite de référence a une pente à peu près identique, voisine de 665 m.a. (fig. n°II-3).

En conséquence, l'âge de l'apparition du plutonisme nord-trégorrois n'est pas encore déterminé. En raison de la dispersion des points, il est impossible d'obtenir l'âge de mise en place et le rapport initial du strontium. On observera que la dispersion concerne aussi bien l'ensemble du massif que les groupes de points correspondant sélectivement à un type de roche pris dans celui-ci.

Nous verrons lors de l'étude des Terres Rares (chapître III) que la région source des magmas donnant naissance aux différentes roches constituant le batholite est sans doute la même. La dispersion observée ne résulte sans doute pas d'une hétérogénéité isotopique originelle; elle paraît plutôt liée à deux autres processus :

- d'une part à la contamination par le socle sialique comme cela a été mis en évidence dans des batholites du même type (par exemple le batholite californien; Taylor et Silver, 1978).
- d'autre part, à un événement thermique d'ampleur régionale qui se manifeste en particulier par la séricitisation quasi générale des plagioclases dans toutes ces roches. On enregistre ici probablement l'influence d'une vague thermique régionale accompagnant les manifestations magmatiques acides plus tardives de l'époque éocambrienne (voir plus loin).

Si on retient comme âge approximatif du plutonisme granodioritique et granitique 670 m.a., on constate que cet âge n'est pas totalement inconnu dans le Nord du Massif Armoricain. Adams (1967, 1976) obtient en effet environ 647 ± 70 m.a. pour l'adamellite de l'Erée à Guernesey, intrusion localisée entre les métasédiments de Plainmont d'âge briovérien inférieur ou moyen et le complexe plutonique nord de Guernesey d'âge briovérien supérieur (Roach, 1966 ; Adams, 1967, 1976).

De plus, ceci signifie que le volcanisme spilitique des secteurs de l'Armorique et de Trédrez serait antérieur à 670 m.a.

Finalement, en ce qui concerne la période correspondant au Briovérien inférieur et moyen, on ne possède pas de donnée radiochronologique précise . Ceci n'est pas particulier au Trégor, mais se retrouve dans l'ensemble du Massif Armoricain, ainsi que l'a mis en évidence Vidal (1976).

C) Ages des formations du Briovérien supérieur.

On a reconnu deux manifestations dans le déroulement de ce cycle : un épisode volcano-sédimentaire suivi d'un épisode plutonique correspondant aux intrusions très limitées de Keralain et du Taurel.

L'âge de l'épisode volcanique a pu être déterminé (Auvray et Vidal, 1973 ; Vidal, 1976) grâce à une assez bonne isochrone sur laquelle figurent à la fois des tufs kératophyriques de Tréguier (7) et des spilites de Paimpol (2). L'âge est de 640 ± 12 m.a. et le rapport isotopique initial I = 0,7048 ± 0,0003 (voir figure n°II-4 et tableau n°II-3). Cet âge n'appelle guère de commentaire si ce n'est que, pour l'instant, il s'agit de la seule datation précise sur le Briovérien supérieur dans le Massif Armoricain. Comme nous le verrons plus loin (§ géochimie du Sr), le rapport isotopique initial relativement faible est compatible avec une origine profonde accompagnée d'une contamination crustale.

Remarque : Des mesures ont été faites lors d'un programme de datation du B.R.G.M. par R. Charlot pour tenter d'obtenir l'âge des formations de Locquirec que je considère comme le prolongement vers l'Ouest des tufs kératophyriques de Tréguier. Une dispersion très nette empêche de tracer une isochrone et de vérifier l'hypothèse que je présente. De plus, tous les points représentatifs des échantillons de Locquirec se situent nettement au dessus de l'isochrone de référence des tufs de Tréguier. Pour R. Charlot, ceci est l'indice d'une contamination ou d'un héritage, hypothèse

N° échantillon	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Tufs de Tréguier				
70-375	132	343	1,11	0,7150
70-376	194	228	2,46	0,7266
70-405	133	175	2,20	0,7254
70-406	160	168	2,76	0,7295
70-407	76,1	267	0,825	0,7132
70-435	76,3	775	0,285	0,7070
70-439	144	160	2,61	0,7279
Spilites de Paimpol				
70-366	72,0	1537	0,136	0,7050
69-111	42,7	161	0,768	0,7129

Tableau II-3 : Volcanites de Tréguier et de Paimpol : résultats analytiques

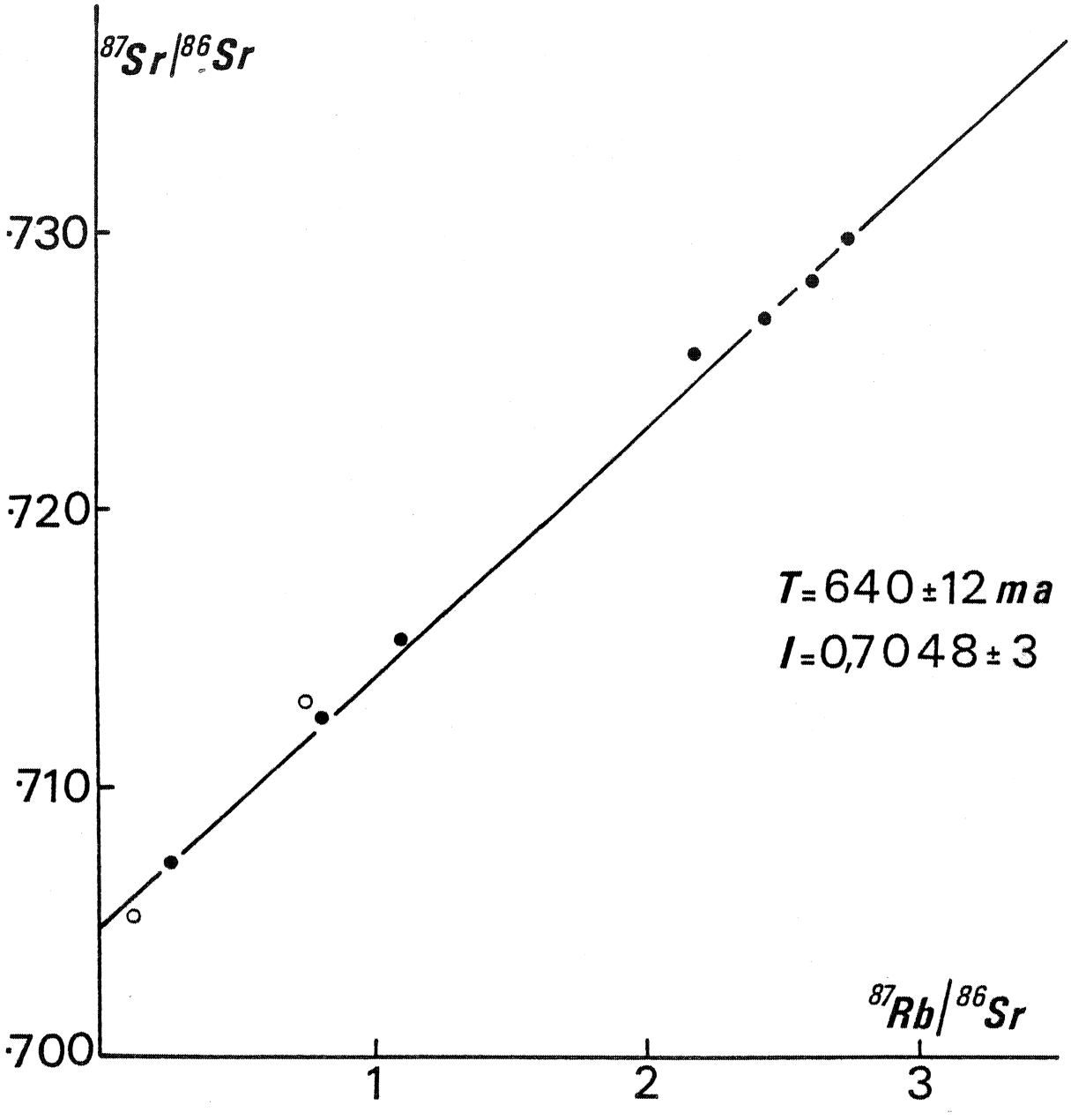


Fig.II-4 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{87}Rb/^{86}Sr$: les volcanites du domaine sud-trégorrois. (●) Kératophyres de Tréguier; (O) Spilites de Paimpol (d'après Vidal, 1976).

N° échantillon	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
VBA 38	29,79	944,30	0,091	0,70447
HFO 1	50,98	1270,80	0,116	0,70487
69-231	37,70	672,10	0,160	0,70504
69-4	83,50	1116,0	0,217	0,70551
Lx 88	17,90	1084,0	0,048	0,70430
T 7	72,20	655,80	0,320	0,70726

Tableau II-4 : Intrusions de Keralain - Taurel ; résultats analytiques

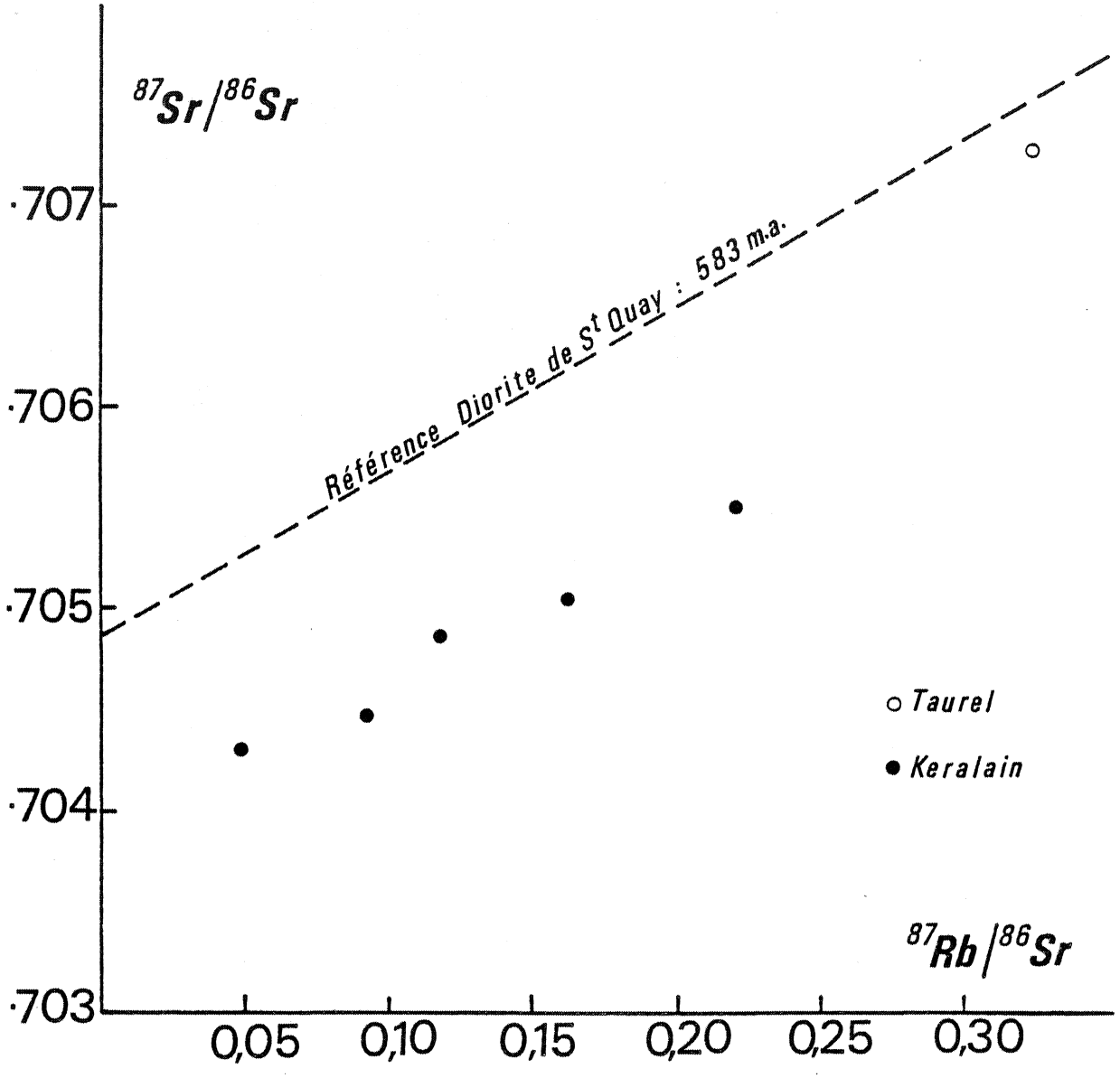


Fig.II-5 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{87}Rb/^{86}Sr$: intrusions dioritiques de type Keralain - Taurel.

compatible avec les données géologiques : on sait en effet que dans le secteur de Locquirec, les formations tuff-acées reposent directement sur le socle gneissique et granodioritique; il n'est pas rare de trouver dans ces tufs des niveaux renfermant des galets de socle et dans les lames minces, certains feldspaths alcalins d'origine clastique proviennent vraisemblablement du socle. Dans ces conditions le principal facteur de dispersion sur un diagramme Rb/Sr serait bien l'héritage d'une fraction détritique.

Nous avons tenté, à l'occasion d'un programme de paléomagnétisme conduit par R. Van der Voo, de déterminer par la méthode Rb/Sr l'âge des intrusions de Keralain et du Taurel. Les mesures effectuées par J. Macé portant sur 6 échantillons (5 de Keralain et 1 du Taurel) montrent une nette dispersion interdisant de tracer toute isochrone (fig. n°II-5 et tableau n°II-4).

Etant donné la faible dimension de ces pointements et leur homogénéité chimique, on ne peut espérer, même en multipliant l'échantillonnage, obtenir l'âge de ces diorites par la méthode Rb/Sr. Seuls les arguments de terrain (roches intrusives dans les sédiments de la Roche-Derrien et recoupées par les rhyolites ignimbritiques de Lézardrieux) autorisent à penser qu'il s'agit bien là d'intrusions fini-cadomiennes, de type mancellien. Celles-ci sont bien datées plus à l'Est dans le Massif Armoricain (granite type Vire à 617 m.a. ; Vidal, 1976), mais également à proximité du Trégor (diorite de St Quay-Portrieux : 583 $\pm$ 40 m.a. ; Vidal et al., 1972 ; diorite de St Brieuc : 602 $\pm$ 70 m.a., Vidal, 1976). D'ailleurs l'étalement des âges trouvés par Vidal (1976) pour ce type d'intrusion (entre 620 et 580 m.a.) correspond à la fourchette possible pour les intrusions trégorroises, fourchette comprise entre 640 m.a., âge maximum (volcano-sédimentaire de Tréguier - Paimpol - La Roche Derrien) et le magmatisme acide et alcalin (granite de Porz-Scarff; ci-dessous) à 557 m.a., âge minimum.

D) Ages des magmatismes acides et alcalins.

Nous avons vu précédemment que le magmatisme rapporté à cette période se manifestait sous trois formes : plutonique (granite de Porz-Scarff), hypovolcanique (filons microgranitiques de Loguivy) et volcanique (ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux). Les datations Rb-Sr sur roches totales faites sur les différents types de roches ont donné les résultats suivants (Auvray et Vidal, 1973 ; Auvray, 1975 ; Vidal, 1976) :

- Granite de Porz-Scarff (5 échantillons) : 557±16 m.a.
- Microgranite de Loguivy (6 échantillons) : 548±24 m.a.
- Ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux (5 échantillons): 547±12 m.a.

On constate que les âges obtenus sont très voisins surtout si l'on tient compte des erreurs analytiques. Sur un diagramme isochrone (fig.II-6 et tableau II-5) les points représentatifs de ces différents échantillons se répartissent suivant deux isochrones très bien définies : les granite et microgranite s'alignent sur la même droite dont la pente correspond à un âge de 554 ± 19 m.a., avec un rapport isotopique initial I = 0,7096 ± 0,0012 ; les échantillons d'ignimbrites dessinent une isochrone à 547 ± 12 m.a. dont l'ordonnée à l'origine donne un rapport isotopique I = 0,7064 ± 0,0007. On retiendra donc, et c'est un premier point important, que le magmatisme alcalin du Trégor se situe aux environs de 550 m.a. Le deuxième point, qui a déjà fait l'objet de discussion (Auvray, 1975 ; Vidal, 1976), a trait aux rapports isotopiques différents de ces deux groupes de roches contemporaines. Ces rapports sont interprétés tous les deux comme indiquant une origine mantellique, suivie d'une contamination crustale plus ou moins importante suivant le cas considéré. Ceci m'a conduit à envisager une hypothèse (fig.n°II-7 ; Auvray, 1975). Un magma acide et alcalin arrive au niveau de la croûte dans une chambre magmatique où il peut subir déjà une certaine contamination crustale; une fraction de ce magma rhyolitique s'échappe de la chambre et monte rapidement à la surface où il s'épanche sous forme de volcanites. L'ascension rapide de ce magma, nécessaire pour que la remontée soit adiabatique, fait que la contamination reste relativement faible d'où le rapport initial observé actuellement (I = 0,7064). Une autre partie du magma s'échappe aussi de la chambre magmatique mais vient se stocker au sein de la croûte dans une chambre intermédiaire où il séjourne suffisamment longtemps pour que, par assimilation et contamination, son rapport isotopique augmente sensiblement (I = 0,7096). Au point de vue isotopique, apparaît donc un second magma qui donne naissance au granite de Porz-Scarff et aux microgranites de Loguivy. Un tel modèle permet d'expliquer les liens existants entre ces diverses manifestations magmatiques de même âge situées dans un secteur géographiquement limité (ce qui n'est sans doute pas fortuit) et les différences de leurs compositions isotopiques. Nous verrons plus loin, lors de la discussion d'ensemble sur la géochimie du Sr, si l'hypothèse de la contamination peut être effectivement retenue c'est à dire

N° éch.		Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$
70-239	Granite	88,93	167,37	1,538	0,7224
70-250	de Porz-Scarff	127,27	95,44	3,861	0,7404
69-153		102,39	158,11	1,875	0,7246
70-217		90,04	344,51	0,757	0,7159
70-204		65,65	386,74	0,491	0,7137
69-44	Microgranite	150,6	89,8	4,858	0,7485
69-64	de Loguivy	93,60	78,45	3,458	0,7369
70-12		131,3	63,2	6,005	0,7568
70-23		91,2	87,9	3,004	0,7336
70-44		123,5	102,2	3,499	0,7378
70-96		156,3	120,2	3,765	0,7394
70-20	Ignimbrites	97,2	74,2	3,792	0,7365
70-399	rhyolitiques de	96,41	91,86	3,085	0,7283
70-417	Lézardrieux.	166,6	89,4	5,394	0,7489
70-428		82,64	136,6	1,755	0,7207
70-430		277,6	96,6	8,322	0,7716
Kin 1(b)	Ignimbrites	228,0	244,1	2,704	0,7290
VBA 101	rhyolitiques de	15,01	217,3	0,200	0,7092
VBA 102	Lézardrieux.	125 ,7	104,8	3,470	0,7365
VBA 104		125,0	144,9	2,500	0,7287
HFU 3		129,5	159,5	2,350	0,7265
HFU 20		177,1	158,1	3,240	0,7335
HFU 25		170,0	118,1	4,170	0,7402

Tableau II-5 : Magmatismes acides et alcalins ; résultats analytiques

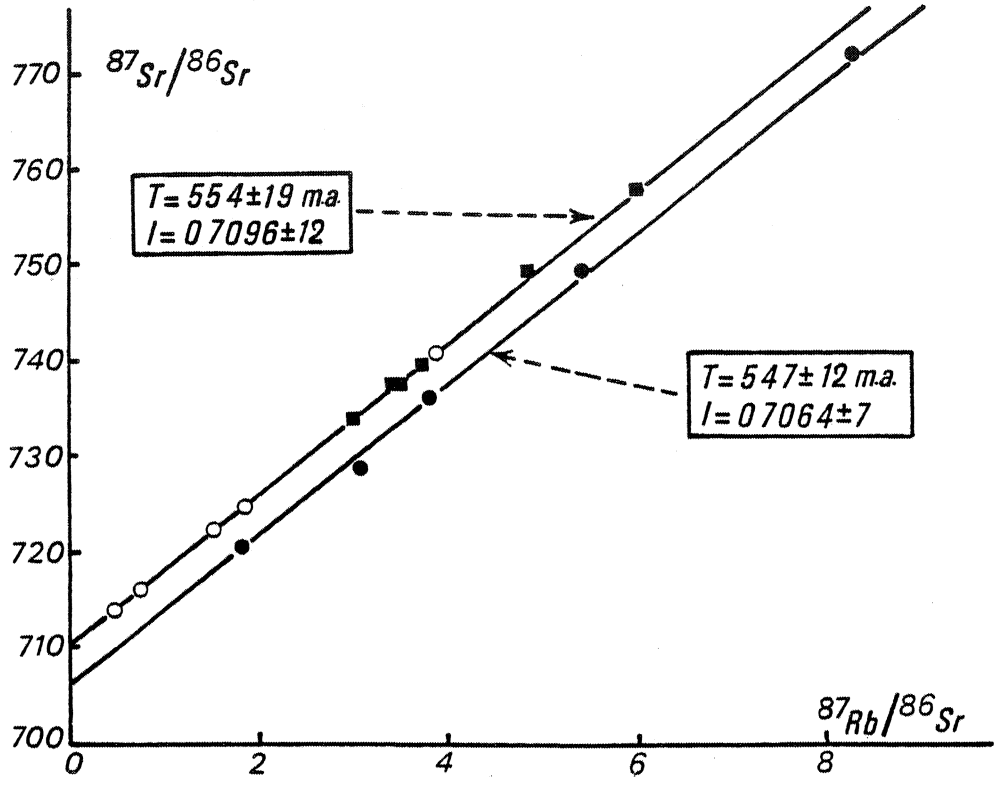


Fig.II-6 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{87}Rb/^{86}Sr$: magmatisme éocambrien. (O) Granite de Porz-Scarff; (■) Microgranites de Loguivy; (●) Ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux (in Auvray, 1975).

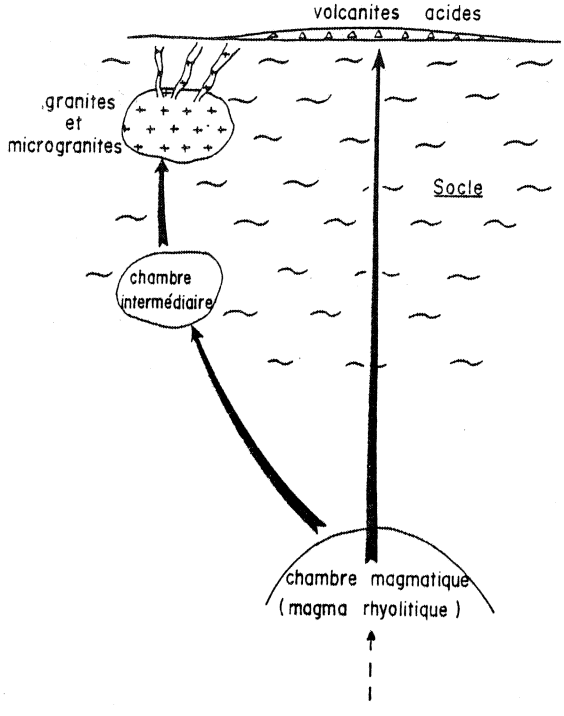


Fig.II-7 : Essai d'interprétation génétique des différents termes du magmatisme acide et alcalin du Trégor d'après Auvray, 1975.

s'il existe bien un socle dont le rapport isotopique, aux environs de 550 m.a. était au moins égal à 0,710 de façon à pouvoir jouer le rôle de contaminant.

Tout dernièrement, des mesures nouvelles ont été faites sur les ignimbrites rhyolitiques provenant de la Roche-Donan (région de Lézardrieux; échantillon VBA) et de l'Archipel des Héaux (au large du Sillon de Talberg; échantillon HFU). Ces 6 mesures (trois pour chaque site) effectuées par J. Macé (programme de paléomagnétisme entrepris par R. Van der Voo) sur des roches totales et par la méthode Rb/Sr confirment les résultats obtenus précédemment. En intégrant ces points avec ceux précédemment utilisés, on obtient une bonne isochrone (fig. n°II-8 et tableau n°II-5) dont la pente correspond à un âge de 547 $\pm$ 8 m.a. âge identique à celui déjà annoncé* Une modification intervient néanmoins au niveau du rapport I qui devient sensiblement plus élevé, passant de 0,7064 $\pm$ 0,0007 à 0,7076 $\pm$ 0,0003, et permettant donc d'envisager une contamination crustale plus forte que ne le laissait supposer le premier résultat. Ceci ne change toutefois pas fondamentalement le processus invoqué.

On notera que le magmatisme à 550 m.a. ne constitue pas un événement limité au Trégor. Si les volcanites ignimbritiques de Jersey et St Germain-le-Gaillard (Normandie) très semblables à celles du Trégor (Boyer, 1970, 1972) ne sont malheureusement pas datées, on connaît par contre des intrusions granitiques et microgranitiques d'âge similaire dans la partie sud-ouest de Jersey (549 $\pm$ 11 m.a.; Adams, 1967) et sur le flanc Est de la Baie de St-Brieuc (microgranite du Verdelet : 557 $\pm$ 26 m.a.; Vidal, 1976). Il s'agit donc d'un phénomène assez général au domaine nord-armoricain.

---

* Un point supplémentaire apparaît sur cette isochrone. Il correspond à l'échantillon Kin 1 (b) de rhyolite provenant de la rive droite du Trieux. Ce point, mesuré par Ph. Vidal, n'avait pas été publié. Il a été intégré ici dans les données présentées.

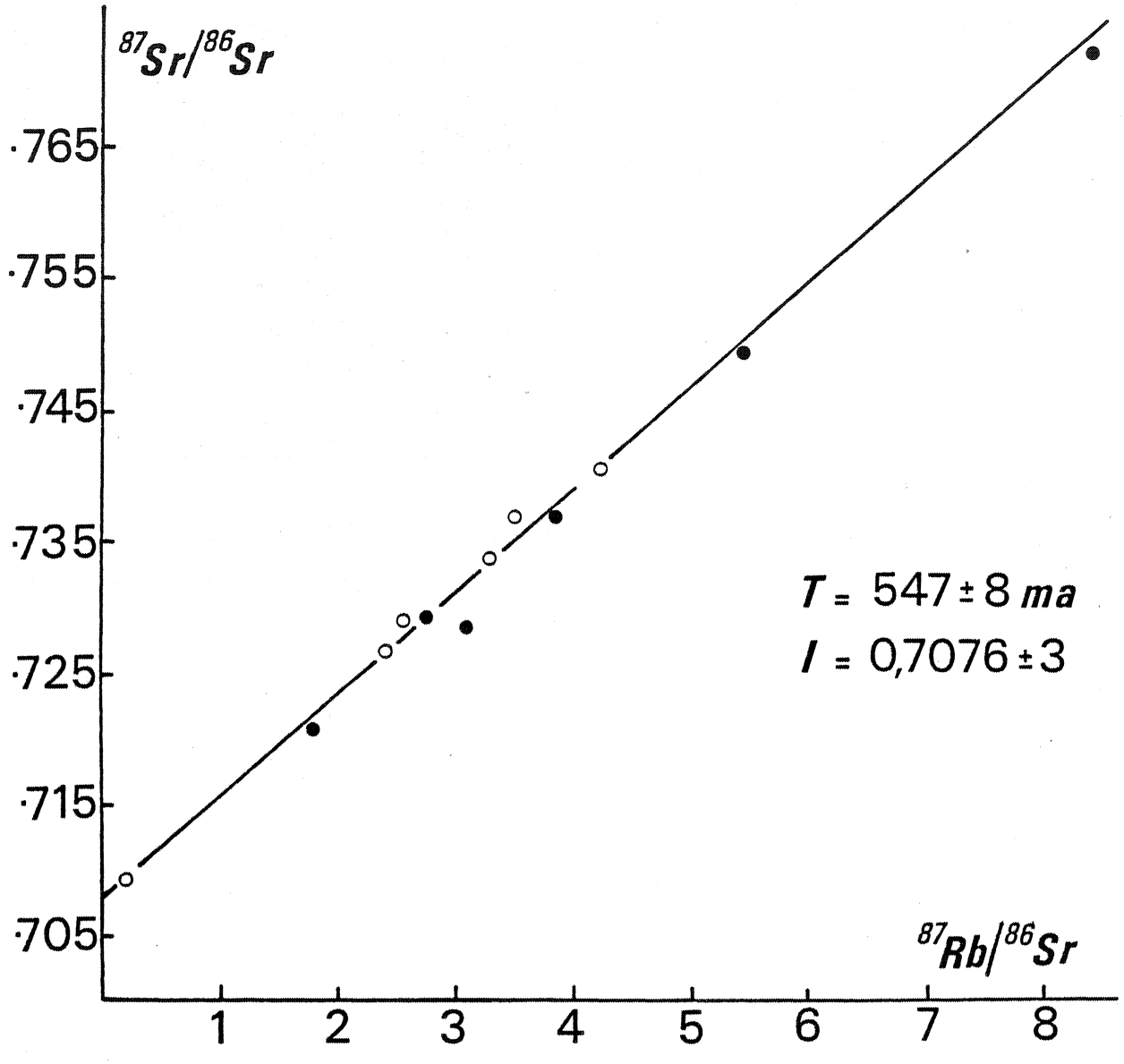


Fig.II-8 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{87}Rb/^{86}Sr$: ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux. Ensemble des mesures obtenues par :(●) Vidal, 1976 ; (O) Macé, 1978. Echantillons provenant de Kerroc'h (Paimpol), de La Roche-Donan (Lézardrieux) et des Héaux (NW du Sillon de Talberg).

Enfin, pour achever cette discussion sur le magmatisme acide et alcalin du Trégor, nous rappelerons qu'il est bien difficile de le situer avec précision dans l'échelle stratigraphique. Vidal (1976) et Charlot (1978) ont discuté du problème de la limite Précambrien-Cambrien insistant sur le fait qu'elle varie notablement d'un auteur à l'autre. Si on considère comme datant la fin du Précambrien la mise en place des granitoïdes de type mancellien recouverts par le poudingue de base de la transgression cambrienne, la limite supérieure du Précambrien se situe aux environs de 580 m.a. Dans ces conditions, le magmatisme alcalin du Trégor appartient déjà au Paléozoïque. R. Charlot montre que l'âge de la transgression cambrienne ne peut être supérieure à 550 m.a. ce qui veut dire que le magmatisme trégorrois se situe vraisemblablement avant les premières formations sédimentaires cambriennes. N'appartenant déjà plus au Précambrien et pas encore au Cambrien, ce magmatisme assez largement répandu au moins dans les domaines péri-atlantiques nord (Charlot, 1978) peut donc être baptisé éocambrien.

E) Ages de différents magmatismes paléozoïques.

Dans ce paragraphe, nous parlerons des dolérites filoniennes qui recoupent le complexe nord-trégorrois et du volcanisme intermédiaire (andésitique à trachy-andésitique) qui apparaît au sein des séries rouges de Plouézec-Plourivo qui bordent au Sud le domaine trégorrois.

Il s'agit de mesures récentes faites à l'occasion d'un programme de paléomagnétisme (R. Van der Voo et N. Bonhommet) au Laboratoire de Géochronologie et de Géochimie isotopique de Rennes.

1) L'âge des filons doléritiques (tableau II-6) :

Les résultats obtenus sont pour l'instant très fragmentaires et correspondent à un échantillonnage limité effectué en 1977 par R. Van der Voo. Les 4 mesures effectuées par la méthode K/Ar sur roches totales, se répartissent en deux groupes correspondant à deux localisations géographiques distinctes : VBA 46c et VBA 49b dont l'âge se situe aux environs de 440 m.a., sont les échantillons provenant de deux filons doléritiques de la région du Gouffre-Castel Meur (au Nord de Plougrescant); VBA 52a et VBA 60a, ont un âge de 350 m.a. et correspondent à deux filons de la Plage de Porz-Rand (Ouest du Sillon de Talberg).

N° échan.	% K (en poids)	K (poids g)	40 Ar $cm^3/g.$	% Ar atmospher.	$^{40}Ar/^{40}K$	Age ponctuel
VBA 46c	0,593	1,0603	$11,657.10^{-6}$	4,5	0,02867	435 m.a.
VBA 49b	0,504	0,6285	$9,97.10^{-6}$	7,2	0,02894	445 m.a.
VBA 52a	0,831	1,3934	$12,816.10^{-6}$	8,7	0,02256	350 m.a.
VBA 62a	1,203	1,0876	$18,465.10^{-6}$	7,0	0,02245	350 m.a.

Tableau II-6 : Les filons de dolérites du Trégor (dolérites du Trieux) ; résultats analytiques

Ces premières mesures sembleraient indiquer qu'il existe deux périodes successives d'intrusions doléritiques, donnée nouvelle que ni les études de terrain (orientation identique de tous ces filons) ni les caractères pétrologiques (minéralogiques et géochimiques) ne permettaient de soupçonner (*). Bien entendu, ces résultats demandent confirmation et des mesures sont actuellement en cours (J. Macé) pour vérifier en particulier l'homogénéité des mesures K/Ar sur les différentes parties d'un même filon (zone centrale et bordure). Néanmoins, on notera que ces résultats ne constituent pas des données isolées et totalement discordantes dans le problème du volcanisme doléritique fissural nord-armoricain. Si du point de vue de l'âge de mise en place de ces filons, on a considéré pendant très longtemps qu'il s'agissait d'une période unique et limitée dans le temps (Permien selon les uns, Dévonien selon les autres) des travaux géochronologiques plus récents (Leutwein et al., 1972) ont déjà montré qu'ils existaient des étapes successives d'intrusions doléritiques et que ce volcanisme fissural ne couvre pas une période stratigraphique courte. En particulier, Leutwein et al., (1972) mettent en évidence, à travers le Massif Armoricain, trois étapes successives d'émissions doléritiques nettement séparées dans le temps (méthode K/Ar sur roche totale); l'une à 360 m.a., la seconde à 265 m.a. et la troisième aux environs de 200 m.a. On constate que si les âges sont différents de ceux trouvés dans le Trégor, l'écart par contre (environ 90 m.a.) entre les dolérites mancelliennes (360 m.a.) et les dolérites domnonéennes (265 m.a.) est le même. Pour ces auteurs, il y a très nettement des périodes d'émissions doléritiques différentes.

Dans l'état actuel des connaissances, nous retiendrons donc que les dolérites du Trégor paraissent se mettre en place à deux époques successives; la plus ancienne se situerait aux environs de 440 m.a., ce qui correspond dans l'échelle géochronologique internationale à un âge ordovicien supérieur - silurien; la seconde génération de dolérites apparaîtrait aux alentours de 350 m.a. ce qui équivaut à un âge dévonien supérieur. Ces âges, bien qu'ils demandent confirmation, sont de toute façon compatibles avec les arguments géologiques puisque les filons doléritiques recoupent le magmatisme éocambrien (granite de Porz-Scarff, microgranites de Loguivy à 554 m.a.) et qu'ils sont d'autre part recoupés

---

(*) L'hypothèse d'un rajeunissement (pour les filons à 350 m.a) est également théoriquement possible; mais, pour l'instant, aucun argument géologique ne permet de l'étayer.

et métamorphisés par le granite de Ploumanac'h dont l'âge est de 303 ± 15 m.a. (Vidal, 1976).

2) Age du volcanisme de Plouézec-Plourivo.

Séparés du domaine étudié ici par la grande faille du Trégorrois, les dépôts sédimentaires connus sous le nom de Formations Rouges du Golfe normano-breton ne sont pas connus dans le Trégor proprement dit. Ils constituent des gisements épars autour de la Baie de St-Brieuc (séries de Plouézec-Plourivo et de Bréhec, série d'Erquy-Fréhel), dans la partie NE de Jersey (où ils recouvrent en discordance les rhyolites éocambriennes; Robinson et Mourant, 1936 ; Pinel, 1964 ; Squire, 1974) et dans la région de Montmartin en Normandie (fig. n°II-9). L'âge de ces sédiments n'était jusqu'à ce jour pas connu avec précision et si un âge paléozoïque paraissait universellement admis, pour les uns il s'agissait de formations ordoviciennes (Chauris, 1971), pour les autres de formations dévoniennes (Rochette-Pinel et al., 1965 ; Bonhomme et al., 1966 ; Doubinger et Poncet, 1964 ; Jeannette, 1971 entre autres).

Au voisinage du domaine qui nous intéresse, la série de Plouézec-Plourivo présente l'originalité de renfermer des roches volcaniques interstratifiées entre les sédiments. Ces roches sont mal connues du point de vue pétrographique et géochimique; minéralogiquement, on sait simplement qu'il s'agit de laves à composition intermédiaire (andésites, trachy-andésites) riches en phénocristaux d'oligoclase-andésine (Barrois, 1908 ; Mourant, 1936 ; Pinel, 1964); aucune analyse chimique ne permet toutefois de préciser ce caractère.

Ces laves viennent d'être datées radiométriquement par la méthode Rb/Sr (isochrone de roches totales); leur âge est de 472 ± 5 m.a., le rapport isotopique initial étant I = 0,7080 ± 0,0001 (fig. n°II-9 et tableau n°II-7).

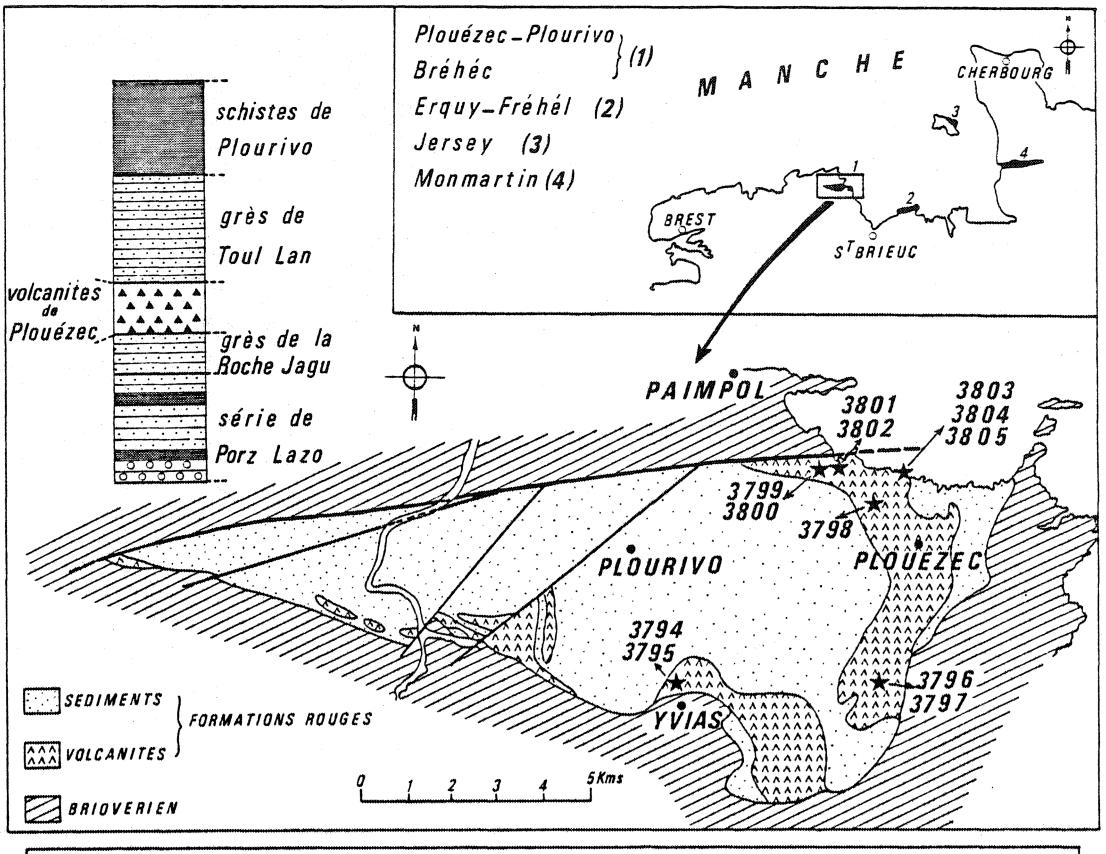
En dehors des implications immédiates sur l'âge des formations sédimentaires encaissantes qui est donc paléozoïque inférieur *, ce résultat

---

* Tout récemment, Duff (1978) à la suite de datations sur les andésites associées aux ignimbrites de Jersey, montre que l'âge des formations rouges sédimentaires est nécessairement compris entre 522 ± 16 m.a. et 427 ± 13 m.a., ce que confirme l'âge des volcanites de Plouézec-Plourivo.

N° échan.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
3794	25.580	97.750	0.7600	0.71331
3795	35.370	78.580	1.3000	0.71704
3796	53.270	51.910	2.9700	0.72781
3797	42.380	54.030	2.2700	0.72312
3798	141.620	123.380	3.3200	0.72975
3799	94.580	64.880	4.2200	0.73663
3800	107.390	39.930	7.7900	0.76119
3801	284.660	30.320	27.1900	0.88783
3802	281.860	27.510	29.6700	0.91122
3803	57.550	87.780	1.9000	0.72054
3804	69.320	205.130	0.9800	0.71450
3805	201.130	182.090	3.2000	0.72959

Tableau II-7 : Les volcanites de Plouézec-Plourivo ; résultats analytiques



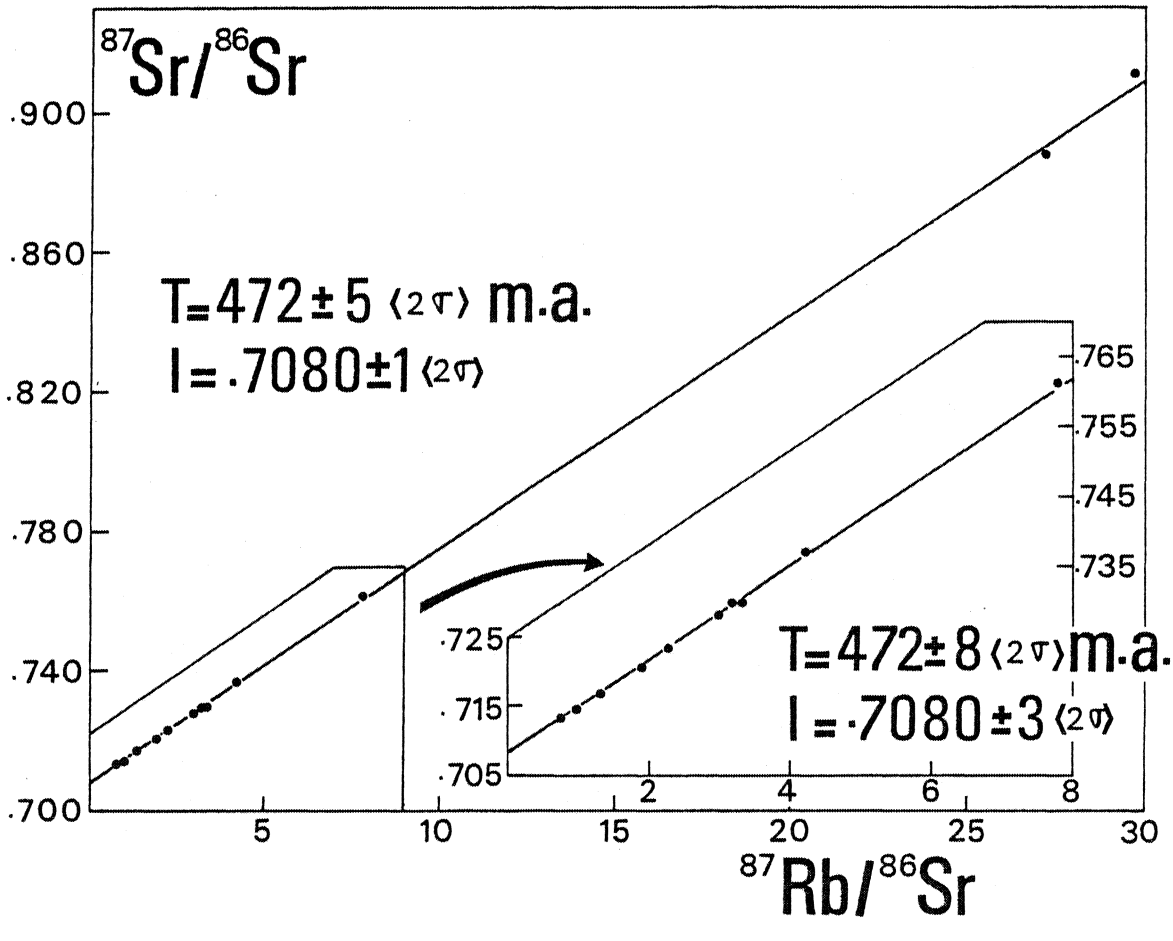


Fig.II-9 : Localisation et âge des volcanites de Plouézec-Plourivo.

nouveau montre que si dans le Trégor nous n'avons pas identifié de magmatisme correspondant à cette période, il existe dans les régions voisines (Baie de St-Brieuc) des indices de la permanence d'une activité volcanique entre les émissions ignimbritiques à ≈550 m.a. et le volcanisme fissural doléritique à 440 - 350 m.a. décrits dans le Trégor. Nous verrons d'ailleurs plus loin qu'il s'agit sans doute d'une période importante (voir chapître Géochimie des Terres Rares), puisque c'est vraisembablement vers cette époque qu'intervient un changement dans le régime géodynamique présidant à la genèse des magmatismes.

Nous terminerons cette liste chronologique des manifestations magmatiques paléozoïques dans le Trégor, en rappelant que le granite de Ploumanac'h, situé à l'Ouest du Trégor à un âge de 303 ± 15 m.a. (Vidal, 1976 fig. 60). Il s'agit de l'âge le plus jeune connu dans cette région du Massif Armoricain, ce qui est tout à fait conforme aux observations géologiques, le granite recoupant toutes les autres formations, y compris les plus récentes (filons de dolérites du Trégor). Quant au granite de Trédrez, également hercynien, son âge radiométrique est connu avec moins de précision. Il est considéré comme une apophyse du grand massif de Bégard-Plouaret situé plus au Sud sur lequel des âges ponctuels en K/Ar (sur biotite ou roche totale) ont donné des résultats de l'ordre de 310 - 320 m.a. (Adams, 1967 ; Leutwein, 1968).

III - CONCLUSION.

Le tableau n°II-8 résume l'ensemble des résultats géochronologiques obtenus dans le Trégor.

Sa lecture nous permet de tirer un certain nombre de conclusions générales relatives à l'histoire magmatique de la région :

- tout d'abord, la géochronologie confirme et affine la succession des différents événements telle que les observations de terrain avaient permis de la mettre en évidence.
- Un certain nombre de points supplémentaires ont pu être précisés dont les plus importants sont :

a) L'âge à 2 milliards d'années des orthogneiss de Trébeurden et à 1,8 b.a. des orthogneiss de Port-Béni. On savait jusqu'ici qu'ils étaient plus vieux que les granodiorites trégorroises, mais rien ne pouvait permettre de leur attribuer un âge aussi ancien.

Granite de Ploumanac'h :	303 M.A. ± 15	Rb/Sr (isochrone R.T.)
Granite de Trédrez (Plouaret - Bégard)	310 M.A. ± 9 320 M.A. ± 10	K/Ar (âge ponctuel, R.T. et biotite)
Filons doléritiques (Dolérites du Trieux)	350 M.A.	K/Ar (âge ponctuel, R.T.)
	440 M.A.	K/Ar (âge ponctuel, R.T.)
Volcanisme de Plouézec-Plourivo	472 M.A. ± 5	Rb/Sr (isochrone, R.T.)
Magmatisme alcalin et acide (Granites, micro-granites, rhyolites) :	547 M.A. ± 12	Rb/Sr (isochrone R.T.)
	555 M.A. ± 19	Rb/Sr (isochrone, R.T.)
Volcanisme de Tréguier-Paimpol	640 M.A. ± 12	Rb/Sr (isochrone, R.T.)
Plutonisme du Nord du Trégor (granites et granodiorites)	670 M.A.	K/Ar (hornblende)
Socle gneissique de Trébeurden et Port-Béni (orthogneiss)	1790 M.A. 2000 M.A. 2031 M.A.	U/Pb (zircons)

Tableau II-8 : Données radiométriques sur les événements magmatiques dans le Trégor (Rb/Sr, K/Ar, U/Pb)

b) L'âge à 472 m.a. (limite Cambrien-Ordovicien) des volcanites intermédiaires de Plouézec-Plourivo. Rappelons que ces volcanites, sur la foi des mesures anciennes en K/Ar (Rochette-Pinel et al., 1965) étaient habituellement considérées comme dévoniennes.

c) Les âges à 440 m.a. et 350 m.a. des dolérites dont on savait qu'elles étaient postérieures aux microgranites de Loguivy et antérieures au granite de Ploumanac'h, mais auxquelles il était impossible, sur des arguments géologiques, de donner un âge plus précis.

- D'autres problèmes n'ont pu être résolus par les méthodes géochronologiques : l'âge des volcanites spilitiques de la Pointe de l'Armorique - Trédrez ou celui des intrusions de Keralain - Le Taurel. En l'absence d'arguments contraires, nous continuons donc à penser que les premières appartiennent au Briovérien inférieur ou moyen (avant 670 m.a.), les secondes à la fin du Briovérien supérieur (entre 640 m.a. et 555 m.a.)

- En tenant compte de cette dernière remarque, on constate que depuis le Protérozoïque supérieur (Briovérien) jusqu'à la fin des temps hercyniens, l'activité magmatique a été pratiquement permanente dans le Trégor, dominée principalement par l'apparition de roches basiques à intermédiaires (grandes quantités de basaltes et de granodiorites); le magmatisme acide ne se manifeste qu'à la fin de chaque grand cycle : granite, microgranite et ignimbrite alcalins à la fin du cycle briovérien; granite sub-alcalin (Ploumanac'h) à la fin du cycle hercynien.

Par contre, entre le Protérozoïque supérieur et les gneiss du Protérozoïque inférieur, et même en se rappelant que certaines formations de la base du Briovérien n'ont pu être datées, force est de constater qu'il existe une période très importante, voisine du milliard d'années, dont on ne possède absolument aucun témoin. S'agit-il d'une réalité géologique ou bien d'une connaissance encore incomplète de l'ensemble des terrains constituant le Nord du Massif Armoricain ? La réponse ne peut être définitive pour l'instant. On peut cependant remarquer :

- que parmi les nombreux âges dignes de foi possédés actuellement sur le Massif Armoricain dans son entier, il n'a jamais été possible de trouver de valeurs entre 700 m.a. et 2000 m.a. (voir par exemple la carte des données radiométriques présentée par Vidal, 1976).

- Que ce cas n'est pas unique; par exemple, Charlot (1978) montre que, dans l'Anti-Atlas marocain il n'existe aucune activité magmatique entre la fin de l'orogenèse éburnéenne (aux environs de 1700 m.a.) et le début de l'orogenèse panafricaine (ou cadomienne à 680 m.a.).

Ces arguments semblent indiquer qu'il existe une longue période de vacuité au cours du Protérozoïque dans le Massif Armoricain (et plus particulièrement dans le Trégor), et que notamment, aussi bien dans cette région que dans l'Anti-Atlas, il n'y a pas de trace d'événement grenvillien ($\simeq$ 1000 m.a).

- Dernière constatation enfin, chaque fois qu'il a été possible de le déterminer, le rapport isotopique initial de tous ces magmatismes est inférieur à 0,710, même dans les roches les plus acides et les plus différenciées. Tous les magmas ont une origine profonde, mantellique, mais ont subi une plus ou moins grande contamination au cours de la traversée du socle et de leur mise en place.

Nous allons reprendre ce dernier point, plus en détail dans les pages suivantes.

Chapitre II

Géochimie du Strontium : origine des magmas dans le Trégor

I - INTRODUCTION.

Depuis les premiers travaux de Faure et Hurley (1963) ou de Hedge et Walthall (1963) qui ont attiré l'attention sur l'importance des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans la compréhension de l'origine des magmas, de nombreux auteurs ont utilisé les isotopes du strontium comme traceurs pour interpréter l'origine des roches ignées ou, le plus souvent, pour tester des modèles de contamination de roches mantelliques par une croûte continentale plus ancienne (voir par exemple parmi les derniers travaux : Vidal, 1972 ; Vitrac-Michard et Allègre, 1975 ; Montigny, 1975 ; Hamet et Allègre, 1976 ; Vidal, 1976; etc...).

Ceci nécessite avant tout, bien entendu, la connaissance de la valeur du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans le manteau et celle de son évolution au cours du temps. Il n'est pas question ici de refaire l'historique des travaux sur le manteau; nous retiendrons simplement les données de Faure et Powell (1972). Au moment de la formation du système solaire, le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ était de 0,699 (exactement : 0,69899 ; Papanastassiou et Wasserburg, 1969). Cette valeur il y a 4,6 milliards est connue sous le nom de BABI (Basalt Achondrite Best Initial). Actuellement, les différents basaltes arrivant à la surface de la terre ont des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ variant entre 0,702 et 0,706 (MORB et îles océaniques liées à des hot-spots), traduisant dans le manteau une hétérogénéité apparue précocement pour les uns (c'est à dire existant déjà au cours de l'Archéen > 2500 m.a.), plus tardivement pour les autres (aux environs de 1500 - 2000 m.a.). La valeur moyenne actuelle du manteau proposée par De Paolo et Wasserburg (1976) est de 0,7045. Ces deux valeurs du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,699 et 0,7045) permettent de tracer sur un diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) T, la droite d'évolution de la composition isotopique du manteau au cours des 4,6 milliards d'années qui représentent l'âge de la Terre. On connaît donc, à chaque époque, la valeur théorique du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ que doit posséder un magma en provenance du manteau (fig. n°II-10).

Sur ce même type de diagramme on peut d'autre part, connaissant l'âge de la mise en place d'un magma, son rapport isotopique initial et la valeur actuelle du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, tracer la droite d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la roche formée à partir de ce magma et mettre ainsi en évidence les modifications subies par cette roche lors d'événements géologiques postérieurs à sa mise en place (anatexie, contamination, etc...). C'est l'exploitation de ce type de diagramme que nous avons voulu faire ici. D'autres auteurs ont eu la même démarche (Vitrac-Michard et Allègre, 1975, en particulier sur les Pyrénées Orientales) ; Vidal (1976) a utilisé ce type de démonstration pour mettre en évidence, dans le Massif Armoricain, le développement d'une croûte continentale de plus en plus impliquée dans la genèse des magmas granitiques au cours des temps paléozoïques (cycle hercynien au sens large).

Nous nous intéresserons dans cette discussion uniquement au domaine nord-armoricain.

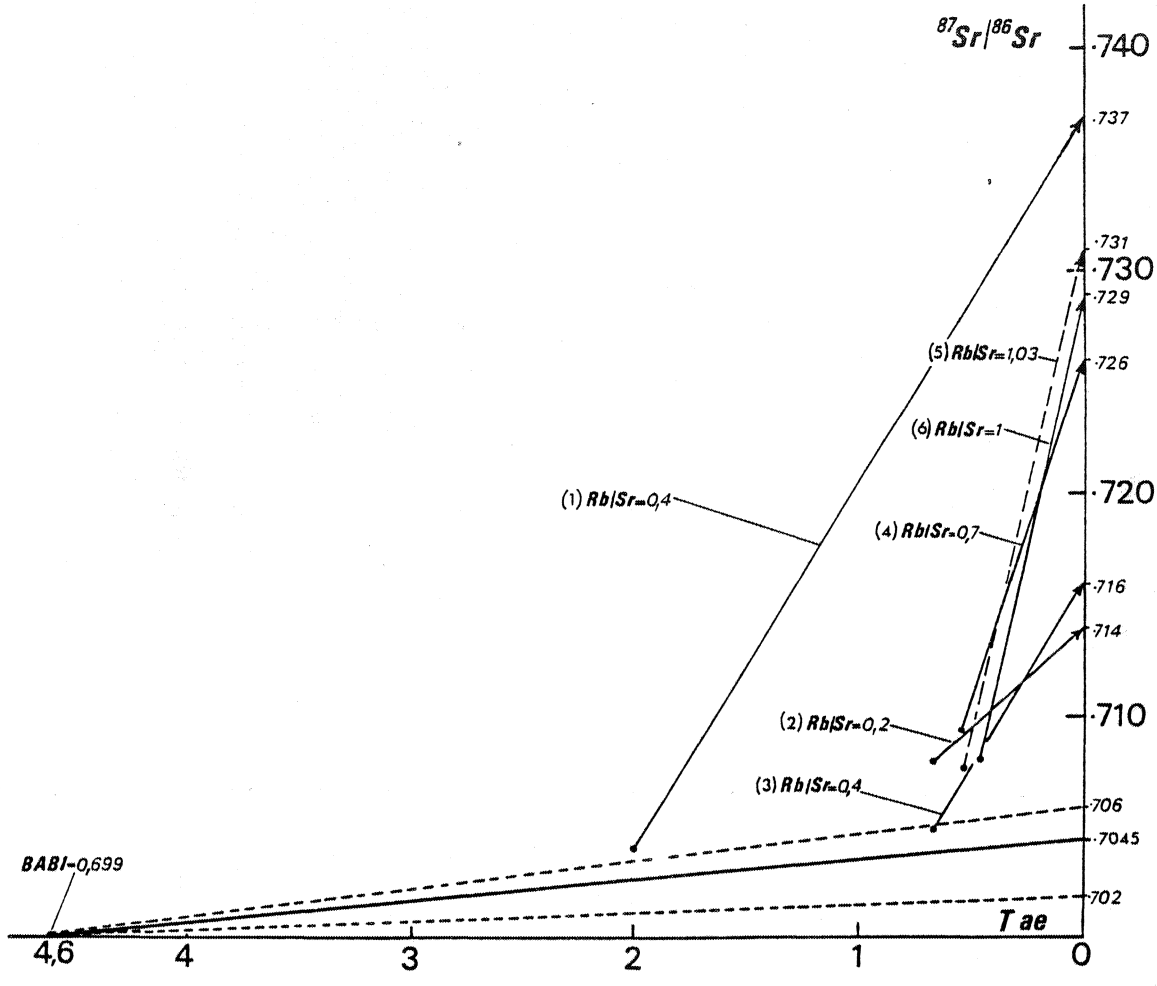


Fig.II-10 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) T montrant l'évolution du manteau, du socle protérozoïque inférieur et des différentes roches magmatiques briovériennes et paléozoïques du Trégor.
(1) Socle protérozoïque inférieur
(2) Batholite nord-trégorrois
(3) Kératophyres de Tréguier
(4) Granite de Porz-Scarff et microgranites de Loguivy.
(5) Ignimbrites de Lézardrieux.
(6) Volcanites de Plouézec.

II - ORIGINE DES MAGMAS.

A) Le socle gneissique ancien (2000 m.a. - 1800 m.a.).

Le Nord du Massif Armoricain est la seule région dans toute la branche nord de l'orogène hercynien où la présence d'un socle protérozoïque inférieur a pu être mise en évidence directement. Pour connaître la genèse des magmas plus jeunes et la part contributive éventuelle de ce socle, il est important d'en suivre l'évolution isotopique du cours du temps.

Le modèle d'évolution présentée ici (fig. n°II-10) repose sur les mesures (57) suivantes : 30 proviennent des Iles anglo-normandes, Guernesey et Aurigny (Adams, 1967); 10 concernent les gneiss du Cap de la Hague (Leutwein, et al., 1973); 17 ont été faites par Vidal (1976) sur les gneiss de Trébeurden et de Port-Béni.

Les résultats figurent dans le tableau suivant :

	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel
Valeurs moyennes (57 analyses).	139,5	348,2	0,40	0,737

Tableau n°II-9

Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ moyen actuelcalculé pour les gneiss à 2 milliards d'années est donc de l'ordre de 0,737. Remarquons dès à présent qu'il s'agit seulement d'une valeur approchée car les mesures fournies par les différents auteurs intéressent la plupart du temps des roches à composition plus ou moins granodioritique ainsi qu'en témoignent en particulier les valeurs de Sr et de Rb/Sr. Or, dans ce socle ancien (voir description des gneiss de Trébeurden et de Port-Béni), il existe des amphibolites correspondant sans doute à d'anciens basaltes tholéitiques dont les valeurs Rb/Sr sont certainement beaucoup plus faibles

(de l'ordre de 0,01 - 0,02 ; Armstrong, 1968). La valeur donnée ici est donc déformée par le choix de l'échantillonnage. Ceci est tout de même tempéré par le fait que, dans le problème qui nous intéresse, celui de la participation du socle à la genèse de magma, il est plus important de connaître les valeurs $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans des roches granitiques ou granodioritiques que dans les amphibolites, puisqu'à priori s'il y a palingenèse, celle-ci affectera préférentiellement les roches à composition de granitoïdes.

Sur ces gneiss anciens, et quels que soient les auteurs, il n'a jamais été obtenu avec certitude d'isochrone, donc de rapports isotopiques initiaux précis (dispersion liée aux multiples événements qui ont affecté ce socle après sa formation). Néanmoins :

-Les chiffres donnés par Adams (1967) sont les suivants :

$I = 0,7028 \pm 0,0044$
$= 0,7054 \pm 0,0024$
$= 0,7016 \pm 0,0015$
$= 0,7027 \pm 0,0016$

-Leutwein et al. (1973) donnent les rapports suivants :

$I = 0,7001$
$= 0,7003$

-Vidal (1976), pour les gneiss du Trégor, ne donne pas de rapport initial, car aucune isochrone n'est tracée. Néanmoins, les droites enveloppant aussi bien les gneiss de Port-Béni que ceux de Trébeurden, se situent à l'origine aux environs de 0,704. Les valeurs fournies par Leutwein et al. (1973) nous paraissent peu probables, car à cette époque (2000 m.a.), le manteau avait déjà une composition moyenne de l'ordre de 0,7028 (fig. n°II-10). Aussi retiendrons nous, d'une manière un peu arbritaire, comme valeur approximative du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial moyen de ces gneiss le chiffre de 0,704 qui est compatible avec les données de Adams et de Vidal (*).

(*) De toute façon, ceci n'a guère d'implication sur les conclusions que nous pourrons tirer plus tard de ce diagramme; quelle que soit la valeur de I et celle du rapport Rb/Sr moyen, le champ d'évolution des roches à 2000 m.a. reste très au dessus de celui des toutes les roches magmatiques que nous allons étudier. La seule incidence de ce choix se situe au niveau des modèles de contamination qu'on peut calculer (voir paragraphe consacré aux ignimbrites rhyolitiques).

Connaissant l'âge du socle, son rapport Rb/Sr moyen et la valeur approximative de I, on peut tracer la droite d'évolution de ce socle qui nous servira de référence pour les magmatismes postérieurs.

B) Le batholite granitique et granodioritique de Perros-Guirec - Bréhat.

Ne possédant actuellement ni mesure d'âge ni données isotopiques précises sur les volcanites supposées du Briovérien inférieur à moyen de l'Armorique - Trédrez, nous ne pouvons les prendre en considération dans cette étude. Nous passons donc directement à l'examen des données relatives au complexe plutonique nord-trégorrois.

Nous avons vu précédemment que l'âge de ce batholite se situait vraisemblablement aux alentours de 670 m.a., mais l'absence d'isochrone ne permet pas d'avoir un rapport isotopique initial exact. La seule indication nous est donnée par la droite de référence à 665 m.a., qui coupe l'axe des ordonnées aux environs de 0,707 - 0,708. Nous retiendrons la valeur de 0,708 comme valeur I pour le complexe, sachant bien qu'il ne s'agit là que d'une valeur très approximative.

Sur l'ensemble des granites et granodiorites de divers types, nous possédons 21 mesures de Rb et de Sr et nous pouvons calculer la valeur moyenne du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. Les résultats figurent dans le tableau ci-dessous :

	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel
Valeurs moyennes (21 analyses).	97	441	0,22	0,714

Tableau n°II-10.

La droite d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est représentée sur la figure n°II-10.

Nous constatons que :

- Les granitoïdes du Trégor ne peuvent provenir de la refusion du socle daté à 2000 m.a., en effet, aux environs de 670 m.a., le rapport isotopique de ce dernier était déjà de l'ordre de 0,726, c'est à dire beaucoup trop élevé.

- Il ne s'agit pas non plus d'un produit de différenciation pure et simple du manteau, car celui-ci, toujours aux environs de 670 m.a., avait une valeur isotopique moyenne de l'ordre de 0,7038.

Le modèle le plus simple consiste par conséquent à envisager pour les magmas qui ont donné naissance au complexe de Perros-Guirec - Bréhat une origine dans des conditions mantelliques avec intervention d'une contamination relativement importante par le socle; ceci confirme l'hypothèse proposée précédemment.

Etant donné les approximations faites sur le rapport isotopique initial de ces granites et granodiorites, il serait illusoire de vouloir quantifier le modèle proposé.

Nous en resterons donc à l'hypothèse d'une origine juvénile ou profonde avec contamination crustale.

C) Les volcanites de Tréguier.

Sur ce type de matériaux, les données sont moins nombreuses que dans le cas précédent mais plus précises.

L'âge est de 640 m.a. et le rapport isotopique initial de 0,7048. La droite d'évolution de ce rapport peut être déterminée, comme précédemment, en calculant la valeur moyenne du rapport Rb/Sr. Nous avons simplement retenu les valeurs correspondant aux tufs kératophyriques, car ce sont eux qui définissent l'isochrone de la fig. n°II-4. Les valeurs figurent dans le tableau ci-dessous (moyenne des 7 valeurs figurant dans le tableau n°II-3).

	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel
Valeurs moyennes (7 analyses).	131	302,3	0,43	0,716

Tableau n°II-11

La figure n°II-10 montre que l'origine de ces volcanites est très vraisemblablement mantellique. Il est en tout cas impossible que ces volcanites proviennent de la fusion du socle sous-jacent car, à cette époque, il a un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ supérieur à 0,7265. Même en imaginant la fusion d'une partie de ce socle exceptionnellement peu radiogénique, ceci nécessiterait une roche mère ayant un rapport Rb/Sr extrêmement faible, inférieur à 0,005 (celui du manteau moyen) et inconnu jusqu'ici dans une croûte continentale. Comme d'autre par le taux de fusion nécessaire pour conserver le rapport Rb/Sr originel est très élevé la roche source doit être sinon la même du moins comparable à la roche d'arrivée et on voit mal comment une roche de type kératophyre pourrait avoir un rapport Rb/Sr aussi faible.

Y-a-t-il contamination ou non? La valeur de 0,7048 est compatible avec une origine mantellique sans contamination (voir figure n°II-10). Toutefois, la limite supérieure d'évolution du manteau correspond plutôt à des volcanites de type intraplaques (liées aux "hot-spots"); ce n'est pas le cas pour les volcanites briovériennes du Trégor. Aussi vaut-il mieux faire référence à la valeur $^{87}Sr/^{86}Sr$ du manteau moyen à cette époque (640 m.a.) qui était de l'ordre de 0,7039. La contamination résulte alors principalement du socle gneissique très fortement radiogénique à cette époque et, peut être aussi, des granodiorites trégorroises que ces volcanites ont dû traverser pour parvenir à la surface.

On ne peut totalement oublier non plus que ces volcanites se sont mises en place en domaine marin et qu'il y a peut être eu contamination, même légère, par l'eau de mer. Cette hypothèse n'est pas à éliminer à priori car à cette époque, l'eau de mer avait un rapport isotopique de l'ordre de 0,707 (Faure et Powell, 1972 ; Brass, 1976 ; Brass et Turekian, 1977 ; Spooner, 1977) donc suffisant pour augmenter le rapport isotopique initial du magma.

Il n'est pas possible de quantifier le rôle joué par chaque "contaminant" éventuel. Pour revenir à notre propos initial, nous retiendrons simplement que là encore le socle ancien du Trégor a joué selon toute vraisemblance un rôle passif dans la genèse des magmas du Protérozoïque terminal, n'intervenant que comme agent possible de leur contamination.

D) Diorites de Keralain et du Taurel.

Nous avons vu que les tentatives de datation par la méthode Rb/Sr des diorites de Keralain et du Taurel n'avaient pas abouti. Il n'y a pas d'isochrone mais le rapport isotopique initial peut être estimé aux alentours de 0,704 (fig.n°II-5). On peut d'ailleurs remarquer que toutes les intrusions granitiques, granodioritiques ou dioritiques fini-cadomiennes auxquelles je rapporte les roches de Keralain ou du Taurel ont des rapports isotopiques initiaux à caractère mantellique (Vidal, 1976).

Pour ne citer qu'un exemple, le plus voisin du Trégor, la diorite de St-Quay-Portrieux, dont l'âge est de 583 ± 40 m.a., a un rapport initial I = 0,7049 ± 0,0002, c'est à dire très voisin de celui des volcanites trégorroises (voir § C ci-dessus). Si les diorites de Keralain et du Taurel se rattachent aux autres magmatismes fini-cadomiens du Nord du Massif Armoricain, on constate là encore que le socle à 2000 m.a. ne contribue pas à la genèse de ces magmas.

E) Le magmatisme éocambrien (granite de Porz-Scarff, microgranites de Loguivy, ignimbrites de Lézardrieux).

Nous avons déjà abordé plus haut le problème de l'origine de ces magmas à propos de la différence des valeurs I dans les ignimbrites et les granites-microgranites. Nous avons envisagé l'hypothèse d'une origine mantellique avec contamination crustale que nous pouvons maintenant vérifier sur le diagramme de la figure n°II-10.

1) Granite de Porz-Scarff - Microgranites de Loguivy :

Le tableau ci-dessous (tableau n°II-12) donne les valeurs moyennes du magma calculées sur 11 analyses.

	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel
Valeurs moyennes (11 analyses).	111	153,8	0,722	0,726

Tableau n°II-12.

On constate immédiatement que ce magma ne peut pas provenir de la remobilisation par refusion du socle ancien puisque, à la même époque, ce dernier avait déjà un rapport isotopique de l'ordre de 0,728. Le rapport isotopique du manteau à la même époque est voisin de 0,704.

Il en résulte que selon toute vraisemblance le magma qui a donné naissance à ces roches est bien d'origine profonde et qu'une contamination est intervenue, relativement importante, liée sans doute au socle fortement radiogénique à cette époque mais peut-être aussi en partie au socle granodioritique déjà vieux de plus d'une centaine de millions d'années lors de la mise en place de ces roches granitiques.

2) Les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux :

Pour établir la droite d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de ces roches, nous avons retenu la totalité des données que nous possédons, à savoir 12 mesures recouvrant l'ensemble de ces volcanites connues dans la région (Paimpol, Lézardrieux, Les Héaux). Nous savons que l'âge est de 547 m.a. avec un I = 0,7076.

Les valeurs moyennes calculées sont les suivantes (tableau n°II-13).

	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel
Valeurs moyennes (12 analyses).	140,9	136,3	1,03	0,731

Tableau n°II-13.

Là encore la figure n°II-10 montre à l'évidence que l'origine des ignimbrites ne peut être recherchée dans la refusion du socle sous-jacent et que l'origine est là aussi profonde avec une contamination par le socle ancien (et peut-être également par les granodiorites).

Remarque :

L'examen de la figure n°II-10 permet, du point de vue théorique, une autre explication de la genèse des rhyolites. On remarque en effet, que le point correspondant au rapport isotopique initial des rhyolites se situe (aux incertitudes analytiques près) sur la droite d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des kératophyres de Tréguier. Ceci veut dire qu'il serait théoriquement possible de trouver l'origine du magma rhyolitique dans une refusion partielle de ces kératophyres aux environs de 550 m.a.

Si géochimiquement (du moins en ce qui concerne les éléments majeurs) ce modèle est possible, par contre il ne peut, pour des raisons géologiques évidentes être soutenu; les kératophyres ont toujours constitué la partie superficielle de la croûte et le métamorphisme y est toujours très faible (pas de schistosité et de tectonique importante, métamorphisme épi). A plus forte raison, elles n'ont pas subi de réchauffement suffisant pour y provoquer une refusion, même partielle (voir également p. 570).

Une autre hypothèse permet d'éliminer la contamination : le magma qui a donné naissance aux kératophyres se sépare en plusieurs fractions; l'une donne aux environs de 640 m.a. les kératophyres; l'autre demeure en profondeur et son rapport isotopique évolue en fonction du rapport Rb/Sr du magma ($\simeq 0,4$) jusqu'à 0,7076 valeur atteinte à l'époque de remontée du magma et d'émission soit environ 547 m.a. Cette hypothèse est cependant assez difficile à soutenir en particulier pour des raisons physiques; comment imaginer en effet qu'un magma rhyolitique, donc peu dense, puisse séjourner pendant une période aussi longue (de l'ordre de 90 à 100 m.a.) au niveau du manteau (pas de contamination crustale dans ce cas) beaucoup plus dense. Ce processus de scission du magma primitif en deux parties n'explique pas non plus les différences notables observées entre les kératophyres et les rhyolites au niveau des éléments majeurs (SiO_2, CaO, alcalins, Fe_2O_3, MgO en particulier).

En résumé, on constate donc que le magmatisme éocambrien du Trégor est un magmatisme juvénile, d'origine profonde qui ne résulte pas de l'anatexie du socle ancien (2000 m.a) connu dans la région. Le seul rôle joué par ce dernier est une contamination plus ou moins importante selon que le magma est parvenu à la surface (rhyolite) ou est resté bloqué dans la croûte (granite-microgranites).

Il y a de nombreuses façons d'envisager une contamination. La plus simple consiste à supposer que certains fragments du socle, arrachés par le magma lors de son ascension, fondent entièrement et se diluent d'une manière homogène dans le magma juvénile. Il s'agit alors d'un mélange dont le résultat constitue le véritable parent des roches que l'on observe actuellement. Beaucoup de chercheurs se sont intéressés à ce problème du mélange et, en utilisant les teneurs en strontium d'une part, les compositions isotopiques d'autre part, ont cherché à retrouver l'origine des magmas à composition granitique. Sous des formulations différentes, les travaux de l'équipe de Paris (Vitrac-Michard et Allègre, 1975 ; Hamet et Allègre, 1977 par exemple) ont consisté à établir des modèles quantitatifs pour tenter de mesurer les proportions de chaque fraction participant à ce mélange.

En appliquant ce type de calcul, il nous a paru intéressant, du moins en ce qui concerne les roches de l'Eocambrien, d'essayer d'estimer les proportions de socle qui pouvaient être intervenues de cette manière pour contaminer le magma parent des granites, microgranites et ignimbrites du Trégor.

La formulation utilisée est celle proposée par Hamet et Allègre (1976) à propos des formations granitiques de la Montagne Noire.

En appliquant la formule :

$$R_I = Rm\ \mu + Rc\ (1-\mu) \qquad (1)$$

on peut obtenir la valeur de μ qui représente le rapport

$$\frac{Sr_m}{Sr_m + Sr_c}$$

Il est alors possible de calculer α qui correspond à la quantité de matériel mantellique contenu dans le mélange et qui s'exprime par la relation :

$$\alpha = \frac{1}{\frac{(1-\mu)}{\mu}\,\frac{(Sr)_m}{(Sr)_c} + 1} \qquad (2)$$

R_I = rapport isotopique initial de la roche.

R_m = rapport isotopique du manteau au moment de la formation de la roche.

R_c = rapport isotopique du socle contaminant au moment de la formation de la roche.

$(Sr)_m$ = teneur en strontium du manteau.

$(Sr)_c$ = teneur en strontium du socle.

En ce qui concerne le magmatisme éocambrien du Trégor, nous connaissons :

- l'âge que nous fixons à 550 m.a. pour les différentes roches (granite, microgranite, ignimbrites).
- Le R_I qui est : 0,7076 pour les ignimbrites.
  : 0,7094 pour le granite et les microgranites.
- Le R_m qui est de l'ordre de 0,7040 (fig. n°II-10).
- Le R_c qui est de l'ordre de 0,7278 (fig. n°II-10).
- Le $(Sr)_m$ estimé à 120 ppm (Shaw, 1972 a)*.
- Le $(Sr)_c$ qui est de 348 ppm.

Ces différentes valeurs nous permettent d'obtenir les résultats suivants en appliquant les équations (1) et (2).

$\alpha \simeq$ 0,95 pour les ignimbrites

$\alpha \simeq$ 0,90 pour les granite-microgranites.

Comme la valeur de α devient égale à 1 dans le cas où il n'y a pas de contamination (le facteur $\frac{1-\mu}{\mu}$ devient nul), on constate que dans le cas de la contamination la plus importante, la quantité de socle inclue dans le mélange atteint à peine 10%; cette quantité s'abaisse aux environs de 5% dans le cas des ignimbrites rhyolitiques.

Il ne s'agit là, bien sûr, que d'une évaluation de l'ordre de

---

* $(Sr)_m$ ne représente pas la valeur du manteau mais celle de la croûte océanique (Shaw, 1972 a). Nous avons retenu cette valeur car elle est sans doute la plus proche de celle de la région source imaginée pour les roches trégorroises (voir chapître Terres Rares).

grandeur de la participation de la croûte à la genèse de magma qui a donné naissance à la suite plutonique et volcanique éocambrienne du Trégor. En particulier, dans ce calcul il n'a pas été tenu compte de l'éventuelle participation des granites et granodiorites datés à 670 m.a. qui, eux aussi, ont pu jouer un rôle dans cette contamination.

F) Les magmatismes paléozoïques.

En ce qui concerne les volcanismes fissuraux doléritiques, nous ne possédons aucune donnée relative à la géochimie isotopique du Sr. Nous ne les traiterons donc pas dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) T.

Le volcanisme intermédiaire de Plouézec-Plourivo a donné un âge de 472 ± 5 m.a. avec un rapport I = 0,7080 ± 1. Les valeurs de Rb et Sr figurant dans le tableau n°II-14 nous permettent de calculer les valeurs moyennes suivantes :

	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel
Valeurs moyennes (12 analyses).	92,7	86,9	1,07	0,729

Tableau n°II-14.

Il s'agit là encore d'un magmatisme juvénile, d'origine profonde, contaminé vraisemblablement par le socle ($^{87}Sr/^{86}Sr \simeq 0,729$ à cette époque) et éventuellement par les granodiorites ($^{87}Sr/^{86}Sr \simeq 0,7105$).

On notera simplement la pente de la droite d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de ces volcanites, très forte, liée à un rapport Rb/Sr exceptionnellement élevé (1,07), lui-même résultant avant tout d'une très faible teneur moyenne de ces roches en strontium. Au point de vue minéralogique, ces roches très plagioclasiques paraissent être des andésites ou des trachy-andésites. Les roches de ce type n'ont jamais de teneur aussi faible en strontium (celle-ci est généralement supérieure à 300 ppm) et le rapport Rb/Sr est en général de l'ordre de 0,1 à 0,3 (voir par exemple Lefèvre et al., 1974).

Il y a là un problème géochimique mais il n'est pas question, en l'absence de toute donnée en particulier sur les éléments majeurs, de pouvoir expliquer cette composition en Rb et Sr.

Remarque :

Etant donné la position du point de départ de la droite d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de ces volcanites par rapport à celles de Tréguier, on pourrait, comme dans le cas des ignimbrites, invoquer une origine des andésites de Plourivo par fusion, aux environs de 470 m.a., des tufs de Tréguier. On peut apporter ici les mêmes objections d'ordre géologique que celles faites à propos de l'origine des ignimbrites.

Enfin pour terminer, rappelons que Vidal (1976) a obtenu pour le granite de Ploumanac'h (303 $\pm$ 15 m.a.) un rapport isotopique I = 0,7058 $\pm$ 0,0004 (faciès La Clarté et Canton). Cette valeur de I confirme l'origine profonde et sans doute mantellique de ce granite, contaminé légèrement par le socle dans lequel il s'est mis en place à la fin des temps hercyniens.

III - CONCLUSION.

Le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) T a permis de démontrer le caractère juvénile de l'ensemble des magmatismes reconnus dans le Trégor depuis le Protérozoïque supérieur jusqu'à la fin de l'Hercynien. Ceci se manifeste par la valeur relativement faible des rapports isotopiques initiaux des différents magmas qui n'atteint jamais 0,710, oscillant entre 0,7048 et 0,7094. La conclusion la plus importante que l'on peut en tirer (comme l'avait déjà proposé Vidal, 1974 et 1976) est que le socle gneissique ancien n'intervient pas dans la genèse des magmatismes successifs observables dans cette région nord du Massif armoricain. Il provoque simplement une contamination plus ou moins importante suivant les cas.

Le Trégor ne représente qu'une faible partie de ce domaine nord-armoricain et les données sont peu nombreuses. Nous pouvons néanmoins élargir le problème en nous servant des nombreuses mesures effectuées par Adams (1967), Vidal (1976) et Peucat et al., (à paraître) sur l'ensemble des domaines domnonéen

et mancellien. Nous possédons alors environ 25 valeurs de I correspondant à des magmatismes d'âge et de nature variés. On s'aperçoit là encore, qu'à une exception près (les leucogranites mancelliens à 525 m.a. pour lesquels I = 0,716), la plupart des valeurs de I sont inférieures à 0,710 compatibles donc avec une origine profonde des magmas (origine mantellique) avec contamination crustale. De plus, le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) T (fig. n°II-11 a) ne fait apparaître aucune corrélation évidente entre les valeurs de I et l'époque de mise en place. Or on sait que Vidal (1974, 1976) avait mis en évidence dans le Massif Armoricain une augmentation progressive de ces mêmes rapports isotopiques initiaux depuis 650 m.a. et pendant tout le Paléozoïque jusqu'aux environs de 285 m.a. (Vidal, 1976 ; fig. 74),montrant ainsi la participation de plus en plus active de la croûte continentale en formation à la genèse des magmas en particulier granitiques et granodioritiques. Cette conclusion est certainement fondée en ce qui concerne les domaines centre et sud-armoricain ainsi que le montre la fig. n°II-11 (b) sur laquelle ont été reportées uniquement les données intéressant ces domaines et bien illustrée par l'exemple du complexe de Lanvaux (L_1 - L_2 - L_3). Par contre, il est difficile de l'appliquer aux régions nord-armoricaines et la fig. n°II-11 (a et b) montre le contraste existant entre ces différentes parties du Massif Armoricain.

C'est ce contraste que nous retiendrons pour l'instant; il s'appuie non seulement sur les remarques que nous venons de faire à propos de la géochimie isotopique du Sr, mais également sur le fait que dans le domaine nord, et particulièrement dans le Trégor, la plus grande partie de l'histoire géologique inventoriable est anté-cambrienne alors qu'à l'inverse, dans les domaines plus méridionaux (au Sud du cisaillement sud-armoricain notamment), l'essentiel des événements reconnaissables appartient au Paléozoïque et à l'Hercynien au sens large.

Enfin, nous achèverons ce chapitre consacré à la géochimie du strontium par la remarque suivante : Condie (1973) a mis en évidence une relation entre les teneurs en Rb et Sr des séries magmatiques (volcaniques en particulier) liées aux zones de subduction et l'épaisseur de la croûte continentale que doivent traverser ces magmas lors de leur mise en place. Si nous reportons dans le diagramme de Condie (Rb (f) Sr ; fig. n°II-12) l'ensemble des données dont nous disposons

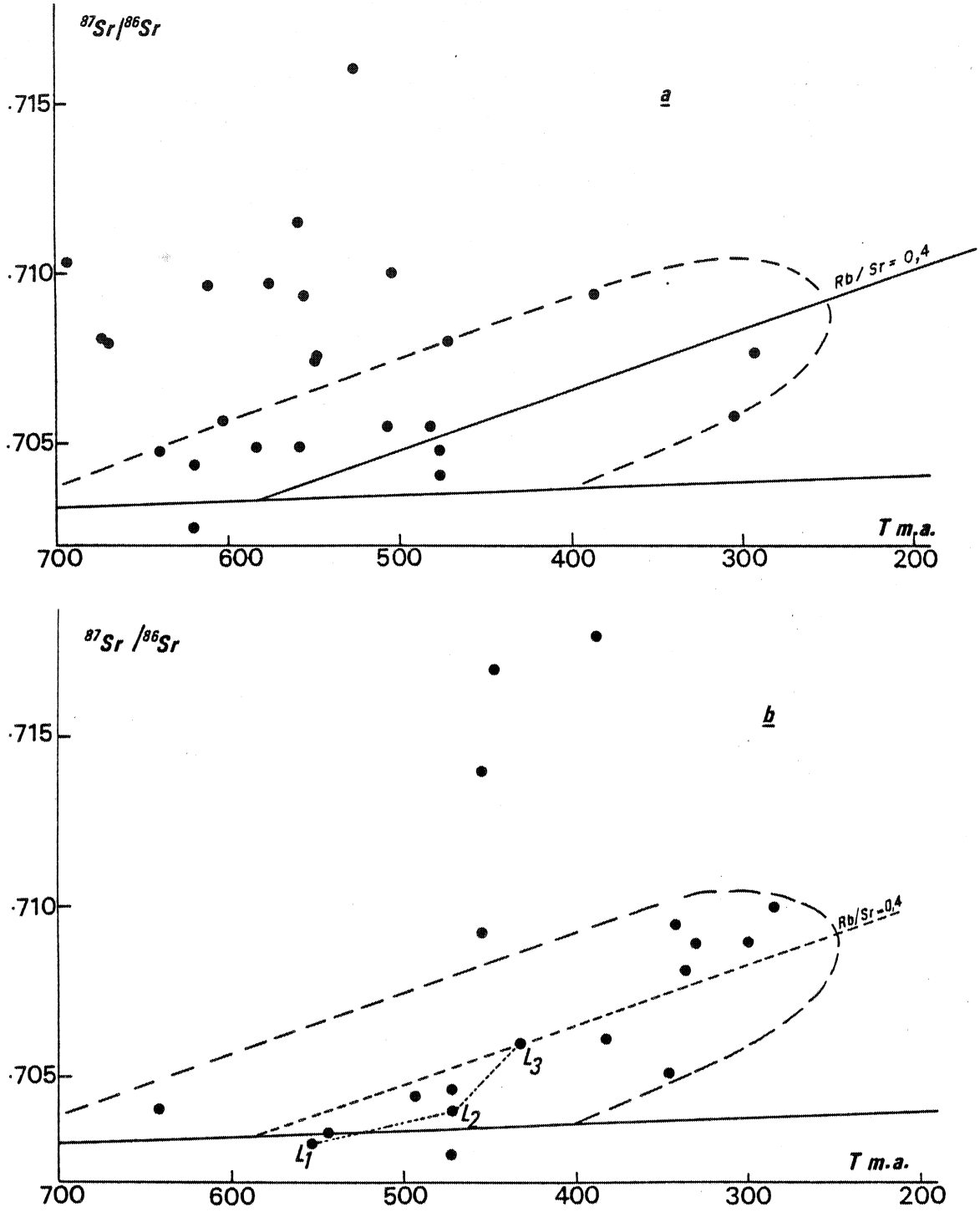


Fig.II-11 : Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ (f) T (a) pour les magmatismes nord-armoricains (données de Vidal, 1976 ; Adams, 1967 et 1976, Peucat et al., 1978). (b) pour les magmatismes des domaines central et méridionaux du Massif Armoricain (données de Vidal, 1976). L_1 - L_2 - L_3 = massif de Lanvaux.

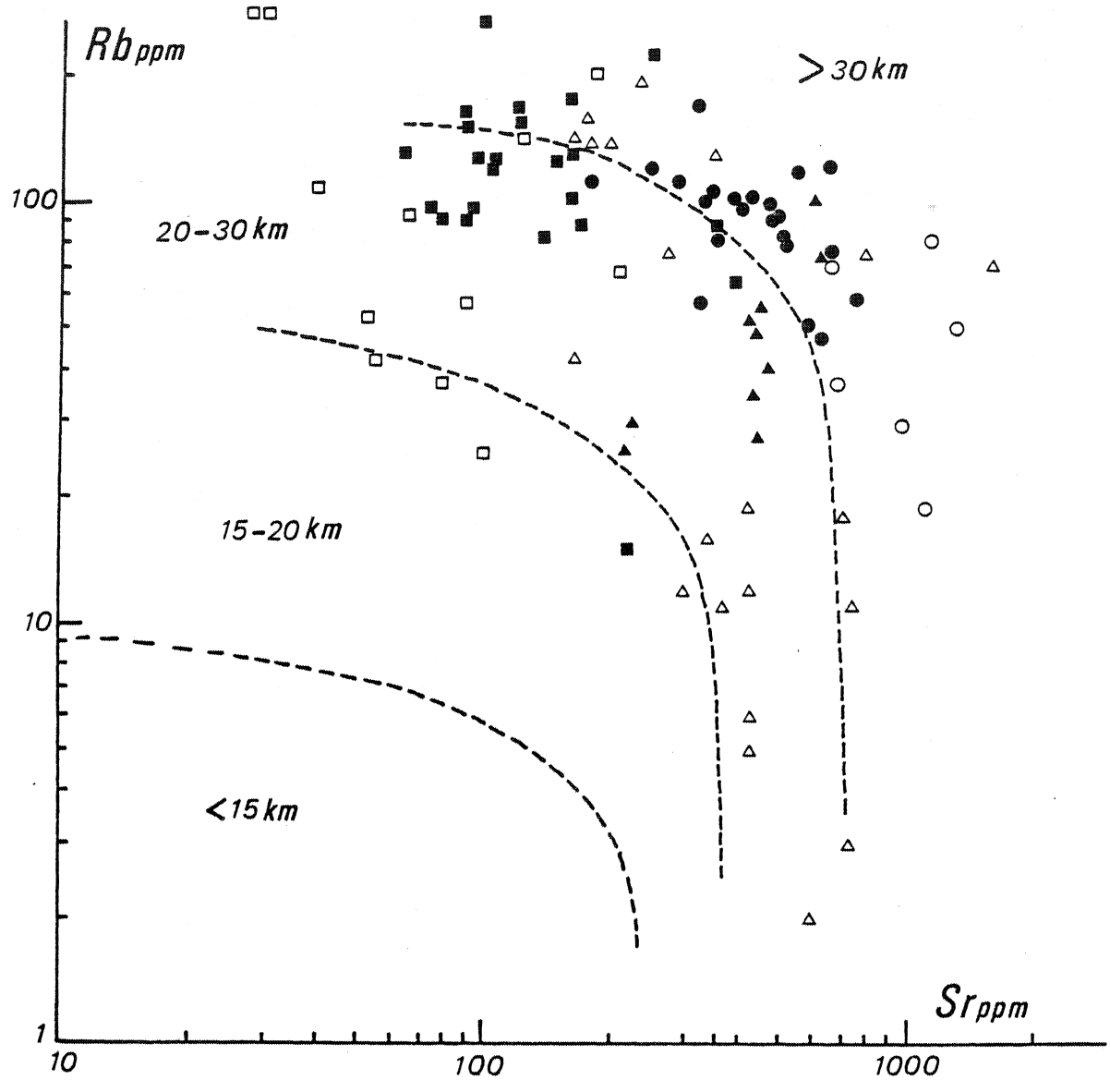


Fig.II-12 : Diagramme de Condie (1973) montrant les teneurs en Rb et Sr des roches magmatiques en fonction de l'épaisseur de la croûte continentale traversée.

- ● Granodiorites et granites du batholite nord-trégorrois.
- △ Spilites et kératophyres du domaine sud-trégorrois.
- ○ Diorites de Keralain et du Taurel.
- ■ Magmatisme acide et alcalin éocambrien.
- ▲ Filons du domaine nord-trégorrois (dolérites, albitophyres).
- □ Volcanites de Plouézec-Plourivo.

sur le Trégor (*), nous constatons que pratiquement tous les points représentatifs des différentes roches magmatiques trégorroises se situent dans le champ indiquant la présence d'un socle d'épaisseur supérieure à 20 kms. Ceci est en accord parfait avec les données géophysiques sur la partie nord du Massif Armoricain (J.P. Lefort et J.L. Vigneresse, communication orale) et confirme ainsi l'existence, dès le début du Briovérien, d'une croûte continentale importante dans ce secteur.

(*) Y compris des mesures non publiées effectuées lors de programmes de géochronologie ou de recherche d'éléments traces.

Chapitre III

La genèse des magmas dans le Trégor : apport de la géochimie des Terres Rares

I - INTRODUCTION.

Au cours des chapitres précédents, nous avons fait appel à divers éléments-traces pour préciser la nature chimique, le cadre de mise en place et l'origine des diverses roches magmatiques du Trégor (Zr, Y, Sr et Rb en particulier).

Parmi les autres éléments-traces (teneurs inférieures à 0,1% = 1000 ppm), il existe un groupe d'éléments extrêmement important, la série des Lanthanides ou Terres Rares. Depuis les premiers travaux de Green et Ringwood (1967) et de Gast (1968) qui ont reconnu et défini le comportement particulier de ces éléments ("éléments incompatibles") dans les processus de genèse et d'évolution des magmas (au cours de la fusion partielle ou de la cristallisation

fractionnée), l'étude de ces constituants chimiques a pris un essort considérable et depuis une dizaine d'années a fait l'objet d'un nombre extraordinaire de publications, constituant à elle toute seule une spécialité dans les Sciences de la Terre. Une des voies les plus intéressantes ouvertes par cette géochimie consiste à caractériser les divers cadres géotectoniques dans lesquels se forment les volcanites actuelles. Les premiers de ces travaux sont dûs à Gast (1970) et à Schilling (1971) qui ont ainsi défini, en fonction de leurs spectres de Terres Rares, les différentes roches basaltiques apparaissant dans les zones tectoniques (rides médio-océaniques, zones de subduction) et les zones atectoniques (volcanisme intraplaque ou de point chaud). Depuis, de très nombreuses études portant sur des roches paléovolcaniques tendent à reconstituer, grâce à ces marqueurs privilégiés et en se fondant sur le principe actualiste, les mécanismes et les possibilités de fonctionnement de la tectonique globale au cours des différentes étapes de l'histoire de la Terre.

Ce genre d'étude est rendu possible par le fait que les Terres Rares, mieux que tout autre élément-trace, sont considérées comme immobiles ou très peu mobiles lors des phénomènes de métamorphisme. Ceci est évidemment très important car la plupart des séries paléovolcaniques ont été métamorphisées plus ou moins intensément au cours de l'histoire géologique qui a suivi leur formation. Grâce à la géochimie des Terres Rares, on a pu retrouver ainsi le cadre géotectonique de mise en place de nombreuses séries volcaniques anciennes, y compris archéennes. L'un des résultats les plus spectaculaires est en particulier la caractérisation de la plupart des complexes ophiolitiques comme d'anciens témoins de plancher ou de croûte océanique (voir par exemple : Montigny et al., 1973 ; Allègre et al., 1973 ; Montigny, 1975 en ce qui concerne les ophiolites méditeranéennes).

Un aspect plus théorique de la genèse des magmas a pu être également développé grâce notamment aux Terres Rares. Il consiste à quantifier les modèles de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle. Gast (1968) a montré comment il est possible, connaissant les coefficients de partage des éléments chimiques entre les différentes phases présentes (bain et cristaux), de calculer les modifications de la répartition des traces dans les différents termes d'une suite magmatique évoluant soit par cristallisation fractionnée, soit par fusion partielle.

Depuis ces premiers travaux de Gast, l'aspect quantitatif de la géochimie des Terres Rares a pu être affiné notamment grâce à l'amélioration des équations théoriques régissant le comportement des éléments dans les différents mécanismes de production des magmas (équations de Shaw, 1970, 1972 en particulier) et grâce aussi à une meilleure connaissance des coefficients de partage minéraux/liquides à l'intérieur même de ces magmas (Gast, 1968 ; Schneltzer et Philpotts, 1968, 1970 ; Shih, 1972 ; Drake et Weill, 1975 ; Schimizu et Kushiro, 1975 par exemple). Il n'en reste pas moins que tout cet aspect quantitatif de la géochimie reposant sur les éléments traces et notamment sur les Terres Rares, doit être considéré avec une certaine prudence et regardé simplement comme fournissant des modèles possibles mais toujours hypothétiques.

En particulier, ces calculs nécessitent fréquemment le recours à de nombreuses hypothèses, ne serait-ce que sur la composition des différentes zones du manteau où prennent naissance les magmas primitifs. Les coefficients de partage des éléments peuvent être sujets à d'importantes variations liées à la nature chimique du magma et/ou des phases minérales en présence. D'autre part, les modèles sont souvent simplificateurs car on ne sait pas toujours, dans l'évolution d'une série magmatique, la part dûe aux divers phénomènes fondamentaux susceptibles d'intervenir et pour lesquels il faudrait modifier les équations de résolution (fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélanges, contaminations, etc...). Si d'excellentes approches de ces problèmes ont pu être réalisées sur des modèles actuels grâce à des possibilités d'observation et d'échantillonnage particulièrement favorables (par ex : Treuil et Varet, 1973 sur le volcanisme des Afars), c'est loin d'être le cas pour bon nombre de séries magmatiques anciennes, bien souvent tectonisées, dans lesquelles on ne voit pas les relations entre les roches et où, de plus, certains termes de la suite magmatique ont pu disparaître.

En ce qui nous concerne, notre propos sera surtout de vérifier si les Terres Rares déterminées pour un certain nombre de roches magmatiques trégorroises permettent de tirer des conclusions en accord avec les résultats et hypothèses envisagées auparavant grâce à l'étude des éléments majeurs et des autres éléments-traces (Ti, P, Zr, Y, Sr et Rb). Ce sera donc plus l'aspect qualitatif que l'aspect quantitatif de la géochimie des Terres Rares qui sera développé ici.

II - LES TERRES RARES DANS LES ROCHES MAGMATIQUES DU TREGOR.

A) Méthode analytique, précision, représentation graphique :

Les analyses de Terres Rares ont été effectuées par le laboratoire Anaphic de Lannion, par la méthode du spectromètre de masse à étincelle à source solide (les électrodes entre lesquelles jaillit l'étincelle étant constituées d'un mélange du produit analysé et de graphite pur) avec enregistrement sur plaques photographiques, méthode décrite par Taylor (1966, 1971). L'étalonnage de l'appareil et le contrôle des mesures ont été réalisés par l'utilisation des standards internationaux BCR1, G2 et AGV1 (Abbey, 1975) choisis en fonction de la nature de la roche analysée.

Un autre contrôle a été également apporté par l'utilisation comme étalon du strontium contenu dans les roches et dosé auparavant au Laboratoire de Rennes par spectrométrie de masse (dilution isotopique; voir Vidal, 1976).

De nombreuses mesures ont été faites sur chaque élément dans des conditions expérimentales différentes (conditions énergétiques d'étincellement en particulier) pour tenter de neutraliser et de repérer du mieux possible les interférences qui peuvent se produire entre éléments différents : Terres Rares entre elle d'une part, Terre Rares et ion carbone d'autre part, et enfin Terres Rares et composés du baryum toujours présent dans ces roches ($BaOH_3$ ou BaO_2H_3 pouvant interférer par exemple avec le gadolinium ou l'ytterbium). Les précisions qui sont présentées ci-dessous tiennent compte de ces différentes données et sont des valeurs moyennes.

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
6%	10%	12%	13%	12%	15%	20%	25%

La diminution de la précision vers les Terres Rares lourdes s'explique non seulement par des problèmes d'interférences plus nombreuses en particulier pour l'ytterbium et le lutétium, mais également par le fait que, comme on le constatera à la lecture des résultats, la concentration en ces Terres Rares lourdes est le plus souvent très faible, se situant parfois aux limites de sensibilité de la méthode analytique utilisée.

Pour la représentation graphique des résultats, nous avons utilisé la méthode de représentation classique, c'est à dire les diagrammes de Coryell-Masuda : dans ce type de diagramme, les teneurs en Terres Rares sont représentées par leur valeur normée aux chondrites (rapport de la teneur de l'élément dans la roche divisée par la teneur du même élément dans les chondrites). Encore faut-il choisir parmi les valeurs proposées pour cette normalisation; il semble qu'à l'heure actuelle un accord se fasse sur les valeurs proposées par Masuda et al. (1973) légèrement modifiées (division par 1,2). Ce type de normalisation est utilisé à Rennes (voir Jahn et al., 1978) et a été retenu ici. Les valeurs des chondrites retenues pour la normalisation sont donc (valeurs exprimées en ppm):

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
0,315	0,813	0,597	0,192	0,0722	0,259	0,208	0,0323

Dans la suite de cet exposé, nous serons conduits à utiliser souvent des termes tels que Terres Rares légères, Terres Rares lourdes, valeur normalisée, etc... De façon à ne pas avoir à répéter ces expressions qui sont lourdes, je me servirai d'un certain nombre d'abréviations qui correspondent le plus souvent aux sigles de termes anglais mais qui sont devenues d'un usage très fréquent même dans la littérature française spécialisée.

Ainsi : REE (rare-earth elements) = Terres Rares.

LREE (light rare-earth elements) = Terres Rares légères (La - Eu).

HREE (Heavy rare-earth elements) = Terres Rares lourdes (Gd - Lu).

La_N, Ce_N, Nd_N, etc... = Valeurs du La, du Ce, du Nd, etc... normalisées aux chondrites.

Eu* = signifie qu'il ne s'agit pas d'une valeur mesurée mais de la valeur interpolée à partir des valeurs des deux éléments voisins (Sm et Gd).

B) Le batholite nord-trégorrois (massif de Perros-Guirec - Bréhat) :

Sept échantillons ont été analysés correspondant aux principaux types de roches définis dans l'étude pétrographique et chimique (voir première partie). On retrouvera la composition chimique de ces roches dans les différents tableaux d'analyses présentés à cette occasion et nous nous contenterons de rappeler ici la teneur en silice de ces roches, puisque cette valeur a été retenue comme

index de différenciation. Dans le tableau n°II-15, les analyses sont représentées par valeurs croissantes de cet index. Les spectres ont été représentés sur deux figures séparées pour que leur lecture reste plus aisée (fig. n°II-13 a et b).

On voit tout de suite sur la figure n°II-13 (a et b) et à la lecture des rapports $(La/Lu)_N$ ou $(La/Yb)_N$ que ces roches sont toutes très fortement fractionnées et que ce fractionnement est régulier depuis les HREE jusqu'aux LREE.

A ce titre, les différents types de roches du complexe constituent un ensemble homogène. Conformément à l'explication classiquement donnée, on peut supposer que la roche-mère soumise à la fusion contenait une fraction suffisante de grenat demeurant réfractaire et stockant les HREE qui font ainsi défaut dans le magma (cf. Jahn et al., 1978).

On remarquera d'autre part l'absence d'anomalie en Eu dans ces roches. Le seul échantillon qui présente une anomalie légère en Eu (anomalie positive) est la microgranodiorite de type Pleubian (roche à phénocristaux de plagioclase, minéral dans lequel se fixe préférentiellement cet élément) mais même dans ce cas l'anomalie (Eu/Eu* = 1,11) ne dépasse pas les limites de la précision analytique et il n'est donc pas possible d'en tirer de conclusion pétrogénétique .

Enfin, un autre caractère commun à toutes ces roches est leur pauvreté en Terres Rares puisque dans le granite de Port-Blanc qui est le plus riche en ces éléments, la somme de Terres Rares Σ REE n'atteint pas 80 ppm.

Un premier élément de comparaison en ce qui concerne cette teneur en Terres Rares peut être fourni par les concentrations dans les standards internationaux de l'U.S.G.S.(Abbey, 1975). Ainsi, dans GSP 1 qui est une granodiorite à 67,31% de SiO_2, Σ REE ≃ 812 ppm; dans G2 qui est un granite à 69,19% de SiO_2, Σ REE ≃320 ppm. (Σ REE comprend les 8 terres rares dosées dans les granites et les granodiorites du Trégor, excepté le gadolinium pour lequel il n'y a pas de valeur donnée pour ces standards).

De plus, et bien que les données sur les roches plutoniques soient moins nombreuses que sur les roches volcaniques, on trouve dans la littérature un

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
La	8,6	7,5	14	5,7	22	12,5	27
Ce	14	12	20	10	41,5	18	35
Nd	7,0	6,5	11	2,5	12	4,5	13
Sm	1,1	1,20	2,20	0,37	1,5	0,85	1,9
Eu	0,34	0,36	0,59	0,12	0,59	0,20	0,56
Gd	1,0	1,1	2,1	0,26	1,3	0,52	2,0
Yb	0,20	0,13	0,26	0,05	0,19	0,10	0,28
Lu	0,030	0,025	0,05	0,007	0,03	0,02	0,045
Σ REE	32,27	28,81	50,20	19,00	79,11	36,69	79,78
$(La/Lu)_N$ *	30,3	29,8	29,6	90,5	77,5	66,2	61,2
$(La/Yb)_N$ *	28,4	39,7	35,5	75,4	77,5	79,4	65,9
SiO_2 %	52,90	55,40	57,25	66,10	67,50	68,30	70,80

Tableau II-15 : Teneurs en Terres Rares (ppm) des différents types de roches appartenant au complexe plutonique de Perros-Guirec Bréhat.

(1) Diorite de Castel-Meur (analyse n°138).
(2) Granodiorite du type Talberg (analyse n°113).
(3) Microgranite type Launay (analyse n°162).
(4) Granite monzonitique type Pomelin-Bréhat (analyse n°143).
(5) Microgranodiorite type Pleubian (analyse n°131).
(6) Microgranite monzonitique type Launay (analyse n°160).
(7) Granite monzonitique type Port-Blanc (analyse n°173).

* Nous avons donné les deux rapports $(La/Lu)_N$ et $(La/Yb)_N$ car nous avons vu qu'au niveau des terres rares lourdes, il y avait des problèmes analytiques lors de la détermination des concentrations de ces éléments. Il semble, d'après l'examen des spectres, que ce soit surtout le lutétium qui soit le plus sujet à caution. Les deux rapports donnent donc une meilleure idée du degré de fractionnement des terres rares dans les roches analysées.

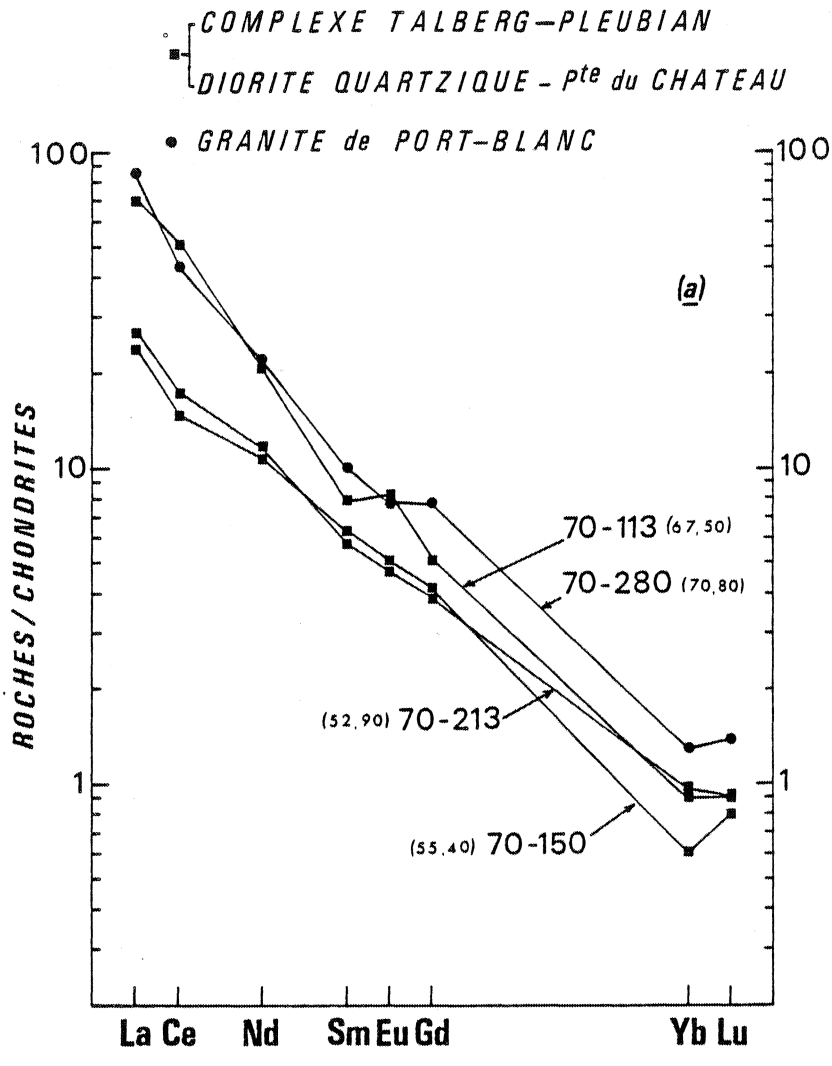

COMPLEXE TALBERG–PLEUBIAN
DIORITE QUARTZIQUE - Pte du CHATEAU
GRANITE de PORT-BLANC
100
10
1
ROCHES / CHONDRITES
(a)
70-113 (67,50)
70-280 (70,80)
(52,90) 70-213
(55,40) 70-150
La Ce
Nd
Sm Eu Gd
Yb Lu

Fig.II-13

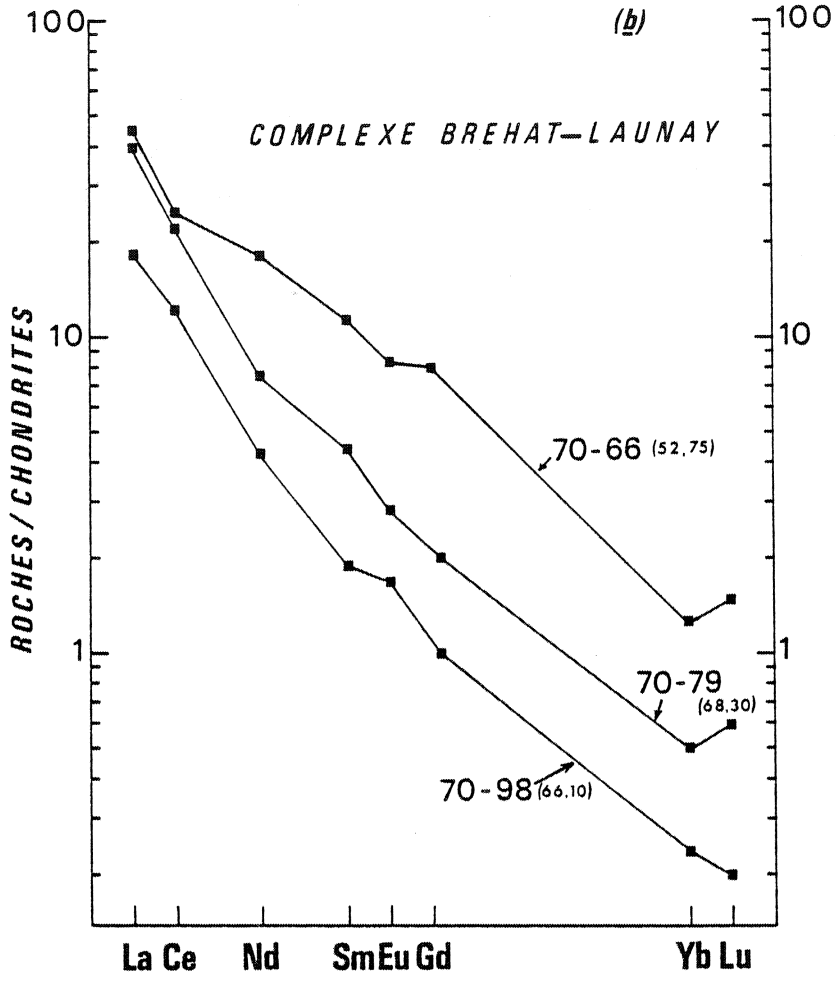


Fig.II-13 : Spectres de Terres Rares des différents types de roches constituant le batholite nord-trégorrois. Entre parenthèses figurent les teneurs en SiO_2%.

certain nombre d'éléments de comparaison (Towell et al., 1965 ; Turekian, 1968 ; Tauson et al., 1968 ; Haskin et al., 1968 ; Hermann, 1974 ; Koljonen et Rosenberg, 1974 ; Arth et Hanson, 1975 ; Emmernan et al., 1975 ; Cocherie, 1978 par exemple). Parmi toutes ces références dans lesquelles il est possible d'obtenir les concentrations en REE de roches granitoïdes de tout âge (ce terme est pris au sens large et recouvre toutes les roches depuis les diorites quartziques jusqu'à des granites alcalins) nous retiendrons les données statistiques de Haskin et al. (1968) et de Hermann (1974) fondées sur un grand nombre de déterminations.

	Haskin et al. (1968)		Hermann (1974)
	Granites ($60\% < SiO_2 < 70\%$)	Granites ($SiO_2 > 70\%$)	Granites s.l.
Σ REE	198 ppm	226 ppm	227 ppm

avec Σ REE = La + Ce + Nd + Sm + Eu + Gd + Yb + Lu.

On constate que la moyenne des teneurs en Terres Rares des roches du groupe des granitoïdes est beaucoup plus élevée que celles des granitoïdes du Trégor. Mais de même que les standards G2 et GSP 1 nous indiquaient des valeurs exceptionnellement élevés en REE, il existe, par rapport aux moyennes citées ci-dessus des exemples de roches granitiques beaucoup moins riches en REE; c'est le cas par exemple des roches tonalitiques (SiO_2 compris entre 63% et 67%) du Précambrien du Minnesota (Arth et Hanson, 1975) dans lesquelles Σ REE $\simeq$ 19 ppm (non compris le La qui n'est pas dosé), ou de certains leucogranites de l'Himalaya ou de Galice ($SiO_2 > 72\%$) dans lesquels la somme des Terres Rares n'atteint pas 15 ppm (Cocherie, 1978).

Quoiqu'il en soit, les roches plutoniques du complexe nord-trégorrois ont, par rapport aux moyennes de ce type de roches, des teneurs faibles en REE.

Par contre le fractionnement très prononcé des spectres est un caractère commun à la plupart des granitoïdes, les uns montrant un fractionnement continu et régulier depuis les HREE très appauvries $(Lu)_N \simeq 1$ jusqu'au LREE très enrichies $(La)_N \simeq 100$ (Koljonen et Rosenberg, 1974 ; Arth et Hanson, 1975 par exemple), les autres ne montrant de fractionnement important que du côté des Terres Rares légères; $(Gd/Lu)_N \simeq 1$ mais $(La/Sm)_N \simeq 10$ (Koljonen et Rosenberg, 1974 ; Towell et al., 1965 ; Emmerman et al., 1975, etc...). Les granitoïdes du Trégor appartiennent, de ce point de vue, au 1er type (fractionnement continu).

Si nous prenons maintenant les trois principaux types de roches, à savoir la granodiorite du type Talberg (70-150) le granite monzonitique du type Pomelin-Bréhat (70-98) et le granite du type Port-Blanc (70-280), nous constatons malgré le parallélisme des spectres décalés les uns par rapport aux autres, qu'il est difficile d'imaginer une suite continue résultant d'une cristallisation fractionnée. En effet, s'il en était ainsi et en prenant comme index de différenciation la teneur en SiO_2, dans l'ordre d'abondance des REE nous devrions avoir la suite : granodiorite de Talberg (55,40% de SiO_2) - granite monzonitique de Pomelin-Bréhat (66,10% de SiO_2) - granite de Port-Blanc (70,80% de SiO_2). Si ce dernier peut effectivement faire partie de la même suite que l'une des deux roches précédentes, on constate par contre qu'apparemment, la granodiorite et le granite monzonitique ne sont pas reliés l'un à l'autre par des phénomènes de cristallisation fractionnée.

Ceci semble donc indiquer que nous avons au moins deux magmas différents, l'un donnant naissance aux granodiorites du type Talberg, l'autre aux granites monzonitiques du type Pomelin-Bréhat. Dans ces conditions, le granite du type Port-Blanc peut représenter soit un troisième magma, soit le résultat d'une différenciation, par cristallisation fractionnée par exemple, de l'un ou l'autre des magmas précédents. Aucun argument (géochimique ou de terrain) ne permet pour l'instant de trancher entre ces deux hypothèses. Il semble bien en tous cas que le processus de fusion et la région source soient sensiblement les mêmes pour ces magmas puisque leurs spectres sont à peu près parallèles; il faut alors rechercher l'explication de la différence des concentrations en REE soit dans des variations légères du taux de fusion au moment de la production de ces magmas primitifs, soit dans des phénomènes plus complexes de fractionnement lors de

l'individualisation des magmas qui donneront naissance à ces roches.

Certains auteurs, notamment Arth et Hanson (1975), ont montré sur des complexes plutoniques anciens (archéens) que des roches à composition granodioritique ou trondjhémitique (jusqu'à près de 70% de SiO_2) pouvaient dériver directement d'une roche à composition éclogitique ou à quartz péridotitique dans des conditions mantelliques (pression de l'ordre de 20 à 40 kbars et degré de fusion de l'ordre de 20%). Cette argumentation repose en grande partie sur les éléments-traces et notamment les Terres Rares, mais également sur les valeurs extrêmement faibles du rapport isotopique initial de ces roches (toujours < 0,701) ce qui excluait toute possibilité de genèse autre que profonde et juvénile.

C'est sans doute le même processus que l'on observe ici, la géochimie du Sr nous ayant montré que les granitoïdes du Trégor étaient bien d'origine profonde (voir chapître précédent).

Si nous examinons à présent les ensembles qui nous ont paru étroitement liés sur le terrain, nous pouvons faire les remarques suivantes :

- Granite monzonitique de Bréhat (échant. 70-98)
- Microgranite monzonitique de Launay (échant. 70-79)

} *Les spectres sont sensiblement parallèles et l'hypothèse du cogénétisme de ces deux termes est tout à fait plausible.*

- Granodiorite de Talberg (échant. 70-150)
- Microgranodiorite de Pleubian (échant. 70-113)

} *Là encore, la position relative des spectres et leur parallélisme confirme le lien génétique de ces deux types de roches.*

En ce qui concerne la diorite de Castel-Meur (échantillon 70-213) trouvée en enclaves dans le second ensemble, le spectre est très voisin de celui de la granodiorite de Talberg. Toutefois, il n'est pas possible d'invoquer à l'origine de cette diorite un phénomène de cristallisation fractionnée du magma qui donne naissance aux granodiorites car, dans ce cas, la teneur en REE devrait être plus faible que celle des granodiorites (termes plus basiques; comparer les valeurs de MgO par exemple ≃ 10% pour la diorite; 3% pour les granodiorites). *La diorite appartient à un magma différent de celui des granodiorites; elle constitue des enclaves étrangères à l'histoire du magma granodioritique ce qui confirme parfaitement les observations, notamment de terrain, faites lors de l'étude de la diorite de Castel-Meur.*

Pour ce qui est des termes plus basiques enclavés dans les roches du type Launay (composition granodioritique; échantillon 70-66), ils ne peuvent être reliés à ces dernières par un mécanisme de différenciation telle que la cristallisation fractionnée. Leur teneur en SiO_2 (57,25%) est en effet nettement plus faible que celle des microgranites monzonitiques de Launay (et des monzogranites de Pomelin-Bréhat) tandis que leur richesse en REE est au contraire plus grande. *Ceci confirme par conséquent les remarques pétrographiques et chimiques faites lors de l'étude de ces roches : du point de vue génétique, les microgranodiorites en enclaves dans le type Launay sont bien à rattacher à l'ensemble Talberg-Pleubian.*

En résumé, et à la lumière des informations fournies par les Terres Rares, le complexe de Perros-Guirec - Bréhat est constitué de toute une série de roches dont la diversité est liée à la fois au fait qu'elles ne dérivent vraisemblablement pas toutes du même magma (ce qui n'avait pu être mis nettement en évidence lors de l'étude pétrographique et géochimique de cet ensemble) et qu'elles résultent en partie de phénomènes de cristallisation fractionnée. Il n'en reste pas moins que toutes possèdent un certain nombre de caractères communs en ce qui concerne les Terres Rares : teneurs très faibles, fractionnement très important et continu depuis les HREE jusqu'aux LREE. Ceci reflète sans aucun doute une certaine similitude dans le mode de genèse des magmas primaires de toutes ces roches (identité de composition de la région source, des mécanismes de fusion, et peut-être de différenciation au cours même de l'ascension de ces magmas) c'est à dire, finalement, dans le cadre géotectonique au sein duquel ces roches sont apparues.

Vouloir quantitifer un modèle de ce type de complexe nécessiterait un plus grand nombre de mesures et une meilleure connaissance du rapport isotopique initial de ces roches. On retiendra néanmoins du modèle de genèse proposé par Arth et Hanson (1975) pour des roches assez semblables chimiquement (quoique plus diversifiées) à celles du Trégor, l'hypothèse de la genèse du magma par fusion partielle d'éclogite dans des conditions mantelliques. Ceci est en bon accord avec les données que nous possédons par ailleurs sur les volcanismes de Tréguier et de Paimpol et qui montrent que ces volcanites ont pris naissance dans un cadre géotectonique de type subduction, là où une roche-mère de type éclogitique peut effectivement exister. C'est d'ailleurs ce point qui va être discuté dans le paragraphe suivant.

C) Les volcanites de Paimpol et de Tréguier :

Neuf échantillons ont été analysés dont six représentent des volcanites basiques (du type spilite) et trois des roches kératophyriques. Nous verrons d'abord le problème des roches basaltiques, puis ensuite celui des kératophyres; mais nous avons voulu grouper ces roches dans une même partie car, sur le terrain, elles forment une association et se pose donc le problème déjà abordé de leur lien génétique (voir notamment chapître 6). Nous verrons, de ce point de vue, ce qu'apportent les Terres Rares.

1) Les volcanites basiques :

Les spilites analysées ont été choisies parmi les roches les moins différenciées c'est à dire parmi les roches dont la composition est nettement basaltique (voir composition chimique en éléments-majeurs, chapître n° III); en particulier la teneur en SiO_2 se situe aux environs de 50%. Aux spilites de Paimpol proprement dites (1-4 dans le tableau n°II-16) nous avons ajouté pour comparaison une roche spilitique (5) provenant de la série volcanique basique de la Pointe de l'Armorique - Trédrez (considérée comme briovérienne inférieure à moyenne ; voir chapître géochronologie) et une roche filonienne à composition spilitique (6) recoupant le complexe plutonique de Perros-Guirec - Bréhat et appartenant au groupe des albitophyres d'Er (analyse n°223, tableau n° I-59).

Il nous a semblé qu'en choisissant ces roches peu différenciées nous avions de meilleures chances de retrouver la composition originelle du magma et surtout de pouvoir envisager son mode de genèse.

Avant d'examiner les roches trégorroises proprement dites, et comme nous avons à traiter de roches basaltiques, il est nécessaire de faire un très bref rappel de ce que l'on connaît sur la distribution des Terres Rares dans les différents types de basaltes. Brièvement, et en se fondant principalement sur des publications synthétiques (Schilling, 1971, 1976 ; Pearce et Cann, 1973 ; Condie, 1976 ; Jahn, 1977, par exemple), on peut très schématiquement retenir les caractères principaux suivants :

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
La	15	70	6	6	11	16	8,2	4,7	14
Ce	23	151	11	9,0	27	26	13	7,9	21,5
Nd	9,3	67	4,7	4,3	13	9,2	7,4	2,2	8,0
Sm	2,3	14	0,96	1,3	2,2	1,7	1,44	0,27	1,02
Eu	1,0	3,9	0,25	0,53	0,53	0,42	0,37	0,07	0,28
Gd	2,4	13	0,80	1,7	2,1	1,5	1,4	0,25	0,76
Yb	0,80	2,5	0,18	0,41	0,49	0,30	0,18	0,03	0,096
Lu	0,12	0,48	0,029	0,086	0,085	0,050	0,03	0,005	0,015
Σ REE	53,92	321,88	23,92	23,33	56,40	55,17	32,02	15,42	45,67
$(La/Lu)_N$	12,9	15,8	21,2	7	13,4	33,9	29,2	99,3	96,5
$(La/Yb)_N$	12,2	18,5	21,2	9,7	15,2	36,3	29,2	106,4	96,5
SiO_2 %	50,08	50,81	50,97	51,10	52,10	53,55	63,80	67,49	71,28

Tableau II-16 : Teneurs en Terres Rares (ppm) des volcanites de Lannion - Paimpol et de Tréguier-Locquirec.

(1) Spilite massive sans Cpx (analyse n°66).
(2) Spilite massive sans Cpx (analyse n°64).
(3) Spilite massive à Cpx (analyse n°57).
(4) Spilite en coussin (analyse n°93).
(5) Spilite massive de Lannion (analyse G, tableau I-31).
(6) Filon spilitique recoupant le batholite nord trégorrois (analyse n°223).
(7) Tuf kératophyrique de Locquirec.
(8) Tuf kératophyrique de Tréguier (analyse n°40).
(9) Tuf kératophyrique de Tréguier (analyse n°48).

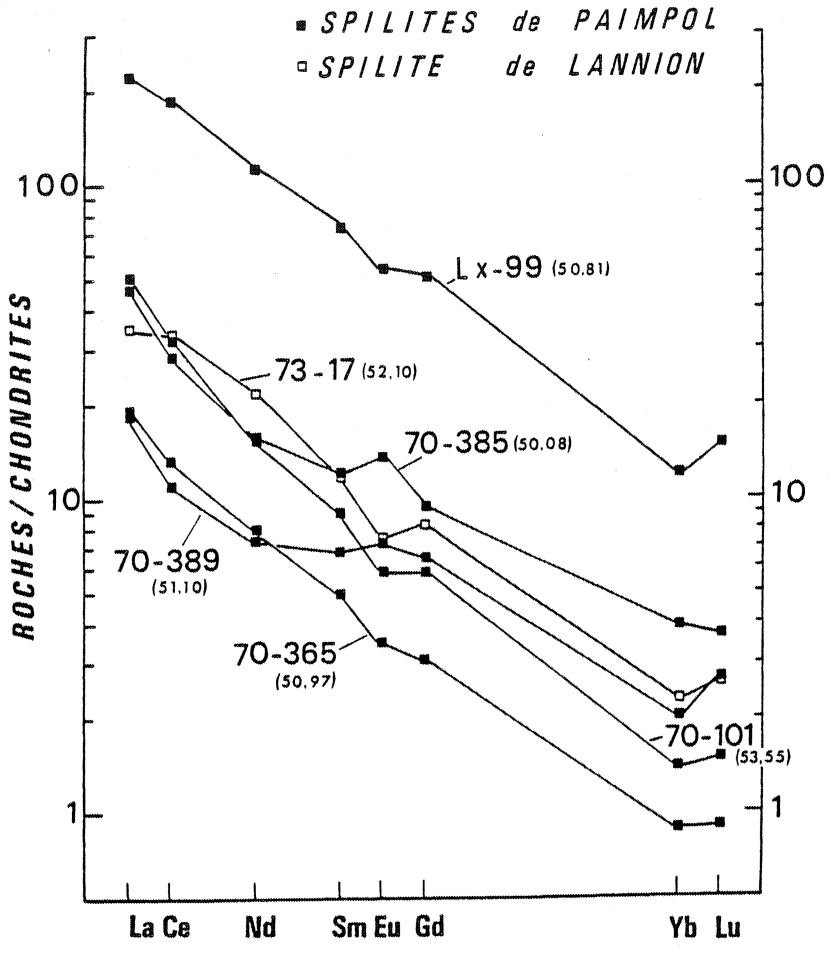


Fig.II-14 : Spectres de Terres Rares des volcanites basiques du Briovérien. Entre parenthèses figurent les teneurs en SiO_2%.

- Les basaltes qui apparaissent dans les zones atectoniques (volcanisme de point chaud) sont des tholéites ou des basaltes alcalins. Les spectres de REE sont toujours fractionnés aussi bien dans les tholéites ($(La/Lu)_N$ varie de 2 à 40) que dans les basaltes alcalins ($(La/Lu)_N$ varie de 4 à 40).

- Dans les zones tectoniques, deux cas peuvent se présenter :
  - les rides médio-océaniques le long desquelles apparaissent : - des tholéites (les plus abondantes) à spectres de REE non fractionnés : $(La/Lu)_N \simeq 1$ ou légèrement appauvris en LREE : $(La/Sm)_N \simeq 0,7$; - des basaltes alcalins fortement enrichis en LREE : $(La/Sm)_N$ est de l'ordre de 4-5.
  - les zones de subduction dans lesquelles on trouve : - des tholéites (séries tholéitiques) non fractionnées ou légèrement appauvries en LREE (identiques aux tholéites des rides médio-océaniques) : des basaltes calco-alcalins (série calco-alcaline) du type HAB (High-alumina-basalts) ou basaltes alcalins à olivine (ne <5%) : $(La/Lu)_N$ varie de 3 à 10 : - des basaltes alcalins (série alcaline) où $(La/Lu)_N$ est de l'ordre de 15 à 20.

On voit donc qu'hormis les basaltes tholéitiques de rides ou d'arcs insulaires, tous les autres types de basaltes montrent des spectres plus ou moins fractionnés en REE, cet enrichissement étant maximum dans les basaltes liés au volcanisme intraplaque.

Si nous revenons maintenant aux basaltes du Trégor, nous constatons que le fractionnement en Terres Rares légères est important (voir en particulier les valeurs dans le tableau n°II-16) et que les spectres de toutes les roches, bien que présentant tous cet enrichissement, se répartissent de ce point de vue en deux groupes (fig. n°II-14) :

- les roches à fractionnement régulier depuis les HREE jusqu'aux LREE (échantillons 70-365, 70-101, 73-17 et LX-99).
- les roches à fractionnement irrégulier, (échantillons 70-389, et 70-385); cette irrégularité résulte principalement des teneurs faibles en Nd qui provoquent une cassure dans les spectres au niveau des LREE.

Il est difficile d'expliquer cette différence dans les teneurs en néodyme car, du point de vue minéralogique, rien ne distingue ces roches des autres spilites qui appartiennent à la série de Paimpol; elles ne paraissent pas non plus particulièrement altérées.

Les spilites, excepté l'échantillon 70-385 (anomalie positive $(Eu/Eu^*)_N \simeq 1,25$) et l'échantillon 73-17 (anomalie négative $Eu/Eu^* = 0,77$) ne montrent pas d'anomalies sensibles en europium (pour la roche 70-385, l'anomalie positive en europium correspond à une teneur un peu plus forte en albite).

Tous ces spectres sont par ailleurs assez bien groupés se situant dans une bande partant de valeurs de $(Lu)_N$ = 1 à 4 et atteignant des valeurs de 20 à 50 pour $(La)_N$ avec des concentrations en Terres Rares (voir tableau n°II-16) tout à fait compatibles avec celles des basaltes.

Un seul échantillon (LX-99 : spilite massive sans Cpx) se détache de cet ensemble. On y remarque le même type de fractionnement que dans certaines autres spilites (fractionnement continu) mais sa richesse en Terres Rares est considérable pour un basalte (Σ REE = 322 ppm;comparer par exemple avec le tableau des compositions moyennes des basaltes donné par Condie, 1976, p.148). Peut-être s'agit-il d'un enrichissement par cristallisation fractionnée à partir d'une roche à Cpx telle que 70-365 (spectres parallèles)? Ceci est contraire aux observations de terrain qui en effet n'ont jamais permis de mettre en évidence dans une coulée un tel mode de fractionnement (voir chapître n°III). Il ne semble pas non plus que cette richesse particulière soit dûe à la cristallisation d'un magma différent car, hormis les REE, LX-99 ne présente en ce qui concerne les autres éléments chimiques et notamment les majeurs aucune particularité.

De plus, une telle richesse en REE pour une roche à composition basaltique de "high-alumina basalt" nécessiterait sans doute un taux de fusion beaucoup trop faible pour permettre l'apparition d'un tel magma.

Toujours est-il que nous pouvons déjà déduire de l'étude de ces spectres quelques conclusions en ce qui concerne les spilites du Trégor.

- *Nous avions envisagé, grâce à l'étude des éléments majeurs et de certaines traces, que ces roches à caractère de H.A.B. puissent constituer les termes de départ d'une série calco-alcaline telle qu'on en observe dans les zones*

de subduction. L'étude des Terres Rares nous montre que cette hypothèse est tout à fait possible. En particulier, on s'aperçoit qu'il ne s'agit pas de basaltes appartenant à une série tholéitique, série que l'on trouve également dans les zones de subduction (arcs insulaires) puisque les spectres sont fractionnés à l'inverse des spectres plats des "Low-K tholeiites".

- *Le seul échantillon analysé sur les spilites du Briovérien inférieur ou moyen (73-17) montre un spectre sensiblement identique à celui des volcanites de Paimpol. Un seul spectre est insuffisant pour établir une comparaison mais nous pouvons dire néanmoins qu'apparemment le cadre géotectonique dans lequel est apparu cette série inférieure semble être le même, que celui qui a présidé à l'apparition des spilites de Paimpol.*

- *Le filon spilitique recoupant le socle (70-101) présente lui aussi, en ce qui concerne les Terres Rares, de grandes analogies avec les spilites de Paimpol. Sans être une preuve, ceci apporte néanmoins un argument supplémentaire pour associer de tels filons au volcanisme de Paimpol.*

Puisque nous avons des basaltes peu différenciés n'ayant pas subi une contamination crustale trop importante (voir chapître précédent) et dont nous pouvons envisager le cadre géotectonique de genèse, nous allons tenter ici d'établir un modèle de fusion permettant l'apparition de ces volcanites par cristallisation directe à partir d'un magma primaire.

Depuis que les modèles de Shaw (1970) sur la cristallisation fractionnée et la fusion partielle ont été établis, ce type de calcul est devenu très courant et pratiqué par de très nombreux auteurs. Il nécessite néanmoins, pour présenter une certaine fiabilité et correspondre à une réalité géologique, d'avoir une idée, même approximative, de la nature de la roche de départ. Nous sommes, dans le cas des roches trégorroises, dans un cas favorable puisqu'il paraît assez évident maintenant que ces basaltes se sont formés au cours d'un processus de subduction. Ceci veut dire que les magmas proviennent soit de la fusion de la plaque océanique en voie de subduction, soit de la partie du manteau située immédiatement au dessus de cette plaque (Ringwood, 1974 ; Baker, 1978 ; fig. n°II-15). Schématiquement, on peut donc proposer trois compositions possibles pour la roche mère :

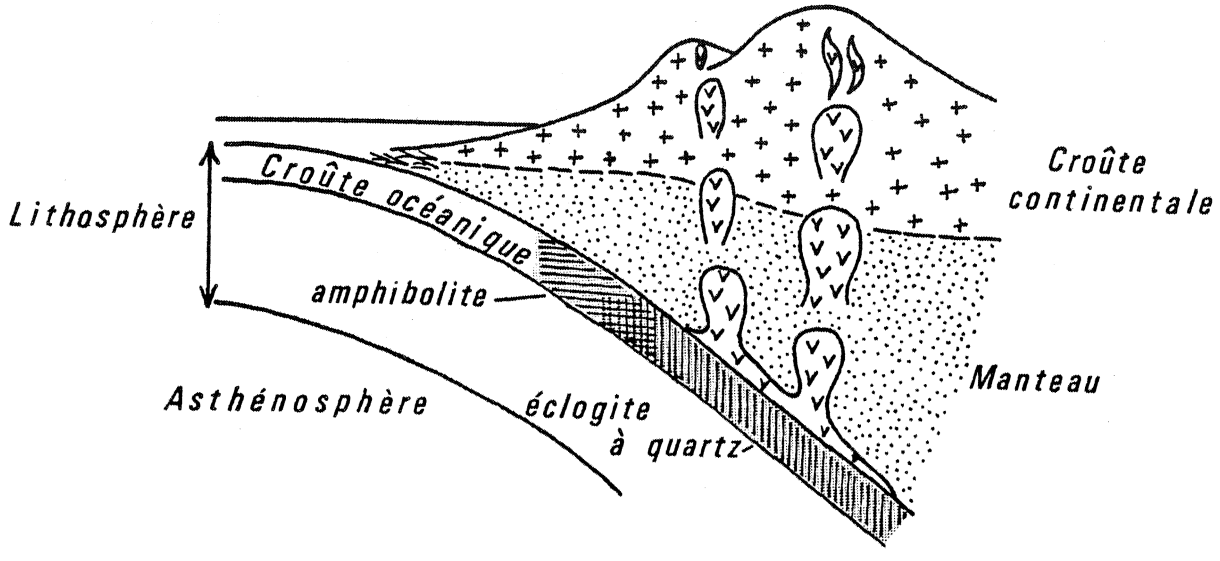


Fig.II-15 : Production des magmas calco-alcalins par fusion de la croute océanique en voie de subduction (éclogite à quartz); d'après Baker, in Girod, 1978.

- dans le cas de la fusion de croûte océanique en voie de subduction, on aura suivant la profondeur à laquelle se produit la fusion : soit une amphibolite, soit une éclogite;
- dans le cas de la fusion du manteau, la source aura une composition péridotitique.

Ces trois cas ont été envisagés et les compositions minéralogiques des trois roches mères sont celles déjà utilisées par d'autres auteurs (Adriambololona, 1976 ; Arth et Hanson, 1975).

Nos calculs sont basés sur quatre LREE (La, Nd, Gd et Yb), suffisantes pour avoir une bonne idée des teneurs extrêmes en Terres Rares et de leur fractionnement.

Les teneurs en ces éléments des roches de départ ont été évaluées de la façon suivante : en ce qui concerne l'amphibolite et l'éclogite, nous avons choisi comme teneur en Terres Rares 10 fois celle des chondrites (spectres plats), puisqu'il s'agit de roches correspondant à un plancher océanique et à composition par conséquent voisine de celle des MORB. Pour la composition de la péridotite mantellique, nous avons retenu les valeurs données par Arth et Hanson (1975), composition équivalente à trois fois celle des chondrites (spectres plats).

Les coefficients de partage utilisés sont ceux déterminés pour les liquides à composition basaltique (voir Arth et Hanson, 1975 ; Jahn et al., 1978, par exemple).

A côté de ces éléments-traces et de façon à contrôler la réalité du calcul théorique, j'ai traité par le même mode de calcul un élément dit "majeur", le potassium. Il aurait été sans doute préférable de choisir l'aluminium dont la teneur est très caractéristique de ces basaltes. Malheureusement, celui-ci se trouvant en grande quantité, son comportement ne peut être assimilé à celui d'un élément-trace et on ne peut en particulier lui appliquer les modèles proposés pour ces derniers. De ce point de vue, le potassium présente le double avantage d'être en quantité relativement faible dans ces basaltes (ce qui est

(A) Amphibolite :

Composition minéralogique (Adriambololona, 1976).

Cpx	Opx	Hbl	Plg	Qz	Ilm
20 %	2 %	62 %	10 %	5 %	1 %

Composition chimique (ppm).

La	Nd	Gd	Yb	K
3,15	5,97	2,59	2,08	1500

(B) Eclogite :

Composition minéralogique (Arth et Hanson, 1975).

Cpx	Gr	Qz
55 %	30 %	15 %

Composition chimique (ppm).

La	Nd	Gd	Yb	K
3,15	5,97	2,59	2,08	1500

(C) Péridotite :

Composition minéralogique (Arth et Hanson, 1975).

Ol	Opx	Cpx	An	Ab	Op
63 %	15 %	7%	7%	3%	5%

Composition chimique (ppm).

La	Nd	Gd	Yb	K
0,945	1,791	0,777	0,624	1000

(D) Coefficients de partage utilisés (voir Jahn et al., 1978, et Arth et Hanson, 1975, pour K).

	Ol	Cpx	Opx	Plg	Hbl	Ilm	Gr
La	0,01	0,07	0,008	0,1	0,14	0,005	0,016
Nd	0,0105	0,18	0,015	0,076	0,34	0,0076	0,09
Gd	0,013	0,3	0,032	0,052	0,64	0,017	1,0
Yb	0,020	0,3	0,10	0,030	0,48	0,080	11
K	0,0068	0,011	0,014	0,17	0,96		0,015

Tableau II-17 : Données utilisées pour les modèles de fusion appliqués aux spilites.

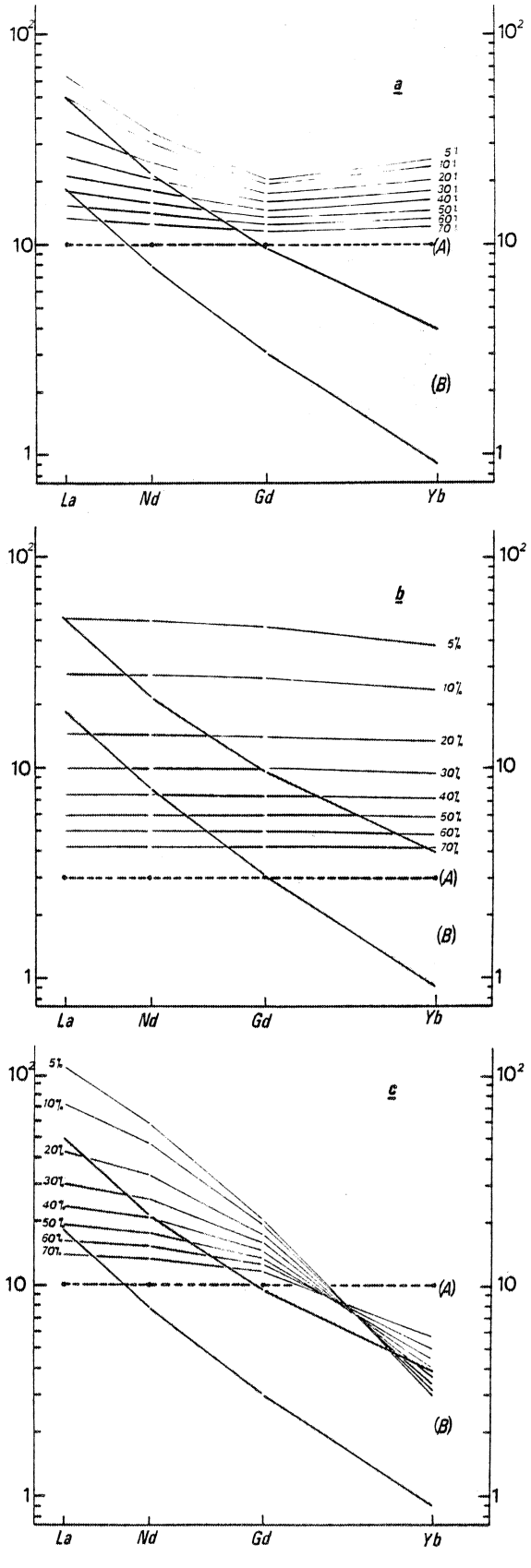


Fig.II-16 : Modèles de fusion de différents types de roches-mères (modèle de fusion modale de Shaw).
a) Fusion d'une amphibolite
b) Fusion d'une péridotite
c) Fusion d'une éclogite à quartz

(A) représente la composition de la roche de départ.
(B) représente le champ de composition des spilites briovériennes du Trégor (excepté Lx99). Les % représentent le taux de fusion de la roche-mère.

d'ailleurs caractéristique de cette série) et d'appartenir au groupe des éléments incompatibles de Green et Ringwood (1967), tout comme les Terres Rares.

Dans les roches de départ, nous avons estimé la teneur en K% à $\simeq$ 1000 ppm pour l'amphibolite et l'éclogite (Hart et al., 1970 ; Jahn, 1977) et à également 1000 ppm pour la péridotite (Shaw, 1972 ; Schilling, 1975).

Toutes ces caractéristiques sont figurées dans le tableau des données (tableau n°II-17).

Parmi les modèles proposés par Shaw (1970), nous avons appliqué le modèle de fusion modale à l'équilibre ("equilibrium-modal melting") régi par l'équation :

$$C^{\ell}/C_o = \frac{1}{D_o + F\,(1 - D_o)}$$ dans laquelle

C^{ℓ} = concentration dans le liquide

C_o = concentration dans le solide initial

D_o = coefficient de distribution général tel que $D_o = \frac{X^{\alpha}}{K^{\ell/\alpha}} + \frac{X^{\beta}}{K^{\ell/\alpha}\,K^{\alpha/\beta}} + \ldots$;

avec X^{α} = fraction massique de la phase α dans le solide

$K^{\ell/\alpha}$ = coefficient de partage d'un élément entre le liquide et la phase α.

F = taux de fusion.

Connaissant C_o et D_o pour chaque élément, nous pouvons pour chaque taux de fusion, calculer la concentration C^{ℓ} d'un élément donné dans le liquide produit.

Nous avons reporté dans la figure n°II-16 (a, b et c) les résultats des calculs théoriques qui nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

- Fusion d'une amphibolite : la fusion modale théorique d'une telle roche donne des spectres de Terres Rares fractionnés du côte des LREE en particulier lors des premiers stades de la fusion (fig. n°II-16 a). Mais les HREE sont

peu ou pas fractionnées et leurs teneurs sont toujours supérieures à celles de la roche de départ : $(Yb)_N > 10$. Les spectres obtenus pour les volcanites basiques du Trégor sont différents, et par leur fractionnement, et par leur teneur en REE. La fusion d'une amphibolite ne nous paraît donc pas être ici le processus générateur du magma à l'origine des spilites de Paimpol.

- Dans le cas de la fusion d'une péridotite (fig. n°II-16, b) les différents stades de la fusion se caractérisent par des spectres très peu fractionnés et la superposition du champ dessiné par les spectres des roches du Trégor, montre très clairemment que ce type de péridotite ne peut en être la source.

- Reste le cas de la fusion d'une éclogite à quartz (fig. n°II-16, c). C'est le type de roche-mère dont les différents stades de fusion rendent le mieux compte des spectres observés dans les basaltes du Trégor : enrichissement en LREE important en particulier dans les premiers stades de la fusion et corrélativement fractionnement des HREE, ce qui se traduit par une teneur en HREE négative par rapport à celle de la roche-mère; fractionnement, au cours des différents stades de fusion, variant entre $(La/Yb)_N \simeq 37$ et $(La/Yb)_N \simeq 2,4$ pour respectivement 5% et 70% de fusion; enfin, fractionnement continu depuis les Terres Rares lourdes jusqu'aux Terres Rares légères.

Par rapport à ces courbes de fusion théorique, les roches du Trégor montrent le même type de fractionnement mais des teneurs sensiblement plus faibles en HREE. Ceci peut être dû à plusieurs raisons dont deux en particulier :

- le modèle de fusion modale appliqué ici ne correspond pas exactement au processus naturel et en réalité la fusion se fait avec apparition d'un résidu plus important en grenat (qui concentre les HREE) ; mais ce processus jouerait également sur la pente du fractionnement des Terres Rares lourdes (Gd à Yb) ce qui ne paraît pas être le problème en cause.
- la concentration en REE choisie pour la roche de départ (X 10 les chondrites) qui est une valeur moyenne pour les MORB, est trop forte et doit être sensiblement diminuée (6 à 7 fois la valeur des chondrites); ceci est raisonnable car bon nombre de roches constituant la croûte océanique ont des teneurs en Terres Rares inférieures à 10 fois celles des chondrites (voir par exemple les gabbros des séries ophiolitiques méditéranéennes considérées comme des fragments de croûte océanique : Allègre et al., 1973).

Quoiqu'il en soit, ce qui importe ici est le degré de fractionnement. Si on compare les valeurs du rapport $(La/Yb)_N$ obtenues dans les coulées du Trégor et qui oscillent entre 9 et 19 à celles données par le calcul théorique, on constate que les spilites peuvent dériver de la fusion d'une roche éclogitique, avec un taux de fusion compris entre 15% et 25%. Pour de telles valeurs de F, les teneurs en K_2O oscillent entre1,2 et 0,7%, ce qui est dans l'ordre de grandeur des teneurs observées dans les spilites. L'échantillon 70-101, dont le rapport $(La/Yb)_N$ est environ de 36, pourrait représenter le même type de volcanisme, mais correspondant à un taux de fusion plus faible (5%?), et peut-être à une phase précoce. La teneur plus forte en K_2O dans ce filon (≃ 2%) est compatible avec un tel degré de fusion (K_2O% théorique calculé pour F = 5% est de l'ordre de 3%).

2) Les tufs kératophyriques de Tréguier :

Trois spectres ont été déterminés sur des volcanites de ce type : deux correspondent aux tufs de Tréguier proprement dit (70-407 et 70-439) et un aux tufs de Locquirec (73-22) (fig. n°II-17 et tableau n°II-16).

Pour ces trois roches, on observe un fractionnement extrêmement fort et continu depuis les Terres Rares lourdes jusqu'aux Terres Rares légères, sauf pour l'échantillon de Locquirec pour lequel le fractionnement du côté des Terres Rares légères est moins important. Les anomalies en europium ne sont pas significatives. On sait que toutes les roches alcalines, depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites sont toujours très fortement enrichies notamment en LREE et, de ce point de vue,les kératophyres obéissent à la règle générale (Ewart et al., 1968 ; Kay et Gast, 1973 ; Dostal et al., 1977 ; Jahn et Sun, 1978 par exemple).

Ce qui est plus surprenant par contre, c'est la teneur très faible de nos échantillons en REE par rapport à celle de la plupart des roches alcalines (moyenne de l'ordre de 215 ppm pour des roches rhyolitiques d'après Haskin et al., 1968). Même si l'on admet la possibilité d'une cristallisation fractionnée partielle lors de l'ascension du magma et que par exemple les variations de teneur en REE entre 70-407 et 70-439 s'expliquent de cette façon (ce qui concorde avec les teneurs de ces roches en SiO_2 considéré comme indice de différenciation), le liquide résiduel théoriquement enrichi en éléments incompatibles est encore pauvre en REE (pour 70-439, Σ REE ≃ 46 ppm).

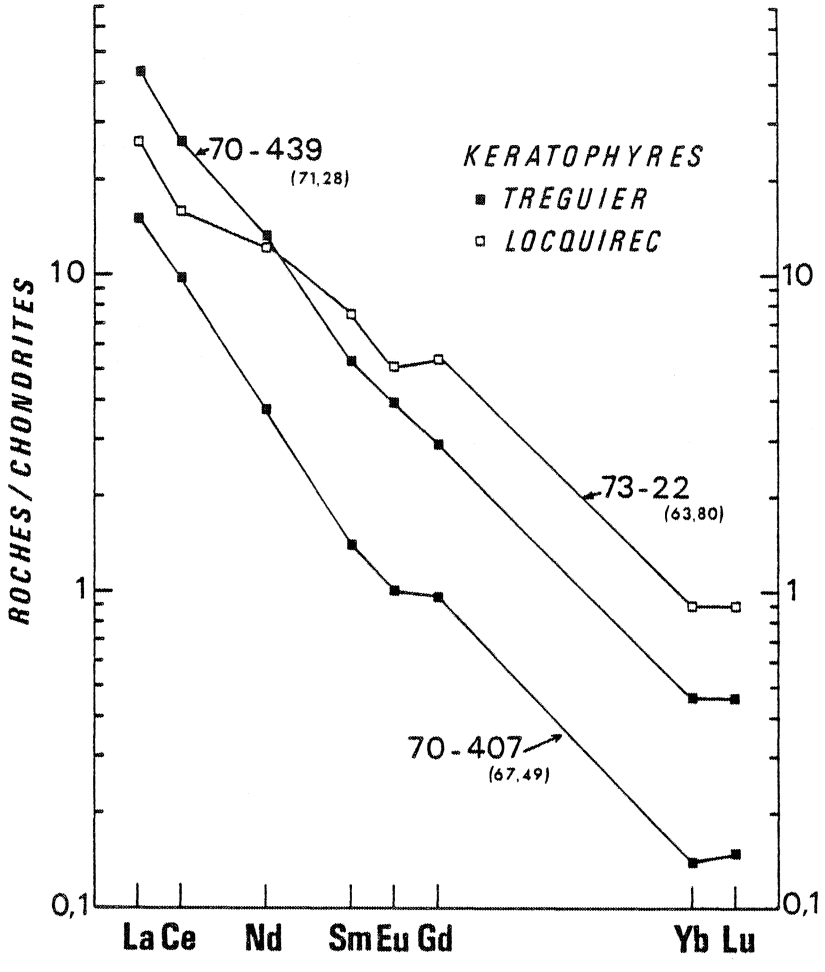


Fig.II-17 : Spectres de Terres Rares de kératophyres du Briovérien supérieur. Entre parenthèses figurent les teneurs en SiO_2%.

Dans ces conditions, quelle peut être l'origine de ces kératophyres ?

La géochimie des éléments majeurs nous avait conduit à envisager pour les kératophyres une origine à partir d'un magma à composition rhyodacitique, magma indépendant de celui qui donne les spilites.

Les Terres Rares semblent confirmer l'existence de ces deux magmas : en effet, les kératophyres sont plus pauvres en REE, notamment en HREE, que les spilites. Dans un mécanisme de cristallisation fractionnée où les kératophyres représenteraient le liquide résiduel, ce dernier plus riche en SiO_2 que les spilites (ce qui est le cas), devrait également être le plus riche en éléments incompatibles; on n'observe pas cet enrichissement. En ce qui concerne les relations spilites-kératophyres dans les roches du Trégor, il est donc assez clair que ces relations ne sont pas dûes à la cristallisation fractionnée.

Le fractionnement important des Terres Rares et la très grande pauvreté en HREE montre que dans l'élaboration du magma le rôle du grenat réfractaire est fondamental. Parmi les roches parentes possibles, ainsi que nous l'avons observé à propos des spilites, seule une roche de type éclogitique est susceptible de donner naissance à des magmas au spectre aussi fractionné. Nous retiendrons cette hypothèse en admettant que lors de la fusion produisant le magma rhyodacitique, le résidu était plus riche en grenat que dans le cas des spilites. De plus, le taux de fusion doit être sensiblement différent de celui imaginé pour les basaltes.

Arth et Hanson (1975), pour des rhyodacites archéennes du Minnesota (teneurs entre 62 et 72% de SiO_2) ont proposé une origine tout à fait semblable à celle imaginée ici. Les modèles calculés par ces auteurs montrent qu'un magma à composition rhyodacitique peut apparaître par fusion d'une éclogite (fusion comprise entre 5% et 35%) dont la composition est celle que nous avons retenue pour la roche mère des spilites. Les spectres obtenus dans ces modèles de fusion (Arth et Hanson, 1975, fig. 6 et 8) sont tout à fait semblables à ceux que nous observons ici pour les kératophyres avec toutefois, en général, des teneurs sensiblement plus fortes en Terres Rares lourdes (de l'ordre de 0,8 à 1,5 pour $(Yb)_N$). C'est ce que l'on pourra observer sur la figure n°II-18 où ont été figurés à la fois les courbes calculées et le champ des kératophyres du Trégor, les coeffi-

(A) Roche mère: Eclogite à quartz (Arth et Hanson, 1975).

Composition minéralogique :

Cpx	Gr	Qz
55 %	30 %	15 %

Composition chimique (ppm).

La	Nd	Gd	Yb	K
3,15	5,97	2,59	2,08	1500

(B) Coefficients de partage utilisés (d'après Arth et Hanson, 1975, tableau A_2, p.362).

	Cpx	Gr
La	0,17	0,29
Nd	0,64	0,53
Gd	1,07	10,5
Yb	0,94	39,9
K	0,024	0,020

Tableau II-18 : Données utilisées pour les modèles de fusion appliqués aux kératophyres.

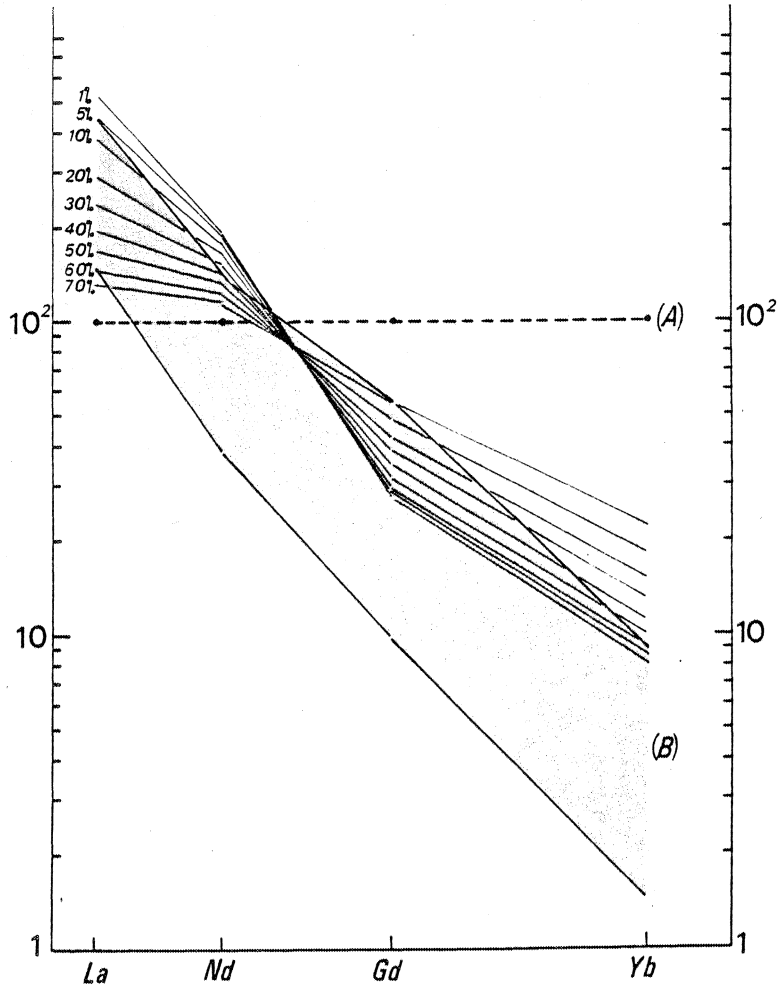


Fig.II-18 : Modèle de fusion d'une éclogite à quartz (A) et champ de composition des kératophyres (B). %= taux de fusion de la roche mère (A).

cients de partage étant ceux proposés par Arth et Hanson pour les liquides dacitiques (tableau n°II-18). D'autre part, le contrôle effectué grâce à K_2O, montre que ce mécanisme rend compte de la composition de nos roches en cet élément (teneurs en K_2O respectivement de 6,2% à 1,5% pour 1% et 10% de fusion), bien que dans le cas présent, assimiler le comportement du potassium à celui d'un élément trace, soit tout à fait approximatif. *Dans ces conditions un taux de fusion faible, inférieur à 10%, correspond le mieux aux compositions que nous observons dans les roches kératophyriques.*

En conclusion de cette étude des Terres Rares dans les volcanites de Tréguier et de Paimpol, nous retiendrons le point essentiel suivant : ces roches appartenant à une série calco-alcaline prennent naissance à partir de la fusion d'un même type de roche et c'est dans cette origine identique que l'on doit voir leur cogénétisme et leur association étroite sur le terrain. Les différences chimiques entre les roches des deux ensembles reflettent les modalités variables de la fusion affectant l'éclogite de départ : taux de fusion plus ou moins important, participation plus ou moins active du grenat à cette fusion (avec contrôle possible dans ce dernier cas non seulement par les teneurs en HREE, mais également par les teneurs en aluminium plus importantes dans les spilites que dans les kératophyres).

La fusion de cette roche éclogitique confirme d'autre part que ce phénomène apparaît dans un domaine de subduction et apporte un argument supplémentaire au fonctionnement de ce type de régime durant le Briovérien dans le secteur nord-armoricain.

D) Le magmatisme acide et alcalin :

Le comportement des REE a été examiné dans un exemple de chacune des manifestations de ce magmatisme. Ont été analysés : un échantillon provenant du granite de Porz-Scarff (70-250); un autre d'un filon de microgranite (70-96); enfin un troisième correspondant à une ignimbrite rhyolitique (70-417). Ces trois roches sont largement saturées en silice (SiO_2 de l'ordre de 74%) et alcalines (Na_2O+K_2O de l'ordre de 8,5% avec $K_2O > Na_2O$) et sont donc bien représentatives de ce magmatisme. Les résultats analytiques sont donnés dans le tableau n°II-19 et les spectres sont représentés sur la fig. n°II-19.

	(1)	(2)	(3)	(4)
La	2,1	5,5	9,1	42
Ce	3,6	12	13	81
Nd	0,96	2,5	4,8	-
Sm	0,22	0,52	0,58	-
Eu	0,06	0,13	0,21	1,5
Gd	0,14	0,32	0,35	-
Yb	-	0,03	0,03	3,7
Lu	0,003	0,005	0,006	-
Σ REE	7,08	21,0	28,08	
$(La/Lu)_N$	74,4	116,7	160,5	
$(La/Yb)_N$	-	125	206,4	
SiO_2 %	74,80	73,72	73,84	

Tableau II-19 : Teneurs en Terres Rares (ppm) des roches magmatiques éocambriennes du Trégor.

(1) Granite de Porz-Scarff (analyse n°184).

(2) Microgranite de Loguivy (analyse n°198).

(3) Ignimbrite rhyolitique de Lézardrieux (analyse n° 207).

(4) Composition de la croûte continentale supérieure (UCC) d'après Shaw, 1972, p.1579 (la valeur du rapport Rb/Sr est de 0,35 pour cette croûte).

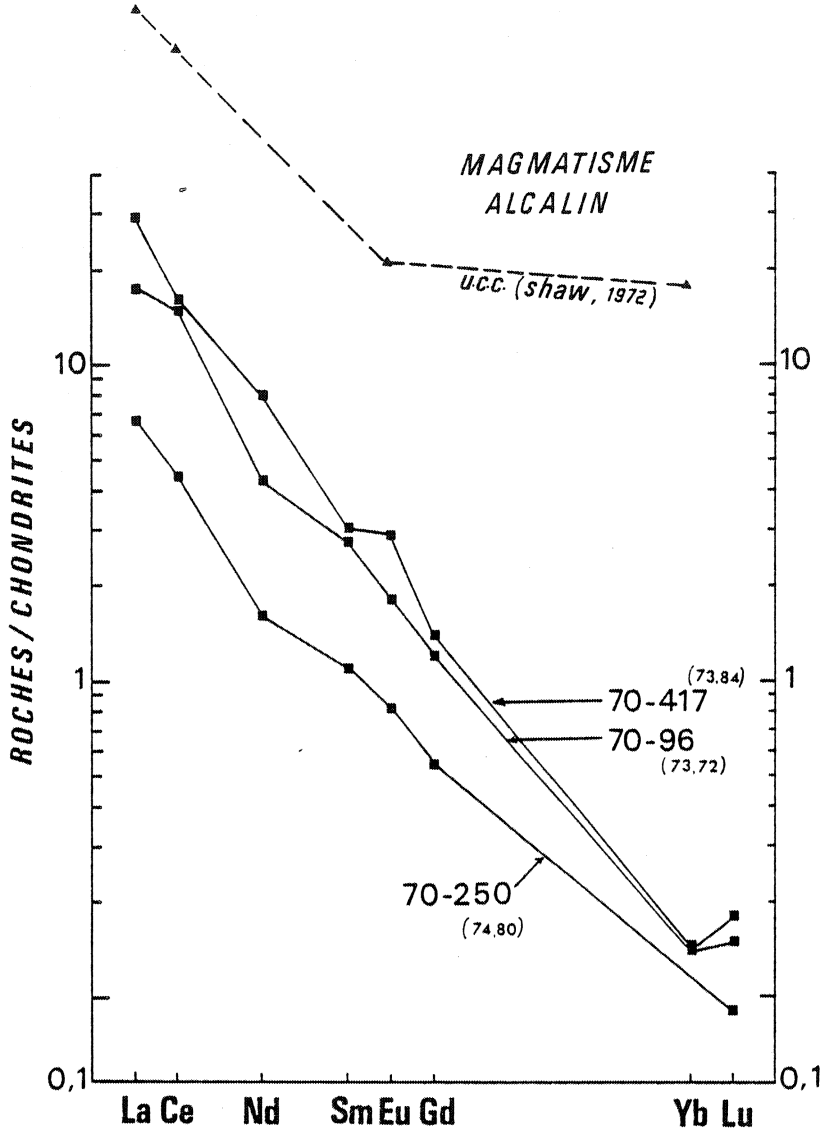


Fig.II-19 : Spectres de Terres Rares des différents types de roches représentant le magmatisme éocambrien dans le Trégor : granite de Porz-Scarff (70-250); microgranite de Loguivy (70-96); ignimbrite de Lézardrieux (70-417). Entre parenthèses figurent les teneurs en SiO_2%. Modèle de croûte continentale (U.C.C.) d'après Shaw (1972).

- Les deux caractères essentiels de ces roches en ce qui concerne les Terres Rares sont :
  - . La faible teneur en REE puisque Σ REE est comprise entre 7ppm et 28 ppm.
  - . Le fractionnement très important et régulier depuis les Terres Rares lourdes jusqu'aux Terres Rares légères : $(La/Lu)_N$ varie de 74 à 160.

- L'absence d'anomalie importante en Eu: Seule l'ignimbrite montre une anomalie positive sensible en europium, hors de la limite des imprécisions analytiques ($Eu/Eu^* \simeq 1,35$).

On retrouvera ici des caratères identiques à ceux déjà observés dans les kératophyres de Tréguier avec cependant des teneurs moyennes en REE encore plus faibles dans le cas présent. Ce qui est une vérification, à postériori de l'impossibilité d'expliquer l'origine des ignimbrites par fusion partielle de ces kératophyres (voir discussion p. 528).

La géochimie du strontium nous ayant montré l'origine profonde (origine mantellique) et juvénile de ces magmas, on peut encore, comme dans le cas des kératophyres, imaginer un modèle de fusion d'une roche mère de type éclogitique seule susceptible de provoquer un fractionnement aussi important des Terres Rares et en particulier un tel appauvrissement en HREE. Le modèle choisi est à nouveau celui de la fusion modale à l'équilibre; les résultats et les données utilisées sont représentés dans la fig. n°II-20 et dans le tableau n°II-20.

Si nous retenons la composition de l'ignimbrite rhyolitique comme la plus représentative de la composition du magma ayant donné naissance à ces roches (voir géochimie du strontium) on constate par comparaison avec les modèles calculés que le degré de fractionnement le plus compatible correspond à des taux de fusion très faibles de l'ordre de 5% environ ou moins. Pour ces taux de fusion, les teneurs théoriques en potassium (> 2,5%) sont également du même ordre que celles observées dans la rhyolite (6,19% de K_2O).

Dans le modèle imaginé pour l'origine de ces roches acides et alcalines, j'ai proposé que les trois types dérivent d'un même magma originel ayant subi une histoire crustale différente (voir géochimie du strontium). Les roches ignimbritiques correspondent à une ascension rapide du magma avec conta-

(A) Roche mère : Eclogite à quartz (Arth et Hanson, 1975).

Composition minéralogique :

Cpx	Gr	Qz
55 %	30 %	15 %

Composition chimique (ppm)

La	Nd	Gd	Yb	K
3,15	5,97	2,59	2,08	1500

(B) Coefficients de partage utilisés (d'après Arth et Hanson, 1975, tableau A_2 et A_3, p. 362).

	Cpx	Gr
La	0,27	0,29
Nd	1,11	0,53
Gd	1,85	10,5
Yb	1,58	39,9
K	0,037	0,020

Tableau II-20 : Données utilisées dans le modèle de fusion des roches magmatiques éocambriennes (granite, microgranite, ignimbrite du Trégor.

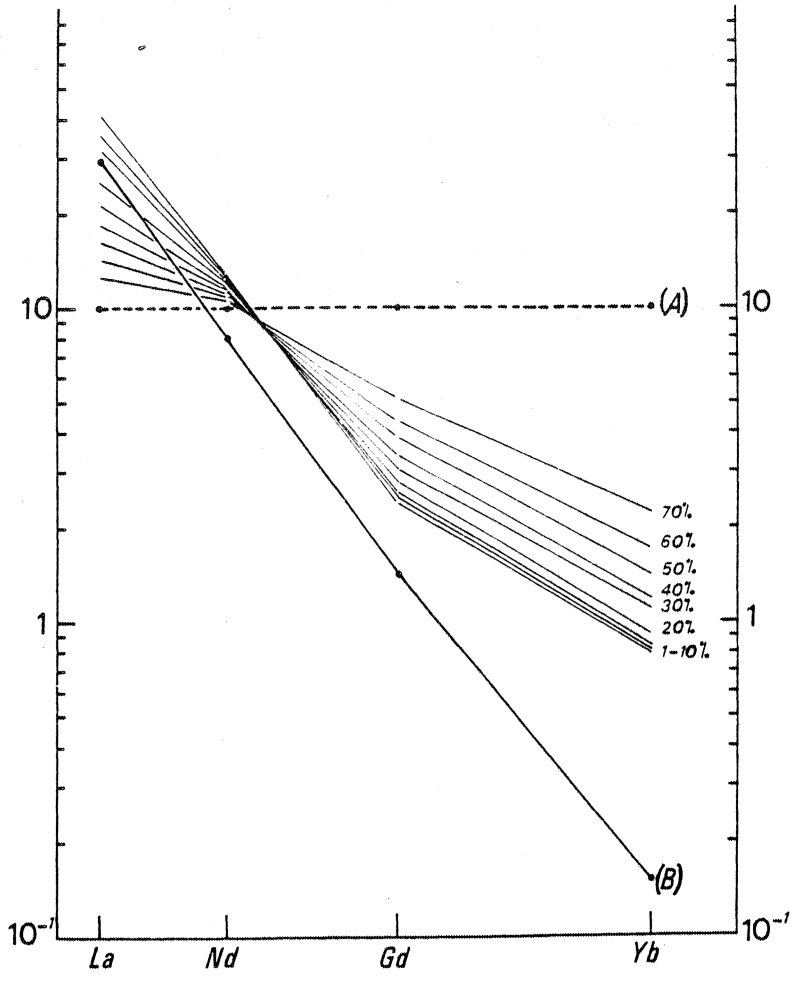


Fig.II-20 : Modèle de fusion d'une éclogite à quartz (A) et composition de l'ignimbrite de Lézardrieux (B). % = taux de fusion de la roche mère (A).

mination faible lors de la traversée du socle; granite et microgranites correspondent au même magma qui a séjourné plus longtemps dans la croûte, y a cristallisé et a subi de ce fait une contamination plus poussée. Granite et microgranites représentent le fractionnement tardif de cette deuxième partie du magma originel.

L'analyse des Terres Rares semble confirmer ce schéma : (1) l'analogie des spectres montre le cogénétisme de ces roches; (2) la différence des teneurs en REE entre le granite et le microgranite peut s'expliquer effectivement par un mécanisme de cristallisation fractionnée, le microgranite représentant un terme différencié du magma en voie de cristallisation; (3) enfin, le stock de Terres Rares est sensiblement le même entre les rhyolites d'une part, et l'ensemble granite-microgranite d'autre part (≃ 28 ppm dans les deux cas).

Un point reste malgré tout difficile à expliquer pour le moment dans le modèle de contamination : celui des teneurs en Terres Rares dont les quantités, dans le cas du couple granite-microgranite, ne paraissent pas avoir été beaucoup modifiées par cette contamination.

Je n'ai pas de données sur les teneurs en Terres Rares du socle ancien du Trégor; mais si l'on retient les chiffres proposés par Shaw (1972, a), pour la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (U.C.C., p. 1579) dont le rapport Rb/Sr = 0,35 est voisin de celui trouvé dans le vieux socle trégorrois (Rb/Sr ≃ 0,40), on constate que la croûte est beaucoup plus riche en Terres Rares, notamment en HREE (Yb_N ≃ 18) que les roches de type granite ou microgranite (voir fig. n°II-20). Si le spectre construit pour cette croûte supérieure confirme bien que le magmatisme éocambrien ne peut en résulter par fusion partielle, par contre il y a tout un comportement spécifique des Terres Rares au cours des phénomènes de contamination qui reste à étudier mais qui nécessiterait de nombreuses déterminations des teneurs en ces éléments dans les gneiss anciens.

E) Les filons du domaine nord-trégorrois :

Quatre échantillons de ces intrusions filoniennes ont été analysés : trois représentent des filons de dolérite et un, un filon andésitique ("porphyre vert"). Les résultats analytiques et les spectres de Terres Rares de ces différentes roches sont représentés dans le tableau n°II-21 et la figure n°II-21.

	(1)	(2)	(3)	(4)
La	24	44	14,5	40
Ce	55	68	30	51
Nd	23	31	11,5	25
Sm	5,2	4,6	2,3	6,54
Eu	1,7	1,7	0,91	1,8
Gd	5,3	5,3	2,0	5,0
Yb	2,0	1,3	0,50	1,1
Lu	0,36	0,20	0,083	0,18
Σ REE	116,56	156,1	61,79	130,62
$(La/Lu)_N$	6,9	22,5	17,7	22,7
$(La/Yb)_N$	7,9	22,2	19,2	24
MgO %	7,73	4,44	4,09	2,05

Tableau II-21 : Teneurs en Terres Rares (ppm) des intrusions doléritiques et andésitiques paléozoïques dans le Trégor.

(1) Filon doléritique (analyse n° 230).
(2) Filon doléritique (analyse n° 235).
(3) Filon doléritique (analyse n° 237).
(4) Filon andésitique (analyse n° 220).

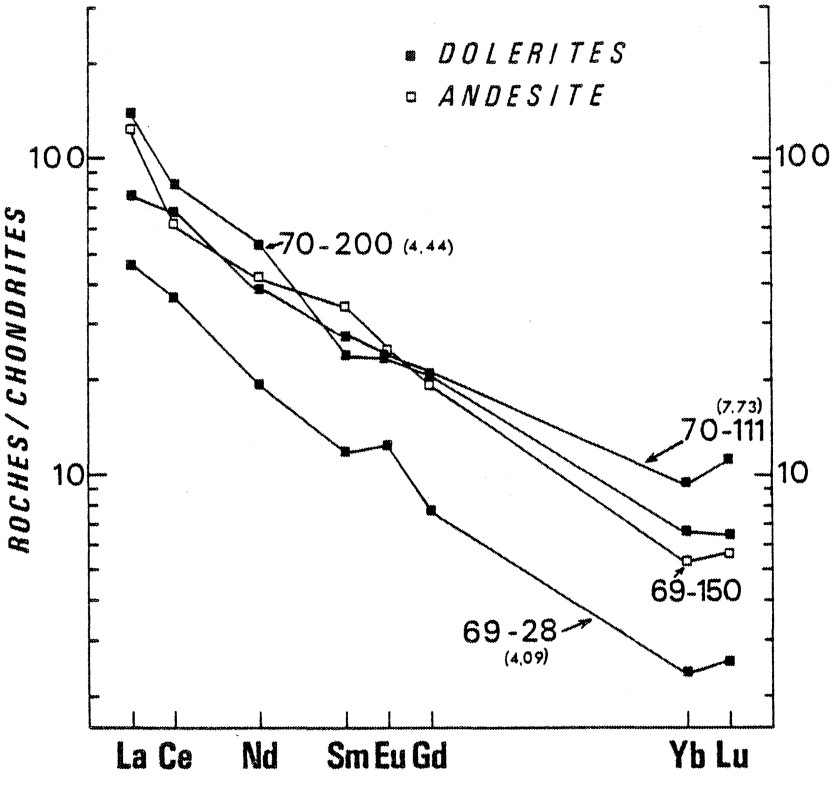


Fig.II-21 : Spectres de Terres Rares des filons recoupant le batholite nord-trégorrois Entre parenthèses figurent pour les dolérites les teneurs en MgO%.

Un autre filon appartenant au groupe des albitophyres d'Er (filon spilitique 70-101; analyse 223 a déjà été étudié dans le paragraphe consacré aux volcanites spilitiques (voir paragraphe C-1).

1) Les dolérites : (Echantillons 70-111, 70-200 et 69-28).

Comme nous l'avons vu lors de l'étude pétrographique et chimique (éléments majeurs), ces roches sont des basaltes soit à olivine, soit légèrement saturés (quartz en faible quantité dans la norme: $< 5\%$). Exceptionnellement, elles peuvent être sous-saturées, un peu de néphéline apparaissant dans la norme (c'est le cas pour l'échantillon 70-111 qui renferme 1% de néphéline normative). D'autre part, ces dolérites se situent en majorité dans le champ des séries tholéitiques (voir diagramme AFM, fig. n°I-88).

Une fois encore, nous observons des roches qui présentent un fractionnement relativement important et continu depuis les Terres Rares lourdes jusqu'aux Terres Rares légères; seul l'échantillon 69-28, plus riche en plagioclase que les autres montre une nette anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* \simeq 1,3$). Peut être est-il intervenu dans ce filon, très puissant (12 m), une différenciation du type coeur - bordure, ce qui expliquerait d'autre part que cet échantillon soit plus pauvre en Terres Rares que les deux autres.

Le fractionnement de ces spectres pour des roches à affinité tholéitique nette montre qu'il s'agit certainement d'un volcanisme intra-plaque (voir rappels généraux au début de ce chapitre) et de type continental dans le cas présent. On se rappelle en effet que les tholéites des zones orogéniques ont des spectres soit plats, soit montrant un appauvrissement du côté des Terres Rares légères: $(La/Sm)_N < 1$; comme il ne s'agit pas d'autre part de basaltes liées à une série calco-alcaline (H.A.B. comme c'était le cas pour les spilites de Paimpol), on voit qu'il ne peut s'agir effectivement que de tholéites intra-plaques.

Dans ces conditions, il est nécessaire de chercher une source profonde, vraisemblablement mantellique, pour ces dolérites. Nous avons déjà vu (à propos des spilites, fig. n°II-16 b) qu'une composition pyrolitique ne convient pas car elle ne peut expliquer l'appauvrissement très important en HREE.

(A) Roche mère : Lherzolite à grenat (d'après Shaw, 1972 a).

Composition minéralogique :

Ol	Opx	Cpx	Gr
55 %	15 %	20 %	10 %

Composition chimique (ppm) :

La	Nd	Gd	Yb	K
0,945	1,791	0,77	0,624	1000

(B) Coefficients de partage utilisés (d'après Arth et Hanson, 1975 ; Jahn et al., 1978).

	Ol	Opx	Cpx	Gr
La	0,01	0,008	0,07	0,016
Nd	0,0105	0,015	0,18	0,09
Gd	0,013	0,032	0,3	1,0
Yb	0,020	0,10	0,3	11
K	0,0068	0,014	0,011	0,015

Tableau II-22 : Données utilisées pour les modèles de fusion appliqués aux dolérites paléozoïques du Trégor.

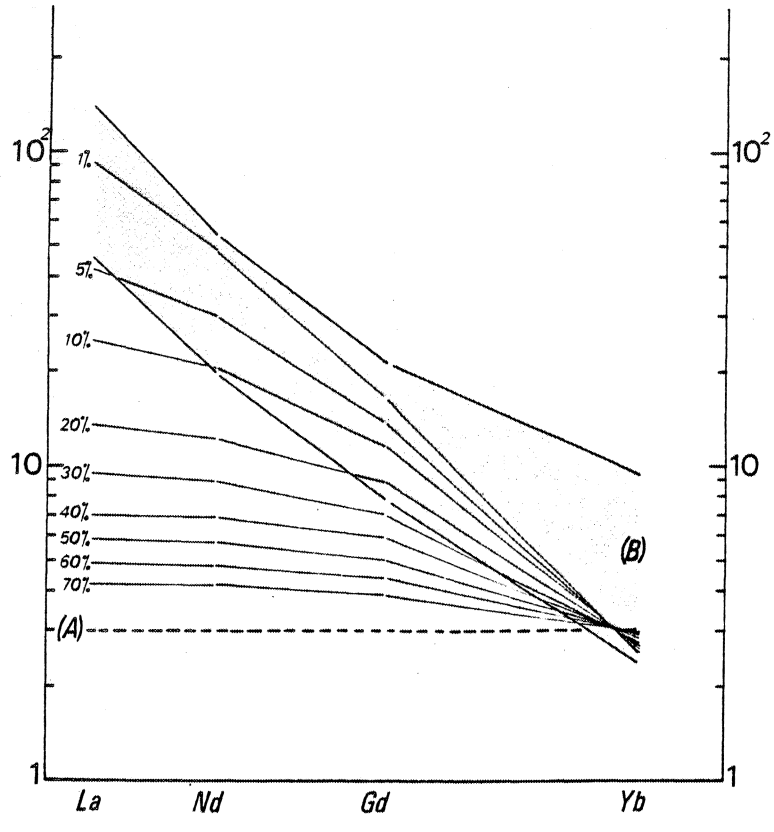


Fig.II-22 : Modèle de fusion d'une lherzolite à grenat (A) et champ de composition des dolérites du Trégor (B) · % = taux de fusion de la roche-mère (A).

Parmi les compositions mantelliques possibles, il faudra donc retenir celle qui contiendra du grenat; c'est pourquoi nous avons utilisé, pour calculer un modèle de fusion, une composition de péridotite à grenat proposée par Shaw (1972, a). Les résultats de ce modèle de fusion sont représentés dans la fig. n°II-22 et les données utilisées figurent dans le tableau n°II-22.

On constate qu'aux approximations près (teneurs en éléments de la roche mère fixées aux environs de X 3 chondrites en particulier), ce modèle rend assez bien compte de l'origine des dolérites par fusion partielle d'une telle péridotite. Pour des taux de fusion faibles (inférieurs à 10%), on retrouve à la fois sensiblement les mêmes teneurs en Terres Rares et les mêmes fractionnements :pour un taux de fusion de 5%, $(La/Yb)_N \simeq 17$ et pour un taux de fusion de 10% $(La/Yb)_N \simeq 0,96$; le potassium, utilisé comme élément de contrôle donne aussi des valeurs compatibles avec ces taux de fusion (5% de fusion = 2% de K_2O ; 10% de fusion = 1% K_2O alors que les dolérites ont des teneurs en K_2O oscillant entre 0,78% et 1,69%).

2) Les filons d'andésite :

Le seul spectre présenté ne permet évidemment pas de conclusion définitive. Par rapport aux dolérites, on remarque néanmoins qu'il présente des caractéristiques assez voisines : teneurs en Terres Rares (Σ REE ≃ 130 ppm) et fractionnement $(La/Yb)_N = 24$.

Taylor (1968) a donné des valeurs de Terres Rares dans les andésites circum-pacifiques, c'est à dire appartenant à des séries calco-alcalines; Σ REE oscille entre 36 ppm et 102 ppm (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Yb), la moyenne étant de 59 ppm. Dans l'échantillon du Trégor, la teneur en ces mêmes éléments est nettement plus forte.

Dans les andésites modernes, le fractionnement peut être de plusieurs types :

- soit pratiquement absent (Fugimaki, 1975 ; Jahn et Sun, 1978) avec un léger appauvrissement en Terres Rares légères et une concentration oscillant entre 10 et 20 fois celles des chondrites (andésites du Japon);
- soit un fractionnement uniquement au niveau des LREE : $(La/Sm)_N \simeq 10$ et $(Sm/Lu)_N = 1$ avec La_N de l'ordre 40 à 100 et Lu_N de l'ordre de 10 ; c'est le cas des andésites de Nouvelle-Zélande (Ewart et al., 1977);

- soit enfin un fractionnement continu depuis les Terres Rares lourdes (faible fractionnement avec $(Tb/Lu)_N < 2$ et fortement en Terres Rares légères $(La/Sm)_N \simeq 10$ avec La_N de l'ordre de 100 à 200 et Lu_N de l'ordre de 10 fois les chondrites (Dostal et al., 1977 ; andésites du Pérou).

Dans les terrains anciens, à l'Archéen en particulier, Condie (1976) a reconnu également trois grands types d'andésites; les DAA (Depleted Archean Andesites) qui correspondent sensiblement au premier groupe défini dans les andésites actuelles; les LAA (Low-alkali Archean Andesites) qui correspondent en gros au groupe deux; et enfin les HAA (High-alkali Archean Andesites) qui correspondent au groupe trois moderne, mais avec cette différence que le fractionnement est plus important que dans le cas des andésites modernes du groupe 3 (Jahn et Sun, 1978). Dans ces dernières $(La)_N$ est de l'ordre de 30 à 200 fois les chondrites, $(Lu)_N$ de l'ordre de 4 à 20 fois les chondrites.

Si nous comparons le filon du Trégor à ces différents types d'andésites, c'est au type 3 (HAA) que cette roche ressemble le plus en ce qui concerne les Terres Rares (fig. n°II-23). Pour ce type de roche, Jahn et Sun (1978) proposent une origine primaire (magma andésitique) par fusion directe d'une éclogite ou d'une amphibolite à quartz dans des conditions mantelliques. Cette hypothèse génétique confirmerait (tout comme le filon spilitique 70-101 vu précédemment) les liens éventuels existant entre les albitophyres d'Er et le volcanisme du domaine sud-trégorrois que nous avions proposés auparavant (voir chapitre précédent) puisque nous aurions à ce moment là une origine commune par fusion d'une plaque océanique en voie de subduction. En l'absence de données plus précises (âge radiométrique et valeur de I en particulier), contentons-nous de remarquer que, tout comme les éléments-majeurs, les Terres Rares confirment la nature calco-alcaline des filons andésitiques recoupant le domaine nord-trégorrois et rendent donc possible l'hypothèse d'une genèse commune au cours d'une même période géodynamique (période de subduction).*

---

* Rappelons simplement que ce filon d'Er recoupe le faciès de bordure du granite de Porz-Scarff. Son âge est donc inférieur à 550 m.a. environ.

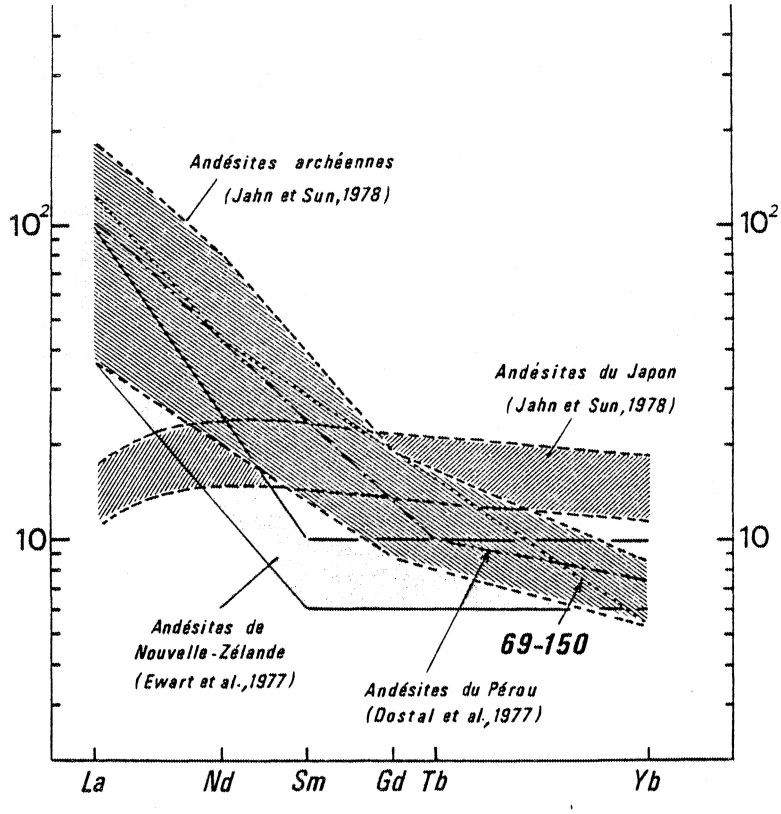


Fig.II-23 : Spectres de Terres Rares des principaux types d'andésites. 69-150 = filon andésitique du Trégor.

III - CONCLUSIONS.

Si nous essayons de résumer ici les principales données apportées dans ce chapître consacré aux Terres Rares, nous retiendrons les points essentiels suivants :

- Dans toutes les roches analysées, les spectres de Terres Rares montrent un fractionnement net plus ou moins prononcé suivant le type de magmatisme considéré. Ceci nécessite, pour tous ces magmas, une région source dans laquelle le grenat jour un rôle prépondérant dans le résidu puisqu'il est particulièrement riche en HREE. Le taux de fusion de la roche mère plus ou moins important (dans le cas des modèles de fusion modale envisagés ci-dessus), le taux de fusion et la quantité de grenat participant à la fusion (dans le cas d'une fusion non modale, autre modèle proposé par Shaw, 1970), déterminent l'abondance des Terres Rares lourdes (Yb, Lu) qui existent dans les magmas et les roches qui en dérivent.
- En ce qui concerne les magmatismes du Protérozoïque supérieur (spilites de l'Armorique -Trédrez - Lannion, granitoïdes de Perros-Guirec - Bréhat, spilites de Paimpol, kératophyres de Tréguier, auxquels il faut ajouter les filons constituant le groupe des albitophyres d'Er qui recoupent le domaine nord-trégorrois), le modèle qui s'adapte le mieux est celui de la fusion d'une éclogite à quartz. Nous avons vu par ailleurs que ces ensembles aux caractères calco-alcalins le plus souvent nets se formaient vraisemblablement dans le cadre d'une subduction. Dès lors la région source correspondrait à la partie supérieure de la plaque lithosphérique en voie de subduction puisque l'on sait que les tholéites océaniques se transforment progressivement en amphibolite et en éclogite au cours de cette subduction (Ringwood, 1967). Des taux de fusion variables auxquels se surimposent vraisemblablement pour chaque groupe de roches des phénomènes de cristallisation fractionnée, permettent de rendre compte de l'ensemble des spectres obtenus pour les roches trégorroises.
- Le magmatisme acide et alcalin (granite de Porz-Scarff, microgranites de Loguivy, ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux) nécessite lui aussi une source profonde (géochimie du Sr) et riche en grenat (teneurs exceptionnellement faibles en HREE). Là encore, une éclogite à quartz nous a semblé être la meilleure source possible, ce qui semble indiquer que ce magmatisme est encore lié à la sub-

duction *. Dans ce cas là, le "gap" apparent dans le fonctionnement de la subduction entre 640 et 550 m.a. serait comblé par les magmatismes dioritiques et granodioritiques de la fin du Cadomien (type Coëtmieux - Fort la Latte - Vire) peu nombreux dans le Trégor (Keralain, Taurel), mais dont on connaît l'origine profonde et non crustale (Vidal. 1976). Cette hypothèse n'est pas impossible car on se rappelle que les manifestations de type ignimbritique sont fréquentes dans le cadre d'une subduction, principalement lorsque cette subduction s'effectue sous une croûte continentale importante (Dickinson, 1970), ce qui est le cas ici. Dès lors, il faut envisager une subduction d'une durée supérieure à 100 millions d'années..

- Nous n'avons pas beaucoup d'éléments de géochimie isotopique en ce qui concerne les dolérites filoniennes. Nous n'avons vu que pour ces dolérites, la roche mère la plus appropriée était une péridotite à grenat de type lherzolitique. Dans le schéma de Ringwood (1967, fig.1), une telle roche peut exister entre le manteau pyrolitique et la croûte continentale. Avec ces roches tholéiitiques nous passons donc dans un autre régime géotectonique comme semblent l'indiquer la nature de la source et la teneur des roches (ou des magmas) en Terres Rares: il s'agit d'un volcanisme intraplaque, conclusion à laquelle nous étions arrivés par l'étude des mêmes éléments pour la série spilitique d'Erquy (Martineau et al., 1973). Un magmatisme de type atectonique ("hot-spot") paraît ainsi caractériser l'ensemble du domaine nord-armoricain durant le Paléozoïque. Il serait intéressant de confirmer ce point

---

* Remarque : Ringwood (1967) a fait remarquer que sous les continents, le manteau supérieur ne pouvait contenir d'éclogite à quartz et que les éclogites existant dans cette zone étaient des éclogites sans quartz, se présentant sous forme de ségrégations au sein d'un manteau essentiellement péridotitique. On peut objecter que le modèle dont nous nous sommes servi pour les Terres Rares ne tient pas compte du quartz; vis à vis des Terres Rares, si nous prenions une éclogite sans quartz, ceci ne changerait donc guère la forme des spectres; par contre en ce qui concerne les majeurs et en particulier le SiO_2 la composition chimique de la roche mère en éléments majeurs deviendrait sans doute plus difficilement compatible avec la production de magma rhyolitique.

en effectuant l'étude géochimique précise du volcanisme de Plouézec-Plourivo dont on sait par ailleurs qu'il est à peu près contemporain de celui d'Erquy (respectivement 482 m.a. et 472 m.a.) et tout comme lui, d'origine mantellique (I_{Sr} = 0,7054).

Nous rejoignons ici les conclusions apportées par l'étude de la géochimie du strontium où toute l'histoire protérozoïque supérieure et paléozoïque de ce domaine est déterminée par la présence d'une croûte continentale épaisse (au moins supérieure à 20 km); celle-ci est devenue un bloc passif (un craton) avant le Briovérien et ne sera jamais réactivée par la suite (pas de magmatisme d'origine crustale); elle explique par contre la possibilité d'une subduction durant le Briovérien et jusqu'à l'orée des temps paléozoïques, subduction au cours de laquelle les magmatismes d'origine profonde prennent naissance par fusion de la partie supérieure de la plaque lithosphérique en voie d'enfoncement. Lorsque le mécanisme s'arrête (Cambro-Ordovicien), les magmatismes présentent des caractères de volcanisme intra-plaques sur croûte continentale, leur source se situant sans doute à la limite de la croûte continentale et du manteau.

Pour terminer, je voudrais signaler à nouveau que les tentatives de modélisation et de quantification proposées ici ne sont que des essais; les Terres Rares étant des éléments peu mobiles considérés comme bons traceurs de l'origine et du mode de genèse des magmas, il nous est apparu souhaitable de les utiliser pour vérifier les premières hypothèses proposées lors de l'étude des autres éléments chimiques des roches. Il s'avère que les modèles proposés grâce aux Terres Rares sont compatibles avec les autres données et apportent donc un argument supplémentaire à notre reconstitution du déroulement de l'histoire géologique du Trégor.

TROISIEME PARTIE

Histoire géologique du Trégor
Modèle géodynamique

Tout au long des chapîtres précédents, nous avons présenté les caractères pétrographiques, géochimiques, structuraux, géochronologiques des principaux ensembles constituant le Trégor.

Nous allons maintenant tenter de synthétiser toutes ces données en vue de reconstituer l'histoire géologique de cette région pour essayer de l'intégrer dans un schéma de tectonique des plaques. Ceci nous conduira, à l'occasion, à comparer ce fragment de bloc domnonéen à d'autres régions et en particulier à d'autres domaines du Massif Armoricain.

Chapitre I

Les grandes étapes de l'histoire géologique du Trégor

La succession des événements géologiques dans le Trégor peut être divisée en trois périodes principales :

- Une première période, correspondant au Protérozoïque inférieur à moyen, au cours de laquelle se constitue ce que nous nommerons le "socle ancien".
- Une deuxième période, correspondant au Protérozoïque supérieur ou Briovérien pendant laquelle vont apparaître l'essentiel des formations reconnaissables actuellement dans le Trégor.
- Enfin, une troisième et dernière période qui recouvre le Paléozoïque et s'achève par la mise en place de granites post-tectoniques (granite de Ploumanac'h aux environs de 300 m.a.).

I - LA PREMIERE PERIODE = FORMATION DU SOCLE ANCIEN.

Les témoins de ce cycle constituent à l'heure actuelle des lambeaux ou des enclaves insérés dans les formations plutoniques du domaine nord-trégorrois.

Au point de vue pétrologique et structural, nous ne possédons que des informations très limitées sur ces fragments de socle ancien. Toutefois, ces deux formations présentent une évolution tout à fait comparable pouvant être schématisée de la manière suivante :

- développement d'une série volcano-sédimentaire à l'intérieur de laquelle dominent largement les termes volcaniques qui présentent des caractères de série calco-alcaline;
- mise en place de granites porphyroïdes intrusifs dans les séries volcano-sédimentaires. Cette phase plutonique est particulièrement bien développée dans la formation de Port-Béni;
- métamorphisme et déformation de l'ensemble des roches entrainent la formation des gneiss variés que l'on observe actuellement : gneiss granitiques à granodioritiques, leptynites, amphibolites, micaschistes, orthogneiss. Ce métamorphisme accompagné d'une intense foliation est difficile à caractériser du point de vue pétrologique, de nombreux événements thermiques et/ou thermo-tectoniques ultérieurs en ayant altéré les caractères. Là où il est le mieux décelable, c'est à dire dans les gneiss de Port-Béni, il semble être de type intermédiaire et de degré moyen, n'atteignant qu'exceptionnellement le stade élevé marqué par l'apparition de rares métatexites. La foliation est une schistosité de plan axial pour des plis de style isoclinal observés en particulier dans les figures de migmatisation.

Aucune structure d'ensemble ne peut être mise en évidence par suite de la dispersion et de l'étendue limitée des affleurements, notamment dans le cas de la formation de Port-Béni. Les gneiss de Trébeurden qui constituent une bande plus continue, voient leur orientation et leur structuration primitives perturbées par la mise en place du granite hercynien de Ploumanac'h ou alors, plus vers le SW (région de Porz-Mabo ou de Morguignen - Moulin de la Rive), par des déformations hercyniennes particulièrement intenses dans ce secteur.

- Au point de vue géochronologique, les données en notre possession correspondent à la mise en place des granites porphyroïdes. Deux groupes d'âges ont été obtenus : l'un aux environs de 2000 m.a. date l'apparition des granites porphyroïdes dans les gneiss de Trébeurden (orthogneiss de Porz-Mabo : 2025 m.a.); l'autre, aux environs de 1800 m.a., est celui du granite porphyroïde de la formation de Port-Béni. Ces âges correspondent à des événements ponctuels dans le développement de ce socle ancien.

Les orthogneiss à 2000 m.a. sont intrusifs dans une série volcano-sédimentaire; ceci signifie donc que cette dernière a un âge certainement supérieur.

Les orthogneiss à 1800 m.a. (orthogneiss de Port-Béni) ont subi le même métamorphisme et la même structuration que les niveaux lités encaissants : en conséquence, le métamorphisme majeur observé a au plus, un âge de 1800 m.a. (cas d'un plutonisme synmétamorphe) et peut être plus jeune (métamorphisme post-plutonique). Dans ce dernier cas, l'âge de ce métamorphisme est indéterminé, les intercepts bas fournis par les diagrammes Concordia-Discordia étant beaucoup trop jeunes pour pouvoir être interprétés comme âge de ce métamorphisme qui de toute façon est antérieur à la mise en place des volcanites du Briovérien inférieur à moyen (série de l'Armorique - Trédrez). Il est vraisemblable d'ailleurs que ce métamorphisme ancien est peu différent de 1800 m.a., aucun indice d'âge plus récent, en particulier aux alentours de 1000 m.a. (grenvillien), n'ayant pu être décelé.

Ces faits montrent donc que le développement et l'évolution du socle ancien se sont déroulés en englobant la période 2000 - 1800 m.a. sans que des limites précises puissent pour l'instant être établies. Si nous nous référons à l'échelle proposée par Windley (1977), cette période correspond par conséquent essentiellement au Protérozoïque inférieur (2500 - 1800 m.a.), débordant peut-être sur le Protérozoïque moyen (1800 - 1000 m.a.). Ainsi caractérisé, ce socle ancien correspond d'autre part au socle pentévrien tel qu'il a été défini par Cogné (1959, 1972).

Quoi qu'il en soit, ces gneiss sont les premiers témoins d'une croûte continentale dans le domaine trégorrois et s'apparentent aux formations identiques et du même âge notées par ailleurs dans l'ensemble du domaine nord-armoricain (îles anglo-normandes, Cotentin). Ils vont désormais constituer

un socle au sein ou au dessus duquel vont se mettre en place les magmatismes et éventuellement les sédiments des périodes suivantes. Vis à vis de ces magmatismes ultérieurs, le socle ancien ne jouera qu'un rôle passif, provoquant des contaminations géochimiques sans jamais participer réellement à la genèse des magmas, même les plus jeunes (tel le granite de Ploumanac'h : 303 ±15 m.a. avec I = 0,7058 ± 0,0004).

L'existence même de ce socle ancien constitue une originalité du domaine nord-armoricain et du Trégor en particulier non seulement par rapport aux régions plus méridionales du Massif Armoricain, mais également par rapport au reste de la chaîne varisque, ainsi que l'ont déjà signalé Calvez et Vidal (1978), à propos des gneiss de Guernesey (gneiss d'Icart : 2018 m.a). Ils seront ainsi un des éléments essentiels de la reconstitution géodynamique que nous proposerons.

II - LA DEUXIEME PERIODE = LES FORMATIONS BRIOVERIENNES.

C'est la période la plus importante de l'histoire du Trégor puisque c'est au cours de celle-ci que vont apparaître la plupart des ensembles caractéristiques de cette région.

En fait, elle peut être subdivisée en deux étapes : la première qui correspond au Briovérien inférieur et moyen et la seconde qui correspond au Briovérien supérieur.

A) Première étape : Le Briovérien inférieur et moyen.

Dans la région étudiée ici, l'étape envisagée n'est représentée que par ses termes ultimes. C'est vers le Sud et plus particulièrement le SW (autour de la Baie de Lannion) qu'il faut se tourner pour reconnaître dans les formations volcaniques et sédimentaires de la Pointe de l'Armorique - Trédrez et la formation greywackeuse de St-Efflam les témoins les plus anciens de cette étape.

Verdier (1968) a étudié les caractères pétrographiques et structuraux de ces différentes formations.

Celle de la Pointe de l'Armorique - Trédrez comprend à sa base des micaschistes sériciteux ou chloriteux qui font place progressivement à un ensemble de volcanites basiques, spilitiques, on l'on reconnaît au travers d' un métamorphisme de type "Schistes verts", les textures et les structures d' anciennes coulées (pillows-lavas) ou d'anciens épisodes pyroclastiques (tufs). La présence de niveaux phtanitiques intercalés dans la partie supérieure de la série volcanique est très caractéristique de cette formation.

Cette dernière passe progressivement vers le haut et est surmontée par un ensemble greywackeux caractérisé par son aspect finement lité (formation de St-Efflam).

Du point de vue métamorphique et structurologique Verdier (1968), tout comme Barrois (1908) ou Delattre et al. (1966), considère que les formations de la Pointe de l'Armorique - Trédrez et de St-Efflam constituent un ensemble homogène au sein duquel il met en particulier en évidence une phase de plissement isoclinale cadomienne, responsable de l'épimétamorphisme et de la foliation primitive de ces roches.

Ainsi caractérisées sur les rives de la Baie de Lannion, ces formations et notamment les volcanites basiques avec intercalations phtanitiques se poursuivent vers l'Est. Un moment perturbées et interrompues par l'intrusion granitique hercynienne de Trédrez, elles réapparaissent au Sud de Lannion et vont dessiner une bande continue qui va s'amincissant vers l'Est jusqu'au Trieux. Plus loin vers l'Est, on les retrouve constituant le soubassement des formations rouges de Plouézec-Plourivo (spilites d'Yvias, Barrois 1908 ; Pinel 1964).

Les caractères lithologiques et structuraux de la formation de la Pointe de l'Armorique - Trédrez sont par ailleurs très semblables à ceux de la formation des amphibolites de Lanvollon connue sur le flanc ouest de la Baie de St-Brieuc. Les travaux de Cogné (1962 notamment) ou de Jeannette (Jeannette et Cogné, 1968 ; Jeannette 1970) montrent en effet que les amphibolites de Lanvollon représentent (avec les poudingues de Cesson interstratifiés), un important empilement de volcanites basiques (pillows-lavas) et de sédiments avec notamment des niveaux phtanitiques au sommet de la série (formation de Port- Martin). Pour ces auteurs, la formation de Lanvollon correspond à la période la plus ancienne de l'évolution briovérienne, affectée par un plissement isoclinal intense (phase cadomienne I) avant le dépôt de la série sus-jacente de Binic qui appartient au Briovérien supérieur (Jeannette et Cogné, 1968).

On observe donc dans la formation des amphibolites de Lanvollon, les mêmes caractères lithologiques et la même évolution que dans la formation de la Pointe de l'Armorique - Trédrez; en conséquence je pense que cette dernière doit pouvoir, comme la précédente, être rapportée à la même étape briovérienne.

S'agit-il de Briovérien inférieur ou de Briovérien moyen ? Il est impossible, dans l'état actuel des connaissances, de répondre à cette question puisque ni du point de vue stratigraphique ni du point de vue géochronologique on ne connaît avec précision la limite entre ces deux étages. Il est plus raisonnable de regrouper tous ces termes du Briovérien dans le même ensemble, ce qui correspond de toute façon à une réalité structurologique et vient d'ailleurs d'être proposé par Le Corre (1977, 1978) qui désigne ces formations sous le nom de Briovérien basique et phtanitique ("ensemble ancien").

Si toute cette période n'est pas directement observable dans la région étudiée, par contre le plutonisme qui en marque la fin y est abondamment représenté. Tout le domaine nord-trégorrois, en effet, est constitué d'intrusions plutoniques variées dont la composition est principalement granodioritique et monzogranitique; les termes extrêmes (diorite de Castel-Meur ou faciès aplitique du type Pomelin-Bréhat) ne constituent qu'une très faible partie de tout le complexe. L'étude pétrographique nous a permis de définir cinq types principaux qui peuvent être regroupés en trois ensembles :

. Un ensemble granodioritique comprenant des termes grenus (type Talberg) et microgrenus (type Pleubian).
. Un ensemble granito-monzonitique montrant également des termes grenus (type Pomelin-Bréhat) et microgrenus (type Launay).
. Un ensemble granito-monzonitique, à grain plus grossier que le précédent, correspondant aux roches grenues de type Port-Blanc.

L'étude des relations entre ces différents ensembles de même que l'interprétation des données géochimiques (éléments majeurs, éléments-traces), nous ont conduit à la conclusion qu'il s'agissait vraisemblablement d'intrusions magmatiques successives, d'origine profonde, plus ou moins contaminées par le socle ancien et correspondant à la genèse de magmas variés (degré de fusion différent) éventuellement soumis, lors de leur ascension ou de leur

mise en place, à une cristallisation fractionnée (voir géochimie des Terres Rares, notamment). Tout ceci aboutit à l'apparition d'une suite calco-alcaline parfaitement caractérisée et typique des régions orogéniques.

Pourquoi situons-nous cette activité plutonique à la fin de cette première étape de l'évolution briovérienne ?

Tout d'abord et en ce qui concerne sa limite inférieure, l'argument nous est fourni par la granodiorite de Beg-ar-Fourm. Cette dernière présente des caractères pétrographiques et géochimiques tout à fait analogues à ceux des granodiorites nord-trégorroises (Type Talberg). Or elle recoupe sans ambiguité les formations de la Pointe de l'Armorique - Trédrez; sa mise en place est donc postérieure non seulement à l'apparition de celles-ci, mais encore à leur structuration. Pas plus dans la diorite de Beg-ar-Fourm que dans le reste du complexe plutonique nord-trégorrois, il n'existe de déformation pouvant correspondre aux plissements isoclinaux intenses décrits dans les formations encaissantes; le plutonisme est donc postérieur à la phase de déformation (Cadomien I) marquant l'évolution de cette étape.

A l'inverse, la limite supérieure est déterminée par la présence de filons spilitiques et kératophyriques recoupant les plutonites. Dans les deux cas et particulièrement dans celui des spilites, l'étude géochimique a mis en évidence la très grande affinité entre ces roches hypovolcaniques et les roches effusives du domaine sud-trégorrois. Ceci signifie par conséquent que les plutonites du complexe Perros-Guirec - Bréhat sont antérieures à l'apparition des épanchements volcaniques de Tréguier et de Paimpol qui caractérisent la base du Briovérien supérieur. Plus à l'Ouest, dans le secteur de Locquirec et contrairement à ce qui se passe dans la région étudiée, les relations entre le socle (gneissique et granodioritique) et les volcanites de Tréguier (appelées dans ce secteur tufs de Locquirec) sont observables. Or à la base de ces tufs, existent des niveaux de poudingues à galets de granodiorite; cette granodiorite est en tous points identiques à celle du domaine nord-trégorrois (granodiorite de Type Talberg). Nous interprétons ceci comme une preuve supplémentaire de l'antériorité du complexe plutonique nord-trégorrois par rapport aux volcanites du domaine sud-trégorrois (d'âge Briovérien supérieur), antériorité suffisamment importante pour que les plutonites aient pû être soumises à l'érosion avant l'apparition des volcanites.

En résumé, les granodiorites et granites nord-trégorrois se mettent en place à la fin de la première étape briovérienne, postérieurement à la phase cadomienne I et antérieurement au début de ce que nous considérons comme le Briovérien supérieur.

Du point de vue géochronologique, nous n'avons que peu d'indications pour caler ce phénomène. Nous avons vu qu'il paraissait se situer aux environs de 665 - 670 m.a., le seul âge précis étant un âge K/Ar sur hornblende (Adams, 1967) à 670 $\pm$ 17 m.a. L'âge des tufs de Tréguier étant de 640 m.a. (640 $\pm$ 12 m.a.), ceci signifie que de toute façon le plutonisme nord trégorrois est achevé avant cette époque.

B) Deuxième étape : Le Briovérien supérieur.

Cette étape est caractérisée par de très importantes manifestations volcaniques dont on retrouve des témoins non seulement dans les vastes épanchements qui constituent le domaine sud-trégorrois mais également sous forme d'intrusions filoniennes recoupant le complexe plutonique nord-trégorrois. Surmontant cet ensemble volcanique (à peu près 2000 m de puissance visible actuellement) une sédimentation schisto-gréseuse d'environ 2000 à 2500 m de puissance se développe. Tronquées à leur base et à leur sommet par les grandes failles hercyniennes d'orientation sensiblement E-W, ces formations se présentent comme un empilement régulier à la base duquel se situent les tufs de Tréguier surmontés par les spilites de Paimpol puis par les sédiments de la Roche-Derrien.

Chacune de ces formations est homogène; les volcanites, et notamment les spilites de Paimpol, ne contiennent jamais d'intercalations sédimentaires, en particulier de phtanites; ceci est un des caractères qui les différencie clairement des volcanites de la Pointe de l'Armorique - Trédrez. Seule la zone de passage des spilites de Paimpol aux sédiments de la Roche-Derrien montre des alternances des niveaux volcaniques et sédimentaires.

Les tufs de Tréguier représentent un épisode essentiellement pyroclastique alors que les spilites de Paimpol sont constituées également par des coulées dont les plus caractéristiques sont celles qui présentent un débit en coussins. L'étude pétrographique et géochimique de ces volcanites nous a

permis de dégager les points essentiels suivants :

- Les tufs de Tréguier sont des kératophyres au sens large dans lesquels on peut observer toutes les variétés connues dans ce groupe de roches : kératophyres s.s., orthokératophyres, quartz-kératophyres, quartz-orthokératophyres. Ces différentes variétés sont le plus souvent étroitement mêlées et n'obéissent à aucune répartition stratigraphique ou géographique précise.
- Les spilites de Paimpol contiennent essentiellement des roches à paragenèse spilitique de basse température dominée par l'association albite-chlorite. Seules quelques coulées massives montrent l'assemblage plagioclase basique + Cpx plus caractéristique de basaltes proprement dit.
- Les tufs de Tréguier et les spilites de Paimpol dessinent une série calco-alcaline typique, caractère renforcé par la présence de "high-alumina-basalts" dans les termes les moins différenciés de la formation spilitique.
- L'association des spilites et des kératophyres ne résulte pas d'un phénomène de cristallisation fractionnée où les kératophyres représenteraient les liquides résiduels de la différenciation progressive d'un magma basaltique. S'il y a bien cogénétisme,celui-ci se situe au niveau du mode de formation des magmas parents, l'un basaltique (pour les spilites), l'autre rhyodacitique (pour les kératophyres); tous les deux prennent naissance à partir d'une même roche mère et dans le même processus géotectonique (voir géochimie des Terres Rares). Des taux de fusion différents expliquent la nature variable des magmas produits et donc la nature des roches qui en découlent. Ces magmas d'origine profonde sont contaminés lors de la traversée du socle ancien et éventuellement lors de celle du complexe granodioritique et granitique nord-trégorrois puisque, comme nous l'avons vu, celui-ci était déjà constitué avant l'apparition de ces volcanites (voir géochimie du Sr).

Quant aux sédiments de la Roche-Derrien, ils se présentent sous forme d'alternances décimétriques ou métriques de lutites et d'arénites dont les caractères sédimentologiques (caractères anguleux des éléments figurés, absence de granoclassement, abondance de la matrice) montrent qu'il s'agit de dépôts peu évolués de mer peu profonde et résultant d'un transport faible.

Après le dépôt de ces formations, intervient une phase de métamorphisme et de déformation : c'est la phase cadomienne II. Celle-ci a toujours été très faible. Dans les sédiments de la Roche-Derrien, là où les observations sont les plus aisées, le métamorphisme n'affecte que la matrice des sédiments, se traduisant par des recristallisations de fines particules phylliteuses et l'apparition d'une schistosité discrète parallèle à la stratification. L'indice de cristallinité des phyllites montre qu'il s'agit d'un métamorphisme dans l'épizone; encore devons nous rappeler que la part de la tectonique hercynienne et des recristallisations qu'elle a pu entraîner dans les schistes où ont été effectuées les mesures n'a pu être estimée.

Dans les volcanites, l'influence d'un métamorphisme et d'une déformation associée est encore moins nette. Le test qui a été effectué à l'aide des diagrammes de Hart sur les spilites de Paimpol nous a montré qu'aucune modification chimique (même du type de celles que l'on trouve dans le greenschist-facies) ne pouvait être décelée ce qui confirme l'absence de recristallisation métamorphique visible dans ces volcanites. Dans certains niveaux tuffacés des spilites de Paimpol, néanmoins, une schistosité discrète conforme au litage dessiné par ces niveaux a pu être reconnue et mise en relation avec la déformation et l'épimétamorphisme des sédiments sus-jacents.

Toujours est-il que les formations volcano-sédimentaires du domaine sud-trégorrois n'ont pas subi de métamorphisme ni de déformations intenses à la fin de l'histoire briovérienne et que la tectonique y a donc été particulièrement discrète. Les relations entre les différentes formations, les critères de polarité observés, les relations schistosité-stratification montrent que le domaine sud-trégorrois correspond à une synforme largement évasée dont seul le flanc nord est actuellement observable, ce qui explique le caractère monoclinal de l'ensemble (pendages réguliers et uniformes vers le Sud).

Nous situons la mise en place des petits pointements dioritiques du type Keralain à la fin de ce stade. Ces intrusions sont postérieures aux sédiments de la Roche-Derrien et à leur déformation (affleurement du Taurel). Elles se rattachent par leurs caractères pétrographiques et géochimiques aux intrusions fini-cadomiennes plus méridionales (diorite de St Quay-Portrieux ou

diorite de St-Brieuc), largement développées sur tout le pourtour de la Baie de St-Brieuc. Malgré sa discrétion dans la région étudiée, cette période plutonique représente, comme partout ailleurs dans les régions nord-armoricaines (domaine mancellien en particulier), la fin de l'histoire briovérienne.

Au point de vue géochronologique, la seule certitude que nous possédions est l'âge du volcanisme kératophyrique qui stratigraphiquement, correspond à la base de l'ensemble sud-trégorrois et par conséquent au début de la deuxième étape briovérienne. Cet âge se situe aux environs de 640 m.a. (640 $\pm$ 12 m.a). Les tentatives de datation sur la diorite de Keralain ont échoué ; toutefois, si notre hypothèse est exacte, et si cette diorite représente bien la cristallisation du même magma que celui qui donne naissance à la diorite de St Quay-Portrieux en particulier, l'âge de ces intrusions serait de l'ordre de 580 m.a. (583 $\pm$ 40 m.a. ; Vidal et al., 1972). L'histoire géologique du Trégor s'étendrait donc, au cours du Briovérien supérieur, sur environ 60 m.a.

En résumé, le tableau n°III-1 présente d'une manière schématique l'histoire briovérienne du Trégor et de la région bordière située immédiatement au Sud (secteur de la Baie de Lannion).

C'est donc bien au cours du Protérozoïque supérieur (pour Windley, 1977, cette période est comprise entre 1000 et 570 m.a.) qu'apparaissent les grandes unités, en particulier magmatiques, qui caractérisent à l'heure actuelle le Trégor.

Au cours de cette période briovérienne, le caractère calco-alcalin des grands ensembles plutoniques et volcaniques est un fait remarquable qui démontre, au moins pour la période comprise aux alentours de 670 - 580 m.a., la permanence des conditions géotectoniques dans lesquelles s'est effectuée cette évolution. Pour les volcanites d'âge plus ancien (supérieur à 670 m.a.) les données géochimiques sont par trop fragmentaires pour pouvoir définir avec certitude le cadre géodynamique de leur apparition.

L'extension des volcanites de Tréguier et de Paimpol limitées à l'heure actuelle au domaine sud-trégorrois a dû être à l'origine plus importante;

Chronologie des événements dans le Trégor et les régions adjacentes (Petit Trégor, Baie de Saint-Brieuc).

Paléozoïque		*Fracturations tardives sub-méridiennes.*
	300 m.a.	Mise en place du complexe granitique de Ploumanac'h
	320-310 m.a.	Mise en place du granite de Trédrez *Développement des grands accidents E-W.* Mise en place du batholite Plouaret-Bégard.
	350 m.a.(?)	Emissions fissurales doléritiques.
	470 m.a.	Dépôts des Formations Rouges et volcanisme associé.
	550-540 m.a.	Magmatisme acide et alcalin (granites, microgranites, ignimbrites)
	600-580 m.a.	Magmatisme dioritique (Keralain - Taurel)
Protérozoïque supérieur (Briovérien)		*CADOMIEN II -- Phase de déformation et de métamorphisme faibles.*
		Schistes et grès de la Roche Derrien (=Binic). Spilites de Paimpol.
	640 m.a.	Tufs kératophyriques de Tréguier - Locquirec (niveaux et poudingues à galets de granodiorites à la base).
	670 m.a.(?)	Batholite de Perros-Guirec - Bréhat. (Granite et granodiorite)
		CADOMIEN I -- Phase de plissement isoclinal et de métamorphisme (greenschist à amphibolite faciès).
	<1000 m.a.	Formation greywackeuse de St Efflam. Formation volcano-sédimentaire (intercalations phtanitiques) de l'Armorique - Trédrez (= Lanvollon)
Protérozoïque inférieur à moyen	>1000 m.a. avec épisodes plutoniques à 2000 m.a. et 1800 m.a.	Socle gneissique et orthogneissique (Trébeurden, Port-Béni) = Icartien ou Pentévrien.

Tableau III-I

elles ont vraisemblablement recouvert ce qui constitue à présent le domaine nord-trégorrois, puisqu'on les retrouve dans la zone immergée au Nord du Trégor (Lefort, 1970, 1975 ; Auvray et al., 1976) et que d'autre part des filons spilitiques et kératophyriques dont certains peuvent représenter des cheminées d'alimentation de ces volcanismes traversent les plutonites.

C'est en fait à une étape plus récente que les différentes formations briovériennes du Trégor doivent leur répartition géographique actuelle; nous allons précisément aborder maintenant l'étude de cette troisième étape.

III - TROISIEME PERIODE : L'EVOLUTION PALEOZOIQUE.

Dans le Trégor proprement dit, les seules formations connues qui correspondent à cette période sont de nature magmatique. C'est seulement au Sud, juste au delà de la Faille du Trégorrois, que sont connues des formations sédimentaires paléozoïques; à l'Est, les formations rouges de Plouézec-Plourivo et de Bréhec d'âge cambro-ordovicien et, à l'Ouest, la formation ordovicienne de Roc'h Hirglas (Verdier, 1968).

Au Nord du Trégor, dans le domaine immergé, Lefort (1970, 1975 en particulier) a mis en évidence l'existence de sédiments dévoniens.

Aucune de ces formations sédimentaires n'est actuellement observable dans le domaine trégorrois.

Trois épisodes magmatiques principaux marquent l'histoire paléozoïque :

A) Le magmatisme acide et alcalin :

C'est le plus ancien, apparaissant tout à fait au début des temps paléozoïques.

Localisé pour l'essentiel dans la moitié Est du domaine trégorrois, il se traduit par des manifestations diverses : (1) plutoniques, les granites de Porz-Scarff et du Paon; (2) hypovolcaniques, les filons microgranitiques de Loguivy; (3) volcaniques enfin, les épanchements ignimbritiques de Lézardrieux

limités à l'heure actuelle à quelques pointements, mais dont l'extension, tout au moins vers le Nord a dû être autrefois importante (Lefort, 1970 : Auvray et al., 1976).

Sous des textures variées correspondant donc à des modes de mise en place différents, tous ces types de roches possèdent en commun des caractères pétrographiques et géochimiques qui nous ont conduit à les regrouper et à les considérer comme les diverses expressions d'un même magmatisme.

Pétrographiquement, ces roches sont essentiellement constituées par l'association quartz - orthose - albite. Ceci correspond, au point de vue chimique, à un caractère acide et alcalin fortement marqué. Dans les granites et microgranites, il n'y a pas prédominance affirmée du sodium ou du potassium alors qu'au niveau des ignimbrites, et malgré des irrégularités liées aux phénomènes accompagnant la mise en place (lessivages hydrothermaux), le caractère potassique est mieux affirmé.

Le cogénétisme de ces différents termes a pu être confirmé par la géochimie des éléments-traces (géochimie du Sr et des Terres Rares) qui a permis de mettre en évidence l'unicité du magma originel. Le devenir varié des différentes fractions de ce magma lors de la traversée du socle explique les variations observées dans les valeurs du rapport isotopique initial $^{87}Sr/^{86}Sr$. De toute façon, le magma générateur de ces roches est un magma juvénile et une fois de plus ne résulte pas d'une palingenèse, en particulier du socle ancien (voir 2ème partie).

Au point de vue géochronologique, nous possédons des informations précises sur ce magmatisme: 555 ± 19 m.a. pour les granites-microgranites et 547 ± 8 m.a. pour les ignimbrites, ce qui le situe tout à fait à la base du Paléozoïque (ce que nous avons appelé l'Eocambrien). Cet âge confirme la postériorité de ce magmatisme par rapport aux émissions kératophyriques et spilitiques du Briovérien supérieur et son antériorité par rapport aux filons doléritiques d' âge plus jeune. Rappelons toutefois que parmi les manifestations filoniennes regroupées sous le nom d'albitophyres d'Er, certains filons andésitiques ("porphyre vert antique") montrent la permanence d'une activité volcanique calco-alcaline jusqu'à cette période éocambrienne.

Tout à fait à la base du Paléozoïque, un magmatisme intense se traduit donc par de très nombreuses intrusions dans le socle nord-trégorrois et des émissions aériennes dans le domaine sud-trégorrois. Au niveau des intrusions, c'est à dire dans le socle et en particulier dans le complexe de Perros-Guirec - Bréhat, ceci a dû correspondre à un réchauffement relativement important; c'est la raison pour laquelle nous pensons que ce magmatisme éocambrien est responsable du voile thermique qui entraine la déstabilisation générale, sensible au niveau des feldspaths en particulier, des plutonites de ce complexe. Les roches éocambriennes de même que les dolérites postérieures ne montrent pas cette déstabilisation systématique.

B) Les émissions fissurales doléritiques :

Strictement localisées au domaine nord-trégorrois, les dolérites du Trieux constituent un réseau filonien d'une densité exceptionnelle qui recoupe l'ensemble des formations décrites jusqu'à présent dans ce domaine. Ils constituent ainsi la dernière manifestation importante à caractère hypovolcanique connue dans le Trégor.

Caractérisées par la paragenèse Plagioclase + Clinopyroxène, ce sont des roches à composition de tholéites pour la plupart très légèrement saturées (tholéites à quartz). Elles représentent, comme les autres dolérites filoniennes du domaine nord-armoricain une suite tholéitique. Leurs caractères géochimiques analogues à ceux de toutes les grandes émissions fissurales que l'on observe dans les domaines continentaux (le Deccan par exemple), montrent qu'elles ont pris naissance dans un contexte géotectonique bien différent de celui de toutes les roches magmatiques et notamment basaltiques plus anciennes; elles présentent en effet des caractères de tholéites de points chauds, donc de tholéites de domaine anorogénique. (voir 2ème partie : Géochimie des Terres Rares).

Nous n'avons pour l'instant que des indications peu précises sur l'âge radiométrique de ces dolérites. Les premières données, obtenues à l'aide de la méthode K/Ar, semblent indiquer, contrairement à ce qui est observable sur le terrain, deux périodes successives d'émissions : la première se situe aux alentours de 440 m.a., la seconde aux alentours de 350 m.a. Ce fait reste à préciser à l'aide de mesures plus nombreuses; néanmoins ces données confirment l'âge paléozoïque de ces dolérites (Ordovicien supérieur - Silurien et/ou Dévonien supérieur) et sont cohérentes avec les données de terrain : âges compris entre

celui du magmatisme éocambrien et celui du plutonisme hercynien (granite de Trédrez - Granite de Ploumanac'h).

C) Les granites circonscrits hercyniens :

Il s'agit de deux massifs distincts, de dimensions limitées (le plus grand ne dépasse pas 12 km dans sa longueur maximale), situés tous les deux à l'extrémité ouest de la région étudiée. Ce sont les granites de Trédrez et de Ploumanac'h qui n'ont pas été étudiés dans ce travail.

Le granite porphyroïde de Trédrez recoupe les différentes formations attribuées au Briovérien. Il appartient à l'ensemble des granites hercyniens calco-alcalins du type Plouaret-Bégard, Quintin, Moncontour qui jalonnent la ligne de cisaillement séparant les domaines domnonéen et mancellien du domaine centre-armoricain (Chauris, 1969 ; Cogné, 1974 ; Paris et Jegouzo, 1975).Radiométriquement, leur âge n'est pas encore fixé avec précision mais il se situe aux alentours de 320 - 310 m.a.

Le complexe plutonique sub-alcalin de Ploumanac'h (Barrière, 1976, 1977) est connu depuis fort longtemps (Barrois, 1909) comme l'un des granites les plus jeunes du Massif Armoricain, se rattachant à la "traînée monoliforme qui s'étend de l'Aber (Brest) à Flamanville et à Jersey" (légende de la feuille de Lannion, lère édition, Barrois, 1909).

Localisé à l'extrémité ouest du domaine nord-trégorrois, il recoupe à la fois les gneiss du socle ancien, les plutonites du complexe de Perros-Guirec - Bréhat et les dolérites filoniennes paléozoïques.

Tardi-orogénique (Barrière, 1976, 1977), ce granite a un âge de 303 $\pm$ 15 m.a. (Vidal, 1976) ce qui en fait un des événements magmatiques les plus récents non seulement dans le Trégor mais dans l'ensemble du Massif Armoricain (Vidal, 1976). Cet âge carbonifère supérieur (Faure, 1977) est peut être également celui des filons lamprophyriques (Kersantite de Trestraou) peu nombreux mais qui apparaissent aussi bien dans l'ensemble du Trégor que plus au Sud (filons de la plage de Boulgueff dans les formations sédimentaires rouges de Plouézec-Plourivo).

Dans ce magmatisme granitique hercynien, rappelons que là encore le socle ancien ne joue qu'un rôle de contamination puisqu'au moins en ce qui concerne le granite de Ploumanac'h, la valeur de I = 0,7058 $\pm$ 0,0004 indique

nettement l'origine mantellique du magma.

Ainsi se trouve définie la succession des événements magmatiques dans le Trégor lors du Paléozoïque, succession résumée dans le tableau n°III-1 Pour être tout à fait complet, il faut également rappeler qu'au sein des sédiments rouges de Plouézec-Plourivo se développe un volcanisme daté à 472 m.a. (limite Cambrien - Ordovicien). Cet épisode magmatique, connu également mais sous une forme différente (granite à 476 m.a.) au Nord du Trégor (domaine immergé et granite du SW de Jersey; Vidal, 1976), ne paraît pas représenté dans le secteur étudié . Les filons andésitiques recoupant le granite de Porz-Scarff, par leurs affinités géochimiques, nous ont en effet paru correspondre aux dernières manifestations volcaniques calco-alcalines qui caractérisent le cycle précédent (Protérozoïque supérieur). Il est vrai qu'aucune comparaison ne peut être établie avec les volcanites de Plouézec-Plourivo puisqu'on ignore tout de la géochimie de ces dernières.

D) La tectogenèse hercynienne :

Dans le Trégor, la tectogenèse hercynienne se traduit essentiellement par des fractures. Deux épisodes successifs sont reconnaissables :

. 1) Les accidents majeurs E-W.

. 2) Les accidents tardifs sub-méridiens.

1) Les accidents majeurs E-W.

Ce sont la faille de Tréguier et la faille du Trégorrois, grandes cassures parallèles à orientation sensiblement E-W. La plus septentrionale (faille de Tréguier) entraine l'affrontement des domaines nord-trégorrois et sud-trégorrois et n'a été que récemment mise en évidence (Auvray, 1972b). La faille du Trégorrois est par contre connue depuis longtemps (Barrois, 1908 ; Delattre, 1952 ; Delattre et Pruvost, 1957 ;Delattre et al., 1958). A l'Est, entre le rivage de la Baie de St-Brieuc et le Trieux, elle met en contact les sédiments de la Roche-Derrien (Briovérien supérieur) et les formations rouges du bassin sédimentaire cambro-ordovicien de Plouézec-Plourivo. A partir du Trieux, la faille du Trégorrois se dédouble; la branche nord coupe en biseau le domaine sud-trégorrois faisant disparaître successivement les sédiments de la Roche-Derrien et les spilites de Paimpol;

entre les deux branches se situent les ensembles volcano-sédimentaires du Briovérien inférieur et moyen. Plus au Sud, apparaissent les sédiments ordoviciens de Roc'h Hirglas (Ouest du Trégor).

Lorsque l'on aborde la Baie de Lannion, le trajet des accidents majeurs s'infléchit vers le SW, prenant une direction N 40° - 50°. Dans cette région, les déformations liées au jeu de ces accidents prennent une importance très grande (phase IV de Verdier, 1968) et se traduisent par une mylonitisation et un métamorphisme à biotite ou à hornblende(dans les métavolcanites)qui affectent toutes les formations y compris les plus anciennes (orthogneiss mylonitisés du Moulin de la Rive-Morguignen). L'intensité de cette tectonique est maximum sur la rive ouest de la Baie de Lannion, s'atténuant rapidement vers l'Est : dans la région de Porz-Mabo, les phénomènes de mylonitisation dans le socle ancien et les granodiorites sont devenus moins intenses.

Plus vers l'Est encore, le développement de ces failles se traduit dans le domaine sud-trégorrois soit par l'apparition de plis à schistosité de plan axial parallèle aux accidents (sédiments de la Roche-Derrien), soit par celle d'une schistosité N 60° - 70° liée à une mylonitisation (tufs de Tréguier). Dans le domaine nord-trégorrois, les seules traces éventuelles de cette tectonique sont les shear-zones de direction N 50° - 70°, peu abondantes dans les plutonites et les filons doléritiques paléozoïques.

Les mouvements tangentiels profonds et les coulissages dont parle Verdier (1968) impliquent une composante majeure horizontale; à celle-ci s'ajoute très certainement une composante verticale ainsi que le montre la juxtaposition actuelle deformations correspondant à des niveaux structuraux différents de l'écorce (plutonites du domaine nord-trégorrois, volcanites du domaine sud-trégorrois).

2) Les accidents tardifs sub-méridiens.

Les accidents précédents sont recoupés par des décrochements sub-méridiens (N 160° à N 20°) à rejet horizontal. Déterminant la direction principale du réseau hydrographique (Trieux, Jaudy, Léguer au Sud de Lannion), cette tectonique se traduit par l'apparition de kink-bands (N 25° - 40°) dans les sédiments de la Roche-Derrien et par des cassures N 140° à N-S dans les plutonites et les filons nord-trégorrois. La crénulation parfois observable dans les gneiss de Port-Béni se rattache peut-être à cette période.

Cette fracturation correspond à la phase V de Verdier (1968).

3) Age des différents accidents .

En ce qui concerne les failles majeures, leur âge est généralement considéré comme post-dinantien (Delattre et Waterlot, 1958 ; Cogné, 1974, 1976). Les remarques suivantes permettent de le fixer plus précisément.

- Une vague thermique précède l'arrivée des granites du type Plouaret-Bégard; les phénoblastes qui en témoignent sont déformés par ces accidents de même que la bordure nord du granite lui-même (Auvray et Cabanis, 1976).

- Le granite de Trédrez et les cornéennes liées à sa mise en place sont , au contraire, indemmes de toute déformation.

Ceci signifie que les grands accidents E-W du Trégor se manifestent aux alentours de 310 - 320 m.a., au cours d'une période sans doute très brève située entre la mise en place de la masse principale du granite de Plouaret-Bégard et celle de son apophyse septentrionale, le granite de Trédrez. Elle correspondrait donc bien à une phase post-dinantienne, peut-être namurienne (Auvray, 1972 b).

Ce résultat est conforté par les observations suivantes : les accidents majeurs du Trégor appartiennent au même champ de fractures E-W que le grand cisaillement Molène-Moncontour, mis en évidence par Chauris (1969) et prolongé vers l'Est par Paris (1971) et Paris et Jegouzo (1976). Paris (1971) situe le jeu majeur de cet accident à la fin ou après la phase sudète et avant la phase saalienne (p.111 et 123), ce qui correspond bien à la période d'activité des accidents trégorrois. D'autre part, et en dehors des arguments apportés ici, l'attribution de la faille du Trégorrois à une phase hercynienne tardive (saalienne ou palatine : 250 ou 230 m.a., Geological Time Table, 1975) ainsi que le proposaient Delattre et Waterlot (1958) ne peut plus être acceptée puisque l'accident Molène-Moncontour est recoupé par des filons de microgranites qui ont un âge de 292 $\pm$ 5 m.a. (Chauris et al., 1977).

Quant aux décrochements sub-méridiens, déjà reconnus par Verdier (1968) comme postérieurs à l'apparition du granite de Trédrez, ils auraient un âge inférieur à 300 m.a. puisque Barrière (1977, p.84) signale la présence de fractures tardives également sub-méridiennes (N-S à NE-SW) dans le complexe de Ploumanac'h. Cette tectonique cassante correspondrait donc à un épisode au plus

Westphalien - Stéphanien (292 m.a., âge des filons de microgranites du Bas-Léon orientés N-S ; Chauris et al., 1977), voire plus jeune.

Remarque :

S'il est indubitable que les accidents majeurs E-W sont un des éléments fondamentaux de la tectonique hercynienne dans ce secteur nord-armoricain tout comme dans le reste du Massif Armoricain d'ailleurs (Cogné, 1974, 1976), on peut néanmoins se poser la question de savoir s'ils n'existaient pas auparavant et si la tectonique hercynienne ne correspond pas à une reprise de ces accidents. Cette possibilité a été évoquée en ce qui concerne le linéament Molène - Moncontour et sa prolongation vers l'Est (Chauris, 1969 ; Paris, 1971).

a) La faille de Tréguier :

Son apparition ne peut être que postérieure à l'Eocambrien. En effet, à cette époque, le magmatisme plutonique ou hypovolcanique du domaine nord-trégorrois correspond à un volcanisme dans le domaine sud-trégorrois. Ceci veut dire que ces deux domaines étaient encore à cette époque à des niveaux structuraux différents de l'écorce et rien ne témoigne donc à cette époque du jeu d'un accident. Par contre, le fait que les grandes émissions fissurales doléritiques soient strictement localisées au domaine nord-trégorrois indique peut être qu'à l'époque de leur mise en place, les blocs nord et sud-trégorrois constituaient déjà des zones individualisées, éventuellement séparées par un accident.

b) La faille du Trégorrois :

La preuve d'une apparition relativement précoce est fournie par le fait que les formations rouges cambro-ordoviciennes reposent directement sur les volcanites du Briovérien inférieur à moyen (volcanites de type de l'Armorique - Trédrez). Ceci indique que le compartiment situé au Sud de la faille du Trégorrois, peut-être exhaussé à la fin du Briovérien (érosion des formations du Briovérien supérieur), s'est affaissé à l'époque cambro-ordovicienne, constituant une dépression dans laquelle se sont déposés les sédiments rouges; on aurait là la preuve de l'existence précoce de l'accident.

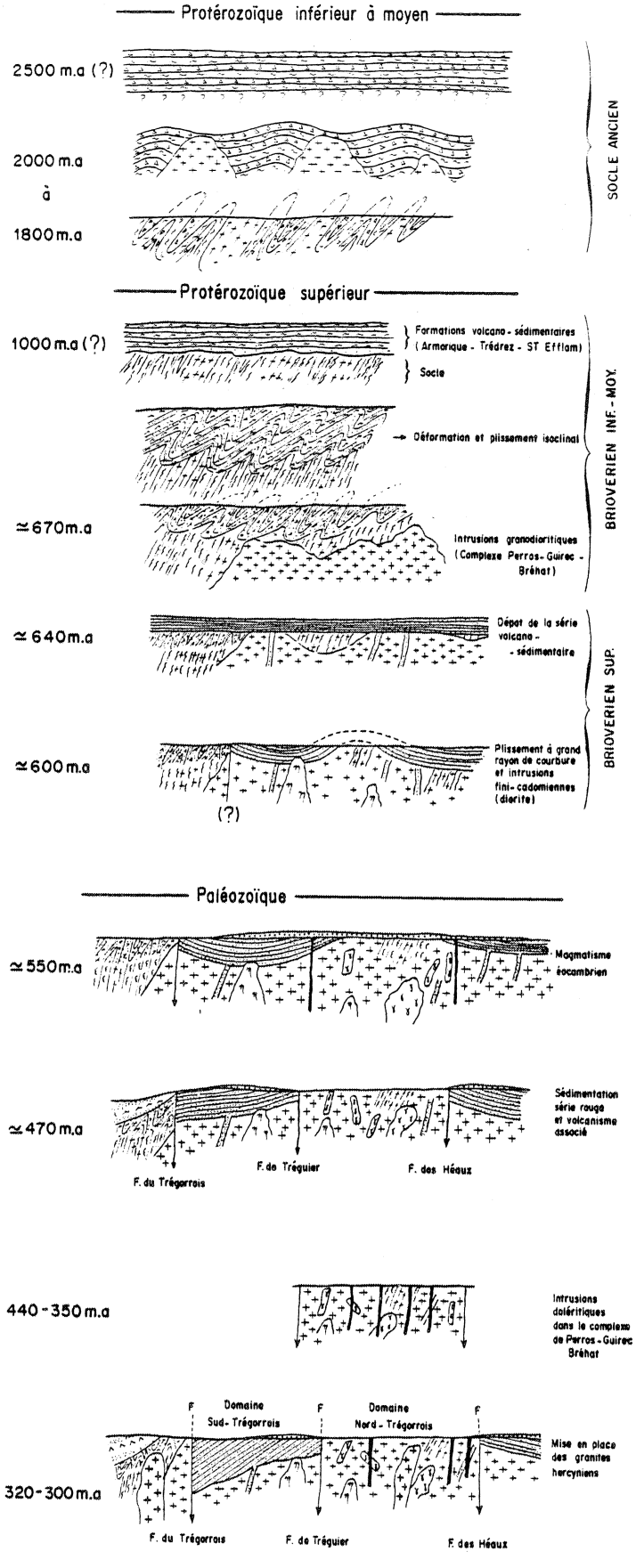


Fig.III-I :

Reconstitution schématique de l'histoire géologique du Trégor depuis le Protérozoïque inférieur jusqu'à l'Hercynien.

En résumé, la tectonique hercynienne se traduit essentiellement dans le Trégor par des cassures.

Les plus anciennes (namuriennes) qui sont les principales sont orientées sensiblement E-W; les plus tardives (westphalo-stéphaniennes ou plus jeunes) sont de direction sub-méridiennes. Les premières, dans le secteur étudié, n'entrainent que des déformations très localisées (plis, shear-zones) des différentes formations; elles semblent réutiliser des directions tectoniques préfigurées lors de périodes antérieures (briovérienne ou paléozoïque inférieure), ce qui rejoindrait les conclusions de Lefort (1975) qui voit, dans le domaine de la Manche, une individualisation précoce de horsts et de grabens.

Ayant ainsi pris connaissance de l'évolution paléozoïque et hercynienne du Trégor, nous pouvons dès lors illustrer l'histoire de cette région par une succession de schémas représentant les principales étapes que nous venons de mettre en évidence (fig.n°III-1).

Chapitre II

Modèle géodynamique : interprétation de l'histoire géologique du Trégor en termes de tectonique des plaques

Interpréter l'histoire géologique d'une région ancienne à la lumière de la tectonique globale telle qu'elle se conçoit d'après l'examen des événements et des matériaux récents à actuels (< 180 m.a.) est un exercice délicat.

De cette théorie, la part qui nous intéresse plus particulièrement concerne les processus de convergence, en particulier les mécanismes de subduction dont le retentissement se matérialise dans la partie chevauchante par une zonéographie des phénomènes structuraux, pétrogénétiques et géochimiques.

Une zonéographie semblable à celle qui est observée dans des domaines récents peut-être considérée comme un témoignage du fonctionnement, à l'époque,des mécanismes identiques à ceux qui commandent les processus invoqués

par la théorie pour les périodes récente à actuelle. Cette affirmation implique l'acceptation du principe des causes actuelles à des époques qui peuvent être si reculées que le doute peut amener à la contestation.

Pour cette raison, malgré les apparences qui peuvent subsister notre propos ici ne sera pas tant de vouloir appliquer la théorie actualiste pour expliquer l'histoire protérozoïque du Nord du Massif armoricain que de montrer la mesure dans laquelle les faits observés et leur enchaînement sont compatibles avec les modèles de ce corps de doctrine. Le lecteur considérera sans doute la démarche d'autant plus périlleuse que le secteur concerné par ce travail est de dimensions fort modestes en regard de l'échelle des masses lithosphériques impliquées dans les modèles de la tectonique globale. D'aucuns y trouveront vraisemblablement une analogie avec le travail du paléontologiste qui, à partir d'un fragment d'os de quelques cm^3, reconstitue "entièrement" un grand reptile du Secondaire. J'en prends néanmoins le risque, convaincu que toute pièce, même la plus petite, est indispensable au bon fonctionnement de la machine et peut aider à comprendre son mécanisme et rassuré par le fait que nombreux sont mes prédécesseurs en ce domaine.

I - LA CROUTE CONTINENTALE ANCIENNE.

L'existence d'une croûte vieille de plus de 2.000 m.a. est désormais établie à la lisière nord du Massif Armoricain. Les affleurements actuellement visibles dessinent un alignement NE-SW depuis le Nord Cotentin (région du Cap de la Hague) jusque dans le Trégor (gneiss de Port-Béni, gneiss de Trébeurden, gneiss du Moulin de la Rive-Morguignen) en passant par les îles anglo-normandes (Sercq, Aurigny, Guernesey).

Les informations que nous possédons sur ces différents lambeaux de croûte, sont, du moins actuellement, fragmentaires. Elles permettent toutefois de considérer que l'on a affaire à une même unité caractérisée en particulier par ses intrusions plutoniques (orthogneiss), pétrographiquement constantes et d'âge similaire. De plus, ce socle est constitué en majorité par des roches orthodérivées, les métasédiments ne constituant, même à Guernesey, là où ils sont le plus développés (Roach, 1966), que de minces passées entre les gneiss d'ori-

gine ortho. Dans le Trégor, nous avons vu que pour l'essentiel, les ensembles métamorphiques correspondaient à d'anciennes volcanites dessinant une évolution magmatique de type calco-alcalin. Les âges à 2000 - 1800 m.a., correspondant à des périodes d'intrusions plutoniques, sont les seuls qui aient été à l'heure actuelle mis en évidence.

Dans ces conditions, que représente ce fragment de socle protérozoïque? A quel ensemble de plus grande dimension peut-il être rattaché?

Dans tout le domaine nord-atlantique ("North Atlantic Shield") il existe au cours du Protérozoïque moyen (1800 - 1000 m.a) une intense activité magmatique qui se traduit, depuis l'Ukraine jusqu'au Canada, par l'apparition d'anorthosites, de granites rapakiwi, de volcanites acides dont les âges, variables d'une région à l'autre, s'échelonnent régulièrement entre 1800 et 1000 m.a. L'ensemble dessine une ceinture mobile dont l'évolution s'achève par l'orogène grenvillien (Bridgwater et Windley, 1973 ; Windley, 1977).

Dans le fragment de socle visible dans le Massif Armoricain, aucun événement entre 1800 et 1000 m.a. n'est, du moins pour l'instant, décelable. En effet, l'âge à 1800 m.a. mesuré sur les orthogneiss de Port-Béni, nous a paru sinon être celui de la gneissification de l'ensemble des roches (mise en place syn-métamorphe), du moins précéder de peu le métamorphisme majeur de ces séries.

Cette vacuité apparente peut résulter de deux facteurs :

- soit du caractère très parcellaire des affleurements du socle dont la plus grande partie est actuellement dissimulée;
- soit de déterminations radiométriques trop peu nombreuses.

Il n'en reste pas moins que cette période de vacuité ne constitue pas une exception. Si l'on se tourne cette fois-ci vers le Sud, et en particulier vers le craton ouest-africain, on retrouve la même absence d'événements majeurs au cours du Protérozoïque moyen. Charlot (1976, 1978) a montré ainsi que, dans l'Anti-Atlas marocain, les derniers événements reconnaissables dans cette partie du bouclier avant l'orogenèse pan-africaine ($\simeq$ 600 m.a.) se situent aux alentours de 1700 m.a. (1696 $\pm$ 31 m.a.; âge du granite de l'Oued Chaïba) marquant la fin de la période éburnéenne.

Autrement dit, si l'on doit faire un rapprochement entre le socle protérozoïque ancien du Massif Armoricain et d'autres ensembles du même âge, celui-ci est à rechercher beaucoup plus dans la province sud-atlantique et en particulier le craton ouest-africain que dans la province nord-atlantique. Le fait que ce socle se situe d'autre part au Sud de la barrière grenvillienne (voir par exemple Watson, 1975 ou Condie, 1976) est un argument supplémentaire en faveur de ce rapprochement et montre en tout cas que si, comme l'hypothèse en avait été proposée (Cogné, 1974), les fragments de socle ancien nord armoricain "peuvent être rapportés à la bordure méridionale du craton nord-européen (bouclier baltique)", la séparation de ce craton a été non pas briovérienne (≃ 1000 m.a.) mais bien antérieure, précédent le développement de la ceinture mobile nord-atlantique d'âge protérozoïque moyen dont l'histoire s'achèvera elle-même par l'orogène grenvillien.

Quant à la signification du caractère calco-alcalin des magmatismes reconnus durant le Protérozoïque inférieur, elle reste pour l'instant délicate, sinon impossible,à établir. Une hypothèse génétique nécessiterait de resituer exactement ce fragment de socle par rapport à des formations d'âge similaire ou plus ancien de façon à pouvoir établir un modèle du type de celui proposé par exemple par Hietanen (1975) dans le Sud du Bouclier Baltique; les relations géométriques entre le bloc karélien et le bloc svécofennien lui permettent en effet d'interpréter les formations comprises entre 2500 et 2000 m.a. comme les témoins d'un arc insulaire ("Svonian Island Arc") dont l'évolution s'achève aux alentours de 1900 - 1700 m.a. par l'orogène svécofennien(*) . Si le caractère calco-alcalin du bloc protérozoïque inférieur nord-armoricain permet de se poser la question de l'existence d'un régime de subduction à cette époque, nous sommes bien loin pour l'instant d'être en mesure d'esquisser un schéma logique simplement parce que l'existence d'une croûte continentale antérieure à 2500 m.a. n'a jamais été montrée, ni même soupçonnée,dans nos régions.

(*) On pourrait citer également l'Ouest du Canada, à propos duquel Badham (1978) vient de proposer tout récemment un modèle de fonctionnement de type tectonique des plaques pour la période comprise entre 2200 m.a. et 1750 m.a. (subduction, marge active).

II - LES SUBDUCTIONS DU PROTEROZOIQUE SUPERIEUR.

Après la collision correspondant à l'orogène grenvillien (Dewey et Burke, 1973), existe un supercontinent protérozoïque (Piper, 1975, 1976 ; Windley, 1977) qui va progressivement se scinder en plusieurs fragments au cours d'une période s'étendant jusqu'aux environs de 850 m.a.

C'est à cette période de distention qu'il faut rapporter l'apparition du Proto-Atlantique ou Iapetus (Harland et Gayer, 1972) qui sépare l'Amérique du Nord de l'Europe et qui ne se refermera vraiment qu'au Paléozoïque moyen (Wilson, 1966) provoquant l'orogène calédonien (Dewey, 1969).

A cette ouverture principale serait associée, vers le Sud, une ouverture "satellite" (Baker, 1973), correspondant à un océan secondaire désigné par Lefort (1975) sous le nom d'océan longmyndien. Lefort rappelle à cette occasion que les travaux de Thorpe (1972, 1974) montrent que cet océan longmyndien s'est refermé vers la fin du Briovérien et que cette fermeture est liée à une subduction vers le S.E. Cette subduction se serait effectuée sous un fragment de bloc continental correspondant au "Midland Block" de Bailey (1929) et aurait été accompagnée simultanément par une subduction vers le NW, sous le bloc ou le microcontinent moinien (Baker, 1973 ; Thorpe, 1974).

Quoi qu'il en soit, cette période et ce mécanisme nous intéressent particulièrement puisque c'est précisément au cours du Briovérien et notamment entre 670 et 550 m.a. que nous avons pu mettre en évidence dans le Trégor une intense activité magmatique calco-alcaline dont tous les caractères géochimiques s'accordent avec un phénomène de subduction. Les études récentes menées sur le domaine mancellien situé immédiatement au Sud du domaine domnonéen (Cogné, 1964 ; Jeannette, 1970 ; Jonin, 1973 ; Brun, 1975 ; Jonin et Vidal, 1975 ; Martin, 1977 en particulier) mettent en évidence que l'évolution structurale, magmatique, métamorphique s'y déroule essentiellement à cette époque briovérienne. Le magmatisme (plutonisme) y est essentiellement calco-alcalin (granodioritique; Jonin, 1973) et les métamorphismes de type moyenne à basse pression et température élevée (Jeannette, 1970 ; Martin, 1977) sont,dans ce domaine, tout à fait compatibles avec un phénomène de subduction (hypothèse déjà envisagée par Lefort, 1975).

Il existe même, dans l'ensemble de la province domnonéo-mancellienne, une polarité chimique des plutonites fini-briovériennes ($\simeq$ 600 m.a.), toutes d'origine juvénile (Vidal, 1976), qui permet de tracer deux bandes parallèles,

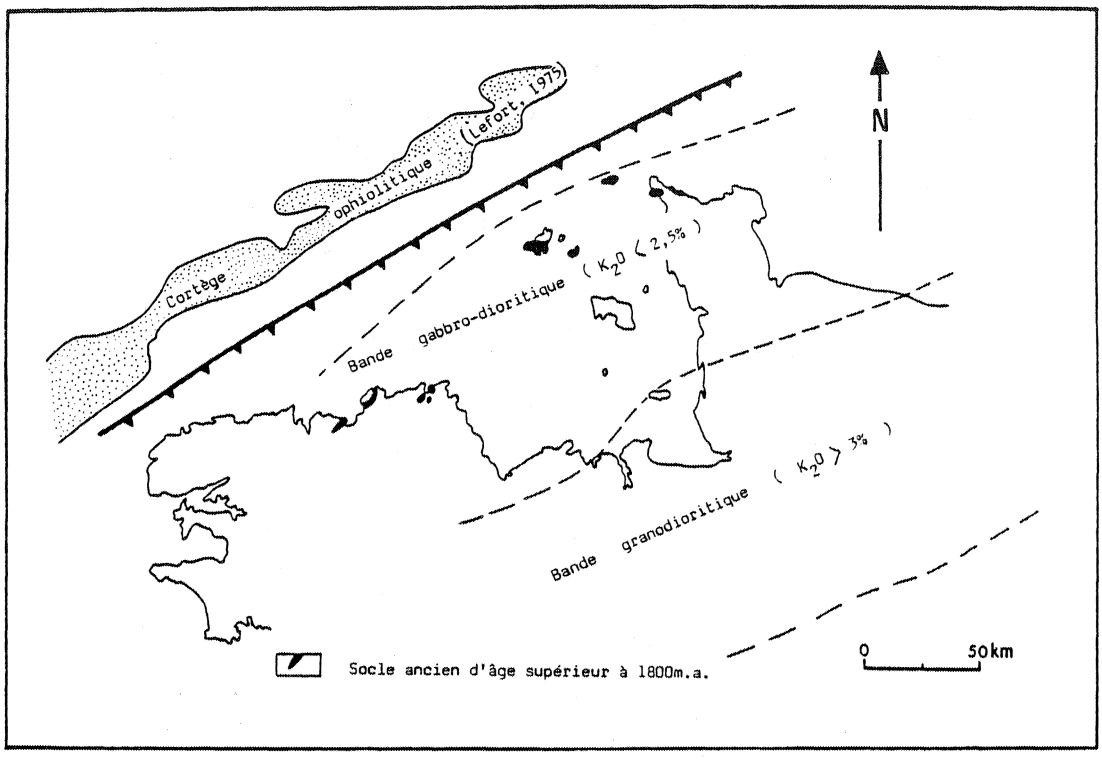


Fig.III-2 : Répartition des intrusions fini-cadomiennes suivant des bandes parallèles traduisant une zonation chimique des magmatites. Les références chimiques sont extraites de de Lapparent,1910 ; Jérémine, 1924 ; Barrois, 1933 ; Berthois, 1936 ; Graindor, 1957 ; Jonin, 1969, 1971, 1973.

orientées NE - SW et qui sont (fig. n°III-2):

- au Nord, une bande où dominent les diorites et les gabbros (massifs de St Quay-Portrieux, de St Brieuc, de Guernesey, de Coëtmieux - Fort la Latte, de Coutances) ;

- au Sud, une bande où dominent les granodiorites depuis la région de Dinan jusqu'aux environs d'Alençon (ensemble des granites mancelliens).

Toutes les volcanites et notamment les grands ensembles volcaniques basiques briovériens se situent dans la bande nord. Cette disposition n'est pas sans rappeler la zonation observée dans la répartition des batholites du Nord-Ouest de l'Amérique du Nord, en bordure du Pacifique ("quartz-diorite line" de Buddington, 1927 ; Moore, 1959 ; Moore et al., 1961).

Cet agencement des magmatites (avec polarité chimique vers le Sud : teneur en K_2O croissante) est donc un argument supplémentaire en faveur d'une subduction qui, comme dans le cas de celle mise en évidence sous le "Midland Block" (océan longmyndien), se serait effectuée au cours du Protérozoïque supérieur et à l'orée des temps paléozoïques vers le SE.

Si donc il y a subduction, et ceci me paraît clairement établi, il faut à présent tenter de retrouver les modalités de cette subduction qui exige à la fois l'existence d'une croûte océanique et d'un bloc continental.

Le bloc continental existe; les noyaux de socle ancien en sont les témoins. Ils représentent la limite la plus septentrionale de cette croûte continentale d'âge protérozoïque inférieur et la fosse ("trench") marquant le début du plongement de la plaque océanique se situe nécessairement au Nord de cette limite (fig. n°III-3).

Quant à l'océan, pour Lefort (1975), il s'agit de l'océan longmyndien, le Midland Block et le bloc armoricain n'étant pas encore à cette époque séparés. Je ne partage pas cette opinion et pour la raison suivante : la synthèse présentée récemment par Wright (1977) met très bien en évidence l'analogie presque parfaite qui existe entre la zone bordière jalonnant le Canal de Bristol, le Pays de Galles, le SE de l'Irlande et le domaine nord-armoricain (zone domnonéo-mancellienne); cette analogie repose en particulier sur la présence dans les deux cas d'un socle ancien épais (pour le Midland Block, Wright parle même d'une croûte protérozoïque inférieure ou archéenne) et sur la nature des magmatismes de type calco-alcalin qu'on y observe au Briovérien. Wright en conclut qu'il existe une forte analogie

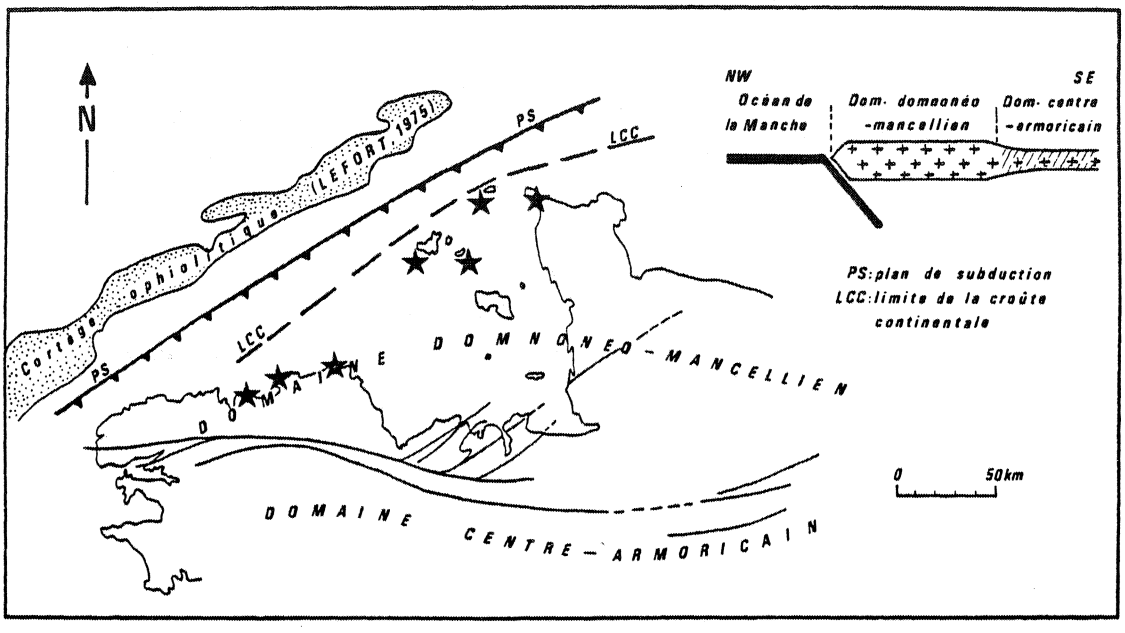


Fig.III-3 : Domaines océaniques et continentaux et reconstitution schématique de la subduction à la fin du Protérozoïque supérieur dans le domaine nord-armoricain. Les étoiles indiquent les affleurements connus de socle protérozoïque inférieur.

entre les orogènes celtique et cadomien situés aux environs de 700 - 600 m.a. sans toutefois que les deux ensembles correspondent nécessairement à la même bordure continentale.

Je crois en effet qu'il existe deux marges continentales distinctes; dans le cas contraire, deux hypothèses pourraient être envisagées :

- ou bien, comme le suggère Lefort (1975), le Midland Block et le bloc armoricain font partie d'un même ensemble; dans ce cas, il existerait une double ceinture magmatique calco-alcaline, ce qui, à ma connaissance n'a jamais encore été décrit dans un système de subduction quel qu'il soit.
- ou bien il s'agit de deux blocs distincts mais appartenant à la même marge continentale; ceci nécessite que les deux blocs aient considérablement bougé l'un par rapport à l'autre depuis le Briovérien, déplacement relatif dont nous n'avons aucune preuve. Pour fixer les idées (et en dehors de tout indice de l'existence d'une faille transformante décalant les deux marges), si nous nous reportons à la position du trench dessiné par Wright (1977), le déplacement nécessaire pour amener le bloc armoricain au voisinage de cette fosse est de plusieurs centaines de kms, le Midland Block restant fixe. Ceci situerait le bloc armoricain (domnonéo-mancellien) à peu près à l'endroit où se trouve actuellement Terre-Neuve (fig. n°III-4).Pour l'instant, du moins, rien ne vient à l'appui d'un tel déplacement.

Il paraît plus raisonnable, comme le propose Wright, d'imaginer l'existence de deux marges continentales distinctes, l'une correspondant à la bordure nord du "Midland Block", l'autre à la bordure nord du Massif Armoricain. Autrement dit, dès la période briovérienne, existe entre le Midland Block et le bloc domnonéo-mancellien un océan, lui-même peut être satellite du Iapetus situé beaucoup plus au Nord; je pense que cet océan n'est autre que l'océan de la Manche dont Lefort (1975) n'envisage l'apparition que plus tardivement (à l'époque des dernières intrusions cadomiennes) (fig. n° III-5).

Fixer avec précision les principales étapes du fonctionnement de cet océan est pour le moins délicat; le synchronisme entre l'ouverture du Iapetus (1000 - 850 m.a.) et celui de ses océans satellites (Océan longmyndien et Océan de la Manche) n'est pas établi avec certitude comme le rappelle très justement Lefort (1975).

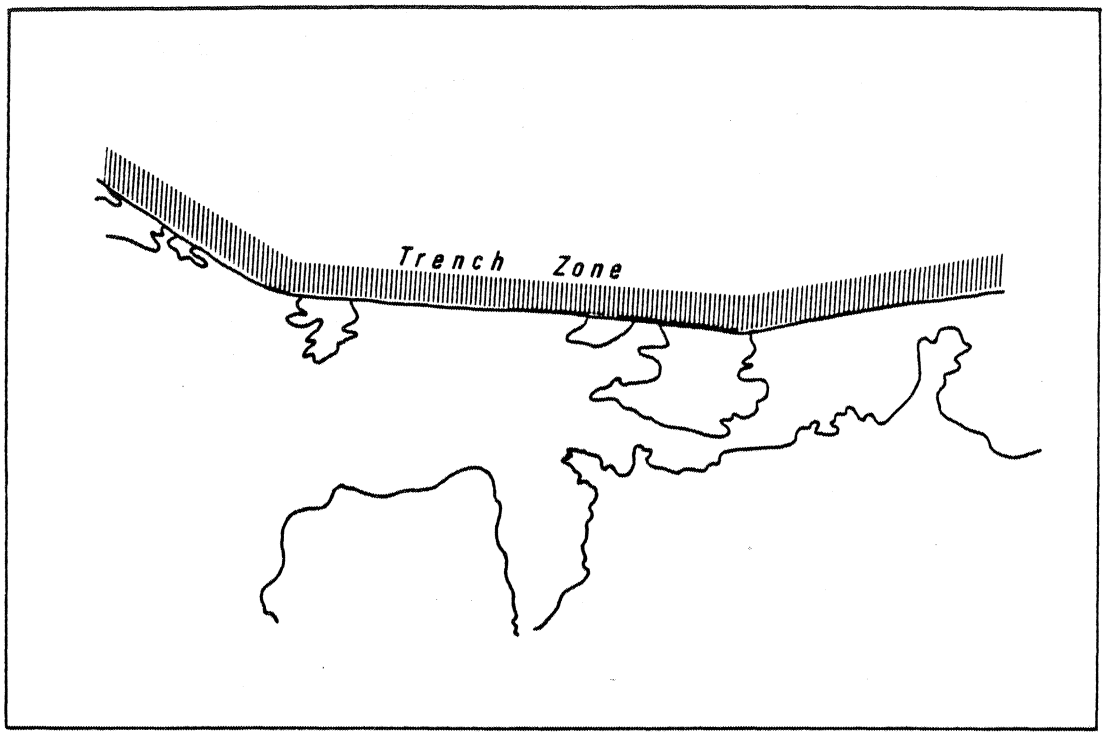


Fig.III-4 : Localisation de la zone de subduction lors du Protérozoïque supérieur (700-600 m.a.) d'après Wright (1978). Cette limite est jalonnée en particulier par des magmatismes calco-alcalins qui sont interprétés par Wright comme caractéristiques d'une subduction permettant de définir l'orogène celtique, analogue à l'orogène cadomien reconnaissable dans la partie nord du Massif armoricain.

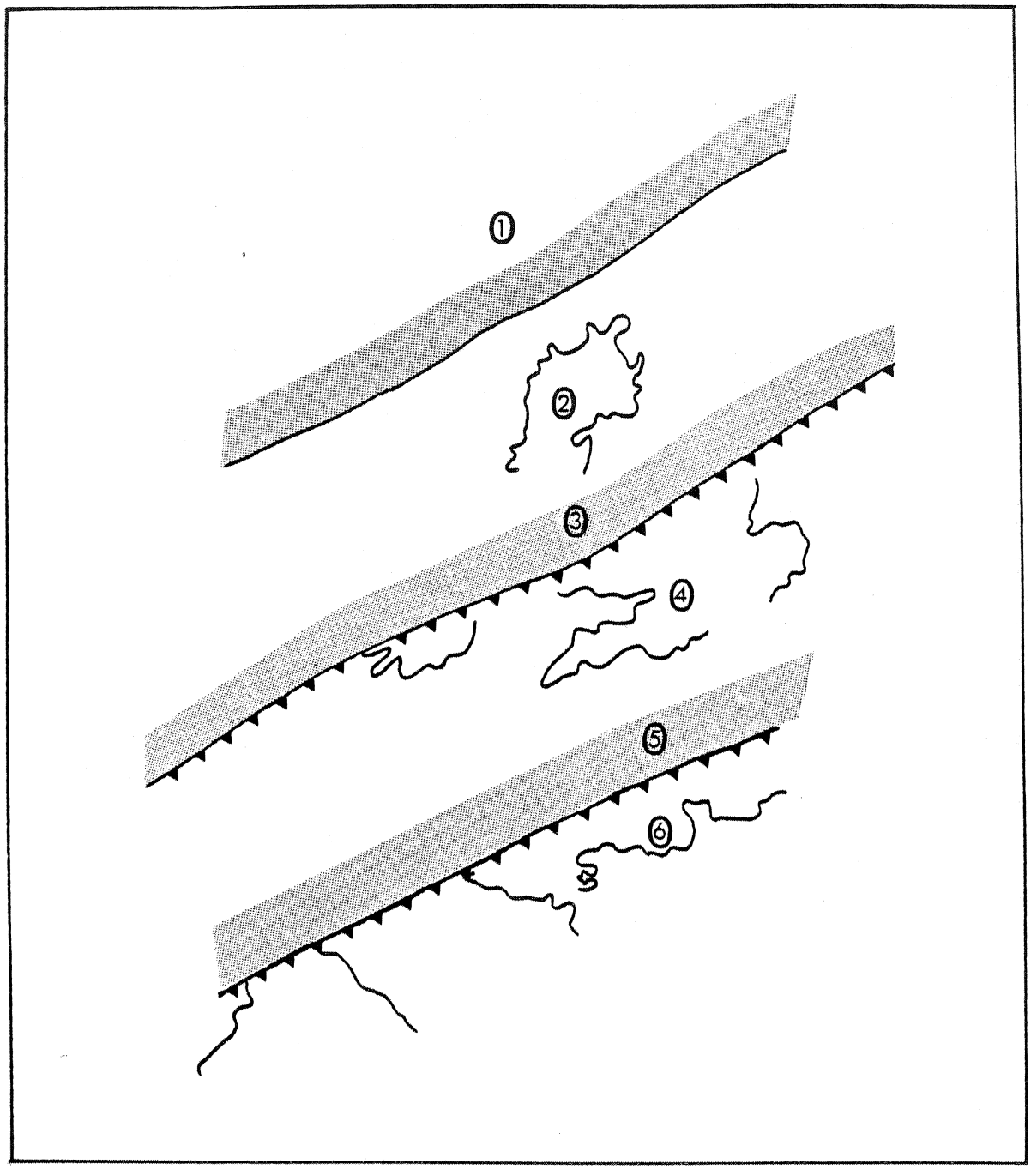


Fig.III-5 : Position des microplaques ouest européennes au Protérozoïque supérieur (entre 700? et 550 m.a.), modifié d'après Lefort (1975). (1) Iapetus; (2) Microcontinent moinien; (3) Océan longmyndien; (4) Midland Block; (5) Océan de la Manche; (6) Bloc domnonéomancellien.

Pour ce qui est de l'Océan de la Manche, la subduction intervient au moins aux environs de 670 m.a. (période de mise en place des granitoïdes nord-trégorrois). Peut-être a-t-elle commencé avant, avec en particulier l'apparition des volcanites du type Pointe de l'Armorique - Trédrez ou Lanvollon. Les données géochimiques manquent sur ce volcanisme pour pouvoir caractériser son cadre de mise en place géotectonique.

Le seul indice que je possède est un spectre de Terres Rares obtenu sur une roche volcanique massive appartenant à l'ensemble Pointe de l'Armorique - Trédrez. En ce qui concerne ces éléments-traces, les volcanites de cet ensemble paraissent assez semblables aux volcanites spilitiques du même type appartenant au Briovérien supérieur (volcanites de Paimpol).

L'hypothèse d'une subduction démarrant dès cette époque de volcanisme (mais quel âge exactement ?) est donc possible mais reste à démontrer notamment par des arguments géochimiques plus complets.

Cette subduction va se poursuivre durant tout le Briovérien supérieur (étape II) et même déborder le stade du Protérozoïque terminal pour s'achever par le magmatisme éocambrien dans le Trégor, à Jersey et en Normandie (Région de St Germain-Le-Gaillard). Pendant toute cette période comprise entre 670 et 550 m.a. environ, une activité magmatique continue s'exerce, essentiellement calco-alcaline, contribuant largement au développement de la croûte continentale dans ce secteur nord-armoricain. L'arrêt de la subduction à cette époque permet d'expliquer, par suite du relâchement des contraintes, l'apparition de fracturations qui vont provoquer une tectonique de blocs jouant verticalement et entrainant le morcellement en particulier du bloc domnonéen entre les fragments duquel vont se dessiner les fosses où s'accumuleront les sédiments paléozoïques. (fig. n° III-6).

En arrière du bloc domnonéo-mancellien se produit lors du phénomène de subduction un amincissement de la croûte qui permet l'individualisation du domaine centre-armoricain; celui-ci se comporte alors comme une mer marginale dont l'extension vers le Sud n'est pas connue mais qui pourrait très bien, à cette époque, s'étendre jusqu'aux franges du craton ouest-africain. Caractérisée par une sédimentation très monotone de type épicontinental durant le Briovérien supérieur, cette mer marginale aurait été en outre le siège d'émissions de type ophiolitique (fig. n°III-6).

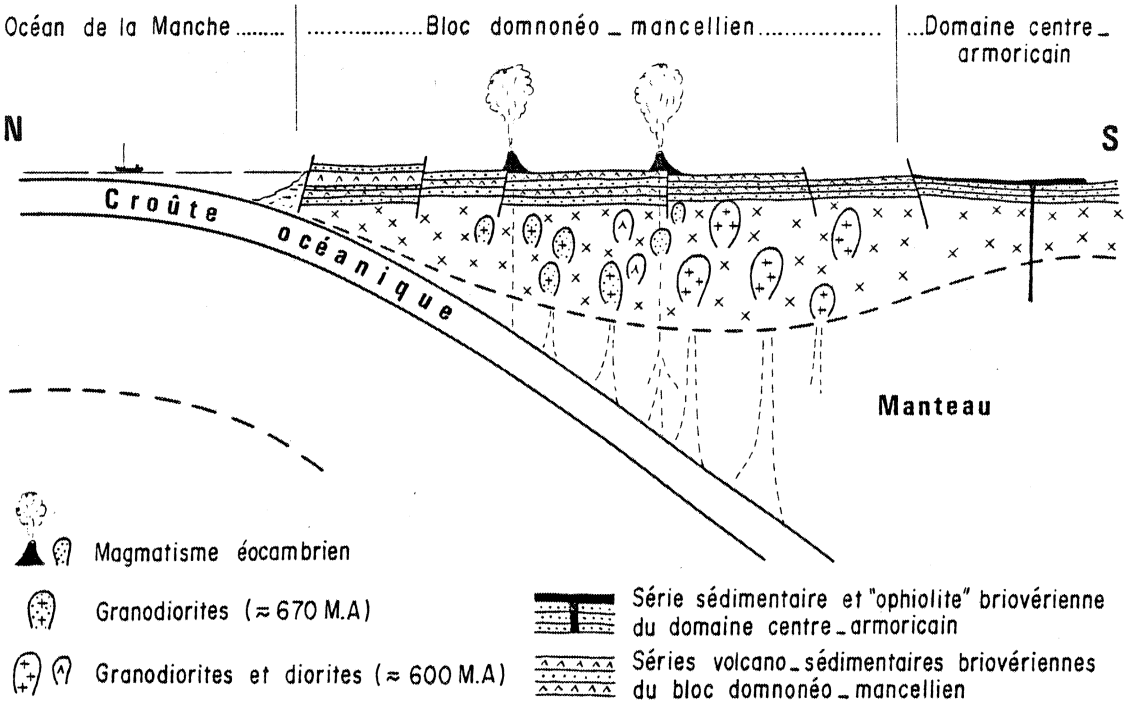


Fig.III-6 : Schéma illustrant le phénomène de subduction à la fin du Protérozoïque dans le "massif armoricain".

Celles-ci sont connues en bordure du Bouclier Ouest-Africain, notamment depuis les travaux de Leblanc (1975, 1976) et interprétées, par suite de leur affinité calco-alcaline, comme caractéristiques d'émissions ophiolitiques en bordure d'une masse continentale épaisse (Leblanc, 1976 ; Rocci, 1977). Or il semble bien, d'après les premiers travaux de Hirbec et de Peucat et al., que le cortège de type ophiolitique de Belle-Isle-en-Terre, bien que d'âge sans doute un peu plus jeune (600 m.a., Peucat et al., à paraître) que celui de Bou-Azzer (âge environ 700 - 650 m.a.; Leblanc, 1975, 1976), présente lui aussi un caractère calco-alcalin. Le bloc ibérique se trouvant à cette époque situé beaucoup plus à l' Ouest, on peut imaginer la continuité de cette mer marginale entre le bloc domnonéo-mancellien et le craton ouest-africain et donc l'analogie entre les ophiolites de Belle-Isle-en-Terre et celles de Bou-Azzer marquant toutes les deux la présence de continents voisins. Il est malgré tout nécessaire d'introduire quelques réserves à ce modèle car, dans le Massif Central (Chenevoy, 1974), on connaît des noyaux de socle ancien qui pourraient très bien être la preuve de l'existence à l'époque briovérienne, d'une autre microplaque entre les blocs nord-armoricain et ouest-africain.

Pour en revenir au Nord du Massif Armoricain, les effets de la subduction protérozoïque supérieure se traduisent par l'apparition soit d'amincissement de croûte (limite entre domaine nord-armoricain et centre-armoricain) soit par l'apparition d'une tectonique de horsts et de grabens. Ainsi sont préfigurées, dès la période cadomienne, les grandes lignes de faiblesse de l'écorce qui seront les directions majeures de la tectonique hercynienne (Faille de Tréguier, Faille du Trégorrois, Faille Molène-Moncontour - Alençon). En ce qui concerne cette dernière qui constitue l'accident majeur de cette région du Massif Armoricain, se trouverait ainsi confirmée sinon son existence, du moins sa préfiguration lors du Cadomien ainsi que différents auteurs en avaient émis l'hypothèse (Chauris, 1969 ; Paris, 1971 ; Paris et Jegouzo, 1976).

Les traces de l'existence de l' Océan de la Manche ont été mises en évidence par Lefort (1975) d'une manière convaincante. La présence d'un corps basique occupant la partie médiane de la Manche actuelle, reconnue grâce à des données géophysiques, est bien établie et rien ne permet de la remettre en cause. J'ajouterai simplement deux remarques :

1) Le complexe métamorphisé du Lizard contient,au moins en partie, des roches basiques et ultrabasiques (schistes à hornblende, péridotites serpentinisées) d'âge pré-paléozoïques (voir par exemple Edmonds et al., 1975 ; Roach, 1977). Ces roches, par la suite tectonisées et portées en position chevauchante sur les sédiments dévoniens de la Cornouaille anglaise lors de la période permo-carbonifère (Edmonds et al., 1975), peuvent, à mon avis, constituer un autre témoin du plancher de l'Océan de la Manche.

2) L'âge des ophiolites de la Baie d'Audierne n'est pour l'instant pas connu avec certitude.

Classiquement, depuis les travaux de Cogné (1960) sur ces formations, on considère que l'âge de ce complexe ophiolitique est cadomien.

Pour Lefort et Peucat (1974)et Lefort (1975), un âge paléozoïque inférieur n'est pas exclu. Toujours est-il qu'aucun âge radiométrique n'a permis pour l'instant d'établir d'une façon précise la période de mise en place du cortège ultrabasique et basique de la Baie d'Audierne. En conséquence, même si l'on admet que les ophiolites de la Baie d'Audierne représentent le même ensemble que le corps basique de la Manche, (Lefort, 1975), il n'y a pas d'arguments définitifs interdisant d'attribuer à ce dernier, comme je le propose, un âge cadomien.

Cet océan s'est-il entièrement refermé et peut-on parler d'une collision entre le bloc domnonéo-mancellien et le "Midland Block" ? Sans doute pas, car rien n'indique une tectonique importante à la fin du Protérozoïque ou au début du Paléozoïque et que d'autre part l'existence de bassins paléozoïques largement développés depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien dans le bassin de la Manche actuelle ne milite pas en faveur d'une telle collision.

Enfin, pour achever l'étude des mécanismes de cette subduction protérozoïque supérieure, je ferai remarquer que les failles N 40°, bien visibles dans le secteur compris entre la Baie du Mont-Saint-Michel et la Baie de Saint-Brieuc peuvent aussi être mises en relation avec la subduction. Fitch (1972) et Oxburgh (1974) ont en effet montré que lorsque la subduction est oblique par rapport à la direction du trench, il apparaît dans le domaine continental des fractures parallèles à la direction du "trench". On remarquera que c'est le cas pour ces fractures, si l'on se rappelle que la trace de la fosse est matérialisée par les affleurements de socle ancien qui déterminent une limite N 40°. Ces

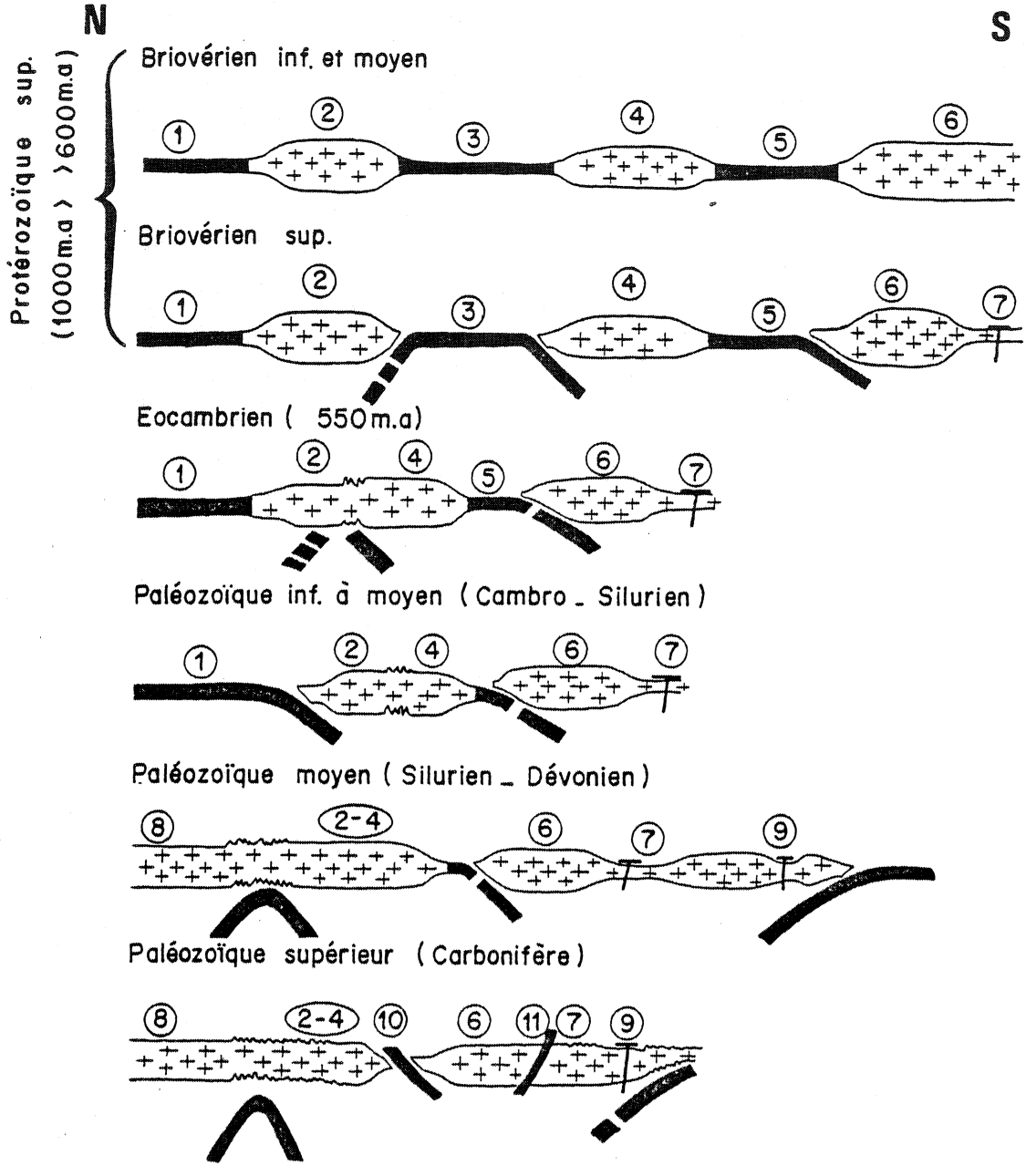


Fig.III-7 : Schémas interprétatifs illustrant la position relative des blocs continentaux et des océans ouest-européns ainsi que leurs déplacements depuis le Protérozoïque supérieur jusqu'a la fin du Paléozoïque.
(1) Iapetus; (2) Microcontinent moinien ; (3) Océan longmyndien ; (4) Midland Block ; (5) Océan de la Manche ; (6) Bloc domnonéo-mancellien ; (7) Domaine centre armoricain (croûte amincie et volcanites de Belle-Isle-en Terre); (8) Plaque américaine ; (9) Sillon de St Georges-sur-Loire ; (10) Suture de la Manche ; (11) Ecaillage des volcanites de Belle-Isle-en-Terre coincées entre les domaines domnonéo-mancellien et centre-armoricain.

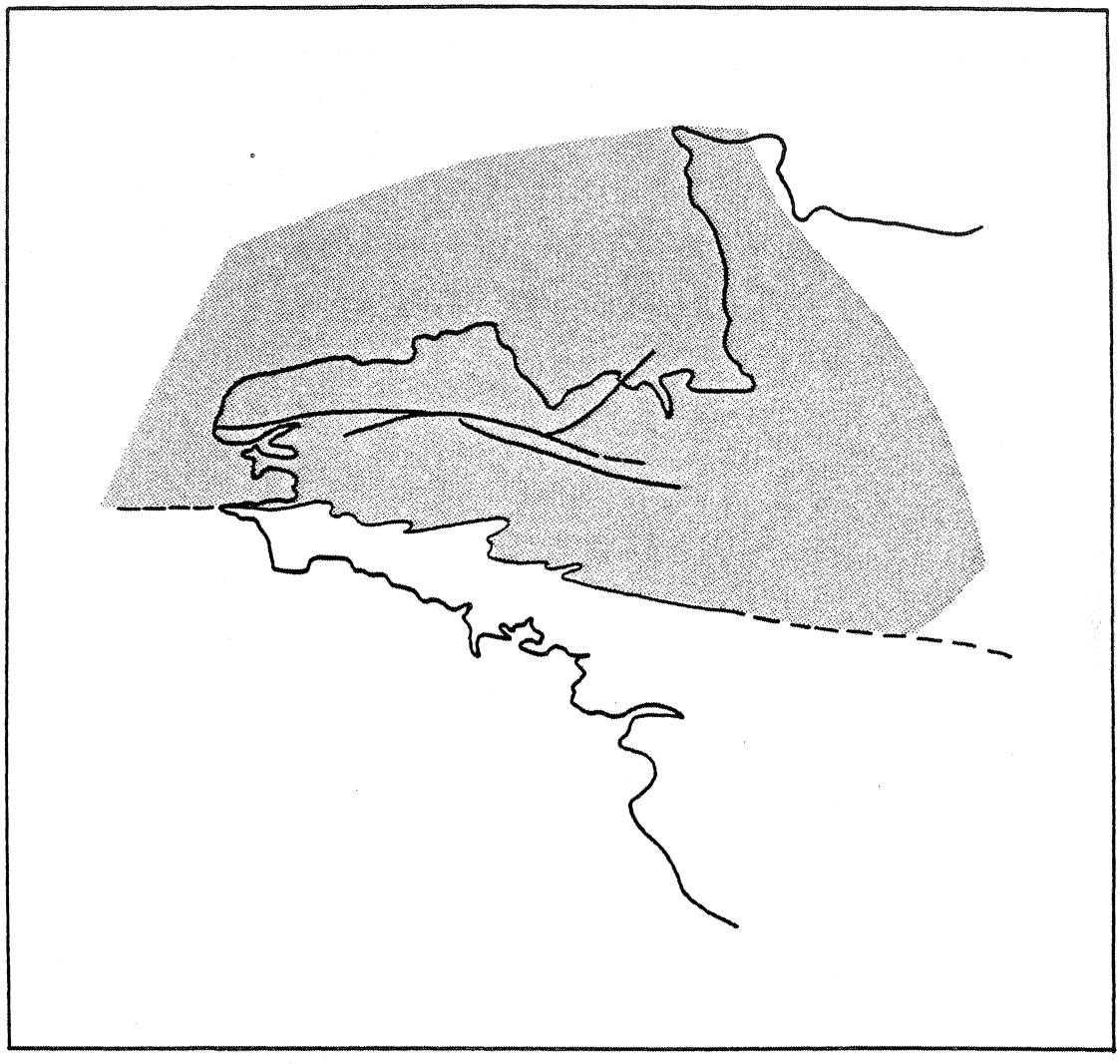


Fig.III-8 : Le "massif armoricain" proprement dit (zone en pointillés) d'après Cogné (1978) comprenant les domaines domnonéen, mancellien et centre-armoricain.

failles qui ont rejoué par la suite (notamment celles qui limitent le horst Coëtmieux - Fort-la-Latte ou celles de la région de Dinan ; Jeannette, 1971) pourraient donc être apparues, elles aussi, durant le Briovérien.

En résumé, le modèle que nous proposons ici pour le Protérozoïque dans le "massif armoricain" (Cogné, 1978) est le suivant (fig. n°III-6 et III-7).

- *Entre 1000 et 850 (?) millions d'années, ouverture du Iapetus et de ses satellites (Océan longmyndien, Océan de la Manche).*
- *A partir de 670 m.a. et peut-être avant, fermeture de cet océan, avec apparition d'une subduction se traduisant essentiellement par un volcanisme et un plutonisme calco-alcalin dans tout le domaine domnonéo-mancellien qui se comporte comme un ensemble unique.*

En arrière de ce bloc se produit un amincissement de la croûte, entraînant l'apparition d'une mer marginale caractérisée par une importante sédimentation de type épicontinentale et par l'apparition d'ophiolites, mer que l'on retrouve peut-être jusqu'aux abords du continent ouest-africain.

La subduction s'arrête aux environs de 550 m.a. au moment où se mettent en place les magmatismes alcalins. Parmi ceux-ci, les ignimbrites représenteraient de puissantes émissions fissurales, traduisant une tectonique verticale de blocs à laquelle est liée l'apparition de grabens dans tout le domaine nord-armoricain; c'est dans ces zones effondrées que se déposeront les sédiments paléozoïques.

La subduction s'est déroulée ainsi sur environ 120 m.a. au moins, ce qui prouve l'importance de l'Océan de la Manche. En admettant une subduction lente d'environ 2 cm/an (Le Pichon, 1968), cet océan aurait eu une largeur d' environ 2000 - 2500 km .

Les grands traits géologiques du "massif armoricain" (Cogné, 1978; (fig.III-8) sont alors dessinés, en particulier toutes les directions de fractures importantes ainsi que les zones de faiblesse de la croûte (géosuture; Cogné, 1978).

III - LES SUBDUCTIONS PALEOZOIQUES.

Alors que l'Océan de la Manche et l'Océan longmyndien s'arrêtent de

fonctionner, plus au Nord, le Iapetus continu à se refermer jusqu'au Dévonien moyen, cette fermeture expliquant l'apparition des Calédonides (British Caledonides et Appalachians fold belt ; Windley, 1977).

De très nombreux modèles ont été proposés pour expliquer les mécanismes de fermeture du Iapetus et la formation de la chaîne calédonienne ; tous s'accordent cependant pour y reconnaître un phénomène de subduction ainsi que le rappelle Lefort (1975) ou que le montrent les schémas et la figure synthétique proposés par Windley (1977 ; fig. II-8, p. 189)*.

Cependant que s'achève vers le Nord la formation de la chaîne calédonienne, apparaissent vers le Sud, dans les secteurs méridionaux du massif armoricain (domaine de l'Anticlinal de Cornouailles et domaine ligérien), les premières étapes de l'évolution hercynienne. A la suite de nombreux modèles imaginés pour expliquer la formation de la chaîne hercynienne (voir figure synthétique présentée par Windley, 1977 : fig. 12-3, p.199, et également le Colloque CNRS sur la chaîne Varisque d'Europe moyenne et continentale, 1977)**, Cogné (1978) montre que pendant la période siluro-dévonienne, se développe l'orogène ligérien qui correspond à une subduction dont le plongement s'effectue vers le Nord. En liaison avec cette subduction apparaît un système de double ceinture HP-BT et BP-HT dont le déroulement se situe entre 452 - 415 m.a. (Peucat, 1976) et 380 m.a. environ (Vidal, 1976). En arrière de cette double ceinture (c'est à dire plus au Nord) se dessine un bassin marginal : le sillon

---

* Parmi les principaux travaux synthétiques sur la chaîne calédonienne, on retiendra ceux de : Bullard et al., 1965 ; Dewey, 1969 ; Rast et Crimes, 1969 ; Bird et Dewey, 1970 ; Fitton et Hughes, 1970 ; Church et Stevens, 1971 ; Dewey, 1971 ; Dewey et Bird, 1971 ; Hatcher, 1972 ; Kay, 1972 ; Church et Gayer, 1973 ; Jeans, 1973 ; Strong, 1974 (a) et (b); Strong et al., 1974 ; Kennedy, 1975 ; Philipps et al., 1976 ainsi que les nombreuses publications qui traitent plus ou moins directement de ce problème dans le Colloque CNRS consacré à la "Chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale" Rennes, 1974, en particulier celle de F.M. Dunning.

** Les principaux modèles proposés, ainsi que le rappellent Windley (1977) et Cogné (1978), l'ont été par : Floyd, 1972 a et b ; Nicolas, 1972 ; Bard et al., 1973 ; Burne, 1973 ; Burrett, 1973 ; Dewey et Burke, 1973 ; Johnson, 1973 ; Riding, 1974 ; Badham et Halls, 1975 ; Lorenz, 1976.

de St Georges-sur-Loire, zone de distension essentiellement siluro-dévonienne en relation avec la subduction plus méridionale (Cogné, 1978, fig.3, p.127). Plus tard, lors des mouvements sudètes, à la fin du Dinantien, intervient la fermeture de la région comprise entre le craton nord-européen et les régions médio-européennes. Pour Cogné (1978), cette fermeture correspond à "une évolution intracratonique au niveau d'une vaste région de croûte continentale mince et non encore indurée", et non pas à une "collision entre des masses continentales médio et nord-européennes initialement séparées par un océan maintenant disparu".

Au milieu de tous ces bouleversements qui les encadrent au Nord et au Sud durant tout le Paléozoïque,que deviennent les domaines domnonéo-mancellien et centre-armoricain ?

A) Le bloc domnonéo-mancellien, zone de croûte épaisse, indurée, cratonisée, mais morcellée en plusieurs fragments (Domnonée) ne montre pas entre le Cambrien et le Carbonifère moyen de bouleversement important. Les magmatismes y sont peu développés sur les fragments de socle eux-mêmes; le seul magmatisme important, hormis quelques intrusions granitiques ou leucogranitiques aux environs de 500 m.a. (Mancellia et Jersey; Jonin et Vidal, 1975 ; Adams, 1967, Vidal, 1976)est représenté par des émissions fissurales doléritiques (entre 440 et 350 m.a.) qui sont peut-être les contre-coups atténués des orogènes calédonien au Nord et ligérien au Sud. Dans les bassins sédimentaires, séparant les blocs de socle, apparaissent des volcanismes soit basiques (région de Plouézec-Plourivo, d'Erquy, de Morlaix), soit acides (région d'Ecouves et de Perseigne, région des Coëvrons).

Parmi ces volcanites, seules les volcanites cambro-ordoviciennes d'Erquy (482 $\pm$ 10 m.a., Vidal et al., 1971) ont été étudiées d'un point de vue géotectonique (à l'aide des éléments-traces en particulier). Elles ont les caractères de volcanites de zone stable (Martineau et al., 1975 ; Martineau, 1976 ; Vidal, 1976), c'est à dire qu'elles n'apparaissent liées à aucun phénomène de subduction.

Ce n'est que plus tardivement, au cours de la phase sudète et postérieurement, qu'apparaîtront les manifestations les plus importantes de la tectogenèse hercynienne dans le bloc domnonéo-mancellien.

. Resserrement des fragments constituant le bloc domnonéo-mancellien, avec apparition de métamorphismes et de déformations dans les bassins sédimentaires intracratoniques (Bassin de Morlaix, couloir de la Baie de Lannion, par exemple) et éventuellement chevauchement des formations paléozoïques sur les blocs cadomiens voisins (Normandie; Graindor, 1957 ; Robardet, 1973). C'est peut-être à cette période de resserrement qu'il faut attribuer l'aspect de suture cryptique (Lefort, 1975) que présente actuellement le cortège basique et ultrabasique qui souligne l'existence de l'ancien Océan de la Manche, de même d'ailleurs que le chevauchement d'un fragment de cette ancienne croûte océanique (le Lizard) sur les formations dévoniennes de la Cornouaille (Edmonds and al., 1975 ; Roach, 1977).

. Coulissage des fragments de blocs les uns par rapport aux autres le long des lignes majeures dessinées lors de la période protérozoïque. Parmi celles-ci, la géosuture Molène - Moncontour - Alençon (Cogné, 1978), analogue à la zone broyée sud-armoricaine et contemporaine de celle-ci se transforme en un grand accident cisaillant dont l'apparition est accompagnée par la mise en place des masses granitiques importantes (St Renan, Comana, Plouaret-Bégard, Quintin, Moncontour, Dinan).

. Le plutonisme alcalin de type Ploumanac'h marque la fin de la tectogenèse hercynienne, notamment de la période de compression, le relâchement des contraintes se traduisent par des fracturations tardives.

B) La zone centre-armoricaine paraît-elle aussi pour l'essentiel échapper aux influences des subductions paléozoïques calédoniennes ou ligériennes.

Zone de croûte amincie, il s'y développe sur une épaisse série sédimentaire briovérienne une sédimentation au sein de laquelle quelques lacunes représentent sans doute, là encore, les effets amoindris de tectogenèses lointaines. Le volcanisme qui y est associé et notamment le volcanisme basique (ordovicien de Crozon, dévono-dinantien du Bassin de Chateaulin), présente toujours les caractères d'un volcanisme en domaine stable intra-continental (Bébien et al., 1977; Maillet, 1977).

Il faut attendre dans ce domaine, le Dévonien moyen pour que se manifestent les prémices de la tectogenèse hercynienne ; la "phase bretonne" représenterait dans ce domaine épicontinental l'incorporation de la chaîne ligérienne au "massif armoricain" (domaines centre-armoricain et domnonéo-mancellien; Cogné, 1978).

Comme pour le bloc domnonéo-mancellien, c'est à partir de la phase sudète que se manifestera la tectogenèse hercynienne se traduisant par des compressions et des cisaillements à la faveur desquels pourront apparaître des fragments de la croûte protérozoïque amincie : ce serait en particulier le cas au voisinage de l'accident majeur Molène - Moncontour - Alençon où apparaissent tectoniquement les "ophiolites" protérozoïques supérieures de Belle-Isle-en-Terre.

Cette tectogenèse se traduit, comme dans les domaines sud-armoricains, par un métamorphisme ici de caractère épi et décroissant vers le Nord (Sagon, 1976 ; Le Corre, 1978) et par la mise en place de granites et de granodiorites (Cogné, 1974, 1978).

IV - CONCLUSIONS.

Au terme de notre étude, nous avons tenté un essai d'explication de l'origine et de l'évolution du domaine nord-armoricain dans le cadre de la théorie de la tectonique des plaques.

Précocement, au Protérozoïque inférieur, une croûte continentale épaisse se forme qui, bordant l'océan briovérien de la Manche, constitue une marge active au Protérozoïque supérieur. Au Nord, le plancher océanique est engagé dans une subduction révélée par la géochimie des magmatismes contemporains se mettant en place sur ou dans la croûte domnonéo-mancellienne.

Dans la même évolution, la croûte continentale qui se prolonge vers le Sud en direction du craton ouest-africain s'amincit en arrière de la subduction. Une mer marginale se développe dans laquelle s'effectue, au Briovérien supérieur, la sédimentation caractéristique du domaine centre-armoricain.

Au cours des événements ultérieurs, calédonien et ligérien, qui affectent les régions situées plus au Nord et plus au Sud, les ensembles domnonéo-mancellien et centre-armoricain sont épargnés et constituent une microplaque ("massif armoricain" proprement dit de Cogné, 1978 ; fig. III-8).

Sa passivité cesse au Dinantien lors de la collision génératrice de la chaîne hercynienne. Tout comme les régions plus méridionales (Vendée, Anticlinal de Cornouaille , Ligéria), les domaines domnonéo-mancellien et centre-armoricain sont le siège de cisaillements majeurs très profonds, accompagnés de la mise en place d'importantes masses granitiques. Le massif armoricain acquiert alors sa configuration actuelle.

Lors de l'histoire protérozoïque supérieure, nous avons vu les analogies possibles qui pouvaient exister entre le bloc domnonéo-mancellien et la bordure continentale s'étendant depuis le canal de Bristol et le Pays de Galles (Nord du Midland Block) et plus vers l'Ouest, le Sud de l'Irlande, le Sud de Terre-Neuve (zone de Gander) et la région du New-Brunswick et de la Nouvelle Angleterre en Amérique du Nord.

Mais nous avons aussi souligné à plusieurs reprises les affinités qui paraissent lier le mini-craton nord-armoricain et le craton ouest-africain : appartenance précoce du bloc domnonéo-mancellien à la province sud-atlantique, analogie dans les événements géochronologiques, présence d'ophiolites ou d'associations ophiolitiques de type calco-alcalin en bordure des deux cratons. Ceci nous conduit tout naturellement à tenter de comparer l'évolution de ces deux ensembles au Protérozoïque supérieur et à rechercher la signification de la chaîne cadomienne et de la chaîne pan-africaine qui, géochronologiquement, représentent des événements contemporains se situant entre 700 et 550 m.a. environ.

Pour ce qui est du craton domnonéo-mancellien, l'ensemble des événements qui l'affectent au Protérozoïque peut-être interprété dans le cadre d'une subduction dont le plongement se situe vers le SE. Au cours de cette période, les seuls plissements importants se notent à la fin de la 1ère période (Briovérien moyen); il n'existe aucun témoin d'une tectonique importante (plissement, métamorphisme) à la fin de la subduction. Ceci nous a conduit à conclure que la fermeture de l'Océan de la Manche n'a pas du être complète, c'est à dire qu'il n'y a pas eu à cette époque affrontement de deux blocs continentaux (Bloc domnonéo-mancellien et Midland Block). L'aspect actuel de suture cryptique présenté par le corps basique de la Manche est dû à une tectonique plus tardive, sans doute hercynienne.

Qu'en est-il au niveau du craton ouest-africain? En ce qui concerne les événements pan-africains et la signification de la chaîne, deux conceptions s'affrontent : pour les uns, il s'agit d'une chaîne ensialique qui correspond aux mouvements de serrage entre les blocs cratoniques africains (fig. III-9),

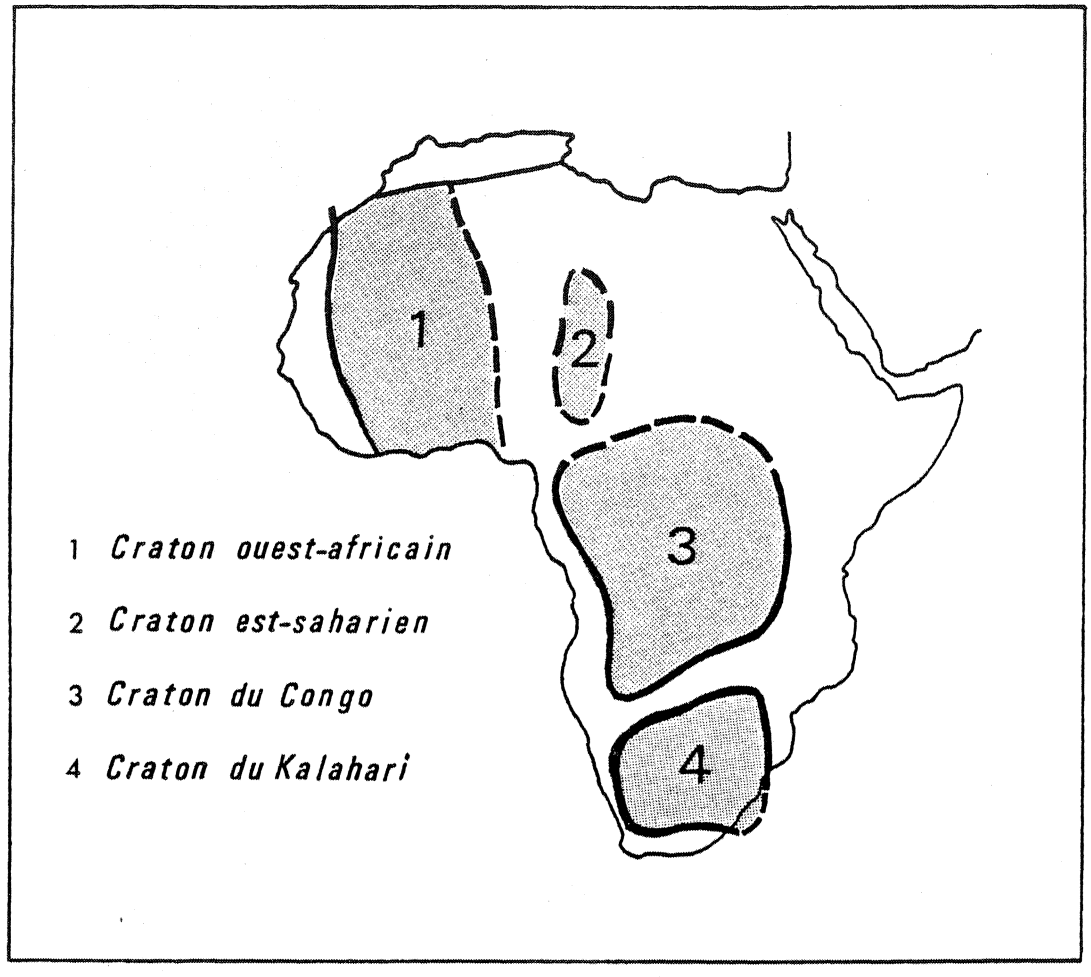


Fig.III-9 : Les grandes unités cratoniques en Afrique, d'après Read et Watson (1975, fig.62).

provoquant la déformation des ceintures mobiles édifiées sur des portions amincies de croûte continentale. C'est en particulier l'opinion assez générale qui se dégage des communications au Meeting de la Royal Society de Londres en 1976 (voir en particulier Barr, Kröner ou Schackleton, 1976).

En ce qui concerne les ceintures mobiles autour du craton ouest-africain du moins, une autre école correspondant en particulier aux travaux du C.R.G.G. de Montpellier envisage une hypothèse différente (fig. III-10 et III-11) : la chaîne pan-africaine est le résultat d'une collision entre des blocs cratoniques à la suite d'une ouverture océanique elle-même suivie de subductions (Black et al., 1979). C'est ainsi que Bertrand et Caby (1978) expliquent la ceinture mobile pharusienne, à l'Est du craton ouest-africain (fig.n°III-10). Dans le Hoggar, ces auteurs reconstituent la succession suivante :

. Entre le craton ouest-africain et le craton est-saharien, ouverture océanique entre 1000 et 800 m.a. (ophiolites, sédiments d'origine cratonique).

. Entre 800 et 650 m.a., important magmatisme calco-alcalin lié à une subduction plongeant vers l'Est.

. Vers 650 m.a., collision entre les blocs continentaux avec chevauchements, nappes, plis couchés, anatexie, granitisation ; c'est le pan-africain précoce.

. Vers 600 - 550 m.a., le pan-africain tardif, correspond à la continuation de ce serrage E-W accompagné de cisaillements et de décrochements N-S de grandes ampleurs.

Il s'agit donc, dans ce modèle, d'une véritable chaîne par collision, au cylindrisme affecté par la présence de lambeaux de socle éburnéen non réactivée (bloc d'Inouzal par exemple), et qui est le résultat d'un mécanisme de type tectonique des plaques (ouverture océanique, subduction, collision).

Un schéma identique, bien que plus complexe (phases de compression avec subduction et obduction) est proposé par Leblanc et Lancelot (sous presse) pour le Nord du craton ouest-africain où la tectogenèse pan-africaine correspondrait à une subduction à plongement vers le Sud et s'achèverait par une collision aux alentours de 580 - 565 m.a. Dans ce modèle, le craton ouest-africain joue le rôle de marge active, les ophiolites de Bou Azzer étant les témoins d'un ancien plancher océanique; seul le craton septentrional reste pour ces auteurs énigmatique (craton

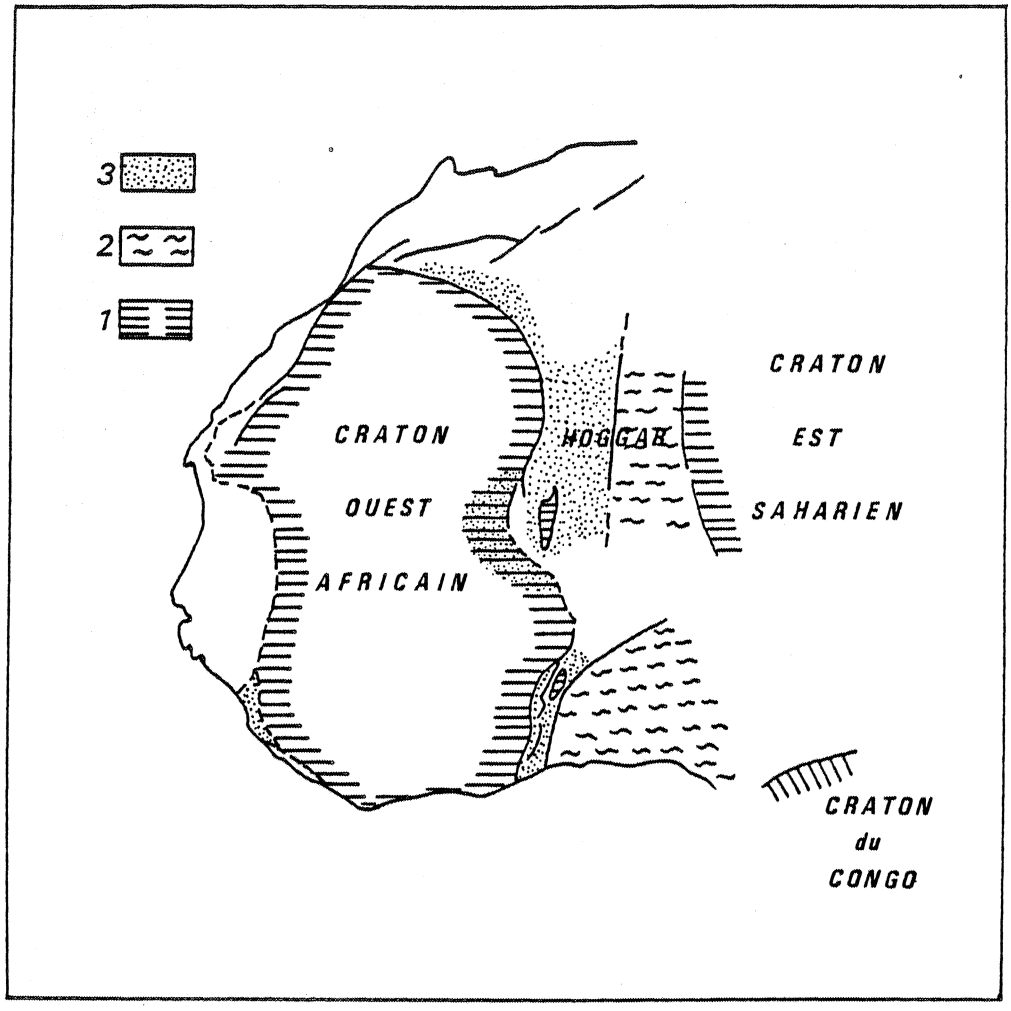


Fig.III-10 : Ceintures mobiles pan-africaines autour du craton ouest-africain, d'après Bertrand et Caby, 1978. (1) Blocs cratoniques; (2) Fragments de craton réactivés au Pan-africain ; (3) Ceintures mobiles.

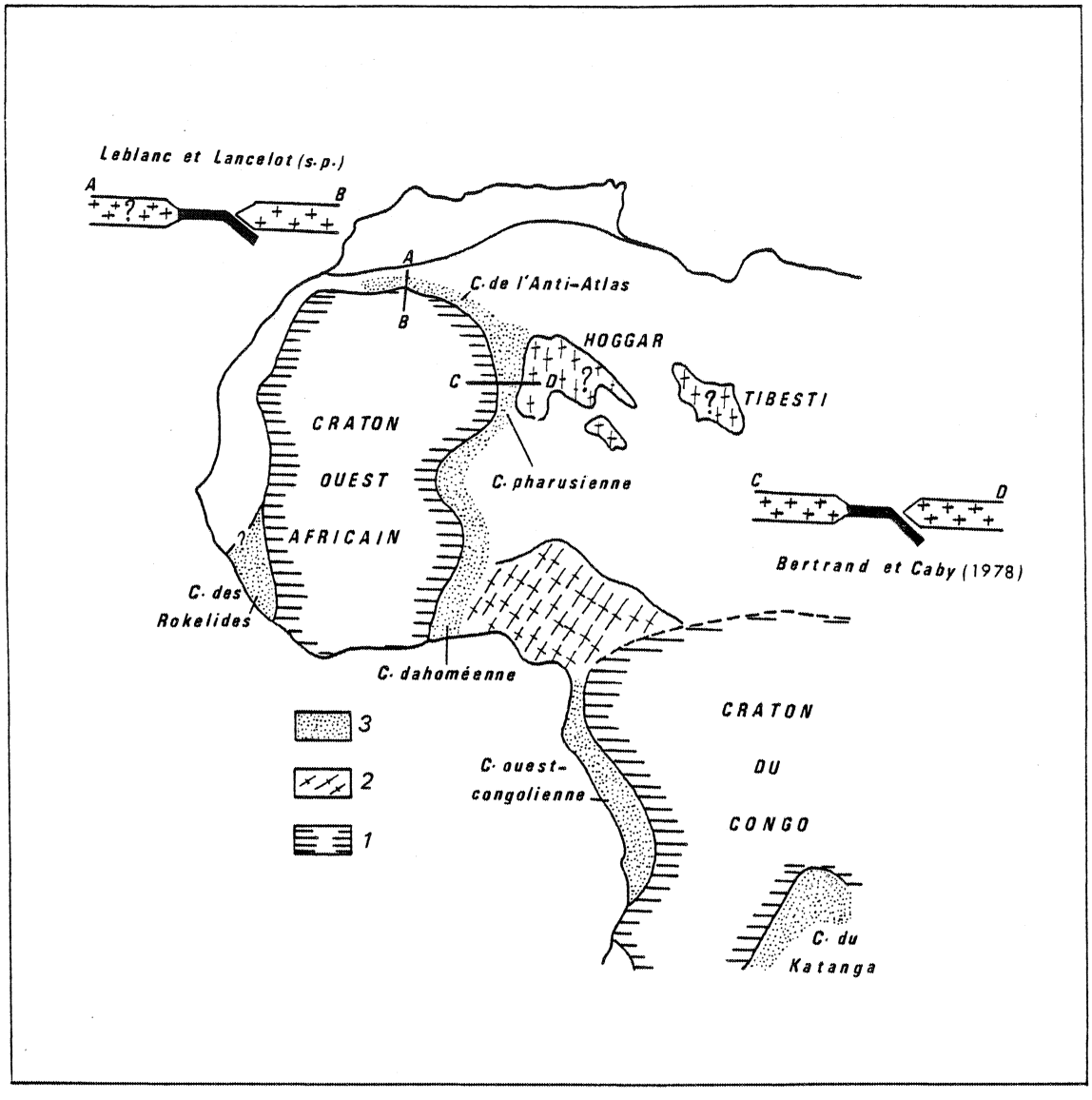


Fig.III-11 : Les ceintures mobiles pan-africaines dans l'Ouest de l'Afrique, d'après Deynoux et al., 1978. (1) Cratons; (2) Domaines cratoniques réactivés au Pan-africain; (3) Ceintures plissées pan-africaines.

"nord américain" ou "européen" ?) car "l'Anti-Atlas est rapidement limité et oblitéré vers le Nord par les orogènes hercynien et alpin". (fig. n°III-11).

Si ce schéma est applicable à l'ensemble des ceintures mobiles qui bordent le craton ouest-africain (Anti-Atlas au Nord, Hoggar à l'Est, Dahomey au Sud-Est), nous y trouvons des raisons supplémentaires pour voir de fortes analogies entre les événements cadomiens et pan-africains.

Les deux chaînes, d'âge contemporain, sont initiées l'une ou l'autre, au cours d'un phénomène de subduction nécessitant la présence de blocs continentaux à croûte épaisse séparés par des domaines océaniques. Dans le domaine étudié ici, le mécanisme de la fermeture de l'océan n'a pas été jusqu'à son terme ultime : il s'est arrêté avant la collision des blocs continentaux. Dans le cas de la chaîne pan-africaine à l'inverse, du moins dans les exemples traités par Bertrand et Caby ou Leblanc et Lancelot, la collision a eu lieu et s'est traduite par d'importants phénomènes tectoniques et métamorphiques durant la période 650 - 550 m.a.

Sur ces deux exemples qui ont l'avantage de ne pas avoir été perturbés sensiblement par des événements géologiques ultérieurs, nous constatons donc que les événements pan-africains (plus complets) aussi bien que cadomiens trouvent en tout cas une explication rationnelle dans un modèle de tectonique globale.

Sans que cela soit un argument suffisant pour constituer une démonstration, il est en conséquence raisonnable de supposer qu'au Protérozoïque supérieur la tectonique des plaques, dans son mécanisme actuel, a pu fonctionner.

CONCLUSIONS

Le Trégor est resté longtemps, au sein du domaine armoricain, une région un peu mystérieuse à laquelle les géologues s'accordaient à reconnaître un intérêt géologique certain sans trop savoir exactement ce qui avait pu s'y passer.

Ma première tâche a donc été analytique, consistant à définir et à caractériser les formations qui constituent cette région; c'est ce que je me suis attaché à réaliser au début de ce mémoire. Les descriptions sont toujours longues et fastidieuses, mais elles m'ont paru nécessaires car, jusqu'à présent, elles n'avaient jamais été faites; de plus, elles constitueront sans doute, au delà des interprétations et des hypothèses qui sont proposées, un outil qui restera et servira d'élément de base, du moins je l'espère, à d'autres recherches.

Nous avons ainsi pu montrer, sous son aspect actuel, que le Trégor est constitué de deux parties : le domaine sud-trégorrois, essentiellement volcano-sédimentaire et le domaine nord-trégorrois, essentiellement plutonique. A travers la variété des manifestations magmatiques que l'on y observe, cette région constitue néanmoins une province magmatique homogène, calco-alcaline, ainsi que le mettent en évidence les études pétrographiques et géochimiques.

Ces études auxquelles s'ajoutent les données de la géochimie isotopique et de la géologie structurale, nous ont permis de constater que, pour l'essentiel, les événements géologiques se situent au Protérozoïque et tout à fait à l'aube des temps paléozoïques.

Les deux étapes fondamentales sont :

1°) la formation d'une croûte ancienne (Protérozoïque inférieur à moyen : Pentévrien) qui va guider les processus géodynamiques responsables de la période suivante;
2°) le développement de la croûte continentale au cours du Protérozoïque supérieur (Briovérien), grâce à l'abondance des volcanismes et des plutonismes qui s'y développent alors.

Les phénomènes tectoniques qui se déroulent lors de cette période (fracturations, amincissement de croûte, plissements) vont, plus tard, servir d'axes aux déformations hercyniennes.

En effet, après le Briovérien, le Trégor, domaine de socle épais et induré, ne réagit plus aux sollicitations des grandes tectogenèses qui se dérouleront au Nord et au Sud que comme un bloc rigide, susceptible seulement de se fracturer, laissant ainsi le passage à des venues volcaniques (dolérites) ou plutoniques (granites) intermittentes.

La reconstitution de l'histoire de cette région et les hypothèses qui s'y rattachent nous ont par ailleurs conduit à remarquer l'analogie existant entre ce bloc du domaine domnonéen et celui de la Mancellia, notamment dans sa partie Est. Dans l'un et l'autre cas, l'histoire que l'on peut y déchiffrer traduit le même événement fondamental au Protérozoïque supérieur, à savoir l'existence d'une subduction correspondant au plongement vers le Sud d'une plaque océanique dont on retrouve actuellement la trace dans la Manche. Cet Océan de la Manche a fonctionné essentiellement au Briovérien, sa fermeture (incomplète) se situant vraisemblablement bien avant celle du Iapetus, océan beaucoup plus important et dont la fermeture a provoqué une tectogenèse de grande ampleur (chaîne calédonienne).

L'histoire du domaine centre-armoricain est, elle aussi, liée à la subduction de l'Océan de la Manche puisque l'individualisation de ce domaine résulte d'un amincissement de la croûte en arrière des régions domnonéenne et mancellienne qui constituaient la zone la plus proche du "trench".

Bien différents sont les domaines plus méridionaux du Massif Armoricain, sièges, durant tout le Paléozoïque, d'une intense activité sédimentaire,magmatique, métamorphique et tectonique dont les grands traits sont dus à une subduction siluro-dévonienne (subduction à plongement vers le Nord).

Le Massif Armoricain n'évolue comme un ensemble homogène que tardivement, au cours de l'Hercynien, lors d'une grande phase de compression qui aboutira, sans doute à la suite d'une collision, à la formation de la chaîne hercynienne. Cette phase, très intense dans les régions sud-armoricaines, s'atténue cependant progressivement vers le Nord et ne sera, sauf exception (Léon), que discrète dans le socle induré des domaines domnonéo-mancelliens où elle se traduira principalement par des fractures, des écaillages, notamment dans ces zones de faiblesse du socle que constituent les fosses de sédimentation paléozoïque dessinées dès la fin du Protérozoïque.

Le travail présenté ici s'arrête à la fin des temps hercyniens. Plus tard, durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, se dérouleront d'autres événements surtout décelables dans les marges péri-armoricaines. Contre-coups du déplacement des plaques voisines (ouverture de l'Atlantique, mouvements de la Péninsule Ibérique), ils se traduiront essentiellement par la remobilisation des structures déjà présentes à la fin du Paléozoïque. Il s'en suivra un morcellement du socle rendant si délicate à l'heure actuelle la reconstitution de l'histoire anté-permienne de ces régions.

Une telle reconstitution, pour présenter quelque fiabilité, implique nécessairement des corrélations qui doivent reposer sur des données analytiques précises. De ce point de vue, l'étude présentée ici devrait permettre de vérifier les analogies qui ont déjà été envisagées avec d'autres secteurs de

l'Europe moyenne varisque. La comparaison entre l'histoire du Trégor ou, plus largement, celle du domaine domnonéo-mancellien et celle de régions comme la zone de l'Ossa Morena vers le Sud ou comme le seuil cristallin de l'Allemagne moyenne vers le NE permettra peut-être ainsi de mieux définir le tracé et la signification de cette bande de socle qui sépare, dans la chaîne hercynienne d'Europe moyenne, la zone saxothuringienne (au Sud) de la zone rhéno-hercynienne (au Nord).

De même, et en ce qui concerne le Protérozoïque supérieur, les faits mis en évidence dans le Trégor devraient permettre à l'avenir de meilleures corrélations entre le Middland Block, l'Irlande du Sud, la Zone de Gander (Terre Neuve) et le New-Brunswick (Amérique du Nord). Peut être pourra-t-on alors suivre et interpréter d'une manière plus précise le morcellement de ces divers fragments aujourd'hui fort éloignés les unes des autres ?

Enfin, et toujours en remontant dans le temps, la signification des témoins de socle ancien, leurs affinités avec telle ou telle partie d'un bouclier ancien restent à préciser. J'ai proposé l'hypothèse d'un rapprochement précoce avec le craton ouest-africain. Elle nécessite confirmation mais constitue un exemple des problèmes que des études plus complètes, faisant appel à de nouvelles observations pétrographiques, géochimiques et géochronologiques permettront d'aborder à partir de ce travail; celui-ci, voulu le plus complet possible, n'a pas la prétention de répondre à toutes les questions. Il s'achève au contraire sur des interrogations provocantes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABBEY S. (1975) : Studies in "standard samples" of silicate rocks and minerals ; Part 4 : 1974 edition of "usable" values. Geol. Surv. Canada, Pap. 74-41, 23 p.

ADAMS C.J.D. (1967) : A gechronological and related isotopic study of rocks from North Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Ph. D. thesis, Oxford, ronéo.

ADAMS C.J.D. (1976) : Geochronology of the Channel Islands and adjacent french mainland. Journ. Geol. Soc. London, 132, 233-250.

ADRIAMBOLOLONA R.D. (1976) : Les éléments de transition dans les suites andésitiques et shoshonitiques du Sud du Pérou. Thèse 3° cycle, Montpellier, ronéo, 87 p.

ALLEGRE Cl., MONTIGNY R., BOTTINGA Y. (1973) : Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XV, 461-477.

ALSAC Cl. (1959) : Etude pétrographique des pillow-lavas de la pointe de Guilben, près de Paimpol (Côtes du Nord). Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 82, 363-366.

AMSTUTZ G.C. (1968) : Les laves spilitiques et les gîtes minéraux. Geol. Rdsch., 57, 936-954.

AMSTUTZ G.C. (1974) : Spilites and spilitic rocks. Springer Verlag, I.U.G.S., (A), 4, 482 p.

AOKI K., OJI Y. (1966) : Calc-alkaline volcanic rock series derived from alkali-olivine- basalt magma. Journ. Geophys. Res., 71, 6127-6135.

ARTH J.G., HANSON G.N. (1975) : Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325-362.

AUVRAY B. (1967) : La série volcanique de la Pointe de la Heussaye (Erquy, Côtes du Nord). Thèse 3° cycle, Paris, ronéo, 134 p.

AUVRAY B. (1968) : Le volcanisme spilitique de la Pointe de la Heussaye (Côtes du Nord). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, n. s., 101-118.

AUVRAY B. (1972a) : Les subdivisions majeures des volcanites du Trégor (Bretagne septentrionale). C. R. Acad. Sci. Paris, 274 (D), 1788-1791.

AUVRAY B. (1972b) : Les accidents tectoniques majeurs du Trégor. Age et signification. C. R. Acad. Sci. Paris, 274 (D), 2940-2943.

AUVRAY B. (1974) : Les manifestations magmatiques acides du Cambrien dans le Nord de la Bretagne (Trégor). 2ème R.A.S.T., Pont-à-Mousson, p. 22.

AUVRAY B. (1975) : Relation entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique : exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. Pétrologie, I, 125-138.

AUVRAY B., HAMEURT J. (1971) : Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, (C), III, 59-76.

AUVRAY B., HAMEURT J. (1973) : A propos des spilites : identification géochimique de plusieurs types de différenciations internes aux sills et aux coulées et leurs conséquences sur la tendance géochimique globale. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, (C), V, 101-120.

AUVRAY B., VIDAL Ph. (1973) : Chronologie des évènements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). 1ère R.A.S.T., Paris, p. 54

AUVRAY B., HAMEURT J. (1974) : Arguments pour l'existence de spilites non métamorphiques. 2ème R.A.S.T., Pont-à-Mousson, p. 23.

AUVRAY B., CABANIS B. (1975) : Métamorphisme thermique, déformation et intrusion granitique sur la bordure méridionale du Trégor. 3ème R.A.S.T., Montpellier, p. 20.

AUVRAY B., MONNIER J.L., LEFORT J.P. (1976) : Carte géologique de la France au 1/50 000e : feuille de Tréguier, 171.

BADHAM J.P.N. (1978) : Has there been an oceanic margin to western North America since Archean time ? Geology, 6, 621-625.

BADHAM J.P.N., HALLS C. (1975) : Microplate tectonics oblique collisions and evolution of the Hercynian orogenic systems. Geology, 3, 373-376.

BAILEY E.B. (1929) : The paleozoïc mountain systems of Europe and America. Report British Ass. Glasgow, 57-76.

BAKER J.W. (1973) : A marginal late proterozoïc ocean basin in the Welsh region. Geol. Mag., 110, 447-455.

BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph., RIBEIRO Ph. (1973) : Geotectonic model for the Iberian variscan orogeny. Nature, 241, 50-52.

BARR M.W.C. (1976) : Crustal shortening in Zambezi belt. Phil. Trans. roy. Soc. London, A 280, 555-567.

BARRIERE M. (1976) : Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne). Bull. B.R.G.M., 2ième sér., 1, 247-295.

BARRIERE M. (1977) : Le Massif de Ploumanac'h (Massif Armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique sub-alcaline tardi-orogénique. Thèse, Brest, ronéo, 219 p.

BARROIS Ch. (1881) : Etudes de M. Charles Whitman Cross sur des roches de Bretagne (Analyse de M. Charles Barrois). Ann. Soc. géol. Nord, VIII, 1-29.

BARROIS Ch. (1884) : Observations sur la constitution géologique de la Bretagne. Ann. Soc. géol. Nord, XI, 278-285.

BARROIS Ch. (1888) : Observations préliminaires sur les roches des environs de Lan-Meur (Finistère). Ann. Soc. géol. Nord, 238-247.

BARROIS Ch. (1888) : Observations sur la constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne. Ann. Soc. géol. Nord, XVI, 1-11.

BARROIS Ch. (1897) : Des divisions géographiques de la Bretagne. Ann. Géogr., VI, 23-44.

BARROIS Ch. (1898a) : Sur le gisement de roches cristallines anciennes du Massif de Paimpol. Ann. Soc. géol. Nord, XXVII, 22-29.

BARROIS Ch. (1898b) : Sur le gisement des roches cristallines anciennes du Massif de Paimpol (2° note). Ann. Soc. géol. Nord, XXVII, 265-267.

BARROIS Ch. (1899a) : Feuille de Tréguier. Bull. Serv. Carte géol. Fr., X, 62, 37-41.

BARROIS Ch. (1899b) : Feuille de Tréguier. Bull. Serv. Carte géol. Fr., X, 69, 479-482.

BARROIS Ch. (1905) : Légende la feuille de Morlaix (n° 58 de la Carte géologique de France au 1/80 000). Ann. Soc. géol. Nord, XXXIV, 56-75.

BARROIS Ch. (1908a) : Légende la feuille de Tréguier (n° 42 de la Carte géologique de la France au 1/80 000). Ann. Soc. géol. Nord, XXXVII, 111-130.

BARROIS Ch. (1908b) : Légende de la feuille de Lannion (n° 41 de la Carte géologique de la France au 1/80 000). Ann. Soc. géol. Nord, XXXVII, 205-227.

BARROIS Ch. (1920) : Observation au sujet de Jersey ; remarque à propos d'une communication de P. Teilhard de Chardin. Bull. Soc. géol. Fr., (4), XIX, 131.

BARROIS Ch. (1930) : Les grandes lignes de la Bretagne. Soc. géol. Fr., Livre Jubilaire, I, 83-100.

BARROIS Ch. (1932) : Observations sur la constitution géologique du Cap Fréhel. Ann. Soc. géol. Nord, LVII, 207-238.

BARROIS Ch. (1934) : Observations sur la carte géologique de Saint-Brieuc. Ann. Soc. géol. Nord, LIX, 224-243.

BARROIS Ch., PRUVOST P., WATERLOT G. (1938) : Structure du Briovérien (Feuille de Saint-Brieuc au 1/80 000e). Bull. Serv. Carte géol. Fr., XXXIX, 197, 6-10.

BARROIS Ch., PRUVOST P., WATERLOT G. (1939) : Le parcours des bandes de phtanites graphiteux dans la région briovérienne de Binic. Bull. Serv. Carte géol. Fr., XXXIX, 199, 41-47.

BATEMAN P.C., EATON J.P. (1967) : Sierra Nevada batholith. Science, 158, 1407-1417.

BATEMAN P.C., DODGE F.W. (1970) : Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholith. Geol. Soc. Amer., Bull., 81, 1407-1417.

BATTEY M.H. (1955) : Alkali metasomatism and petrology of some keratophyres. Geol. Mag., 92, 104-126.

BATTEY M.H. (1956) : The petrogenesis of a spilitic rock-series from New-Zealand. Geol. Mag., 93, 89-110.

BEBIEN J. (1973) : Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuel et océanique. C. R. Acad. Sci. Paris, 276, (D), 3111-3114.

BEBIEN J., FLOYD P.A., JUTEAU T., ROCCI G., SAGON J.P. (1977) : Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. intern. C.N.R.S., Rennes, 1974, 243, 275-291.

BERTRAND J.M.L., CABY R. (1978) : Geodynamic evolution of the pan-african orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). Geol. Rdsch., 67, 357-388.

BIRD J.M., DEWEY J.F. (1970) : Lithosphere plate : continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. Amer., Bull., 81, 1031-1059.

BISHOP A.C., ROACH R.A., ADAMS C.J.D. (1975) : Precambrian rocks within the Hercynides. in "Precambrian", Geol. Soc. Spec. Rep. 6, 102-107.

BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., BAYER R., BERTRAND J.M., BOULLIER A.M., FABRE F., LESQUER A. (1979) - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. Nature, 278, 223-227.

BLOXAM T.W., LEWIS A.D. (1972) : Ti, Zr and Cr in some british pillow-lavas and their petrogenetic affinities. Nature, 237, 134-136.

BONHOMME M., COGNÉ J., LEUTWEIN F., SONET J. (1966) : Données nouvelles sur l'âge des séries rouges du golfe normano-breton. C. R. Acad. Sci. Paris, 262, (D), 606-609.

BOULADON J., MACHAIRAS G., PROUHET J.P. (1963) ; Sur la découverte de kératophyres et de tufs kératophyriques intercalés dans les lydiennes de la base du Viséen à Los-Cabesses (Ariège). C. R. Acad. Sci. Paris, 257, 191-192.

BOULADON J., KRYLATOV S., PASSAQUI B., PROUHET J.P. (1965) : Sur l'existence d'un volcanisme du Dévonien supérieur dans la zone manganésifère de Las-Cabesses (Ariège). C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 11-12.

BOYER Cl. (1967) : Le volcanisme kératophyrique du Paléozoïque inférieur des Alpes Mancelles (Mayenne et Sarthe). Bull. Soc. Linn. Normandie, 8, 9-24.

BOYER Cl. (1968a) : Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du Bassin de Laval (Massif Armoricain). C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 63.

BOYER Cl. (1968b) : Sur la nature ignimbritique de certaines porphyroïdes du Massif Armoricain et du Massif Central. C. R. Acad. Sci. Paris, 266, (D), 1464-1466.

BOYER Cl. (1968c) : Présence d'ignimbrites dans le Cambro-ordovicien des Coëvrons (Maine). Bull. Soc. Linn. Normandie, 9, 11-15.

BOYER Cl. (1970) : Contribution à l'étude du volcanisme acide de Jersey (Iles anglo-normandes). Analogie avec certains termes paléovolcaniques du Massif Armoricain et du Massif Central Français. Bull. Soc. Linn. Normandie, 101, 20-25.

BOYER Cl. (1972) : Study of a few paleozoïc ignimbrites in the Armoricain Massif and in the Central Massif, France. Bull. volcanol., XXXVI, 46-82.

BOYER-GUILHAUMAUD Cl. (1974) : Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. Thèse, Paris-Sud, ronéo, 384 p.

BRASS G.W. (1976) : The variation of the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio during phaneorozoïc time : interpretation using a flux model. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 721-730.

BRASS G.W., TUREKIAN K.K. (1977) : Comment on : "The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction" by E.T.C. SPOONER . Earth Planet. Sci. Lett., 34, 165-166.

BRIDGWATER D., WINDLEY B.F. (1973) : Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic shield during the Mid Proterozoïc. Geol. Soc. Sth Afr., spec. publ., 3, 307-318.

BRUN J.P. (1975) : Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le massif de Saint Malo (Massif Armoricain). Analyse de la déformation. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 97 p.

BUDDINGTON A.F. (1927) : Coast Range intrusive of Southeastern Alaska. Journ. Geol., 35, 224-246.

BULLARD E., EVERETT J.E., SMITH A.G. (1965) : The fit of the continents around the Atlantic. Phil. Trans. roy. Soc. London, A 258, 41-51.

BURNE R.V. (1973) : Palaeogeography of South-West England and Hercynian continental collision. Nature, 241, 129-131.

BURRETT C.F. (1973) : Plate tectonics and the Hercynian orogeny. Nature, 239, 155-157.

CALVEZ J.Y. (1976) : Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 74 p.

CALVEZ J.Y., VIDAL Ph. (1978) : Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. Contr. Mineral. Petrol., 65, 395-399.

CAPDEVILA R. (1976) : Légende de la carte géologique de la marge continentale française au 1/1 000 000^{e} : feuille "le plateau continental du Golfe de Gascogne". in Boillot et al., éd. B.R.G.M. et C.N.E.X.O.

CAPDEVILA R., VIDAL Ph. (1975) : Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et charnockites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). 3ème R.A.S.T., Montpellier, 189.

CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1974) : Igneous petrology. Mc Graw Hill Book Company, 739 p.

CATER F.W. (1969) : The Claudy Pass epizonal batholith and associated subvolcanic rocks. Geol. Soc. Amer., Spec. pap., 116, 54 p.

CHARLOT R. (1976) : The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : a geochronological synthesis. Precamb. Res., 3, 273-299.

CHARLOT R. (1978) : Caractérisation des évènements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain : apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse, Rennes,ronéo, 220 p.

CHAURIS L. (1964) : Le complexe granitique de Ploumanac'h. Sess. extraor. Soc. belge géol., paléon., hydro. et Soc. géol. Belgique, c.r., 233-235.

CHAURIS L. (1969) : Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. C. R. Acad. Sci. Paris, 268, (D), 2859-2861.

CHAURIS L. (1971) : Les recherches récentes sur le Grès armoricain (Skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. Mém. B.R.G.M., 1973, 213-221.

CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) : Gites minéraux de la France : Massif Armoricain. Mém. B.R.G.M., 74, 96 p.

CHAURIS L., HALLEGOUET B., THONON P., VIDAL Ph. (1977) : Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon. Bull. Soc. géol. Minér. Bretagne, (C), IX, 5-17.

CHENEVOY M. (1974) : Le Massif Central. In "Géologie de la France" par J. Debelmas ; Doin, v.1, 162-228.

CHURCH W.R., STEVENS R.K. (1971) : Early paleozoïc ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequence. Journ. Geophys. Res., 76, 1460-1466.

CHURCH W.R., GAYER R.A. (1973) : The Ballantrae ophiolite. Geol. Mag., 110, 497-510.

COCHERIE A. (1978) : Données préliminaires sur la géochimie des Terres Rares dans le Massif leucogranitique du Manaslu (Népal Central). in "Ecologie et géologie de l'Himalaya". Coll. Intern. C.N.R.S., 268, 93-110.

COGNÉ J. (1959) : Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de St Brieuc. Bull. Soc. géol. Fr., (7), I, 112-118.

COGNÉ J. (1960) : Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouailles. Mem. expl. Carte géol. Fr., 382 p.

COGNÉ J. (1962) : Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléontologiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. Bull. Soc. géol. Fr., (7), IV, 413-430.

COGNÉ J. : Réflexions sur l'âge des séries détritiques rouges du Nord de l'Armorique (Golfe normano-breton). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n.s., 17-30.

COGNÉ J. (1965) : Esquisse tectonique de la région comprise entre la Baie de St Brieuc et la Baie du Mt St Michel. C. R. Session Extra. de la Soc. belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique, (1964), 222-227.

COGNÉ J.(1972) : Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. Intern. C.N.R.S. Agadir - Rabat (1970), 192, et Note Mém. Serv. géol. Maroc, 276, 193-218.

COGNÉ J. (1974) : le Massif Armoricain. in "Géologie de la France" par J. Debelmas, Doin, v. 1, 105-161.

COGNÉ J. (1976) : Les grandes lignes structurales du Massif Armoricain. Symp. F. Kossmat, Karl Marx Stadt 1974, 177-192.

COGNÉ J. (1978) : La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In "Ecologie et géologie de l'Himalaya". Coll. Intern. C.N.R.S., 268, 111-129.

CONDIE K.C. (1973) : Archaean magmatism and crustal thickening. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 2981-2992.

CONDIE K.C. (1976) : Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press ed., 288 p.

CONQUÉRÉ F. (1966) : Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin ; région du Huelgoat. Thèse 3° cycle, Paris, ronéo, 167 p.

COOK E.F. (1966) : Tufflavas and ignimbrites : a survey of soviet studies. Elsevier, 212 p.

CORNES H.W. (1933) : The age and origine of the Jersey conglomerate. Bull. Soc. Jersiaise, 118-151.

DALY R.A. (1933) : Igneous rocks and the Depths of the Earth. Mc. Graw Hill, 2nd ed., 598 p.

DELATTRE Ch. (1952) : Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. Mém. Carte géol. Fr., 125 p.

DELATTRE Ch., JEREMINE E., LAFITTE P., PRUVOST P., SANDREA A. (1952) : Révision des feuilles de Lannion, Morlaix et Tréguier au 80.000e (campagnes de 1948, 1949 et 1950). Bull. Serv. Carte géol. Fr., XLIX, 232, 39-60.

DELATTRE Ch. PRUVOST P., WATERLOT G. (1957) : Le Dévonien de la région de Saint-Michel-en-Grève (Révision de la Feuille de Lannion au 80.000e). Bull. Serv. Carte géol. Fr., LVI, 255, 49-53.

DELATTRE Ch., WATERLOT G. (1958) : Les formations rouges et vertes de Bréhec et de Plourivo. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 56, 257, 53-62.

DELATTRE Ch. PRUVOST P. (1967) : A propos de la faille du Trégorrois. Mém. B.R.G.M., 52, 65-67.

DE PAOLO D.J., WASSERBURG G.J. (1976) : Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$. Geophys. Res. Lett., 3, 743-746.

DEWEY J.F. (1969) : Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. Nature, 222, 124-129.

DEWEY J.F. (1971) : A model for the Lower Paleozoïc evolution of the southern margin of the Early Caledonides of Scotland and Ireland. Scott. Journ. Geol., 7, 219-240.

DEWEY J.F., BURCKE K.C.A. (1973) : Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation : products of continental collision. Journ. Geol., 81, 683-692.

DEYNOUX M., TROMPETTE R., CLAUER N., SOUGY J. (1978) : Upper Precambrian and Lower-most Paleozoïc correlations in West Africa and in the Western part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite. Geol. Rdsch., 67, 615-630.

DICKINSON W.R. (1970) : Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. Rev. geophys. Space Phys., U.S.A., 8, 813-860.

DIDIER J. (1964) : Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Thèse, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 32, 254 p.

DIDIER J. (1973) : Granites and their enclaves. Elsevier, 393 p.

DOSTAL J., DUPUY C., LEFEVRE C. (1977) : Rare-earth element distribution in plio-quaternary volcanic rocks from Southern Peru. Lithos, 3, 173-183.

DOTT R.H. (Jr) (1964) : Wacke, graywacke and matrix- what approach to immature sandstone classification ?. Journ. Sedim. Petrol., 34, 625-632.

DOUBINGER J., PONCET J. (1964) : Découverte de microorganismes dans la série rouge de Montmartin (Manche). Attribution de cette série au Dévonien moyen ou supérieur. C. R. Acad. Sci. Paris, 258, 1004-1006.

DRAKE M.J., WEILL D.F. (1975) : The partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid : an experimental study. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 689-712.

DUFF B.A. (1978) : Rb-Sr whole-rock age determination of the Jersey Andesite Formation, Jersey, C.I. Journ. Geol. Soc. London, 135, 153-156.

DUFFIELD W.A. (1978) : Vesicularity of basalt erupted at Reykjanes Ridge crest. Nature, 274, 217-220.

DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1841) : Explication de la Carte géologique de France. Mém. Serv. Carte géol. Fr., I, 176-239.

DUNNING F.W. (1975) : Precambrian cratons of central England and the Welsh borders. in "Precambrian", Geol. Soc. Spec. Rep., 6, 83-95.

DUNNING F.W. (1977) : Caledonian-variscan relations in Northwest Europe. Coll. intern. C.N.R.S.: "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Rennes, 1974, 243, 165-180.

DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) : Les minéraux argileux dans la diagenèse : passage au métamorphisme. Mém. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 29, 320 p.

DUPUIS Ch. (1975) : Relations entre les faciès d'un massif granitique à structure concentrique : le massif de Ploumanac'h - Géologie et thermoluminescence. Thèse Doc. Univ., Lille, ronéo, 224 p.

DUPUY Cl., ALLEGRE C.J. (1972) : Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de rejuvénation crustale. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 437-458.

EDMONDS E.A., MC KEOWN M.C., WILLIAMS M. (1975) : British regional geology : South-West England. Publ. of Nat. Environ. Res. Council, Inst. Geol. Sci., London, 4th ed., 136 p.

ELLER J.P. von (1960) : Développement subvolcanique et volcanique d'un granite hercynien des Vosges septentrionales : le granite du Kagenfels". Rev. Géogr. Géol. dynam., III, 101-107.

EMMERMAN R., DAIEVA L., SCHNEIDER J. (1975) : Petrologic significance of rare earths distribution in granites. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 267-283.

ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. (1964) : Igneous rocks of the East Pacific rise. Science, 146, 477-485.

ESQUEVIN J. (1969) : Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech., Pau, SNPA, 3, 147-153.

EWART A., TAYLOR S.R., CAPP A.C. (1968) : Trace and minor element geochemistry of the volcanic rocks of the Taupovolcanic zone, New Zealand. Total rock and residual liquid data. Contr. Miner. Petrol., 18, 76-104.

FAURE G. (1977) : Principles of isotope geology. Wiley ed., 464 p.

FAURE G., HURLEY P.M. (1963) : The isotopic composition of Sr in oceanic and continental basalts : application to the origin of igneous rocks. Journ. Petrol., 4, 31-50.

FAURE G., POWELL J.L. (1972) : Strontium isotope geology. Springer Verlag, Monograph series of theoritical and experimental studies, 188 p.

FITCH T.J. (1972) : Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. Journ. Geophys. Res., 77, 4432-4460.

FITTON J.G., HUGHES D.J. (1970) : Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. Earth Planet. Sci. Lett., 8, 223-228.

FLOYD P.A. (1972a) : Geochemistry, origin and tectonic environment of the basic and acidic rocks of Cornubia, England. Proc. Geol. Assoc., 83, 385-404.

FLOYD P.A. (1972b) : The tectonic environment of South-West England. Proc. Geol. Assoc., 84, 243-247.

FOURCY E.(de) (1844): Explication de la carte géologique des Côtes du Nord. Imprimerie De Fain et Thunet, Paris, 172 p.

FUJIMAKI H. (1975) : Rare earth elements in volcanic rocks from Hakone volcano and northern Izu Peninsula, Japan. Journ. Fac. Sci., Univ. Tokyo, section II, 19, 81-93.

GAST P.W. (1968) : Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1957-2086.

GAST P.W. (1970) : The chemical composition of the Earth, the Moon and chondritic Meteorites. In Nat. Solid. Earth Symp., Cambridge, Mass. Mc. Graw Hill, 1972, 19-40.

GILBERT Ch. M. (1955) : Petrographi-In Williams H.G., Turner F.J. and Gilbert Ch. M., San Francisco, 1955, 406 p.

GILLULY J. (1963) : The tectonic evolution of the United States. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 119, 133-174.

GILLULY J. (1965) : Volcanism, tectonism, and plutonism in the Western United States. Geol. Soc. Amer., Spec. pap., 80, 69 p.

GIROD M. (1978) : Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin ed., 239 p.

GRAINDOR M.J. (1957) : Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. Mém. Carte géol. Fr., 211 p.

GRAINDOR M.J. (1966) : Les vieux grès rouges du golfe normano-breton et les Calédonides du Massif armoricain septrentional. C.R. Somm. Soc. géol. Fr., 139-166.

GRAINDOR M.J., WASSERBURG G.J. (1962) : Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif armoricain. C.R. Acad. Sci. Paris, 254, 3875-3877.

GREEN D.H, RINGWOOD A.E. (1967) : The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15, 103-190.

GUITARD G. (1963) : Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites par les gneiss oeillés du Canigou (Pyrénées-Orientales). C. R. somm. Soc. géol. Fr., 130-132.

HAMET J., ALLEGRE C.J. (1976) : Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France) : applications of Rb^{87} - Sr^{87} systematics. Geol. Soc. Amer., Bull., 87, 1429-1442.

HAMILTON W., MYERS W.B. (1967) : The nature of batholiths. U.S. Geol. Surv., Prof. paper 554 C-1, 30 p.

HARLAND W.B., GAYER R.A. (1972) : The artic caledonides and earlier oceans. Geol. Mag., 109, 289-314.

HART R.A. (1973) : A model for chemical exchange in the basalt sea-water system of oceanic layer II. Canad. Journ. Earth Sci., 10, 799-816.

HART S.R., BROOKS C., KROGH T.E., DAVIS G.L., NAVA D. (1970) : Ancien and modern volcanic rocks : a trace element model. Earth Planet. Sci. Lett., 10, 17-28.

HASKIN L.A., HASKIN M.A., FREY F.A., WILDEMAN T.R. (1968) : Relative and absolute terrestrial abundances of the rare-earths. In "Origin and distribution of the éléments," L.H. Ahrens ed., Pergamon Press, 889-912.

HASKIN L.A., ALLEN R.O., HELMKE P.A., PASTER T.P., ANDERSON M.R., KOROTEV R. L., ZWEIFEL K.A. (1970) : Rare earths and other trace elements in Apollo 11 lunar samples. Proc. Apollo 11, Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, suppl. 1, 2, 1213-1231.

HATCHER R.D., Jr (1972) : Developmental model for the southern Appalachians. Geol. Soc. Amer., Bull., 83, 2735-2760.

HEDGE C.J., WALTHALL F.G. (1963) : Radiogenic strontium 87 as an index of geologic processes. Science, 140, 1214-1217.

HERMANN A.G. (1974) : Ytrium and lanthanides. Hand book of geochemistry, K. H. Wedepohl (Ed.), Springer Verlag, 39, 57-71.

HERMANN A.G., WEDEPOHL K.H. (1970) : Untersuchungen and spilitischen Gesteinen der variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland. Contr. Mineral. Petrol., 29, 255-274.

HIETANEN A. (1975) : Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. Journ. Res. U.S. Geol. Surv., 3, 631-645.

HOPSON C.A., CROWDER D.F., CATER R.W., TABOR R.W., WISE W.S. (1966) : Association of andesitic volcanoes in the Cascade Mountains with late tertiary epizonal plutons. Geol. Soc. Amer., Spec. pap., 87, p. 80.

ICHIKAWA K.M., MURAKAMI N., HASE A., WADATSUMI K. (1968) : Late mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. Pacific Geol., 1, 97-118.

IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. (1971) : A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Journ. Earth Sci., 8, 523-548.

JAHN B.M. (1977) : Trace element geochemistry of archean volcanic rocks and its implications for the chemical evolution of the upper mantle. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIX, 1259-1269.

JAHN B.M., SUN S.S. (1978) : Trace element distribution and isotopic composition of archean greenstones. In 2nd Symposium on the origin and distribution of the Elements, Paris, 1977.

JAHN B.M., AUVRAY B., BLAIS S., CAPDEVILA R., CORNICHET J., VIDAL F., HAMEURT J. (sous presse) : Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. Journ. Petrol., (sous presse).

JAKES P., GILL J. (1970) : Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth. Planet. Sci. Lett., 9, 17-28.

JAKES P., WHITE A.J.R. (1972) : Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer., Bull., 83, 29-40.

JEANNETTE D. (1971) : Analyse tectonique des formations précambriennes du Nord-Est de la Bretagne. Thèse, Strasbourg, ronéo, 251 p.

JEANNETTE D., COGNÉ J. (1968) : Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la Baie de St Brieuc. C. R. Acad. Sci., Paris, 266, (D), 2211-2214.

JEANS P.F.J. (1973) : Plate tectonic reconstruction of southern caledonides of Great Britain. Nature, 245, 120-122.

JOHANNSEN A. (1969) : A descriptive petrography of the igneous rocks. 6 th ed., Chicago Press, 4 vol.

JOHNSON G.A.L. (1973) : Closing of the carboniferous sea in Western Europe. In "Implications of continental drift to the Earth Sciences", D.H. Tarling and S.K. Runcorn ed., Academic Press, vol. 2, 843-850.

JONES J.G. (1969) : Pillow lavas as depth indicators. Amer. Journ. Sci., 267, 181-195.

JONIN M. (1973) : Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif Armoricain). C. R. Acad. Sci. Paris, 277, (D), 281-284.

JONIN M., VIDAL Ph. (1975) : Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricain, France. Can. Journ. Earth. Sci., 12, 920-927.

JUNG J. (1955) : Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. C. R. Acad. Sci. Paris, 240, 799-800.

JUNG J. (1958) : Précis de pétrographie . Masson, 314 p.

JUTEAU T., ROCCI G. (1965) : Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonien de Shirmeck (Bas-Rhin). Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 18, 145-176.

JUTEAU T., ROCCI G. (1966) : Etude chimique du massif volcanique dévonien de Shirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite - kératophyre. Sci. Terre, Fr., XI, 68-104.

JUTEAU T., ROCCI G. (1974) : Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype. In "Spilites and spilitic rocks", Amstutz ed., 253-329.

KAPLAN G., LEUTWEIN F. (1963) : Contribution à l'étude géochronologique du Massif granitique de Vire (Normandie). C. R. Acad. Sci. Paris, 256, 2006-2008.

KAY M. (1972) : Dunnage melange and lower paleozoïc deformation in northeastern Newfoundland. 24th Int. Geol. Congress, Montreal, 3rd section, 122-133.

KAY R.W., GAST P.W. (1973) : The rare-earth content and origin of alkali-rich basalts. Journ. Geol., 81, 653-682.

KENNEDY M.J. (1975) : Repetitive orogeny in the northeastern Appalachians. New plate models based upon Newfoundland examples. Tectonophysics, 28, 39-87.

KOLJONEN T., ROSENBERG R.J. (1974) : Rare earth elements in granitic rocks. Lithos, 7, 249-261.

KRONER A. (1976) : Proterozoïc crustal evolution in parts of southern Africa and evidence for extensive sialic crust since the end of the Archean. Phil. Trans. roy. Soc. London, A 280, 541-543.

KRYLATOV S. (1971) : Propositon d'une série cohérente des termes (graves, gravites, sables, sablites, pelds, pélites) destinés à désigner les grands groupes de roches détritiques. Cahiers géologiques, 87, 1164-1169.

KUBLER B. (1966) : Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'Illite. Bull. Centre Rech., Pau, S.N.P.A., 2, 385-397.

KUNO H. (1960) : High-alumina basalts. Journ. Petrol., 1, 121-145.

KUNO H. (1966) : Lateral variation of basalt magma type across Continental Margins and Island Arcs. Bull. volcanol., XXIX, 195-222.

LAFITTE P. (1955) : Le granite de Bréhat et ses phénomènes de contact. Bull. Serv. Carte géol. Fr., LIII, 244, 35-68.

LAFFITTE P., PRUVOST P. (1952) : Feuille de Tréguier. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 232, 56-60.

LA ROCHE H. (de) (1964) : Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sci. Terre, Fr., 9, 293-337.

LA ROCHE H. (de) (1965) : Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geol. Rdsch., 55, 274-301.

LA ROCHE H. (de) (1968) : Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C. R. Acad. Sci. Paris, 267, (D), 39-42.

LA ROCHE H. (de) (1972) : Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pourl'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. Terre, Fr., XVII, 31-46.

LA ROCHE H. (de), LETERRIER J. (1973) : Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 276, (D), 3115-3118.

LA ROCHE H. (de), ROCCI G., JUTEAU T. (1974) : Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. In "Spilites and spilitic rocks". G.C. Amstutz ed., 39-58.

LARSEN E.S. (1948) : Batholith of Southern California. Geol. Soc. Amer., mem. 29.

LEAKE B.E. (1968) : A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Amer. Spec. pap., 98 p.

LEBLANC M. (1975) : Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Thèse, Montpellier, 239 p.

LEBLANC M. (1976) : Proterozoïc oceanic crust at Bou Azzer. Nature, 261, 34-35.

LEBLANC M., LANCELOT J. (à paraître) : Le domaine pan-africain de l'Anti-Atlas.(sous presse).

LE CORRE Cl. (1975) : Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricain : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 17, 547-553.

LE CORRE Cl. (1977) : Le Briovérien de la Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. Bull. B.R.G.M., (1), 3, 219-254.

LE CORRE Cl. (1978) : Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, ronéo, 381 p.

LEFEVRE C., DUPUY C., COULON C. (1974) : Le volcanisme andésitique.In "Volcanisme et phénomènes associés", Aurillac (15 et 16 mai 1974). Rev. de la Haute Auvergne, 44, 313-355.

LEFORT J.P. (1970) : Etude géologique de la Manche au Nord du Trégor. III Géologie du substrat rocheux et morphologie. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), 89-103.

LEFORT J.P. (1975) : Le socle périarmoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Rennes, ronéo, 217 p.

LEFORT J.P., PEUCAT J.J. (1974) : Le socle anté-mésozoïque à l'Ouest de la Baie d'Audierne (Finistère). C. R. Acad. Sci. Paris, 279, (D), 635-637.

LEHMANN E. (1949) : Das Keratophyr-Weilburgit- Problem. Heidelberger Beiträge zur Mineral. und Petr., 2, 1-166.

LEHMANN E. (1974) : Spilitic magma. Characteristics and mode of formation. In "Spilites and spilitic rocks, G.C. Amstutz ed., 23-38.

LEHMANN E. (1974) : Keratophyres, so-called keratophyres and allied rocks, especially spilites. N. Jb. Miner. Abh., 122, 268-290.

LEUTWEIN F. (1968) : Géchronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricain. Sci. Terre, Fr., mém. 11, 84 p.

LEUTWEIN F., SONET J. (1965) : Contribution à la connaissance de l'évolution géochronologique de la partie nord-est du Massif armoricain français. Colloques intern. C.N.R.S., 151, Nancy, 141-161.

LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1969) : Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif Armoricain). Sc. Terre, Fr., XIV, 329-358.

LEUTWEIN F., POWER G., ROACH P., SONET J. (1973) : Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. C. R. Acad. Sci. Paris, 276 (D), 2121-2124.

LIPMAN P.W. (1967) : Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso Caldera, Southwestern Japan. Contr. Mineral. Petrol., 16, 300-327.

LORENZ V. (1976) : Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences. Nature, 262, 374-377.

LOY W. (1965) : De Ring-Pluton van Tregastel. Thèse, Louvain, 76 p.

LOY W. (1967) : Intrusion d'une phase lamprophyrique entre deux phases granitiques dans le batholite de Trégastel (Côtes-du-Nord). C. R. Acad. Sci. Paris, 264 (D), 2265-2267.

MAILLET P. (1977) : Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif Armoricain. Implications géotectoniques. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 134 p.

MANSON V. (1967) : Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In "Basalts : the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition", Hess. ed., Wiley, vol 1., 215-269.

MARTIN H. (1977) : Contribution à l'étude de l'anatexie : le Massif de St Malo (Massif Armoricain). Mobilisation des élèments durant la fusion ; proposition d'un modèle. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 95 p.

MARTINEAU F. (1976) : L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy : arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des élèments en traces. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 76 p.

MARTINEAU F., VIDAL Ph., AUVRAY B., HAMEURT H. (1975) : Caractérisation à l'aide des éléments traces du volcanisme paléozoïque d'Erquy. Cadre géotectonique. 3ème R.A.S.T., Montpellier, 249.

MASUDA A., NAKAMURA N., TANAKA T. (1973) . Fine structures of mutually normalized rare-earth of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 239-248.

MAX M.D. (1975) : Precambrian rocks of South-East Ireland. In "Precambrian", Geol. Soc. Spec. Rep.6, 96-101.

MC BIRNEY A.R. (1969a) : Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. In "the Earth's Crust and Upper Mantle", Monograph 13, AGU Washington D.C., 501-507.

MC BIRNEY A.R. (1969b) : Compositional variation in cenozoïc calc-alkaline suites of Central America. Oreg. Dept. Geol. Miner. Ind. Bull, 65, 185-189.

MC BIRNEY A.R. (1970) : Andesites of North and Central America. Proc. Geol. Soc. London, 1662, 30-36.

MC DONALD G.A., (1968) : Composition and origin of Hawaian lavas. In coats, Hay and Anderson : "Studies in volcanology", Mem. Geol. Soc. Amer., 116, 477-522.

MC DONALD G.A., KATSURA T. (1964) : Chemical composition of Hawaian lavas. Journ. Petrol., 5, 82-133.

MENHERT K.R. (1968) : Migmatites and origin of granitic rocks. Elsevier, 393 p.

MILON Y. (1928) : Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Oberthur, Rennes, 151 p.

MILON Y. (1934) : La géologie de Jersey et le problème de l'âge du Trégorrois. C. R. Somm. géol. Fr., 250-251.

MILON Y. (1936) : Communications orales. Compte-rendu d'une excursion de St-Brieuc à Bréhat. Etude des falaises de Bréhec. C. R. Somm. géol. minéral. Bretagne, 2ème année n° 3, 2-16.

MIYASHIRO A. (1967) : Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. Medd. Dansk Geol. Foren., 17, 390-446.

MIYASHIRO A. (1972) : Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. Amer. Journ. Sci., 272, 629-656.

MIYASHIRO A. (1975) : Island arc volcanic rocks series : a critical review. Pétrologie, 1, 177-187.

MIYASHIRO A., SHIDO F. (1975) : Tholeitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium, and Nickel. Amer. Journ. Sci., 275, 265-277..

MOINE B., de LA ROCHE H. (1968) : Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C. R. Acad. Sci. Paris, 267 (D), 2084-2087.

MONTIGNY R. (1975) : Géochimie comparée de roches océaniques et ophiolitiques. Problème de leur genèse. Thèse, Paris 6 et 7, ronéo, 288 p.

MONTIGNY R., BOUGAULT H., BOTTINGA Y., ALLEGRE C.J. (1973) : Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 2135-2147.

MOORE J.G. (1959) : The quartz-diorite boundary line in the western United States. Journ. Geol., 67, 198-210.

MOORE J.G., GRANTZ A., BLAKE M.C. (1961) : The quartz-diorite line in northwestern North America. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 424-C, 87-90.

MOORE J.G., SCHILLING J.G. (1973) : Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. Contr. Mineral. Petrol., 41, 105-118.

MOURANT A.E. (1933) : The geology of Eastern Jersey. Quart. Journ. géol. Soc. London, LXXXIX, 273-307.

MOURANT A.E. (1936) : Les roches volcaniques du Trégorrois en relation avec celles de Jersey. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 3, 79-88.

MURATA K.J. (1960) : A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. Am. Journ. Sci., Bradley vol., 258-A, 247-252.

NAREBSKI W. (1964) : Petrochemistry of pillows lavas of the Kaczawa Mountains and some general petrogenetical problems of spilites. Prace Museum Ziemi, 7, 187-205.

NICOLAS A. (1972) : Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type ? Nature, 236, 221-223.

NOCKOLDS S.R., KNOX R.W. O'B, CHINNER G.A. (1978) : Petrology for students. Cambridge Univ. Press., London, 435 p.

NORMAN R.E., STRONG D.F. (1975) : The geology and geochemistry of ophiolitic rocks expcsed at Ming's Bight, Newfoundland. Can. Journ. Earth. Sci., 12, 777-797.

OXBURGH E.R. (974) : The plain man's guide to plate tectonics. Proc. geol. Assoc., 85, 299-357.

PAPANASTASSIOU D.A., WASSERBURG G.J. (1969) : Initial strontium isotope abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. Earth Planet. Sci. Lett., 5, 361.

PARIS F. (1971) : Etude géologique de la terminaison orientale du Menez-Belair (Synclinorium médian armoricain). Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 141 p.

PARIS F., JEGOUZO P. (1976) : La bordure Mancellia-Synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. 4^{e} R.A.S.T., Paris, p. 317.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.

PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1975) : The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram : a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 419-426.

PECK D.L., GRIGGS A.B., SCHLICKER H.G., WELLS F.G., DOLE H.M. (1964) : Geology of the Central and northern parts of the western Cascade Range in Oregon. U.S. Geol. Surv. Prof. paper, 449, 56 p.

PEUCAT J.J., COGNÉ J. (1977) : Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France. Nature, 268, 131-132.

PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHET J. (1979) : 600 m.y. zircon ages from N. Brittany (France) basic-ultrabasic complex : a new evidence for a Cadomian subduction. (à paraître).

PHILIPPS W.E.A., STILLMANN C.J., MURPHY T.A. (1976) : A caledonian plate tectonic model. Journ. Geol. Soc. London, 132, 579-609.

PINEL A. (1964) : Contribution à l'étude des formations rouges azoïques du nord de la Bretagne. D.E.S., Rennes, ronéo, 70 p.

PIPER J.D.A. (1975) : Proterozoïc supercontinent : time duration and the Grenville problem. Nature, 256, 519-520.

PIPER J.D.A. (1976) : Paleomagnetic evidence for a Proterozoïc Super-continent. Phil. Trans. roy. Soc. London, A 280, 469-490.

PLAINE J. (1976) : La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif Armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 212 p.

PRUVOST P. (1949) : Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Ann. Hébert et Haug, VII, 345-362.

PRUVOST P., WATERLOT G. (1936) : Observations sur les grès d'Erquy et du Cap Fréhel. Ann. Soc. géol. Nord, LXI, 155-186.

PRUVOST P., WATERLOT G., DELATTRE C. (1966) : Carte géologique de la France au 1/80 000^{e}. Feuille de Tréguier, n° 42.

PUILLON-BOBLAYE (1827) : Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. Mém. Museum, XV, 49-116.

QUÉTÉ Y. (1975) : L'évolution géodynamique du Domaine Centre Armoricain au Paléozoïque inférieur : l'Ellipse de Réminiac. Thèse 3° cycle, Rennes, ronéo, 107 p.

RAST N., CRIMES T.P. (1969) : Caledonian orogenic episodes in the British Iles and North-Western France and their tectonic and chronological interpretation. Tectonophysics, 7, 277-307.

READ H.H., WATSON J. (1975) : Early stages of Earth history. In "Introduction to geology", vol. 2, part 1, Mac Millan Press, 201 p.

RIDGING R. (1974) : Model of the Hercynian fold belt. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 125-135.

RINGWOOD A.E. (1969) : Composition and evolution of the upper mantle. In "The Earth's Crust and Upper Mantle", P. J. Hart ed., 1-17,.

ROACH R.A. (1966) : Outline and guide to the geology of Guernsey. Rep. Transc. Soc. Guernes., 18, 751-776.

ROACH R.A. (1977) : A review of the precambrian rocks of the British varisci-des and their relationships with the Precambrian of N.W. France. In "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Coll. intern. C.N.R.S., Rennes, 1974, 243, 51-79.

ROBARDET M. (1973) : Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoïque. Thèse, Paris, ronéo, 551 p.

ROBINSON A.J., MOURANT A.E. (1936) : Compte-rendu de la session extraordinaire de la S.G.M.B. à Jersey (9-14 septembre 1934). Contribution à l'étude géologique des îles de la Manche et du Trégorrois. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 3, 5-64.

ROCCI G. (1977) : Les ophiolites précambriennes ; mythes et réalités. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIX, 947-952.

ROCCI G. (1978) : Spilites et roches apparentées. In "Les roches volcaniques ; pétrologie et cadre structural", M. Girod, Doin, 210-229.

ROCCI G., JUTEAU T. (1968) : Spilite-keratophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. Mijnb., 47, 330-339.

ROCHETTE-PINEL A., GIOT R.P., DUMESNIL P. (1965) : Datation de la trachy-andésite de Plourivo (Côtes-du-Nord). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 7, 563-566.

ROSS C.S., SMITH R.L. (1961) : Ash-flow Tuffs : their origin, geologic relations and identification. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 366 ,81 p.

SAGON J.P. (1976) : Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif Armoricain) : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse, Paris, ronéo, 671 p.

SANDREA A. (1958) : Contribution à la lithologie de la côte Nord de la Bretagne de l'île de Sieck à la Baie de Perros. Bull. Serv. Carte géol. Fr., LVI, 258, 505-618.

SANTALLIER D. (1964) : Etude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse 3° cycle, Paris, ronéo, 117 p.

SCHERMERHORN L.J.G. (1973) : What is keratophyre ?. Lithos, 6, 1-11.

SCHILLING J.G. (1971) : Sea-floor evolution : rare earth evidence. Phil. Trans. roy. Soc. London, A 268, 663-706.

SCHILLING J.G. (1972) : Rare earths in basalts In The Encyclopedia of geochemistry and environmental sciences", R.W. Fairbridge ed., 1029-1039.

SCHILLING J.G. (1975a) : Azores mantle blob : rare-earth evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 25, 103-115.

SCHILLING J.G. (1975b) : Rare-earth variations accross "normal-segments" of the Reykjanes ridge 60°53° N, mid-atlantic ridge 29°S, and East Pacific rise, 2°-19°S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. Journ. Geophys. Res., 80, 1459-1473.

SCHIMIZU N., KUSHIRO I. (1975) : The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressure : preliminary experiments. Geophys. Res. Lett., 2, 413-416.

SCHNELTZER C.C., PHILLPOTTS J.A. (1968) : Partition coefficients of rare earth elements and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts I; In "Origin and distribution of the Elements ", L.H. Ahrens ed., Pergamon Press, 929-938.

SCHNELTZER C.C., PHILLPOTTS J.A. (1970) : Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-II. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 331-340.

SHACKLETON R.M. (1975) : Precambrian rocks of Wales. In "Precambrian", Geol. Soc., Spec. Rep., 6, 76-82.

SHACKLETON R.M. (1976) : Pan-african structures. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 280, 491-497.

SHAW D.M. (1970) : Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237-242.

SHAW D.M. (1972a) : Development of the early continental crust. Part 1 - Use of trace element distribution coefficient models for the Protoarchean crust. Can. Journ. Earth Sci., 9, 1577-1595.

SHAW D.M. (1972b) : The origin of the Apsley gneiss, Ontario. Can. Journ. Earth Sci., 9, 18-35.

SHAW D.M., KUDO A.M. (1965) : A test of the discriminate function in the amphibolite problem. Miner. Mag., 34, 423-435.

SHIH C.Y. (1972) : The rare-earth geochemistry of oceanic igneous rocks. Ph. D. Thesis, Columbia University, 151 p.

SIMONEN A. (1971) : Das Finnische Grundgebirge. Geol. Rdsch., 60, 1406-1421.

SPADEA P. (1974) : Spilites of the Lucanian Appennine (Southern Italy). In "Spilites and spilitic rocks " G.C. Amstutz ed., 331-347.

SPOONER E.T.C. (1976) : The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction. Earth Planet. Sci. Lett., 31, 167-174.

SQUIRE A.D. (1974) : Brioverian sedimentology and structure of Jersey and adjacent areas. Ph. D. thesis, London, ronéo, 416 p.

STEIGER R.H., JAGER E. (1977) : Subcommission on geochronology : convention on the use of Decay constants in geo-and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.

STRECKEISEN A. (1973) : Classification and nomenclature of plutonic rocks-Recommendations. N. Jb. Miner. Mh., 4, 149-164.

STRECKEISEN A. (1974) : Classification and nomenclature of plutonic rocks. Geol. Rdsch., 63, 773-786.

STRECKEISEN A. (1976) : Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. N. Jb. Miner. Mh., 1, 1-5.

STRONG D.F. (1974a) : Plate tectonic setting of Newfoundland mineral deposits. Geoscience, Can., 1, 20-30.

STRONG D.F. (1974b) : Plate tectonic setting of Appalachian - Caledonian mineral deposits as indicated by Newfoundland examples. Trans. Ass. Inst. Miner. Eng., 256, 121-128.

STRONG D.F., DICKSON W.L., O'DRISCOLL C.F., KEAN B.F., STEVENS R.K. (1974) : Geochemical evidence for and east-dipping Appalachian subduction zone in Newfoundland. Nature, 248, 37-39.

SUKHESWALA R.N. (1974) : Gradation of tholeiitic Deccan basalt into spilite, Bombay, India. In "Spilites and spilitic rocks, G.C. Amstutz ed., 229-250.

TABOR R.W., CROWDER D.F. (1969) : On batholiths and volcanoes ; intrusion and eruption of late cenozoic magma in the Glacier Peak area, North Cascades, Washington. U.S. Geol. Surv., Prof. paper, 604, 67 p.

TANE J.L. (1967) : Contribution à l'étude du phénomène de spilitisation. Géologie Alpine, Grenoble, 43, 187-192.

TARNEY J. (1976) : Geochemistry of Archean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In "The Early history of the Earth", B.F. Windley , Wiley, 405-417.

TAUSON L.V., KOVALINKO V.I., ZNAMENSKAYA A.S., PETROV L.L., LEGEIDO V.A., POPOLITOV E.I., PROKOPENKO S.R. (1968) : Distribution of rare-earth elements (RE), Yttrium ,Beryllium and Tin in alkaline granitoïds and their metasomatites. In "Origin and distribution of the elements ", L. H. Ahrens , Pergamon Press, 663-677.

TAYLOR H.P., SILVER L.T. (1978) : Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges Batholith, Southern and Baja California. 4th Intern. Conf. Geochron., Cosmochron., Isotope Geol., Snowmass-at-Aspen, U.S.A., R.E. Zartman ed., 423-426.

TAYLOR S.R. (1965) : Geochemical analysis by spark source mass spectrography, Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 1243-1261.

TAYLOR S.R. (1969) : Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the andesite conference. Int. Upper Mantle Project. Scientific Report, 16, 43-63.

TAYLOR S.R. (1971) : Geochimical application of spark source mass spectrography II Photoplate data processing. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 1187-1196.

THORPE R.S. (1972) : Possible subduction zone origin for two Precambrian calc-alkaline plutonic complexes from Southern Britain. Geol. Soc. Amer., Bull., 83, 3663-3668.

THORPE R.S. (1974) : Aspects of magmatism and plate tectonics in the Precambrian of England and Wales. Geol. Journ., 9, 115-136.

TILTON G.R. (1960) : Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. Journ. Geophys. Res., 65, 2933-2945.

TOWELL D.G., WINCHESTER J.W., SPIRN R.V. (1965) : Rare-earth distribution in some rocks and associated minerals of the batholith of Southern California. Journ. Geophys. Res., 70, 3485-3496.

TREUIL M., VARET J. (1973) : Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques ; exemple de l'Afar. Bull. Soc. géol. Fr, (7), XV, 506-540.

TROGER W.E. (1959) : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale . E. Schweizerbart'sche Verlag., vol. 1, 147 p.

TUREKIAN K.K. (1968) : The composition of the crust. In "Origin and distribution of the elements", L. H. Ahrens ed., Pergamon Press, 549-557.

VALLANCE T.G. (1960) : Concerning spilites. Proc. linn. Soc. N.S.W., 85, 8-52.

VALLANCE T.G. (1969) : Spilite again : some consequence of the degradation of basalts. Proc. linn. Soc. N.S.W., 94, 8-51.

VAN CALSTEREN P.W.C. (1977) : Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing element in the Hercynian basement of Galicia (N.W. Spain). Thèse, Amsterdam, 74 p.

VELDE D. (1969) : Minettes et Kersantites - Une contribution à l'étude des lamprophyres. Thèse, Paris, ronéo, 235 p.

VELDE D. (1970) : Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne, Bull. Soc. géol. Fr., (7), XII, 5, 843-855.

VERDIER P. (1968) : Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (Baie de Lannion : Côtes du Nord - Finistère). Thèse 3° cycle, Strasbourg, ronéo, 55 p.

VIDAL Ph. (1972) : L'axe granitique de Moëlan-Lanvaux (Sud du Massif Armoricain) : mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), IV, 75-89.

VIDAL Ph. (1975) : Limitations isotopiques à l'âge et à l'évolution de la croûte continentale en Europe moyenne et occidentale. 3ème R.A.S.T., Montpellier, p. 379.

VIDAL Ph. (1976) : L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain - Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, ronéo, 142 p.

VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J., JEANNETTE D. (1971) : Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. C. R. Acad. Sci. Paris, 273 (D), 132-135.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHAUVET J.F., COGNÉ J. (1972) : L'âge radiométrique de la diorite de St Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). C. R. Acad. Sci. Paris, 275 (D), 1323-1326.

VITRAC-MICHARD A., ALLEGRE C.J. (1975) : A study of the formation and history of a piece of continental crust by ^{87}Rb-^{87}Sr method : the case of the french oriental Pyrenées. Contr. Mineral. Petrol., 50, 257-285.

WASSERBURG G.J. (1963) : Diffusion processes in lead-uranium systems. Journ. Geophys. Res., 68, 4823-4846.

WATERS A.C. (1962) : Crust of the Pacific Basin. Geophys. Mon., 6, p. 165.

WATSON J. (1975) : The Precambrian rocks of the British Isles - a preliminary review. in "Precambrian", Geol. Soc., Spec. Rep., 6, 1-10.

WEAVER C.E. (1960) : Possible use of clays minerals in search for oil. Bull. Soc. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1505-1518.

WETHERILL G.W. (1956) : Discordant uranium-lead ages. Trans. Amer. Geophys. Union, 37, 320-326.

WILKINSON J.M., CANN J.R. (1974) : Trace elements and tectonic relationships of basaltic rocks in the Ballantrae igneous complex, Ayrshire. Geol. Mag., III, 35-41.

WILLIAMS H., Mc BIRNEY A.R. (1969) : Volcanic history of Honduras. Univ. California Publ. geol. Sci., USA, 85, 101 p.

WILSON J.T. (1966) : Did the Atlantic close and then re-open ? Nature, 211, 676-681.

WINDLEY B.F. (1977) : The evolving continents. Wiley, 385 p.

WINKLER H.G.F. (1965) : Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, 1er éd., 220 p.

WINKLER H.G.F. (1966) : La genèse des roches métamorphiques. Trad. franç. de J.P. Von Eller, Ed. Ophrys, 188 p.

WINKLER H.G.F. (1974) : Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, 3ème éd., 320 p.

WRIGHT A.E. (1977) : The evolution of the British Isles in the Late Precambrian. Estudios Geol., 33, 303-313.

WRUCKE C.T., CHURKIN Jr. M., HEROPOULOS C. (1978) : Deep-sea origin of ordovician pillow-basalt and associated sedimentary rocks, northern Nevada. Geol. Soc. Amer., Bull., 89, 1272-1280.

YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) : Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. Petrol., 3, 342-532.

ANNEXE

1	Echantillon 70-143	(analyse n° 375)*-	Port Béni
2	Echantillon 70-245	(analyse n° 379) -	Grève de Gouermel (côte Est)
3	Echantillon 70-343	(analyse n° 381) -	Pointe de Pen Palluc'h
4	Echantillon 70-348	(analyse n° 383) -	Pointe de Pen Palluc'h
5	Echantillon 70-341	(analyse n° 384) -	Pointe de Pen Palluc'h
6	Echantillon 70-282	(analyse n° 367) -	Sémaphore de Perros-Guirec
7	Echantillon 70-281	(analyse n° 364) -	Sémaphore de Perros-Guirec
8	Echantillon 70-286	(analyse n° 369) -	Sémaphore de Perros-Guirec
9	Echantillon 70-287	(analyse n° 370) -	Sémaphore de Perros-Guirec
10	Echantillon 70-288	(analyse n° 371) -	Sémaphore de Perros-Guirec
11	Echantillon 70-125	(analyse n° 374) -	Saint-Laurent (NE de Port-Béni)
12	Echantillon 70-244	(analyse n° 378) -	Grève de Gouermel (côte Est)
13	Echantillon 70-284	(analyse n° 368) -	Sémaphore de Perros-Guirec
14	Echantillon 70-311	(analyse n° 372) -	Sémaphore de Perros-Guirec
15	Echantillon 70-312	(analyse n° 373) -	Sémaphore de Perros-Guirec
16	Echantillon Bi 1	(analyse n° 365) -	flanc sud de la Pointe de Bihit
17	Echantillon 70-243	(analyse n° 377) -	Grève de Gouermel (côte Est)
18	Echantillon 70-344	(analyse n° 382) -	Pointe de Pen Palluc'h
19	Echantillon 70-342	(analyse n° 385) -	Pointe de Pen Palluc'h
20	Echantillon 69-188	(analyse n° 363) -	Sémaphore de Perros-Guirec
21	Echantillon Bi 2	(analyse n° 366) -	Pointe de Bihit (flanc sud)
22	Echantillon 70-242	(analyse n° 376) -	Grève de Gouermel (côte Est)
23	Echantillon 70-248	(analyse n° 380) -	Ile Liliec (partie SW)
24	Echantillon 74-8	(analyse n° 2323) -	Porz-Mabo (à mi-distance entre la plage de Porz-Mabo et la Pointe de Bihit)
25	Echantillon 70-378	(analyse n° 200) -	Tuf verdâtre et violacé ; R.N. 786 (Tréguier Est)
26	Echantillon 70-379	(analyse n° 201) -	Tuf verdâtre ; R.N. 786 (Tréguer Est)
27	Echantillon 70-375	(analyse n° 197) -	Tuf violacé ; R.N. 786 (Tréguier Est)
28	Echantillon 70-376	(analyse n° 198) -	Tuf violacé ; R.N. 786 (Tréguier Est)
29	Echantillon 70-377	(analyse n° 199) -	Tuf verdâtre ; R.N. 786 (Tréguier Est)
30	Echantillon 70-405	(analyse n° 208) -	Tuf verdâtre ; rive gauche du Trieux
31	Echantillon 70-401	(analyse n° 204) -	Tuf violacé ; rive gauche du Trieux
32	Echantillon 70-402	(analyse n° 205) -	Tuf verdâtre ; rive droite du Trieux
33	Echantillon 70-397	(analyse n° 202) -	Tuf violacé à rouge ; rive gauche du Trieux

34 Echantillon 70-400 (analyse n° 203) - Tuf vert clair ; rive gauche du Trieux

35 Echantillon 70-406 (analyse n° 209) - Tuf verdâtre veiné de violet ; rive gauche du Trieux

36 Echantillon 70-372 (analyse n° 196) - Tuf violacé à rose ; rive droite du Jaudy

37 Echantillon 70-404 (analyse n° 207) - Tuf verdâtre ; rive droite du Trieux

38 Echantillon 70-403 (analyse n° 206) - Tuf verdâtre ; rive droite du Trieux

39 Echantillon 70-408 (analyse n° 211) - Tuf violacé ; rive droite du Trieux

40 Echantillon 70-407 (analyse n° 210) - Tuf violacé ; rive droite du Trieux

41 Echantillon 70-435 (analyse n° 215) - Tuf verdâtre ; Porz Even

42 Echantillon 70-432 (analyse n° 212) - Tuf violacé ; Porz Even

43 Echantillon 70-433 (analyse n° 213) - Tuf verdâtre veiné de violet ; Porz-Even

44 Echantillon 70-438 (analyse n° 218) - Tuf violacé ; Chapelle de la Trinité (Nord de Porz-Even)

45 Echantillon 70-423 (analyse n° 152) - Tuf violacé ; Porz Don (Nord de la Tour de Kerroc'h)

46 Echantillon 70-436 (analyse n° 216) - Tuf violacé ; Chapelle de la Trinité (Nord de Porz-Even)

47 Echantillon 70-434 (analyse n° 214) - Tuf violacé ; Porz-Even

48 Echantillon 70-439 (analyse n° 219) - Tuf violacé ; Chapelle de la Trinité

49 Echantillon 70-437 (analyse n° 217) - Tuf verdâtre ; Chapelle de la Trinité

50 Echantillon 70-362 (analyse n° 103) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

51 Echantillon 70-363 (analyse n° 104) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

52 Echantillon GN 1(b) (analyse n° 105) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

53 Echantillon GN 2 (analyse n° 106) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

54 Echantillon GN 82 (analyse n° 108) - Flanc nord de la Pointe de Guilben (Grève de la Tossen)

55 Echantillon 1969(1) (analyse n° 111) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

56 Echantillon 1969(2) (analyse n° 112) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

57 Echantillon 70-365 (analyse n° 113) - Rive droite du Trieux (200 m au sud de l'E.A.M.)

58 Echantillon Lx 93 (analyse n° 117) - Rive droite du Trieux (650 m au sud de l'E.A.M.)

59 Echantillon GN 80 (analyse n° 107) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

60 Echantillon GN 84 (analyse n° 109) - Flanc nord de la Pointe de Guilben

61 Echantillon Lx 14 (analyse n° 115) - Rive gauche du Trieux (400 m au Sud du Port de Lézardrieux)

62 Echantillon Lx 34 (analyse n° 116) - Rive droite du Trieux (500 m au Sud de l'E.A.M.)

63 Echantillon Lx98 (b) (analyse n°118) - Rive droite du Trieux (500 m au Sud de l'E.A.M.)

64 Echantillon Lx 99 (analyse n° 119) - Rive droite du Trieux (500 m au Sud de l'E.A.M.)

65 Echantillon Lx 97 (analyse n° 120) - Rive droite du Trieux (environ 30 m au Sud du précédent)

66 Echantillon 70-385 (analyse n°122) - Rive droite du Jaudy (200 m au Nord de Men-ar-Bieg)

67 Echantillon 70-360 (analyse n° 76) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

68 Echantillon 70-361 (analyse n° 77) - Partie externe d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

69 Echantillon GN (i) (analyse n° 70) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

70 Echantillon GN (e) (analyse n° 64) - Partie externe d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

71 Echantillon 70-358 (analyse n° 74) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Pointe de Guilben

72 Echantillon 70-359 (B) (analyse n°75) - mi-distance entre centre et bordure } même coussin Pointe de Guilben

73 Echantillon 70-359 (A) (analyse n°85) - Partie externe d'un coussin } même coussin Pointe de Guilben

74 Echantillon GN-101 (analyse n° 84) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

75 Echantillon Gn-100 (analyse n° 78) - Partie externe d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

76 Echantillon 70-357 (analyse n° 73) - Matrice entre les coussins (Pte de Guilben)

77 Echantillon 70-369 (analyse n° 81) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

78 Echantillon 70-370 (analyse n° 82) - Partie externe d'un coussin } même coussin Pte de Guilben

79 Echantillon 70-367 (analyse n° 79) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Rive droite du Trieux

80 Echantillon 70-368 (analyse n° 80) - Partie externe d'un coussin } même coussin Rive droite du Trieux

81 Echantillon Lx 39 (analyse n° 86) - Petit coussin entier (rive droite du Trieux)

82 Echantillon Lx 92 (analyse n° 88) - Petit coussin entier (rive droite du Trieux)

83 Echantillon Lx 95 (analyse n° 89) - Petit coussin entier (rive droite du Trieux)

84 Echantillon Lx 94 (analyse n° 90) - Petit coussin entier (rive droite du Trieux)

85 Echantillon Lx 35 (analyse n° 83) - Ciment entre coussins (rive droite du Trieux)

86 Echantillon Lx 388 (analyse n° 94) - Partie centrale d'un coussin } même coussin Rive gauche du Jaudy

87 Echantillon 70-387 (analyse n° 93) - Partie externe d'un coussin } même coussin Rive gauche du Jaudy

88 Echantillon 69-182 (analyse n° 96) - Petit coussin entier (rive gauche du Jaudy)

89 Echantillon 69-174 (analyse n° 98) - Petit coussin entier (rive droite du Jaudy)

90 Echantillon 69-386 (analyse n° 92) - Petit coussin entier (rive gauche du Jaudy)

91 Echantillon 69-183 (analyse n° 97) - Lave violacée se débitant en grande langue (rive gauche du Jaudy)

92 Echantillon 70-384 (analyse n° 92) - Lave violacée se débitant en grande langue - Rive gauche du Jaudy

93 Echantillon 70-389 (analyse n° 95) - Lave violacée se débitant en grande langue - Rive gauche du Jaudy

94 Echantillon 70-353 (analyse n° 61) - Pointe de Guilben (flanc nord ; plage à l'extrêmité de la Pointe)

95 Echantillon 70-354 (analyse n° 62) - Pointe de Guilben (flanc nord ; plage à l'extrêmité de la Pointe)

96 Echantillon GN 90 (analyse n° 65) - Pointe de Guilben (flanc sud de la base ouest de la Pointe)

97 Echantillon 70-374 (analyse n° 66) - Rive droite du Trieux (sous le pont de Lézardrieux)

98 Echantillon Lx 101(a) (analyse n°69) - Rive droite du Trieux sous le pont de Lézardrieux)

99 Echantillon 69-184 (analyse n°130) - Rive gauche du Jaudy (vieux pont de chemin de fer)

100 Echantillon 70-382 (analyse n° 71) - Rive gauche du Jaudy (pointe de Men-Ar-Bieg)

101 Echantillon 70-383 (analyse n° 72) - Rive gauche du Jaudy (pointe de Men-Ar-Bieg)

102 Echantillon 70-356 (analyse n° 99) - Pointe de Guilben (à l'extrêmité Est)

103 Echantillon Lx 37 (analyse n°102) - Rive droite du Trieux (700 m environ au Sud de l'E.A.M.)

104 Echantillon 70-355 (analyse n° 63) - Pointe de Guilben (flanc nord ; plage avant l'extrêmité de la Pointe)

105 Echantillon GN 86 (analyse n° 110) - Pointe de Guilben (flanc nord ; plage avant l'extrêmité de la Pointe)

106 Echantillon Lx 25 (analyse n°107) - Rive droite du Trieux (sous le pont de Lézardrieux)

107 Echantillon 70-373 (analyse n°101) - Rive droite du Trieux (sous le pont de Lézardrieux)

108 Echantillon 70-394 (analyse n°124) - Rive droite du Jaudy (anse de Pouldouran)

109 Echantillon 70-393 (analyse n°129) - Rive droite du Jaudy (anse de Pouldouran)

110 Echantillon Lx 98(a) (analyse n°128) - Rive droite du Trieux (vivier à l'aplomb du relais Brenner)

111 Echantillon 70-364 (analyse n°127) - Rive droite du Trieux (400 m au Nord du précédent)

112 Echantillon 70-188 (analyse n° 391) - Pointe de Castel-Meur (Plougrescant)

113 Echantillon 70-150 (analyse n° 388) - Rive droite du Jaudy à hauteur du Carpont

114 Echantillon 70-190 (analyse n° 392) - Pointe de Bec Vilin (rive gauche du Jaudy)

115 Echantillon 70-187 (analyse n° 390) - Pointe de Castel-Meur (Plougrescant)

116 Echantillon 70-229 (analyse n° 389) - Le Gouffre (Plougrescant)

117 Echantillon 70-105 (analyse n° 386) - base ouest du sillon de Talberg

118 Echantillon 70-109 (analyse n° 387) - Pointe de Crec'h Maout (ouest du sillon de Talberg)

119 Echantillon 70-137 (analyse n° 445) - Rive droite du Jaudy, Ile à Poule (Enès -Yar)

120 Echantillon 70-130 (analyse n° 443) - Plage de Crec'h an Run (Nord de Port-Béni)

121 Echantillon 70-184 (analyse n° 447) - Rive gauche du Jaudy - Pointe de Pen Palluc'h

122 Echantillon 70-145 (analyse n° 446) - Rive droite du Jaudy - (Nord de Port-Béni)

123 Echantillon 70-223 (analyse n° 438) - Grève entre Castel-Meur et le Gouffre

124 Echantillon 70-124 (analyse n° 444) - Rive droite du Jaudy (Nord de Port-Béni

125 Echantillon 70-236 (analyse n° 455) - Le Gouffre (en Plougrescant)

126 Echantillon 70-123 (analyse n° 441) - Grève de Kermaguen (au Nord de Pleubian)

127 Echantillon 70-247 (analyse n° 457) - Ile Liliec (face à Port-Blanc)

128 Echantillon 70-246 (analyse n° 456) - Fond de l'anse de Gouermel

129 Echantillon 70-201 (analyse n° 451) - Pointe de Porz-Hir (rive gauche du Jaudy)

130 Echantillon 70-122 (analyse n° 442) - Grève de Port de La Chaine

131 Echantillon 70-113 (analyse n° 440) - Grève de Porz-Ran (base ouest du sillon de Talberg)

132 Echantillon 70-196 (analyse n° 448) - Pointe de Bec Vilin, rive gauche du Jaudy

133 Echantillon 70-194 (analyse n° 449) - Pointe de Bec Vilin, rive gauche du Jaudy

134 Echantillon 70-211 (analyse n° 453) - Grève de Castel-Meur (Nord de Plougrescant)

135 Echantillon 70-215 (analyse n° 454) - Grève de Castel-Meur (Nord de Plougrescant)

136 Echantillon 70-199 (analyse n° 450) - Pointe de Bec Vilin, rive gauche du Jaudy

137 Echantillon 70-209 (analyse n° 452) - Grève de Castel-Meur (Nord de Plougrescant)

138 Echantillon 70-213 (analyse n° 436) - partie Est de la plage de Castel-Meur

139 Echantillon 70-206 (analyse n° 435) - partie Est de la plage de Castel-Meur

140 Echantillon 70-214 (analyse n° 437) - partie ouest de la plage de Castel-Meur

141 Echantillon 70-207 (analyse n° 439) - partie Est de la plage de Castel-Meur (enclave microgrenue dans 70-206)

142 Echantillon 70-100 (analyse n° 415) - secteur de Porz-Guyon en Lanmodez

143 Echantillon 70-98 (analyse n° 414) - Pointe de Kerleau au Sud de Laneros

144 Echantillon 70-104 (analyse n° 416) - partie sud-est de la presqu'île de Laneros

145 Echantillon 69-56 (analyse n° 419) - carrière de Pomelin (1 km au Sud de Lanmodez)

146 Echantillon 70-161 (analyse n° 417) - rive gauche du Jaudy à hauteur de la balise de la Normande

147 Echantillon 72-123 (analyse n° 548) - côté ouest de l'île nord de Bréhat (phare du Rosedo)

148 Echantillon 72-121 (analyse n° 547) - Ile nord de Bréhat (secteur de Kerrien)

149 Echantillon 72-108 (analyse n° 543) - Ile sud de Bréhat (côte ouest près de Crec'h Simon)

150 Echantillon 72-110 (analyse n° 544) - Ile sud de Bréhat (côte Est, secteur du Gardeno)

151 Echantillon 70-350 (analyse n° 418) - Ile à Bois (estuaire du Trieux, rive gauche)

152 Echantillon 70-88 (analyse n° 410) - rive droite du Trieux (1 km au Sud de Loguivy)

153 Echantillon 70-63 (analyse n° 405) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

154 Echantillon 70-74 (analyse n° 408) - rive gauche du Trieux, au Sud du phare de Bodic

155 Echantillon 70-138 (analyse n° 411) - estuaire du Jaudy (rive droite). Grève de l'île à Poule (Enes-Yar)

156 Echantillon 70-64 (analyse n° 406) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

157 Echantillon 70-73 (analyse n° 413) - rive gauche du Jaudy ; sous le phare de Bodic

158 Echantillon 70-176 (analyse n° 413) - rive gauche du Jaudy ; 400 m au Nord de la Roche Jaune

159 Echantillon 70-11 (analyse n° 409) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

160 Echantillon 70-79 (analyse n° 409) - rive droite du Trieux (en face du phare de Bodic).

161 Echantillon 70-40 (analyse n° 394) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

162 Echantillon 70-66 (analyse n° 401) - pointe de Beq an Enez (Est de Loguivy)

163 Echantillon 70-42 (analyse n° 396) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

164 Echantillon 70-54 (analyse n° 399) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

165 Echantillon 70-75 (analyse n° 402) - rive gauche du Trieux (Roc Du)

166 Echantillon 70-52 (analyse n° 398) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

167 Echantillon 70-41 (analyse n° 395) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

168 Echantillon 70-56 (analyse n° 400) - flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée

169 Echantillon 70-251 (analyse n° 428) - Ile des Femmes au nord-ouest de Port-Blanc

170 Echantillon 70-267 (analyse n° 432) - Port-L'Epine (îlot au large de Port-l'Epine)

171 Echantillon 70-270 (analyse n° 433) - pointe de Port-l'Epine (flanc Est de la baie de Perros-Guirec)

172 Echantillon 70-261 (analyse n° 431) - plage de Trestel (bord ouest)

173 Echantillon 70-280 (analyse n° 434) - grève de Louannec (fond de la baie de Perros-Guirec)

174 Echantillon 70-253 (analyse n° 429) - Ile Bruc (à l'Ouest de Port-Blanc)

175 Echantillon 70-254 (analyse n° 430) - Grève de Poulpry (nord-ouest de Trestel)

176 Echantillon 74-5 (analyse n° 2875) - Pointe de Beg-Ar-Fourm (flanc Est de la baie de Lannion)

177 Echantillon Lx 88 (analyse n° 588) - Keralain (rive droite du Trieux sous l'E.A.M.)

178 Echantillon 69-231 (analyse n° 586) - Keralain (rive droite du Trieux sous l'E.A.M.)

179 Echantillon 69-4 (analyse n° 587) - Keralain (rive droite du Trieux sous l'E.A.M.)

180 Echantillon T 7 (analyse n° 584) - Ilot du Petit Taurel (Pointe de Plouézec)

181 Echantillon GT 1 (analyse n° 585) - Ilot du Grand Taurel (Pointe de Plouézec)

182 Echantillon 69-153 (analyse n° 422) - Grève de Guenanec au Nord de Porz-Scarff

183 Echantillon 70-239 (analyse n° 420) - Ilot de Kerlaben en Porz-Scarff

184 Echantillon 70-250 (analyse n° 421) - Port St Nicolas (limite sud-est du massif de Porz-Scarff)

185 Echantillon 70-228 (analyse n° 425) - Le Gouffre en Plougrescant

186 Echantillon 70-222 (analyse n° 424) - le Gouffre en Plougrescant

187 Echantillon 70-204 (analyse n° 427) - plage de Porz-Hir (estuaire du Jaudy, rive droite)

188 Echantillon 70-217 (analyse n° 423) - grève de Castel-Meur en Plougrescant

189 Echantillon 70-232 (analyse n° 426) - Le Gouffre en Plougrescant

190 Echantillon 72-111 (analyse n° 545) - Ile de Bréhat, phare du Paon (NE de l'île)

191 Echantillon 72-119 (analyse n° 546) - Ile de Bréhat, plage du Guerzido (SE de l'île)

192 Echantillon 70-44 (analyse n° 227) - filon de microgranite du flanc NW de la baie de Launay-Mal-Nommée

193 Echantillon 70-12(b) (analyse n°225) - filon de microgranite sur le bord droit de la route descendant vers l'embarcadère de l'Arcouest.

194 Echantillon 69-61 (analyse n° 221)- filon de microgranite. Rive gauche du Trieux sous le phare du Bodic

195 Echantillon CMA3 (analyse n° 229) - filon de microgranite. Rive gauche du Trieux (sud du Moulin à mer)

196 Echantillon 70-12 (analyse n° 224) - filon de microgranite. Embarcadère de l'Arcouest

197 Echantillon 70-23 (analyse n° 226) - filon de microgranite. Rive gauche du Jaudy. Nord du phare du Bodic

198 Echantillon 70-96 (analyse n° 228) - filon de microgranite. Rive droite du Trieux légèrement au Sud de Loguivy

199 Echantillon 69-44 (analyse n° 220) - filon de microgranite. Embarcadère de l'Arcouest

200 Echantillon 69-44 (analyse n° 222) - filon de microgranite. Rive gauche du Trieux près du phare du Bodic (bordure aphanitique)

201 Echantillon 69-67 (analyse n° 223) - filon de microgranite . Rive gauche du Trieux au Sud de l'île à Bois (bordure aphanitique)

202 Echantillon 70-430 (analyse n°158) - ignimbrite à fiammes ; plage de Kerroc'h

203 Echantillon 70-427 (analyse n° 155) - ignimbrite à fiammes ; plage de Kerroc'h

204 Echantillon 70-429 (analyse n° 157) - ignimbrite à fiammes ; plage de Kerroc'h

205 Echantillon 70-409 (analyse n° 145) - ignimbrite sans fiammes ; rive droite du Trieux

206 Echantillon 70-416 (analyse n° 147) - ignimbrite sans fiammes ; Tour de Kerroc'h

207 Echantillon 70-417 (analyse n° 148) - ignimbrite sans fiammes ; Tour de Kerroc'h

208 Echantillon 70-418 (analyse n° 149) - ignimbrite à fiammes ; Tour de Kerroc'h

209 Echantillon 70-420 (analyse n° 150) - ignimbrites à fiammes ; plage de Kerroc'h

210 Echantillon 70-411 (analyse n° 146) - brêche ignimbritique ; Roche Donan, vallée du Trieux

211 Echantillon 70-421 (analyse n° 151) - ignimbrite à fiammes ; Tour de Kerroc'h

212 Echantillon 70-20 (analyse n° 142) - ignimbrite sans fiammes ; rive gauche du Trieux

213 Echantillon 70-426 (analyse n° 154) - brêche ignimbritique ; plage de Kerroc'h

214 Echantillon 70-396 (analyse n° 143) - ignimbrite aphanitique ; rive gauche du Trieux

215 Echantillon 70-428 (analyse n° 156) - ignimbrite sans fiammes ; plage de Kerroc'h

216 Echantillon 70-431 (analyse n° 159) - brêche ignimbritique ; plage de Kerroc'h

217 Echantillon 70-425 (analyse n° 153) - ignimbrite aphanitique ; plage de Kerroc'h

218 Echantillon 70-399 (analyse n° 144) - ignimbrite sans fiammes ; rive gauche du Trieux

219 Echantillon 70-235 (analyse n° 603) - filon dans le platier rocheux au Nord de Porz-Scarff

220 Echantillon 69-150 (analyse n° 604) - filon de la Pointe de Mez-Gren au Sud de Porz-Scarff

221 Echantillon 72-129 (analyse n° 605) - filon dans la petite île d'Er (estuaire du Jaudy)

222 Echantillon 72-130 (analyse n° 612) - île Loaven (estuaire du Jaudy)

223 Echantillon 70-22 (analyse n° 121) - Pied du phare du Bodic. Rive gauche du Trieux

224 Echantillon 70-101 (analyse n° 610) - anse de Pomelin (estuaire du Jaudy)

225	Echantillon 70-151 (analyse n° 611)	- rive droite du Jaudy à hauteur du Carpont (Moulin à Mer)
226	Echantillon 70-264 (analyse n° 608)	- île de Siec (entre Trestel et Port l'Epine)
227	Echantillon 70-260 (analyse n° 607)	- flanc ouest de la plage de Trestel
228	Echantillon 70-238 (analyse n° 606)	- platier rocheux au Nord de Porz-Scaff
229	Echantillon 70-47 (analyse n° 609)	- filon kératophyrique de la plage de Launay-Mal-Nommée
230	Echantillon 70-111 (analyse n° 591)	- plage de Porz-Ran (ouest du sillon de Talberg)
231	Echantillon 70-266 (analyse n° 597)	- île de Siec (nord de Port-Blanc)
232	Echantillon 69-140 (analyse n° 596)	- le Gouffre, en Plougrescant
233	Echantillon 69-39 (analyse n° 590)	- flanc nord de la plage de Launay-Mal-Nommée
234	Echantillon 69-128 (analyse n° 594)	- partie sud de la grève de Porz-Hir
235	Echantillon 70-200 (analyse n° 592)	- même filon que l'échantillon 69-128
236	Echantillon 69-129 (analyse n° 595)	- bordure du filon précédent
237	Echantillon 69-28 (analyse n° 593)	- rive gauche du Trieux à hauteur du phare du Bodic
238	Echantillon 69-180 (analyse n° 589)	- Men-Ar-Bieg (rive gauche du Jaudy au Sud de Tréguier)

* Les numéros d'analyses entre parenthèses correspondent aux numéros figurant dans le catalogue des analyses chimiques effectuées au Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, entre 1970 et 1974, catalogue établi par F. VIDAL.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I

Photo 1 : Gneiss à quartz automorphe (quartz "rhyolitique") dans la formation de Trébeurden (N.C).

Photo 2 : Présence de sillimanite (inclue dans la muscovite), d'andalousite et de muscovite dans les gneiss à phénocristaux de quartz de la formation de Trébeurden. Ces trois minéraux résultent du métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite hercynien de Ploumanac'h dans les gneiss du socle. (N.C).

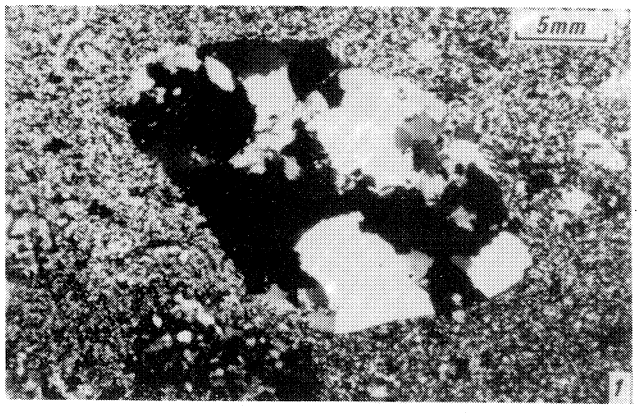
Photo 3 : Gneiss oeillés à mégacristaux d'orthose (orthogneiss de Port-Béni).

Photo 4 : Fantôme d'amphibole aux contours soulignés par un liseré de minéraux opaques dans les tufs kératophyriques de Tréguier. (L.P.).

Photo 5 : Apatite "schillerisée" dans les tufs kératophyriques de Tréguier (L.P.).

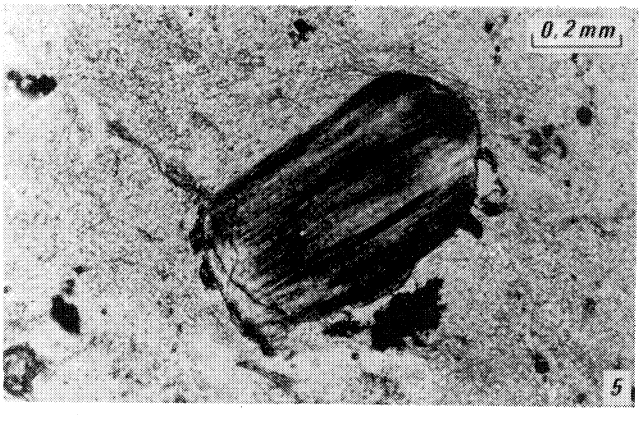
Photo 6 : Lave massive à clinopyroxène dans la formation des spilites de Paimpol. (N.C).

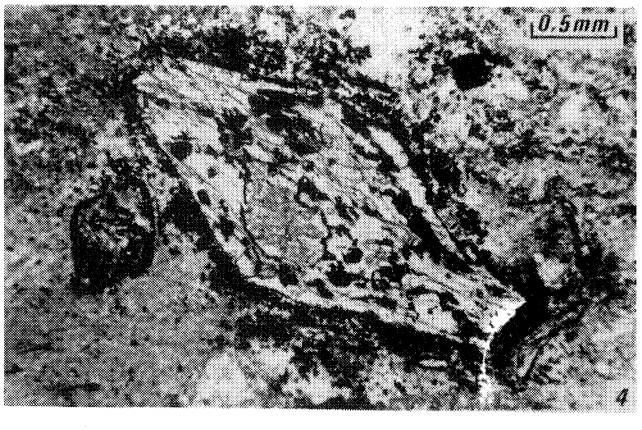
Photo 7 : Lave massive à albite + chlorite dans la formation des spilites de Paimpol. (N.C).

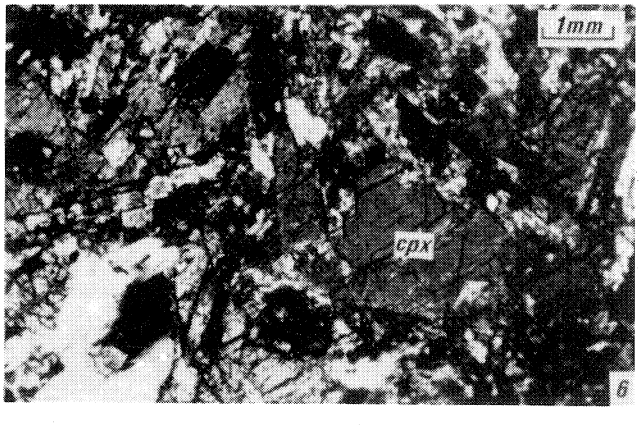

5mm
1

0,5 mm
ms-sill
and
2

3


0.2mm
5


0.5mm
4


1mm
cpx
6

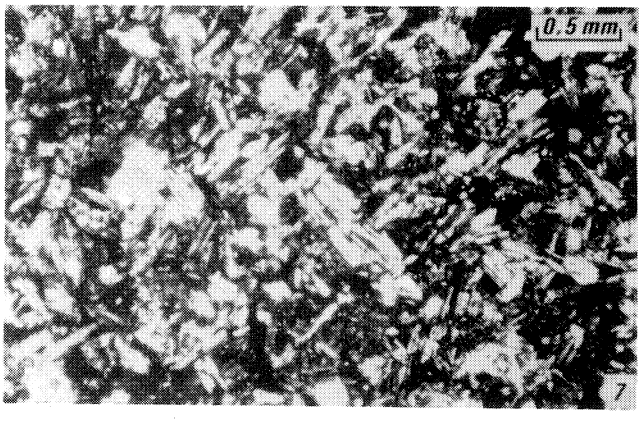

0.5 mm
7

Planche II

Photo 8 : Coulée à coussins (pillow-lavas) dans la formation des spilites de Paimpol; extrémité Est de la Pointe de Guilben, à Paimpol.

Photo 9 : Lave bréchique (fragments de lave emballés dans une matrice elle-même lavique) dans la formation des spilites de Paimpol; flanc nord de la Pointe de Guilben, à Paimpol.

Photo 10 : Aspect microscopique d'un schalstein appartenant à la formation des spilites de Paimpol. La roche est en majorité constituée par des plages de calcite emballées dans une matrice chloriteuse. (N.C.).

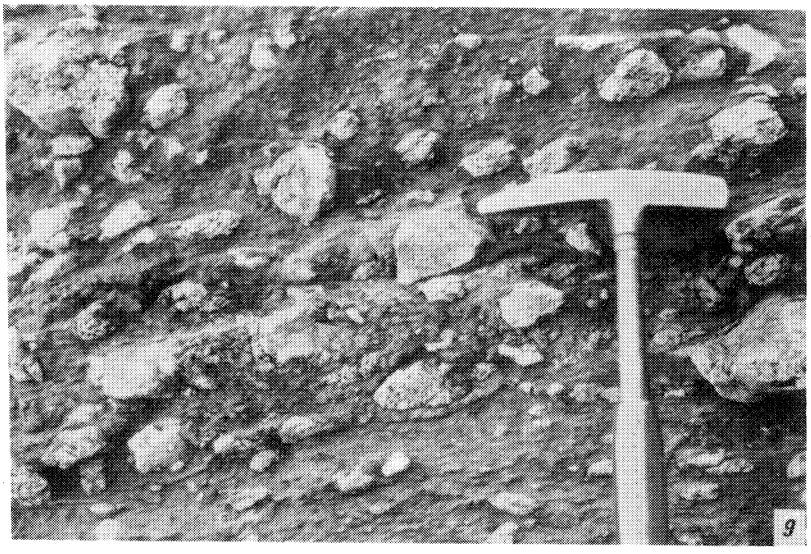
Photos 11 : Enclaves et schlierens dans les roches granodioritiques du batholite nord-trégorrois (massif de Perros-Guirec - Bréhat).

11 a : enclave microdioritique (1er type).

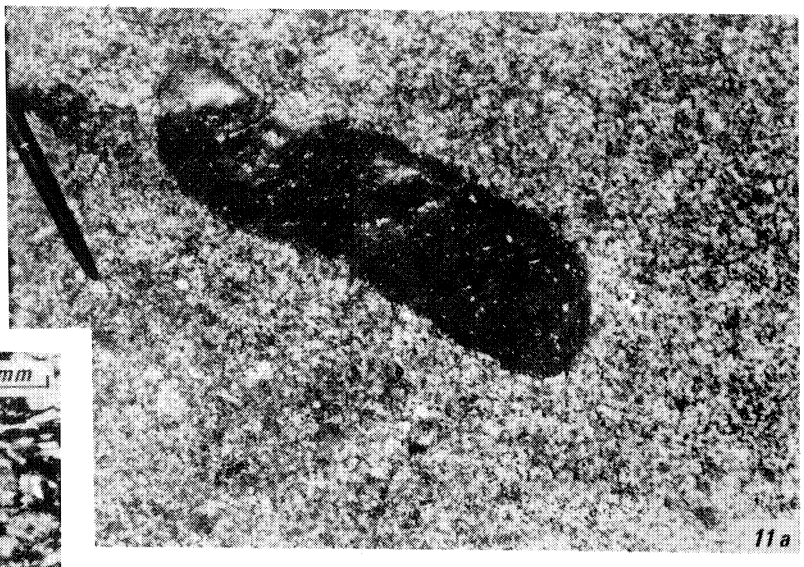
11 b : enclave microgranitique (2ème type).

11 c : schlierens.

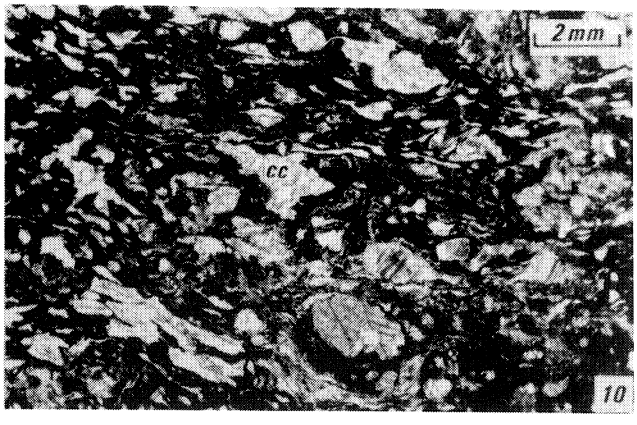
8



9



11a



10

11c

11b

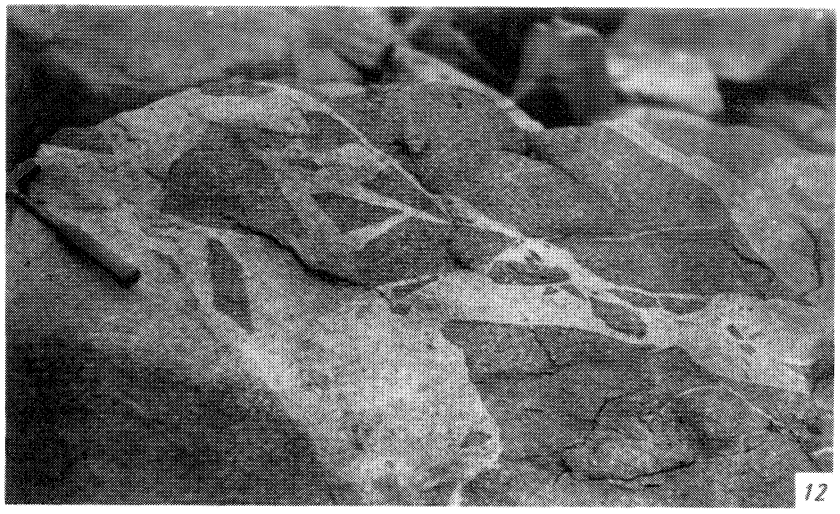
Planche III

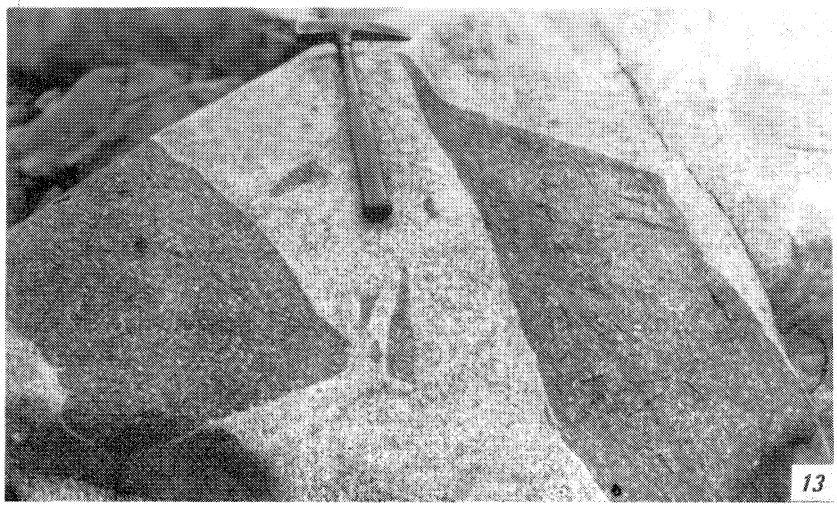
Photos 12 et 13 : Enclaves de diorite de Castel-Meur dans la micro-granodiorite de Pleubian. Plage de Castel-Meur, au Nord de Plougrescant.

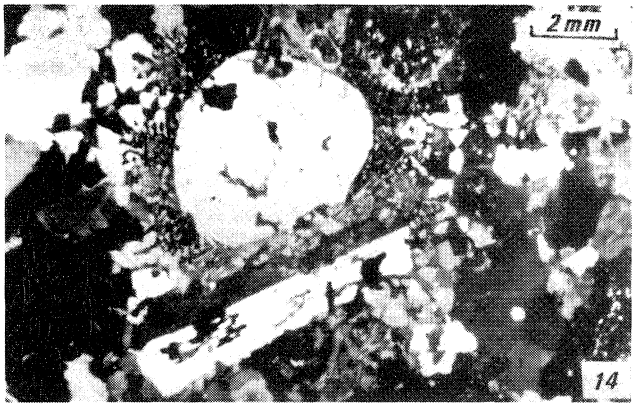
Photo 14 : Micropegmatite graphique se développant autour d'un phénocristal de quartz dans le microgranite monzonitique de type Launay. (N.C.).

Photo 15 : Relique d'augite au sein de la hornblende dans les enclaves granodioritiques contenues dans le micro-granite monzonitique de Launay. (N.C.).

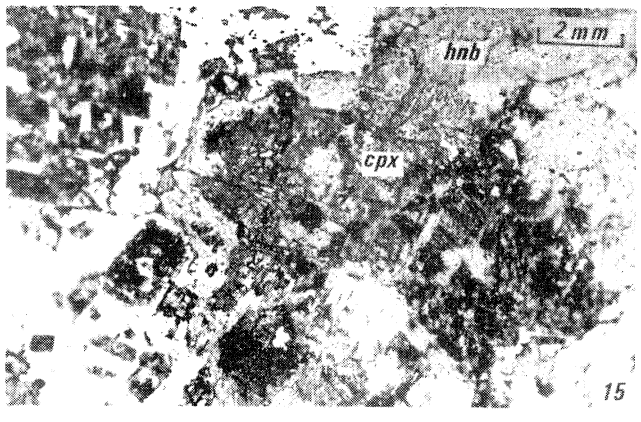
Photo 16 : Contact intrusif de la granodiorite de Beg-Ar-Fourm dans les séries volcano-sédimentaires de la Pointe de l'Armorique-Trédrez. Côte de Trédrez; flanc Est de la Baie de Lannion.


12


13



14



15

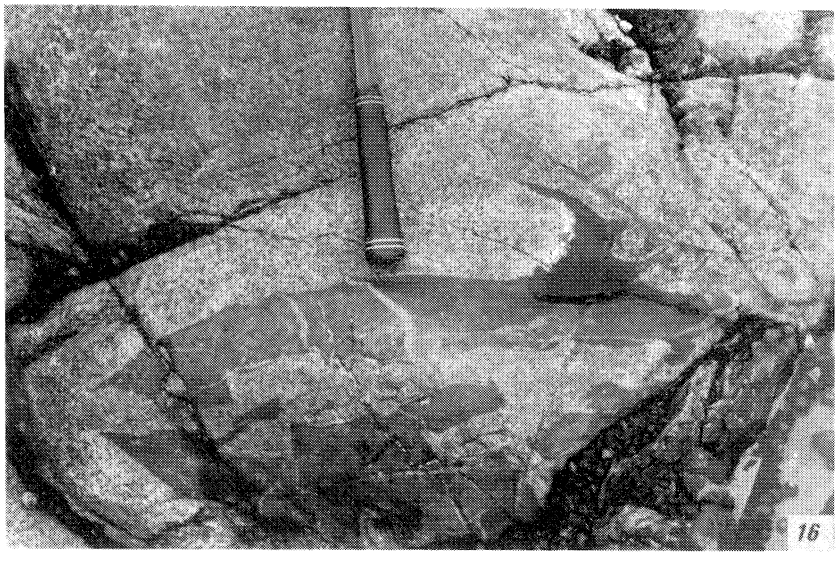

16

Planche IV

Photo 17 : Reste de clinopyroxène (augite) au coeur de l'amphibole (hornblende) dans certains faciès de la diorite de Keralain (échantillon provenant de l'ilôt du Taurel, Pointe de Plouézec). (N.C.).

Photo 18 : Abondance des phénocristaux de feldspaths (orthose, albite) dans la partie centrale d'un filon de micrographite de Loguivy - Pointe de l'Arcouest, au Nord de Ploubazlanec.

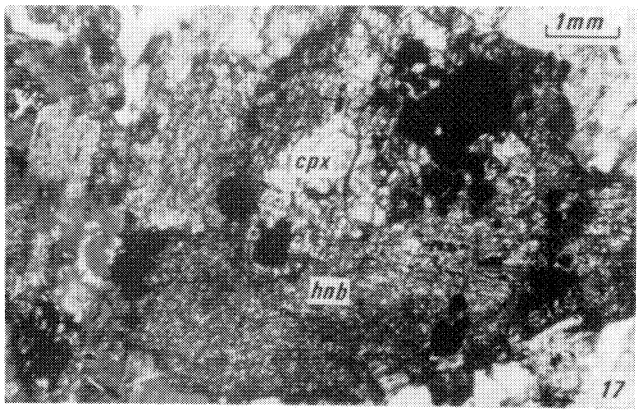
Photo 19 : Auréole micropegmatitique autour d'un phénocristal d'orthose dans le microgranite de Loguivy. (N.C.).

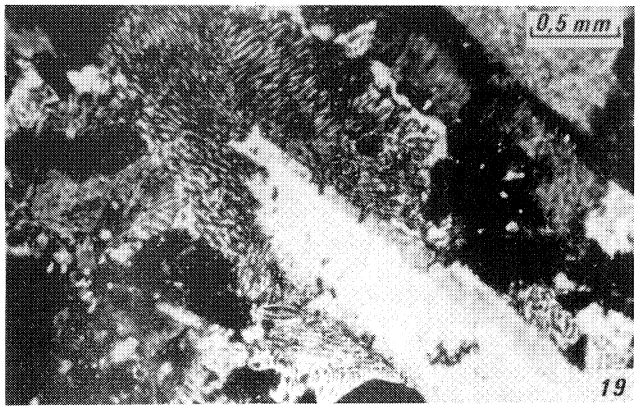
Photo, 20 : La mésostase, dans le microgranite de Loguivy, est fréquemment constituée par des micropegmatites constituant des gerbes. La roche devient un granophyre. (N.C.).

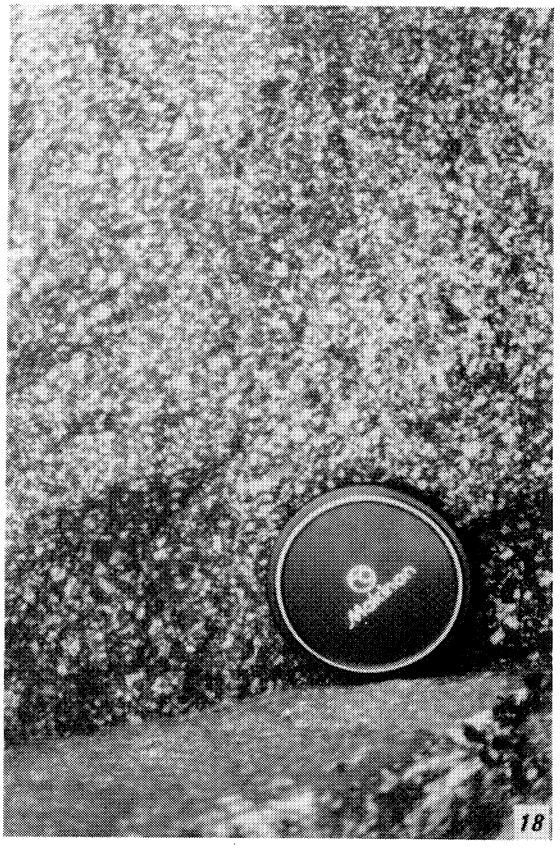
Photo 21 : Fiamme (texture axiolitique) dans les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux. (N.C.).

Photo 22 : Texture vitroclastique dans les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux. (N.C.).

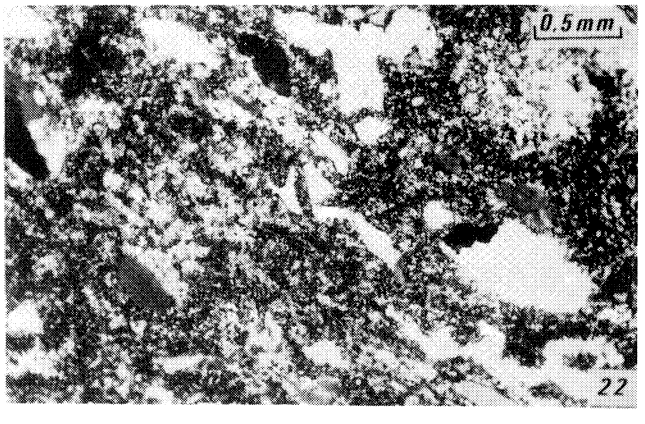
Photo 23 : Sphérolite dans les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux. (L.P.).

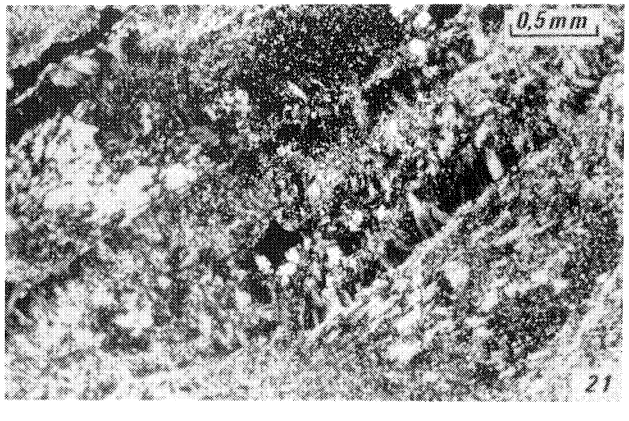

1mm
cpx
hnb
17

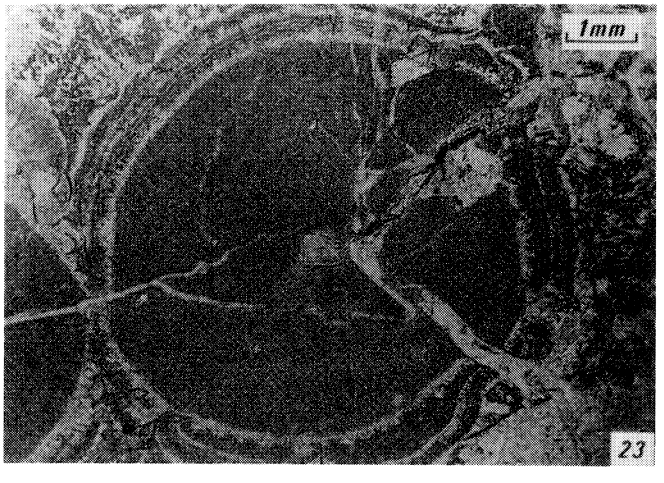

0,5 mm
19


18

0,5 mm
20


0,5 mm
22


0,5 mm
21


1mm
23

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

Planche V

Photo 24 : Aspect de la fluidalité dans les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux. (L.P.).

Photo 25 : Albitophyre d'Er : exemple de filon variolitique. Les amygdales (surtout chlorite + épidotes) se concentrent le plus souvent dans les bordures du filon où elles dessinent des alignements parallèles à ces bordures. Filon situé au Nord de Porz-Scarff.

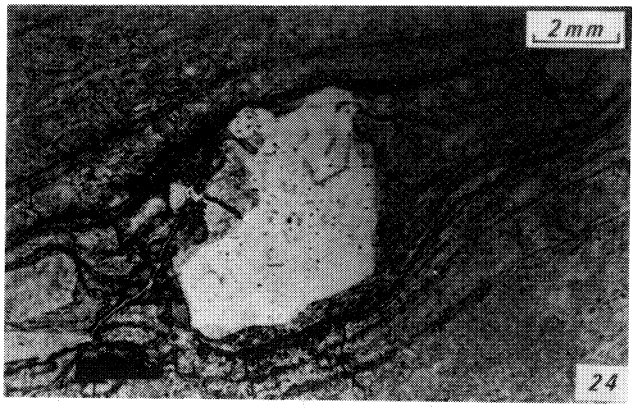
Photo 26 : Albitophyre d'Er. Filon spilitique caractérisé par la paragenèse albite + chlorite. (N.C.).

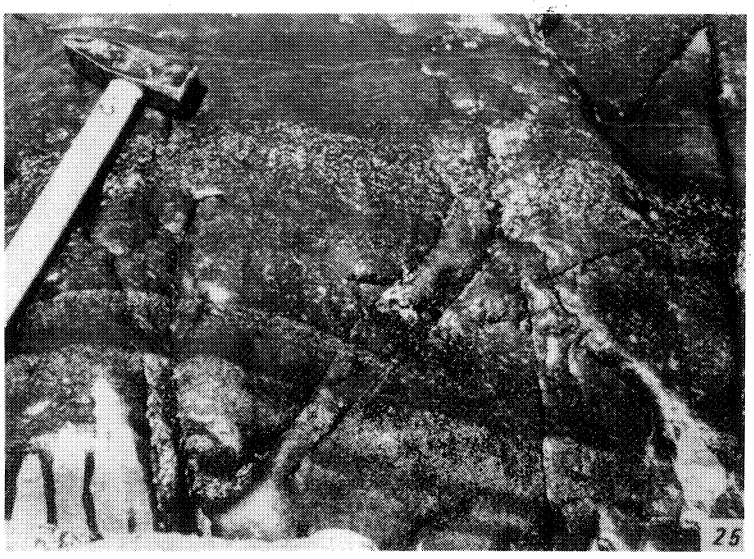
Photo 27 : **Exemple de filon kératophyrique, essentiellement albitique, visible dans le batholite nord-trégorrois. On devine ici la texture trachytique soulignée par l'alignement des microlites** d'albite. (L.P.).

Photo 28 : Exemple d'un des innombrables filons doléritiques recoupant le batholite nord-trégorrois (ici le granite de type Port-Blanc). Ilôt de Siec à Port-Blanc.

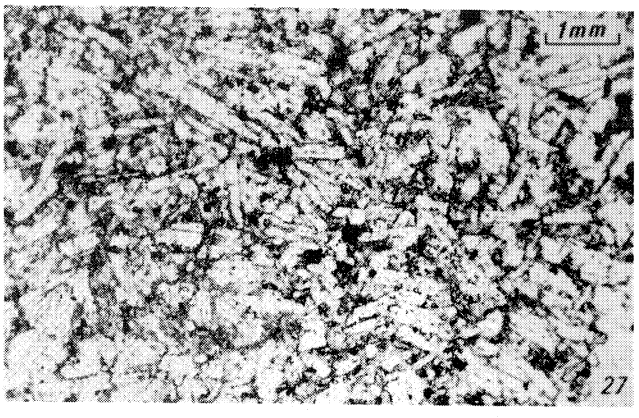
Photo 29 : Ces dolérites sont caractérisée par l'association : augite + oligoclase-labrador et par une texture souvent de type inter-granulaire. (N.C.).

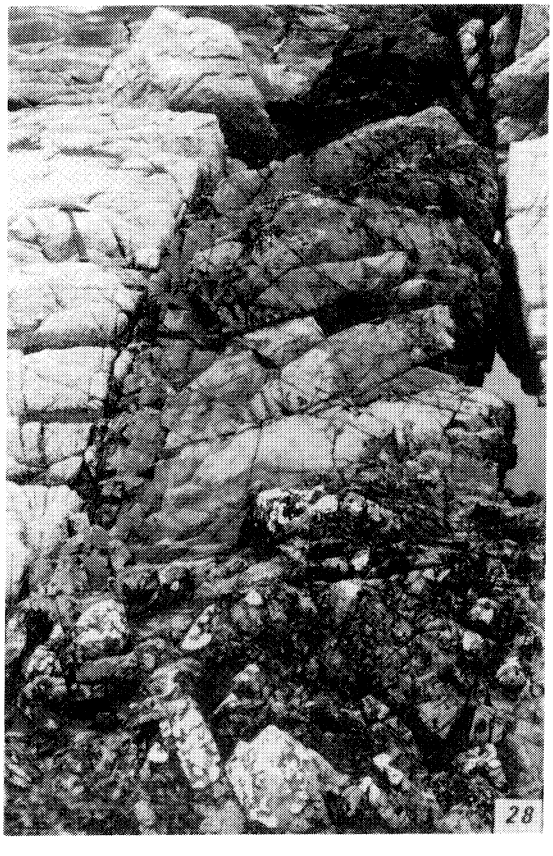
Photo 30 : Lamprophyre de Trestraou : il s'agit d'une kersantite à oligoclase et biotite très largement chloritisée (LP)

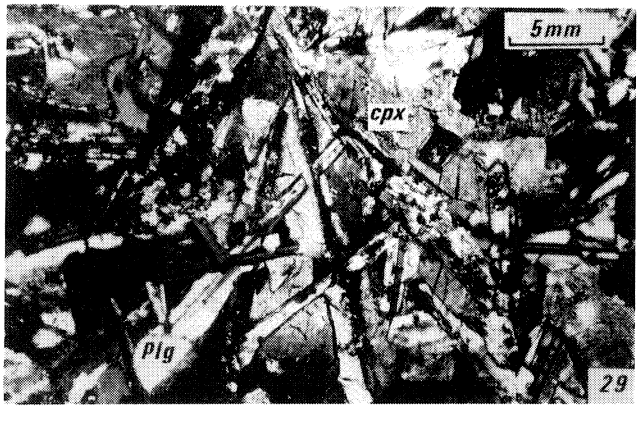

2 mm
24

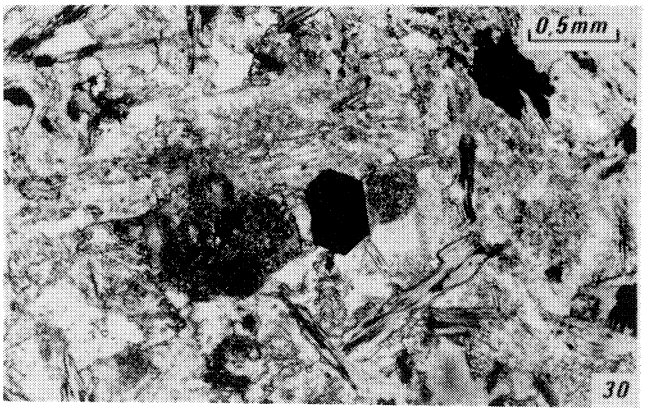

25

0,5 mm
26


1mm
27


28


5mm
cpx
Plg
29


0,5mm
30

"Un homme qui sait tout comprendre est très malheureux".

Maxime GORKI