



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

SAINT-CAST

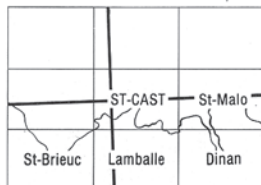
X-15



SAINT-CAST

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-CAST est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest : TRÉGUIER (N° 42)
au sud-ouest : ST-BRIEUC (N° 59)
au sud-est : DINAN (N° 60)

*„Cap d'Erquy
et Cap Friéhel”*



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



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

| | |
|---|----|
| INTRODUCTION..... | 2 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS..... | 4 |
| <i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i> | 4 |
| Môle amphibolo-gneissique et dioritique de Coëtmieux — Plévenon—Fort-de-la-Latte | 5 |
| Roches cristallophylliennes de la région de Saint-Cast—Saint- Malo | 7 |
| Roches filoniennes | 10 |
| <i>FORMATIONS D'ÂGE PALÉOZOÏQUE</i> | 11 |
| Série splitique d'Erquy | 11 |
| Séries rouges | 24 |
| <i>FORMATIONS RÉCENTES</i> | 25 |
| <i>PARTIE SOUS-MARINE: SÉDIMENTS ET SÉDIMENTATION</i> | 27 |
| SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE..... | 29 |
| <i>LES TEMPS PRÉCAMBRIENS ET LA TECTOGENÈSE CADOMIENNE</i> ... | 29 |
| <i>LES TEMPS PALÉOZOÏQUES ET LA TECTOGENÈSE HERCYNIENNE</i> ... | 32 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS..... | 37 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> | 37 |
| <i>GÎTES MINÉRAUX</i> | 38 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE..... | 38 |
| <i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i> | 38 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 38 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 41 |
| AUTEURS DE LA NOTICE..... | 41 |

INTRODUCTION (*)

Situation régionale

La feuille Saint-Cast recouvre, au Nord-Ouest de la baie de Saint-Brieuc, un segment particulièrement significatif de l'histoire du socle cadomien nord-armoricain et des reprises hercyniennes qui l'affectent, à la limite des domaines domnonéen et mancellien (fig. 1).

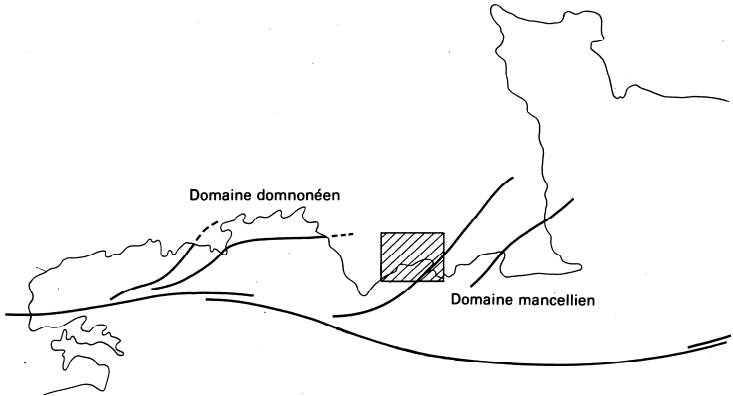


Fig. 1 - Situation de la feuille Saint-Cast dans le contexte régional

C'est sur le territoire de cette feuille en effet qu'avait été défini initialement le stratotype du Briovérien inférieur au niveau des séries spilitiques d'Erquy, maintenant rapportées au Paléozoïque inférieur.

C'est non loin de là également qu'avait été défini depuis, grâce à la découverte de la discordance de base de ce « Briovérien inférieur », dans un site caractéristique devenu par conséquent caduc, le socle « pentévrien » sous-jacent au Briovérien et représenté sur cette feuille par les amphibolites, leptynites et gneiss dioritiques du horst de Plévenon.

C'est ici enfin, après que la série d'Erquy ait été démontrée cambro-ordovicienne, que s'est posé avec le plus d'acuité le problème de l'existence de plissements calédoniens en Armorique, à travers la discussion sur l'âge et la signification de la discordance de base des Vieux grès rouges qui recouvrent à la fois le socle gneissique et la série spilitique (Grès d'Erquy et de Fréhel).

Tous ces problèmes fondamentaux pour la connaissance de l'histoire géologique du Massif armoricain, et de tout le socle médio- et ouest-européen auquel ces régions servent souvent de référence, semblent avoir trouvé désormais leur solution sur cette feuille. Mais beaucoup de problèmes nouveaux ont jailli qui n'ont trouvé à leur tour leur explication qu'en faisant appel aux connaissances acquises sur les territoires voisins, et grâce en

(*) Par Jean Cogné.

particulier à l'application des méthodes nouvelles de la géologie structurale et de la géochronologie, en même temps que de la géochimie, venues s'ajouter aux méthodes classiques mais restées essentielles du lever de terrain et de l'identification pétrographique et stratigraphique des roches et des séries : la carte géologique plus que jamais est une entreprise liée directement à la recherche scientifique la plus élaborée.

A travers ces problèmes nouveaux et la recherche de leur solution, au niveau de la feuille Saint-Cast à 1/50 000, ont pu être affinés tout particulièrement les caractères permettant de distinguer les domaines domnonéen et mancennien, dont la juxtaposition se fait justement au niveau de cette feuille. Il s'agit là en effet de notions fondamentales pour la compréhension de la structure nord-armoricaine depuis la paléogéographie pré-cadomienne jusqu'aux modes d'activation thermo-dynamique cadomienne, calédonienne ou hercynienne.

Si l'existence du *socle pentévrien* est devenue improbable sur le territoire de cette feuille, celui-ci n'en reste pas moins le fondement du domaine domnonéen dans son ensemble, dont il constitue le soubassement reconnu et daté à 2 milliards d'années, fondement sur lequel s'est édifié ensuite la « marge active » cadomienne qui est la caractéristique propre de ce domaine.

Si le *Briovérien inférieur* a perdu ici son stratotype, il n'en constitue pas moins la plus grande partie du territoire de cette feuille, conduisant à différencier derrière les faciès métamorphiques qui en voilent la lithologie primitive :

— une couverture volcanique basique et acide (amphibolites et leptynites) dans une série sédimentaire réduite (micaschistes ou gneiss) qui s'étend sur le socle des régions actives domnonéennes, vers l'Ouest;

— un épais manteau de sédiments clastiques et grauwaqueux (schistes, micaschistes et gneiss) qui s'accumule dans la région marginale mancennienne, vers l'Est.

A ces caractéristiques paléogéographiques initiales, qui définissent dès l'abord deux régions principales sur la feuille Saint-Cast, se superposent ensuite de sensibles différenciations structurales et magmatiques cadomiennes. Celles-ci contribuent, le long du flanc ouest de la baie de la Fresnaye, à développer un hiatus remarquable entre :

— au Nord-Ouest, le *bloc domnonéen*, dont on touche ici la frange sud-orientale et qui s'étend au-delà depuis la région trégorroise jusqu'aux îles anglo-normandes et le nord-Cotentin, caractérisé, outre le métamorphisme de type intermédiaire, par une suite de magmatismes calco-alcalins cadomiens s'achevant avec les intrusions granodioritiques, dioritiques et gabbroïques datées en moyenne vers 670 puis 600 M.A.;

— vers l'Est, le *domaine mancennien* qui depuis la région de Saint-Cast et le massif de Saint-Malo étend les épaisses séries briovériennes normandes et mancennes, atteintes ici par les métamorphismes de haute température qui aboutissent à la migmatitisation et percées plus loin par le vaste pluton granitique mancennien dont les intrusions s'étendent entre 580 et 550 M.A.

Les caractères de la *sédimentation paléozoïque* qui recouvre imparfaitement ces régions soulignent encore la différence entre ces deux domaines :

— très originale sur la feuille Saint-Cast, dans le domaine domnonéen, où elle s'apparente beaucoup à certains faciès volcaniques et sédimentaires connus dans les régions péri-calédoniennes de la mer d'Irlande ou de Terre-Neuve (volcanismes spilitiques et séries détritiques rouges d'âge paléozoïque inférieur) ;

— non présente sur cette feuille du côté mancennien, mais bien connue vers

l'Est (Normandie) pour son analogie avec l'ensemble des sédimentations méritiques armoricaines.

Le problème des influences calédoniennes dans le domaine domnonéen n'est donc pas un faux problème. Mais celles-ci se limitent ici à une tectonique de blocs, initiant en horsts et grabens modérés le découpage si caractéristique des unités domnonéennes, dont les rejeux hercyniens se feront aux frontières de ces blocs et aux dépens principalement des formations paléozoïques accumulées dans les grabens.

Dernière étape enfin dans cette différenciation, la nuancant dans sa rigidité, la *tectogenèse pré-hercynienne et hercynienne* donne au territoire de la feuille Saint-Cast son ultime retouche structurale.

Il s'agit d'une part d'une distension générale dans le sens E—W, à laquelle se rattache la mise en place d'un vaste champ doléritique le long de fractures subméridiennes à NW—SE, et s'étendant à travers les régions mancelliennes et domnonéennes depuis le massif de Saint-Malo jusqu'au-delà de la baie de Saint-Brieuc.

Ce sont d'autre part, perpendiculairement à cette distension, les effets d'une compression nord—sud (N 170°) responsables du rejeu senestre des grandes failles NE—SW qui découpent la bordure du 'bloc domnonéen contre le domaine mancellien, failles héritées des directions structurales cadomiennes puis de la tectonique de bloc calédonienne, et dont le rejeu final entraîne ici la flexuration de la couverture paléozoïque restée monoclinale et non véritablement plissée.

Ainsi peut-on sur la feuille Saint-Cast, malgré le parallélisme apparent des structures cartographiques, illustrer clairement les étapes principales de la structuration nord-armoricaine et mettre en évidence le rôle fondamental et la permanence des lignes paléogéographiques et structurales cadomiennes jusque dans les temps hercyniens (et même au-delà si l'on en juge par la morphologie actuelle héritée des rejeux récents de ces mêmes lignes tectoniques, et dont la baie de la Fresnaye et le fossé de Plébouille sont la meilleure illustration). C'est là sans doute l'enseignement le plus notable de cette feuille, ces reprises hercyniennes, lorsqu'elles prennent davantage d'importance, conduisant souvent à masquer le rôle fondamental du socle et de la structuration cadomienne qui dirige pourtant les rejeux de ces blocs les uns par rapport aux autres.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS ()*

Deux groupes de séries métamorphiques et cristallines constituent l'essentiel de la feuille Saint-Cast et, au-delà, le soubassement des régions normano-bretonnes :

— les formations gneissiques, amphiboliques et dioritiques du môle de Coëtmieux—Plévenon—Fort-de-la-Latte dont les caractères de « socle » par rapport aux suivantes restent discutables ici, alors qu'un tel socle a pu être daté sans équivoque dans plusieurs autres régions nord-armoricaines (Pentévrien);

(*) Par Daniel Jeannette.

— les roches cristallophylliennes de la région de Saint-Cast et du massif de Saint-Malo, rapportées au Briovérien inférieur (et moyen ?) et affectées par les deux phases tectoniques majeures cadomiennes I et II.

S'y adjoignent plusieurs types de roches magmatiques filoniennes.

Môle amphibolo-gneissique et dioritique de Coëtmieux—Plévenon—Fort-de-la-Latte

Allongé sur plus de 20 km au flanc est de la baie de Saint-Brieuc, le « horst de Plévenon » est constitué pour l'essentiel d'amphibolites, de gneiss dioritiques et de diorites intrusives. Sur la feuille Saint-Cast, il apparaît encadré de part et d'autre par les séries vertes, spilitiques, d'Erquy, et recouvert au Nord par les formations détritiques rouges d'Erquy et de Fréhel.

δ. **Amphibolites.** Celles-ci peuvent être subdivisées en deux groupes principaux.

D'un côté des amphibolites litées, foliées et plissées isoclinalement, parfois associées à des **leptynites** (λ), constituées d'alternances de lits fins quartzo-plagioclasiques et d'amphiboles. Les hornblendes vertes en petits cristaux associés à du plagioclase sont allongées dans la foliation. Dans les niveaux quartzo-feldspathiques, le plagioclase (An 30-35 %) est saussuritisé. Au contact des lits quartzo-plagioclasiques et amphibolitiques, on remarque souvent une frange plus riche en hornblende et en chlorite. Ces roches sont visibles en particulier sur la bordure orientale du horst (baie de la Fresnaye).

Un deuxième groupe d'amphibolites est constitué de roches sombres plus massives, à grain plus grossier, enclavées dans les diorites (plage de Plévenon, côte de Port-Saint-Céran à Fort-de-la-Latte). La structuration planaire de ces roches est due à l'allongement des cristaux de hornblende verte et de plagioclase (An 32-35 %) souvent limpides. La présence dans ceux-ci de résidus plagioclasiques saussuritisés témoignent de phénomènes de recristallisation métamorphique à partir de roches filoniennes de nature initiale doléritique. Le fond coloré de la roche est constitué outre les hornblendes associées aux tablettes de plagioclase, d'amas millimétriques, envahis par de la chlorite, de la zoïsite et de la pistacite, mêlés de petits cristaux de hornblende verte semblable aux précédentes. Ces plages présentent sans doute d'anciens pyroxènes déstabilisés au cours du métamorphisme.

Ces deux types d'amphibolites correspondent donc à la transformation métamorphique de roches différentes, difficiles à délimiter sur la carte : d'une part un complexe sans doute volcano-sédimentaire, peut-être déjà métamorphisé et plissé, d'autre part des amas ou lits de roches doléritiques.

A ces formations peuvent être associées localement des formes plus basiques constituant des affleurements isolés. Ainsi dans les amphibolites de la bordure ouest du môle il a été trouvé un petit affleurement (près de la Ville-Ory) d'une amphibolite à lits de hornblende verte et quartz alternant avec des lits épidotiques; les pistacites sont associées à de grandes quantités de sphène, à de la chromite et de la picotite. Des pyroxénites à diallage ont été trouvées à l'Ouest de la baie de la Fresnaye, présentant des associations de biotites dégradées, de plagioclases saussuritisés et de plages chloriteuses et serpentineuses. Des serpentines sont connues dans le prolongement vers le Sud-Ouest (feuille Lamballe) de cette bordure orientale du horst.

ηδ. **Gneiss dioritiques.** Les différents faciès amphibolitiques précédents se trouvent en contact avec des diorites de type également varié.

Sur la bordure orientale du horst (flanc ouest de la baie de la Fresnaye, pointe de la Latte, anse des Sévignés) on observe, associés aux amphibolites litées, des gneiss à composition dioritique, foliés et structurés comme les amphibolites. La foliation de ces gneiss est soulignée par l'orientation de grandes hornblendes vertes. Les plagioclases (An 30-35 %) sont toujours séricitisés. Ils constituent de grandes plages poecilites dans lesquelles sont incluses de petites hornblendes vertes et surtout des plages aux contours nets où sont concentrés des granules d'épidote; celles-ci témoignent sans doute d'une première génération de plagioclases basiques. Le quartz, très peu abondant, est interstitiel. La biotite, fréquente, est chloritisée, et des petits amas épigénisés en épidote, chlorite et hornblende, pourraient représenter d'anciens pyroxènes.

Dans les gneiss dioritiques ainsi que dans les amphibolites litées de la bordure orientale on a relevé localement l'existence de niveaux de gneiss leucocrates structurés comme les roches encaissantes (indiqués **leptynites** (λ) sur la carte). Ils comprennent des plagioclases oligoclasiques fortement séricitisés dessinant avec les cristaux allongés de quartz la foliation de ces gneiss. La biotite chloritisée et l'épidote sont peu abondantes.

Ces gneiss dioritiques paraissent représenter ainsi un stade évolué du métamorphisme des roches initialement doléritiques et surtout volcano-sédimentaires qui constituent le fondement de ce massif.

η . **Diorites.** Celles-ci constituent la plus grande partie du môle, sous forme de roches massives, granoblastiques, faiblement ou non orientées. Elles présentent des caractères pétrographiques distincts des séries précédentes, malgré l'abondance des résidus qui y figurent.

Formées pour l'essentiel de plagioclases (An 28-32 %) non orientés, subautomorphes, et de hornblende, elles renferment des reliques nombreuses de cristallisation précoce : plagioclases basiques saussuritisés, pseudomorphoses d'éléments ferromagnésiens déstabilisés (amas d'épidote, sphère et petites hornblendes), enclaves basiques.

La séricitisation des plagioclases, bien que fréquente, n'apparaît pas systématique contrairement à ce que l'on notait dans les gneiss dioritiques. La hornblende de son côté constitue une trame légèrement orientée ou des amas de petits cristaux à l'emplacement des enclaves basiques. C'est une amphibole vert pâle, à faible angle d'extinction qui peut être assimilée à une hornblende actinolitique.

C'est, associées à ce type de diorites, sur leur bordure principalement, que l'on rencontre surtout les amphibolites d'origine doléritique.

Il est difficile, compte tenu des affleurements trop souvent discontinus de tout cet ensemble, de donner une interprétation très sûre de l'évolution de ce socle. Il semble que l'on puisse y distinguer:

— un fond volcano-sédimentaire basique, à l'origine des amphibolites (et des leptynites) plissées isoclinalement et affectées par un métamorphisme de haut grade,

— une série d'intrusions dioritiques à doléritiques dans un contexte thermique régional élevé, responsable à la fois de la gneissification des amphibolites précédentes (gneiss dioritiques) et de l'amphibolitisation inégale des dolérites associées à la masse dioritique intrusive, celle-ci affectée également par les dernières étapes métamorphiques.

La relation éventuelle, dans une continuité dynamo-métamorphique, du métamorphisme de haut grade et des intrusions basiques, celles-ci pouvant résulter de la palingénèse du matériel volcano-sédimentaire initial ou de ses

sources magmatiques profondes, paraît probable. Il est possible aussi que le fond volcano-sédimentaire et le métamorphisme initial soient une relique beaucoup plus ancienne, indépendante des sources dioritiques et doléritiques plus jeunes qui le traversent.

Dans un cas comme dans l'autre, l'âge à 593 ± 15 M.A. (U-Pb sur zircons) (Ph. Vidal et al., 1974) des diorites intrusives fixe la limite la plus jeune de l'évolution de ce socle et le situe dans les temps cadomiens. L'âge initial des formations volcano-sédimentaires reste inconnu.

Roches cristallophylliennes de la région de Saint-Cast—Saint-Malo

ζ¹. **Gneiss à cordiérite et sillimanite.** Ils constituent au Sud-Est de la carte la bordure nord-ouest du massif de Saint-Malo et ne sont représentés ici qu'aux Hébihens et au Nord de la presqu'île de Saint-Jacut. En bancs métriques ou en niveaux plus fins, ils se présentent essentiellement sous deux formes : des gneiss fins et des gneiss granoïdes. Les cristaux xénomorphes de quartz, d'oligoclase et de microcline sont dispersés dans un fond essentiellement biotitique dans les gneiss fins, ou bien concentrés en lits dans les gneiss granoïdes. Dans ce cas les biotites en petites lamelles forment une trame entre les minéraux ou des amas. La fibrolite est associée aux biotites, en particulier dans les amas micacés où l'on observe occasionnellement des reliques de cordiérite.

Ces gneiss sous leurs différents aspects résultent de la superposition de plis associés à des métamorphismes catazonaux. Les cristallisations les plus anciennes, telles que plagioclase, microcline et biotite, sont orientées dans une foliation liée à des plis isoclinaux. Ceux-ci sont déformés dans des plis plus souples et les minéraux du premier métamorphisme sont flexurés et brisés dans les nouvelles structures où ils ne subsistent souvent que sous forme de reliques. Liées à la deuxième génération de plis, s'observent les biotites associées à de la fibrolite et plus rarement à des restes de cordiérite, ainsi que du plagioclase, du microcline et du quartz. Ces minéraux et en particulier les biotites dessinent l'arc polygonal des plis secondaires qui s'observent surtout dans les horizons de gneiss fins.

ζ^M. **Gneiss migmatitiques.** Les migmatites qui forment le coeur du massif de Saint-Malo ne sont représentées ici que par les affleurements dans l'angle sud-est de la feuille. Entre les gneiss à sillimanite et cordiérite et les gneiss migmatitiques se note un passage progressif. Les anciens gneiss en partie conservés constituent le paléosome. Celui-ci est associé à des masses leucocrates grenues bordées de concentrations de minéraux sombres et constituant le néosome, partie remobilisée de la roche.

ζ². **Gneiss à plagioclases.** Ils dessinent deux bandes allongées NE—SW, sur la bordure nord-ouest des micaschistes de Pen-Guen et des micaschistes des Mielles. Fréquemment en bancs métriques d'origine grauwackeuse, ils se présentent sous deux aspects différents : des gneiss fins très micacés et des gneiss granuleux plus grossiers.

Les gneiss fins sont constitués d'un fond quartzo-plagioclasique formé de cristaux dont la taille est de l'ordre de 0,15 mm. Les quartz et les plagioclases blastiques (An 12-15 %) entourent et corrodent des plagioclases plus grands (1 à 2 mm) dont la teneur en anorthite se situe entre 20 et 25 %. Ces grands plagioclases altérés, de forme noduleuse, sont de même taille que des petits groupements cristallins de quartz et de plagioclases parfois associés à du

microcline. Entre ces cristaux serpente une trame micacée formée de muscovite, de séricite, de biotite en grandes plages chloritisées et de biotites fraîches en petites lamelles. Dans les niveaux de gneiss plus grossiers les composants sont identiques à ceux des gneiss fins mais le quartz et le plagioclase sont plus abondants et les éléments globuleux d'aspect clastique sont plus grands.

Dans l'un et l'autre cas, les éléments arrondis et corrodés apparaissent comme des témoins d'une sédimentation détritique. Les minéraux néoformés tels que les biotites et les muscovites sont alignés dans la schistosité de plan axial des plis isoclinaux. Ces structures et les minéraux associés sont à leur tour déformés dans des plis et des plans de cisaillement; une légère rétro-morphose accompagne ces déformations secondaires.

ζ³. **Gneiss leptynitiques oeilés.** Ce sont des gneiss leucocrates à débit planaire, exploités localement sous le nom de « Roche de Saint-Cast ». Il s'agit de gneiss homogènes, riches en muscovite et microcline, à plagioclase (An 15-18 %) et quartz, dans lesquels le grenat est occasionnel et la biotite absente. Dans ces roches, la structure planaire correspond en partie à une disposition et à un allongement des minéraux et en partie à des plans de cisaillement. Le long de ces plans les minéraux sont fracturés et déformés jusqu'à acquérir des formes d'amygdales allongées ce qui accroît encore le caractère planaire de la roche.

La Roche de Saint-Cast incluse, tant à la pointe de la Garde qu'à la pointe de Saint-Cast, dans les gneiss feldspathiques paraît correspondre à des horizons de composition rhyolitique. Ceux-ci, polystructurés et polymétamorphisés, auraient formé ces gneiss leptynitiques oeilés.

ζ⁴. **Gneiss à feldspath potassique.** Ils affleurent à la pointe de la Garde et dans l'environnement de la pointe de Saint-Cast (port de Saint-Cast, plages de la Pissotte et de la Fresnaye). Dans ces gneiss, il existe la même alternance de niveaux que dans les autres formations mais localement l'origine sédimentaire des séries est plus évidente à cause de l'importance des éléments détritiques et de l'alternance des séquences. Les cristaux globuleux de quartz, de plagioclase et de microcline ont des tailles (2 à 3 mm) et des formes analogues à celles d'amandes ou grains polycristallins. Ils sont inclus dans un fond de quartz, de plagioclase (An 12-18%) et de microcline qui envahissent les éléments d'origine détritique. A la périphérie des microclines néoformés les zones réactionnelles de myrmékite sont fréquentes. La trame micacée formée de biotite, en grandes plages chloritisées ou en petites lamelles, de muscovite et de séricite, constitue un feutrage entre les grains, ou de petits lits homogènes mais discontinus.

Dans ce faciès, existent des lentilles peu nombreuses et quelques lits de gneiss amphibolitiques. Habituellement riches en hornblende ces roches, très plagioclasiques, n'ont que peu ou pas de biotite.

Comme dans les autres faciès, les minéraux du métamorphisme sont en grande partie alignés dans des plans de schistosité qui sont secondairement déformés dans les plis. Ceux-ci, accompagnés de cisaillements importants, alternent avec des zones à structure planaire où tous les mouvements se sont développés dans des plans. Lors de cette reprise tectonique accompagnée d'une légère rétro-morphose, les lits et les horizons quartzo-feldspathiques ou micacés sont étirés et morcelés. Les différents éléments ainsi formés peuvent alors être isolés et tournés dans les nouvelles structures ce qui contribue à donner localement à ces roches un aspect bréchique ou agmatitique dans une matrice quartzo-feldspathique et micacée recristallisée (plage de la Pissotte). Dans certains cas, des quartz et des feldspaths, ou bien des fragments de

niveaux quartzo-feldspathiques, acquièrent par déformation des formes amygdalaires qui peuvent être confondues avec des éléments détritiques. Ainsi les cisaillements concourent-ils à donner aux minéraux et à certains fragments de roches des formes secondaires qui ont pu être interprétées à tort comme étant d'origine déritique.

ξ¹. **Schistes séricito-chloriteux à niveaux phtanitiques.** Ces schistes épimétamorphiques représentent la terminaison nord-est de la série de Lamballe, d'âge briovérien inférieur (*s.l.*). Sur la feuille Saint-Cast, ils constituent trois unités tectoniquement répétées qui se terminent sous les plages de la baie de la Fresnaye, des Mielles et de Pen-Guen. Ils sont constitués d'une alternance de lits centimétriques bleu-noir et gris-jaune qui correspondent respectivement à des lits très micacés ou gréseux. Dans les lits micacés, les fines paillettes de séricite et de chlorite, bien orientées dans des plans schisteux, constituent un feutrage dans lequel sont disséminés des grains de quartz, de plagioclase et de microcline. Dans certains horizons le feutrage phylliteux est pigmenté par des granules de graphite et d'oligiste. Dans les niveaux gréseux, les grains de quartz et de feldspaths, qui ont conservé des formes détritiques, sont entourés de micas néoformés en paillettes mal orientées.

Les alternances litho-stratigraphiques, aux couleurs contrastées, soulignent le caractère polystructuré de ces formations. Les structures les plus anciennes sont des plis isoclinaux accompagnés d'une schistosité de plan axial dans laquelle sont alignées les chlorites et les séricites néoformées. Ces structures et les minéraux qui les accompagnent sont déformés par des plis aux charnières plus arrondies. Cette deuxième génération de structure, déversée vers le Nord-Ouest et aux flancs soulignés par des fractures, détermine la disposition des couches et la superposition des unités.

Les **phtanites** (Gr), interstratifiées dans les schistes, ne se présentent pas ici en bancs continus. Elles constituent au contraire des successions de vastes amandes qui sont allongées suivant les directions axiales des plis de deuxième génération. Ces phtanites du Briovérien sont des microquartzites graphiteux aux quartz aplatis qui dessinent un litage sensiblement parallèle à la schistosité des roches encaissantes. Certaines figures soulignées par les traînées graphiteuses pourraient correspondre à des plis.

ξ². **Micaschistes à biotite.** Ils affleurent de part et d'autre des schistes de la plage de Pen-Guen et au Nord-Ouest de ceux des Mielles. Les micaschistes de couleur vert-noir se présentent en lits centimétriques ou en bancs métriques ayant des caractères micacés ou gréseux dominants. La différence entre ces deux types de roche résulte de l'importance des quartz et des feldspaths par rapport aux phyllites. Entre les grains de quartz et de feldspaths qui ont parfois encore des formes détritiques, la trame micacée, plus ou moins bien orientée, est formée de séricite, de chlorite et surtout d'un feutrage biotitique. La tourmaline verte est localement très abondante ainsi que le graphite. En se rapprochant des zones gneissiques les caractères détritiques s'estompent, les plages poecilites d'albite sont nombreuses et la biotite en lames bien cristallisées remplace les chlorites et les biotites en taches. Dans les micaschistes des flancs sud de la pointe de Saint-Cast et de la pointe de la Garde, les muscovites en grandes lames sont abondantes. Dans l'unité de la pointe du Bay, qui constitue la bordure nord-ouest du massif de Saint-Malo, les niveaux microconglomératiques sont fréquents et on observe également, comme dans l'unité de la pointe de la Garde, des amandes décimétriques à métriques de microquartzites graphiteux.

Tous ces micaschistes sont affectés par les mêmes structures que les schistes séricito-chloriteux. C'est dans la schistosité de plan axial des plis isoclinaux initiaux que sont alignés les minéraux néoformés, qui sont ensuite déformés dans les plis de deuxième génération. Ceux-ci sont avant tout caractérisés dans ces faciès et en particulier dans les unités de la pointe de la Garde et de Saint-Cast, par l'importance des cisaillements qui se sont produits, pendant et après le plissement, dans des plans plongeant vers le Sud-Est parallèlement aux flancs des plis.

Roches filoniennes

γ⁴. Filons de diorite quartzique. Des lames de granodiorite sont intrusives dans les schistes, les micaschistes et les gneiss de la région de Saint-Cast (pointe de Saint-Cast, flanc est de la baie de la Fresnaye).

Ces diorites quartziques à grain généralement fin sont constituées, outre le quartz (10-15 %), par des cristaux de plagioclase (An 24-27) constituant des grains millimétriques, inclus dans un fond microcristallin plagioclasique de même composition formé de petits cristaux subautomorphes. La biotite est abondante et la hornblende irrégulièrement présente. Parfois totalement absente, elle peut constituer jusqu'à 15 % des éléments figurés. Habituellement elle est présente au coeur des filons et absente des épontes.

Des enclaves sombres, surbiotitiques, microgrenues ou cristallophylliennes, sont fréquentes, en particulier à proximité des épontes.

L'âge de ces diorites quartziques n'est pas déterminé directement. La légère orientation qui marque ces granodiorites résulte d'un faible alignement des minéraux. Il apparaît ainsi une foliation parallèle à l'allongement des enclaves et aux structures des roches cristallophylliennes encaissantes. Tant par leur orientation que par les plans de cisaillement qui les affectent, ces granodiorites semblent donc avoir subi au moins les mouvements tardifs de la deuxième phase tectonique. A la bordure immédiate de ces filons on relève des transformations faibles lorsque les séries encaissantes sont des gneiss. Lorsqu'il s'agit de micaschistes et de schistes il existe des faciès noduleux et tachetés du métamorphisme de contact.

Tout ceci permet de rapporter l'intrusion de ces diorites quartziques à la deuxième phase thermique et tectonique régionale caractérisant l'évolution des séries cristallophylliennes (phase cadomienne II). Elles sont en outre recoupées, comme le reste des séries, par les filons doléritiques pré-hercyniens (ε).

ε. Filons doléritiques. Les filons de dolérite sont très abondants sur l'ensemble du territoire de cette feuille. Ils sont présents dans toutes les unités et recoupent tous les terrains métamorphiques, éruptifs et sédimentaires jusqu'à la formation de Fréhel incluse. En filons verticaux, ils sont orientés N 160 à N 180° E. Ces dolérites présentent une texture intersertale. Le plus souvent aphanitique, elles renferment parfois des phénocristaux de labrador. Les plagioclases en baguettes croisées sont le plus souvent saussuritisés et les augites sont légèrement ouratilisées et chloritisées; les minéraux ferromagnésiens sont en partie représentés par de la hornblende et un peu de biotite. La magnétite et l'ilménite sont abondantes.

Par suite de la structure massive de ces roches, les fractures y sont particulièrement nettes; elles se traduisent souvent par des plans accompagnés d'un feutrage chloriteux ou plus exceptionnellement soulignés par des filonnets de quartz. Sur un même filon, des tronçons massifs non fracturés succèdent à

des zones d'intense fracturation où la dolérite est morcelée. C'est le long des joints NE—SW que l'altération des minéraux est la plus forte.

Ces filons, probablement sous-représentés sur la carte par suite de la pauvreté en affleurements autres que côtiers, appartiennent au vaste champ de dolérites sub-méridiennes, anté- à pré-hercynien, qui recoupe toutes les formations antérieures aux granites hercyniens situés au Nord du Synclinorium médian armoricain et s'étend depuis la région de Saint-Malo—Dinan jusqu'au-delà de la baie de Saint-Brieuc. Les études géochronologiques récentes conduites sur la feuille Saint-Cast confirment leur âge paléozoïque supérieur (dévonien supérieur à dinantien précocé).

γ^1 . **Aplites à muscovite et leucogranites à biotite et muscovite.** Présentées comme « granites de suture » syntectoniques hercyniens sur la récente édition de la feuille Saint-Brieuc à 1/80 000, ces roches sont peu représentées sur la feuille Saint-Cast. Elles s'allongent en amas filoniens le long des longues lignes de cisaillement NE—SW qui découpent le horst de Plévenon et scellent la tectonique qui affecte toutes les séries décrites précédemment y compris les filons doléritiques.

FORMATIONS D'ÂGE PALÉOZOÏQUE (*)

Les formations d'âge paléozoïque se groupent en deux termes figurés dans la région d'Erquy et de Fréhel, qui sont des plus anciens aux plus jeunes :

- la série spilitique d'Erquy,
- les séries rouges de Fréhel—Erquy.

Série spilitique d'Erquy

k-o. **Formation de la Heussaye.** Située dans l'angle sud-ouest de la feuille Saint-Cast et se prolongeant sur les feuilles voisines Lamballe et Saint-Brieuc, la série volcanique et sédimentaire d'Erquy constitue une originalité vis-à-vis des formations de même âge dans les autres régions armoricaines, tant par ses caractères pétrographiques et géochimiques que par ses aspects structuraux.

Stratotype classique du Briovérien inférieur depuis les travaux de Ch. Barrois, cette série a dû en effet être rapportée récemment au Paléozoïque inférieur à la suite des données radiométriques (482 ± 10 M.A. (**)) sur isochrone Rb-Sr (Ph. Vidal et *al.*, 1972) confirmées par la présence de *microorganismes* dans certaines intercalations sédimentaires (J. Deunff et *al.*, 1973). Un âge stratigraphique à la limite du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien tout à fait inférieur est ainsi adopté.

Les volcanites d'Erquy occupent une bande orientée sensiblement NE—SW, d'une dizaine de kilomètres de long sur environ deux kilomètres de large. Elles sont recouvertes au Nord (Erquy) par les formations détritiques rouges d'Erquy et de Fréhel : à l'Est, elles sont limitées par faille contre les séries cristallophylliennes et cristallines du horst de Plévenon (amphibolites, gneiss dioritiques et granodioritiques, diorites intrusives) sur lesquelles elles reposent en discordance en direction du Sud (région de Val André, feuille Saint-Brieuc) ; à l'Ouest elles sont recoupées par la côte de la Manche, et c'est précisément le long de cette côte que se font les meilleures observations. Dès que l'on s'éloigne vers l'intérieur, les affleurements deviennent rares et il n'est plus

(*) Par Bernard Auvray et Daniel Jeannette

(**) Age recalculé selon la constante $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42.10^{-11}.\text{an}^{-1}$.

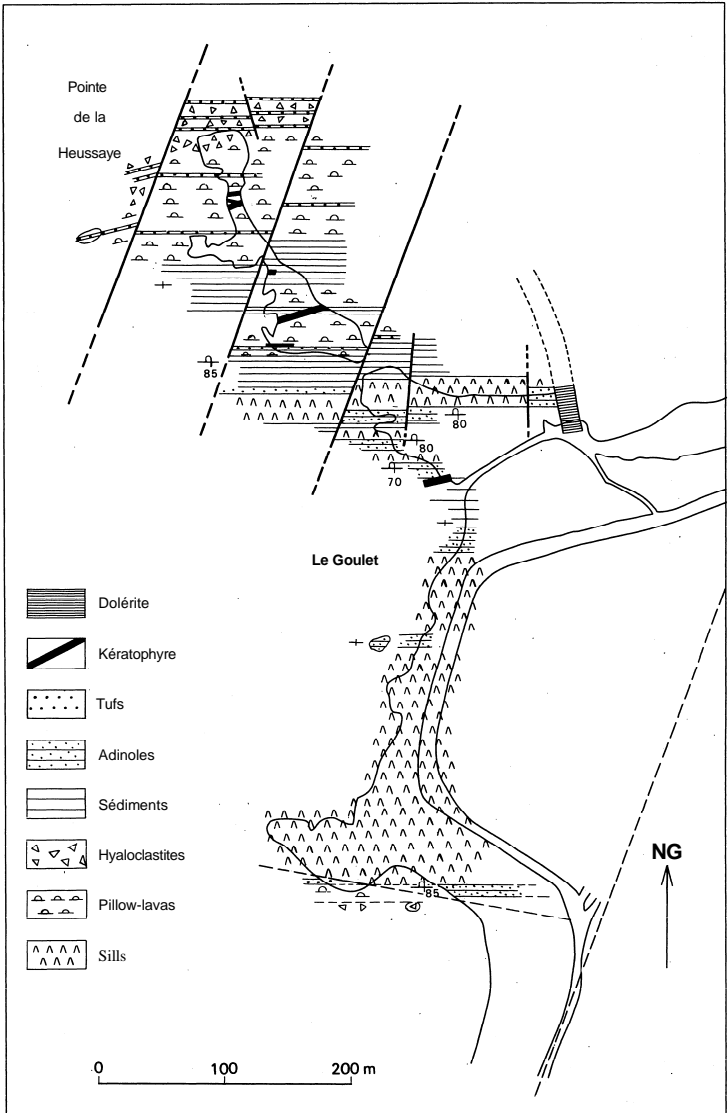


Fig. 2 - Carte géologique du secteur de la pointe de la Heussaye (Erquy)
(B. AUVRAY. 1967)

possible d'observer les relations entre les différents termes de la série volcanique. Ceci explique l'aspect schématique et interprétatif de la cartographie.

De l'autre côté du horst de Plévenon, sur le flanc ouest de la baie de la Fresnaye, ces mêmes séries affleurent le long d'une bande mince, allongée sur près de 30 kilomètres, en contact par faille avec les formations du Briovérien inférieur représentées ici par des schistes séricito-chloriteux et des phanites (ξ^1 = schistes et phanites de Lamballe).

• **Caractères pétrographiques et géochimiques descriptifs.** Au sein de la série volcanique d'Erquy, on peut distinguer trois grands ensembles définis dans le secteur de la pointe de la Heussaye qui ferme au Sud la rade d'Erquy (fig. 2) :

— les termes intrusifs constituent le domaine des sills, métamorphisant à leurs contacts les sédiments au sein desquels ils se mettent en place. Ce domaine occupe l'essentiel de la série;

— les termes volcaniques proprement dits, constituant le domaine des coulées, sont localisés à la seule pointe de la Heussaye (Erquy);

— auxquels s'adjoignent, principalement localisés à la pointe de la Heussaye, des filons kéraatophyriques.

Dans le domaine des sills, les roches sont très peu variables; à l'inverse, dans celui des coulées, qui constitue le sommet de la série volcanique, les types sont très variés, principalement en ce qui concerne la structure des roches.

Les sills. — Les sills constituent des unités dont la puissance varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Ces roches, de couleur vert foncé à noire, prennent par altération une teinte rouille; la texture est variable passant de franchement grenue (sill de la partie est de la plage de la Ville-Berneuf) à des textures intersertales (sills de la base de la pointe de la Heussaye). La composition minéralogique permet de distinguer deux variétés :

— type 1 : à albite, chlorite, épidotes (pistacite, zoïsite), minéraux opaques (ilménite, magnétite, pyrite), quartz, apatite, rarement de l'actinote;

— type 2 : différent du précédent par la présence de clinopyroxène (augite) à côté et apparemment en équilibre avec la chlorite; albite, épidotes et minéraux opaques sont, comme dans le type précédent, des constituants essentiels.

Dans un même sill et suivant son épaisseur, on pourra trouver soit uniquement une roche albite-chloritique, soit une roche albite-chloritique au sommet passant vers la base à une roche de type 2 à pyroxène (différenciation par gravité lors de la cristallisation).

Le tableau I donne la composition chimique de ces deux variétés de roches, qui sont toutes les deux des laves à composition spilitique : teneurs moyennes en SiO_2 , fortes teneurs en alcalins (notamment Na) par rapport au calcium, teneurs élevées en éléments volatils. On notera cependant que les roches à pyroxène (type 2) sont plus riches en CaO et plus pauvres en SiO_2 que les roches contenant uniquement albite + chlorite (type 1). Les variations portant sur le fer et le magnésium sont moins caractéristiques.

Ces roches se sont mises en place sous forme d'intrusions concordantes (sills) au sein d'une série sédimentaire constituée essentiellement de lutites (argileuses et siliceuses) et d'arénites (grès et grauwackes fines) en provoquant un métamorphisme de contact plus ou moins développé suivant la puissance de l'intrusion. Ce métamorphisme se manifeste par une cornéification des roches et les faciès les plus caractéristiques sont représentés par des adinoles, roches de teinte noire à la cassure (blanchâtre à l'altération), très

Tableau I. Sills.

— Spilites à pyroxènes.

| Éch. n° | 42 | 1 | 2 | 3 | 45 | 47 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 20 | 60 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,75 | 51,66 | 47,22 | 49,17 | 49,14 | 53,91 | 50,96 | 50,24 | 48,84 | 52,67 | 51,15 | 52,86 | 49,17 |
| Al ₂ O ₃ | 13,40 | 14,41 | 13,50 | 12,83 | 17,95 | 15,08 | 15,36 | 15,22 | 13,91 | 13,82 | 13,51 | 13,90 | 13,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,23 | 11,19 | 15,32 | 12,09 | 9,79 | 13,72 | 11,23 | 11,60 | 15,36 | 14,50 | 14,80 | 13,70 | 15,93 |
| MgO | 6,80 | 5,89 | 5,49 | 8,33 | 5,11 | 3,85 | 5,72 | 5,64 | 5,10 | 2,55 | 4,46 | 4,50 | 5,02 |
| CaO | 6,84 | 7,12 | 6,73 | 10,66 | 11,13 | 4,25 | 8,48 | 8,31 | 7,45 | 6,76 | 4,33 | 5,65 | 6,23 |
| Na ₂ O | 2,17 | 4,42 | 3,39 | 1,47 | 3,39 | 4,75 | 2,41 | 3,95 | 3,59 | 3,71 | 5,31 | 3,14 | 3,83 |
| K ₂ O | 1,39 | 0,60 | 0,35 | 0,87 | 0,83 | 1,50 | 1,26 | 0,57 | 1,15 | 0,13 | 1,07 | 1,05 | 0,56 |
| TiO ₂ | 1,54 | 1,68 | 3,05 | 0,79 | 0,72 | 1,32 | 1,56 | 1,73 | 2,53 | 2,59 | 2,21 | 2,33 | 2,70 |
| MnO | 0,21 | 0,21 | 0,25 | 0,24 | 0,17 | 0,25 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,25 | 0,27 | 0,22 | 0,23 |
| H ₂ O ⁻ | 0,22 | 0,13 | 0,26 | 0,15 | 0,15 | 0,23 | 0,15 | 0,21 | 0,15 | 0,27 | 0,25 | 0,28 | 0,38 |
| H ₂ O ⁺ | 2,77 | 2,24 | 2,40 | 2,37 | 2,33 | 1,82 | 2,14 | 2,46 | 1,56 | 1,99 | 2,19 | 1,91 | 2,27 |
| Total | 99,32 | 99,55 | 97,96 | 98,97 | 100,72 | 100,68 | 99,46 | 100,12 | 99,83 | 99,24 | 99,55 | 99,54 | 99,62 |

— Spilites albito-chloritiques.

| Éch. | 44 | 10 | 13 | 15 | 21 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 54,42 | 60,80 | 54,94 | 57,87 | 56,17 |
| Al ₂ O ₃ | 13,10 | 13,82 | 13,53 | 14,70 | 14,56 |
| Fe ₂ O ₃ | 14,44 | 10,36 | 13,06 | 10,77 | 12,87 |
| MgO | 4,73 | 1,68 | 3,47 | 3,25 | 3,60 |
| CaO | 2,58 | 2,57 | 4,18 | 1,54 | 1,49 |
| Na ₂ O | 3,05 | 3,84 | 4,75 | 4,72 | 4,37 |
| K ₂ O | 0,68 | 2,13 | 1,18 | 1,18 | 0,63 |
| TiO ₂ | 2,38 | 0,92 | 1,92 | 2,08 | 2,26 |
| MnO | 0,32 | 0,17 | 0,19 | 0,14 | 0,18 |
| H ₂ O ^s | 0,50 | 0,19 | 0,55 | 0,64 | 1,25 |
| H ₂ O ^t | 4,54 | 2,03 | 2,24 | 2,89 | 3,36 |
| Total | 100,74 | 98,51 | 100,01 | 99,78 | 100,73 |

dures, très finement cristallisées, aphanitiques, constituées de quartz, de chlorite et d'albite de néoformation. Par rapport à la roche sédimentaire primitive, l'adinole est considérablement enrichie en sodium (2 à 3,5 % de Na₂O dans le sédiment non métamorphisé, contre 5 à 7 % dans l'adinole).

Dans le domaine des coulées, on observe les principaux types suivants :

a) *Les coulées proprement dites*: d'épaisseur variable (5 à 50m), elles possèdent toutes le débit caractéristique en *pillows* (coussins de dimensions variables selon les coulées, de 0,30 m à 2 mètres suivant leur plus grand axe). Les coussins montrent tous systématiquement une structure concentrique et leur bordure (sur 6 cm au maximum) est variolitique.

La *partie centrale* présente une texture arborescente avec ou sans phénocristaux d'albite et parfois de clinopyroxène. La paragenèse est la suivante : albite, chlorite, ± clinopyroxène; quartz, épidotes, minéraux opaques sont toujours présents mais en quantités variables. A l'approche de la bordure externe, la texture reste microgrenue mais n'est plus arborescente; la paragenèse demeure sensiblement la même. Dans cette partie centrale, on remarque parfois des amygdales de taille centimétrique au maximum contenant : calcite, quartz, chlorite, pyrite, albite.

La *zone corticale* externe est caractérisée par la présence de petites pustules blanches, de quelques millimètres de diamètre, mais parfois de la grosseur d'une tête d'épingle; ces varioles sont constituées de fibres rayonnantes de feldspath potassique (adulaire) saupoudrées par de très petits granules à fort relief (sphène ?). Entre ces varioles, le ciment est essentiellement chloriteux (avec de petites quantités de sphène, calcite, magnétite).

La *matrice* entre les coussins est de nature variable, il s'agit soit de hyaloclastites, soit de tuffites.

La zonation minéralogique observée entre coeurs et bordures des coussins se retrouve dans la composition chimique de ces différentes parties (tableau II) : les parties centrales ont des compositions de spilites et sont voisines des compositions des spilites albite-chloritiques des sills; les bordures variolitiques au contraire sont considérablement enrichies en K₂O et corrélativement appauvries en Na₂O. Cette différenciation chimique est interprétée comme un phénomène primaire, contemporain de l'épanchement de la lave (B. Auvray et J. Ha meurt, 1971, 1973).

b) *Les roches pyroclastiques* : elles sont de deux types :

— *Les brèches ou hyaloclastites* : surtout abondantes dans la partie nord de la pointe de la Heussaye (partie supérieure de l'édifice volcanique), ce sont des roches tout à fait remarquables par leur couleur et leur structure : au sein d'une matrice de couleur vert foncé, flottent de nombreux éléments anguleux de couleur noire dont la plupart correspondent à des fragments de coussins, ces fragments présentant même parfois leurs bordures variolitiques. Dans la matrice verte, qui correspond elle-même à une lave initialement vitreuse dans laquelle abondent les textures perlitiques, la chlorite joue un rôle essentiel; de nombreux granules de sphène ou de leucoxène, quartz et calcédoine, albite, épidote, calcite, minéraux opaques (magnétite, pyrite), en quantités variables, complètent la paragenèse.

Les enclaves noires anguleuses, de taille variable (du centimètre à 1 ou 2 décimètres), sont surtout caractérisées par l'abondance de minuscules granules de magnétite, s'alignant parfois pour donner de très fines baguettes; chlorite, épidote, calcite, albite, quartz, pyrite constituent le reste de la paragenèse. Dans les zones variolitiques on reconnaît, de plus, les fibres rayonnantes de feldspath potassique (adulaire).

Tableau II. Coulées à coussins.

| Éch. n° | C | C B M | | | C | B | C B M | | | C | B | M | C | C | C |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| | 23 | 25 | 26 | 27 | 30 | 31 | 53 | 54 | 55 | 34 | 35 | 36 | 51 | 49 | 58 |
| SiO ₂ | 54,78 | 57,82 | 49,50 | 47,57 | 51,52 | 49,55 | 55,11 | 45,35 | 42,07 | 63,45 | 41,49 | 48,84 | 62,33 | 54,18 | 53,85 |
| Al ₂ O ₃ | 13,70 | 13,45 | 15,20 | 15,15 | 14,90 | 16,65 | 14,05 | 15,05 | 15,45 | 14,00 | 16,75 | 16,15 | 13,32 | 13,55 | 16,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,88 | 12,17 | 14,67 | 13,73 | 12,29 | 11,39 | 11,77 | 17,18 | 18,60 | 8,33 | 16,97 | 12,57 | 11,08 | 12,50 | 11,31 |
| MgO | 3,39 | 3,66 | 3,68 | 5,16 | 5,39 | 5,52 | 3,98 | 7,32 | 8,47 | 3,46 | 8,00 | 6,92 | 3,00 | 4,09 | 5,32 |
| CaO | 3,96 | 3,65 | 3,04 | 2,68 | 4,50 | 2,42 | 4,10 | 1,58 | 1,64 | 1,30 | 1,43 | 1,04 | 1,63 | 3,86 | 1,80 |
| Na ₂ O | 6,36 | 4,67 | 1,12 | 0,63 | 5,02 | 2,74 | 5,75 | 1,70 | 1,17 | 5,28 | 1,75 | 0,59 | 4,18 | 4,60 | 5,10 |
| K ₂ O | 0,38 | 0,35 | 6,53 | 5,34 | 0,44 | 4,62 | 0,16 | 2,90 | 2,87 | 1,43 | 3,93 | 6,27 | 0,89 | 0,51 | 1,32 |
| TiO ₂ | 2,13 | 2,15 | 2,45 | 2,41 | 2,03 | 1,94 | 2,14 | 2,18 | 2,26 | 1,24 | 1,68 | 1,19 | 1,71 | 2,46 | 1,09 |
| MnO | 0,19 | 0,18 | 0,19 | 0,23 | 0,21 | 0,18 | 0,19 | 0,27 | 0,28 | 0,12 | 0,23 | 0,16 | 0,11 | 0,17 | 0,28 |
| H ₂ O ⁻ | 0,73 | 0,56 | 0,58 | 0,39 | 0,42 | 0,46 | 0,50 | 0,78 | 1,26 | 0,39 | 0,84 | 0,57 | 0,28 | 0,15 | 0,45 |
| H ₂ O ⁺ | 2,41 | 2,65 | 2,99 | 3,82 | 2,78 | 3,46 | 2,27 | 5,20 | 5,77 | 2,51 | 5,17 | 4,23 | 2,60 | 3,40 | 3,52 |
| Total | 99,91 | 101,31 | 99,95 | 97,11 | 99,50 | 99,33 | 100,02 | 99,51 | 99,84 | 101,51 | 98,24 | 98,53 | 101,13 | 99,47 | 100,29 |

(C = Cœur, B = Bordure, M = Matrice).

Tableau III. Hyaloclastites.

| Éch. | 38 Partie noire | 39 Partie verte |
|--------------------------------|-----------------------|-----------------------|
| SiO ₂ | 57,11 | 50,58 |
| Al ₂ O ₃ | 12,54 | 12,85 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,47 | 13,23 |
| MgO | 3,09 | 7,51 |
| CaO | 4,80 | 4,20 |
| Na ₂ O | 3,86 | 2,10 |
| K ₂ O | 2,61 | 2,33 |
| TiO ₂ | 2,26 | 2,26 |
| MnO | 0,15 | 0,19 |
| H ₂ O ⁻ | 0,315 | 0,41 |
| H ₂ O ⁺ | 1,18 | 5,95 |
| Total | 99,43 | 101,61 |

Etant donné l'hétérogénéité de la roche, il est bien difficile d'avoir une idée de sa composition chimique globale. Dans le tableau III, on trouvera toutefois l'analyse de la matrice verte d'une part et d'une enclave noire d'autre part. La matrice est très riche en chlorite et les teneurs en Fe₂O₃ (fer total), MgO et H₂O sont très élevées (respectivement 13,23%, 7,51 % et 5,95%). Le caractère spilitique est d'autre part souligné par le rapport CaO/Na₂O + K₂O faible (0,95). L'enclave noire est, par rapport à la matrice, plus riche en alcalins (6,47 % contre 4,43 %), moins riche en MgO et H₂O (la chlorite est en quantité plus faible); le rapport CaO/Na₂O + K₂O est encore faible (0,74) confirmant la nature spilitique de cette roche. On notera que, dans cette brèche, la quantité de K₂O est toujours relativement élevée par rapport aux autres roches spilitiques de la série.

— Les *tuffites* : entre les coulées, apparaissent des roches de teinte gris clair ou légèrement verdâtre, aphanitiques, présentant parfois un très fin litage millimétrique ou centimétrique; on y observe à l'occasion des figures de sédimentation (stratifications entrecroisées, *load-cast*, etc.). En proportions variables suivant les lits, on trouve dans ces roches: albite, chlorite, clinopyroxène, épidote, quartz. La texture est pyroclastique, les phénoclastes sont essentiellement constitués par l'albite; la matrice très finement microcristalline est très riche en chlorite.

La finesse de la cristallisation ne permet pas une distinction entre phase volcanique et phase sédimentaire. Il est vraisemblable cependant que ces roches tuffacées résultent d'un mélange, en proportions très variables, d'éléments pyroclastiques et d'une fraction sédimentaire non consolidée lors de l'explosion volcanique, ainsi que le montre la variabilité de composition chimique de ces roches (tableau IV), notamment en ce qui concerne les constituants chimiques majeurs : SiO₂ (62 à 83 %), Al₂O₃ (8 à 16 %), Na₂O (177 à 5,23 %), K₂O (0,45 à 3,48 %). Les variations observées sur les teneurs en Fe₂O₃ et H₂O dénotent la plus ou moins grande abondance du ciment chloriteux.

Les filons kératophyriques. — Recoupant à la fois les sills et les coulées, mais particulièrement bien visibles vers le sommet de la série (pointe de la

Tableau IV. Tuffites.

| Éch. n° | 22 | 24 | 29 | 56 | 50 | 40 | 32 | 59 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 62,69 | 61,58 | 73,37 | 62,33 | 82,72 | 63,59 | 71,32 | 72,35 |
| Al ₂ O ₃ | 16,35 | 15,65 | 11,80 | 16,02 | 8,01 | 14,82 | 12,35 | 10,55 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,44 | 6,44 | 5,17 | 6,99 | 2,50 | 6,38 | 4,33 | 5,48 |
| MgO | 2,90 | 2,66 | 2,24 | 2,99 | 0,89 | 2,51 | 1,69 | 3,10 |
| CaO | 0,90 | 0,55 | 0,44 | 0,38 | 0,36 | 1,09 | 1,29 | 0,48 |
| Na ₂ O | 3,70 | 4,86 | 4,32 | 3,69 | 3,10 | 5,23 | 5,12 | 1,77 |
| K ₂ O | 2,81 | 2,54 | 0,45 | 2,02 | 1,14 | 3,48 | 1,00 | 3,09 |
| TiO ₂ | 0,85 | 0,79 | 0,57 | 0,75 | 0,26 | 0,85 | 0,47 | 0,43 |
| MnO | 0,10 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,15 |
| H ₂ O ⁻ | 0,68 | 0,41 | 0,40 | 0,89 | 0,00 | 0,15 | 0,16 | 0,34 |
| H ₂ O ⁺ | 2,79 | 2,37 | 1,93 | 3,16 | 0,73 | 1,81 | 1,28 | 2,10 |
| Total | 100,21 | 97,95 | 100,75 | 99,31 | 99,78 | 99,91 | 99,08 | 99,84 |

Heussaye), des filons de couleur claire (gris-rose à blanc), de quelques mètres de puissance, constituent les termes finaux du volcanisme. Ce sont des roches aphanitiques, à texture trachytique, constituées d'albite et de quartz; chlorite, épidote, sphène, apatite, minéraux opaques (magnétite et pyrite) sont accessoires.

Tableau V. Kératophyres.

| Éch. n° | 28 | 57 | 33 | 37 | 52 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 71,12 | 70,79 | 70,48 | 69,54 | 70,25 |
| Al ₂ O ₃ | 13,50 | 14,20 | 14,55 | 15,01 | 14,53 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,06 | 2,94 | 3,96 | 4,39 | 4,06 |
| MgO | 0,65 | 0,62 | 0,93 | 1,01 | 0,84 |
| CaO | 0,25 | 0,16 | 0,25 | 0,28 | 0,29 |
| Na ₂ O | 4,75 | 5,22 | 5,12 | 5,58 | 4,51 |
| K ₂ O | 3,06 | 3,26 | 2,62 | 1,63 | 2,81 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,20 | 0,29 | 0,79 | 0,57 |
| MnO | 0,08 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,08 |
| H ₂ O ⁻ | 0,32 | 0,33 | 0,27 | 0,29 | 0,16 |
| H ₂ O ⁺ | 1,20 | 1,09 | 1,20 | 1,53 | 1,54 |
| Total | 98,21 | 98,83 | 99,69 | 100,09 | 99,64 |

L'analyse chimique de ces roches (tableau V) indique qu'il s'agit de quartz - kératophyres : SiO₂ de l'ordre de 70 %, CaO toujours très faible et somme des alcalins oscillant entre 7 et 8 %. Ces kératophyres ont une composition assez constante et le caractère sodique de ces roches est toujours nettement prononcé.

• **Tendances géochimiques et signification géodynamique de la Série d'Erquy.** Au point de vue minéralogique, et malgré des différences importantes

dans la structure, la texture, la composition modale des roches, l'unité de la série volcanique est bien marquée par le caractère spilitique de toutes les roches basiques dans lesquelles l'association albite + chlorite constitue la paragenèse de base. D'autres minéraux de basse température tels que leucoxène, épidotes, calcite, quartz, sont également fréquents et seuls les clinopyroxènes et sans doute les minéraux opaques (au moins en partie) témoignent d'une cristallisation précoce à plus haute température.

Toutes les compositions chimiques sont dans l'ensemble de caractère albitophyrique : qu'il s'agisse des spilites proprement dites (les roches vertes), ou des termes ultimes du volcanisme (les quartz-kératophyres), le caractère sodique de ces roches, leur teneur relativement faible ou très faible en CaO, leur richesse en éléments volatils (dans les termes basiques), montrent l'unité de ce cortège et confirment l'existence d'une *série spilite-kératophyre* dans le volcanisme d'Erquy.

Les études géochimiques ont permis de mettre en évidence les faits suivants :

— l'évolution majeure correspond au passage des termes basiques (spilites albito-chloritiques) aux termes acides (kératophyres). C'est la tendance principale (fig. 3);

— les différenciations observables aussi bien au niveau des sills (sills composites avec clinopyroxène à la base et sans clinopyroxène au sommet) que des coulées (différenciation entre coeur et bordure de coussins) sont des phénomènes annexes par rapport à la différenciation principale, mais contemporains du phénomène volcanique lui-même. Il s'agit soit de processus de différenciation gravitaire (décantation des cristaux de clinopyroxène vers la base des sills) au cours de la cristallisation fractionnée, soit de migration d'alcalins, en particulier de K, sous l'action de températures différentes entre coeur (chaud, riche en Na, pauvre en K) et bordure (froide, pauvre en Na, riche en K) des coussins. L'importance de ces différenciations annexes peut être telle qu'elle arrive parfois à masquer sur les diagrammes géochimiques, la tendance évolutive principale (fig. 4).

La série volcanique d'Erquy offre d'autre part un *exemple remarquable de roches spilitiques d'origine primaire*, c'est-à-dire dont la paragenèse a été acquise lors du phénomène volcanique lui-même (soit par cristallisation directe, soit par déstabilisation de minéraux formés précocement par autométamorphisme des roches sous l'action des solutions hydrothermales dont l'abondance caractérise ce type de magma). L'hypothèse de l'acquisition du caractère spilitique par un métamorphisme, ou par une métasomatose postérieure au refroidissement et à la consolidation des roches a été réfutée et ceci à l'aide des principaux arguments suivants :

— absence d'événement thermo-métamorphique important dans toute cette région depuis le Cadomien. Ceci se traduit, par exemple, par le fait que les formes fourchues des cristaux d'albite dans les coussins en particulier, caractéristiques de cristallisations primaires rapides, sont parfaitement conservées malgré leur finesse ;

— absence de reliques de plagioclase calcique dans ces laves où l'albite est toujours fraîche ;

— varioles primaires dans les bordures des coussins, puisqu'on les retrouve dans les fragments de coussins emballés dans la hyaloclastite. Certains filons nourriciers de ce volcanisme, visibles dans le socle sous la série d'Erquy (région de Jospinet, feuille Saint-Brieuc) sont également variolitiques et il est bien difficile dans ce cas d'imaginer une métasomatose potassique n'affectant pas le socle, mais se localisant exclusivement dans les filons spilitiques ;

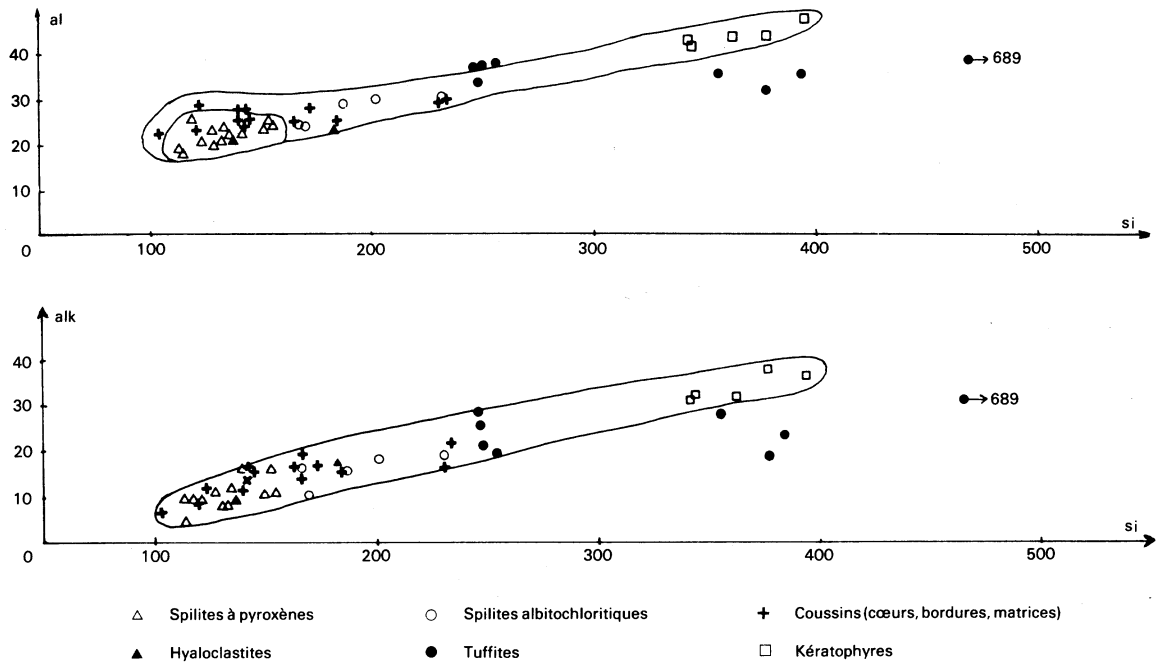


Fig. 3 - Tendence évolutive principale de la série volcanique d'Erquy mise en évidence à l'aide des paramètres si,al et alk de Niggli (Auvray et Hameurt, 1971)

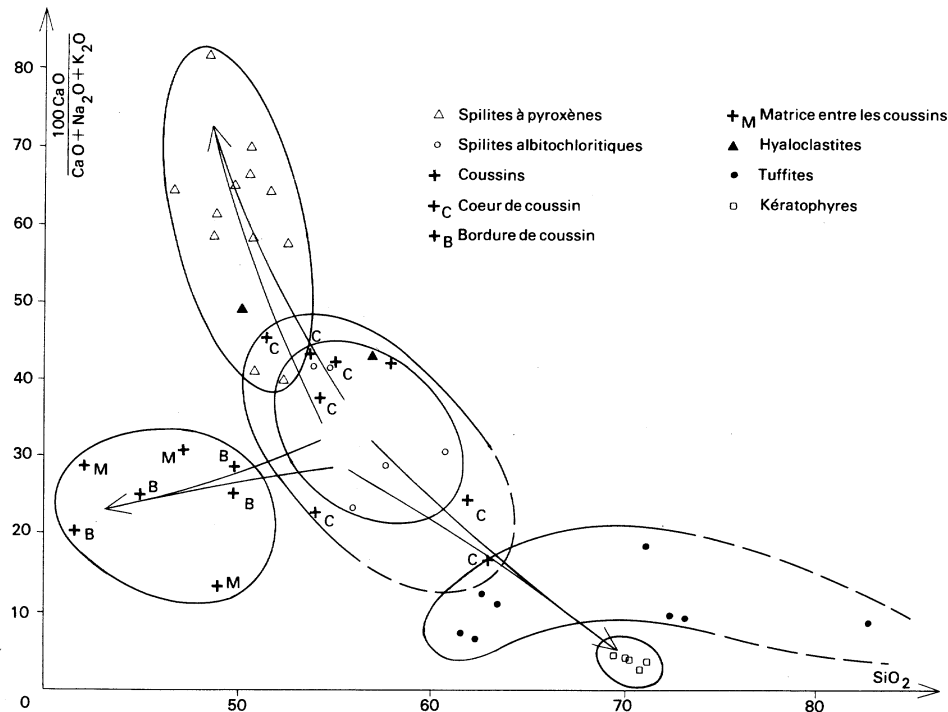


Fig. 4 - Mise en évidence des différenciations annexes au sein des sills et des coulées dans la série volcanique d'Erquy à l'aide du diagramme de Jung (Auvray et Hameurt, 1971).

— les argiles des sédiments associés à ce volcanisme indiquent également l'absence d'un métamorphisme, même de caractère épi (cristallinité des illites à la limite anchizone-épizone) ;

— la présence simultanée d'illite, de montmorillonite ou d'interstratifiés dans les sédiments est également un argument contre une métasomatose potassique (F. Martineau, 1976) ;

— enfin, le fait même que toutes ces roches s'alignent sur une isochrone Rb/Sr est un argument en faveur de l'absence d'un métamorphisme puisque l'on sait que celui-ci entraîne aisément une dispersion sur ce type de diagramme.

D'autre part, l'étude des éléments-traces tels que Rb, Cs, et la constance du rapport K/Rb sont des arguments contre une altération par l'eau de mer lors de l'épanchement de ces laves qui sont typiquement sous-marines. Ce processus a en effet parfois été évoqué pour expliquer la paragenèse et la composition chimique des spilites; ce n'est pas le cas pour la série volcanique d'Erquy (F. Martineau, 1976; Ph. Vidal, 1976).

En résumé, la série volcanique d'Erquy est une série spilite-kératophyre dans laquelle les termes basiques dominant largement. Les spilites ont une origine primaire et leur paragenèse, de même que leur composition chimique globale, n'ont été affectées ni par leur condition particulière de mise en place (volcanisme sous-marin), ni par un métamorphisme postérieur à leur mise en place.

Ce volcanisme présente de plus un caractère de volcanisme de type point-chaud (*hot-spot*), c'est-à-dire anorogénique, ainsi que l'indique l'étude des terres rares effectuée aussi bien sur les spilites (sills, coulées) que sur les kératophyres. Les teneurs globales en terres rares, l'enrichissement en terres rares légères (La-Eu) mesuré par le rapport (La-Eu)/(Gd-Lu), les teneurs en d'autres éléments-traces tels que Y, Zr, Nb, le rapport Y/Nb, montrent que les spilites de la série volcanique d'Erquy ont des caractères de tholéiites de point-chaud (F. Martineau et al., 1975). Le caractère anorogénique de ce volcanisme est un point important qui oppose la série volcanique d'Erquy à une autre série spilitique située de l'autre côté de la baie de Saint-Brieuc, la série spilitique de Paimpol, avec laquelle elle a été souvent comparée bien que d'âge nettement différent (640 M.A.) (B. Auvray et Ph. Vidal, 1973). Cette dernière présente les caractères géochimiques (éléments majeurs et traces), d'une série calcoalcaline d'arc insulaire. Cet exemple permet de constater que le volcanisme spilitique ne paraît pas caractéristique d'un type bien déterminé de cadre géotectonique.

• **Caractères structuraux.** La série volcanique d'Erquy présente des caractères structuraux simples. Il s'agit d'une série monoclinale, régulièrement orientée E—W, verticalisée et parfois même déversée vers le Nord (pendages verticaux à 80° Sud).

La polarité de la série (la base est au Sud, le sommet est au Nord) peut être déterminée à l'aide de plusieurs critères :

— termes effusifs (coulées, pyroclastites) surmontant vers le Nord la série sédimentaire injectée par les sills;

— formes caractéristiques des coussins non déformés dans les coulées;

— figures de sédimentation aussi bien dans les sédiments (y compris dans des niveaux adinolisés) que dans les tuffites.

Dans cette série verticalisée aucun pli n'a été décelé. Par contre, on observe de nombreux décrochements le long de cassures N 20° E et N 140°E, ainsi qu'une schistosité de fracture N 70°E localisée dans certains horizons.

Séries rouges

Les séries détritiques rouges de Fréhel et d'Erquy constituent, au flanc nord-ouest de la baie de Saint-Brieuc, des placages sub-continentaux d'âge précis encore discuté. Comprises entre les séries spillitiques d'Erquy d'âge finicambrien ou ordovicien inférieur, qu'elles recouvrent, et les filons doléritiques d'âge fini-dévonien, qui les recourent, elles sont classiquement considérées comme homologues des formations rouges de Montmartin en Normandie, attribuées au Dévonien moyen sur critères micropaléontologiques (J. Doubinger et J. Poncet, 1964), mais homologues aussi des séries détritiques rouges de Plouézec—Plourivo sur le flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc récemment datées à 472 ± 5 M.A. (B. Auvray et *al.*, 1980), c'est-à-dire ordovicien inférieur.

Elles affleurent ici en deux compartiments distincts.

Du cap d'Erquy à l'estuaire de l'Islet, les séries rouges complètes reposent sur la série spillitique d'Erquy.

Plus à l'Est, seule la formation supérieure, dite de Fréhel, est représentée, recouvrant directement les diorites du horst de Plévenon et constituant les affleurements de Pléherel—Vieux-Bourg et du cap Fréhel.

o-da. **Formation d'Erquy.** Elle affleure de la pointe des Trois Pierres et du cap d'Erquy à l'Ouest, à la région des Hôpitaux à l'Est; elle repose uniquement sur la série spillitique d'Erquy. Cette formation détritique débute par un ensemble conglomératique grossier qui comprend, à sa base, 25 mètres d'alternances de gros bancs à galets de 3 à 5 centimètres et de petits bancs de grès conglomératiques. Les galets, mal calibrés, ont des formes anguleuses et des arêtes faiblement émoussées; ils sont inclus dans un grès grossier non feldspathique qui constitue les bancs de grès conglomératiques. Les galets sont en majorité des éléments arrachés au Briovérien de la région : galets de quartz et de phtanite essentiellement, mais aussi galets de « cornaline », connue en association avec les *pillows* dans les spillites du Briovérien supérieur (spillites de Paimpol), inconnue par contre dans la série spillitique d'Erquy immédiatement sous-jacente. Ces conglomérats grossiers sont recouverts par 5 mètres d'argilites rouges finement litées, surmontées par 13 mètres de schistes gréseux, auxquels succèdent 2 mètres de conglomérat identique à ceux de la base. L'ensemble des niveaux énumérés ci-dessus et dont l'épaisseur atteint 45 mètres a été regroupé sous le terme de Poudingues d'Erquy. Il est recouvert par des grès roses, grossiers, souvent très quartzifiés qui constituent le grès d'Erquy, épais d'environ 25 mètres. Dans ce grès quartzique à rares feldspaths détritiques existent de fins horizons de galets centimétriques formés essentiellement à partir des phtanites du Briovérien.

o-db. **Formation de Fréhel.** Elle surmonte en légère discordance la formation d'Erquy dont le sommet est marqué par une surface de ravinement. La formation de Fréhel, plus importante par son épaisseur et par son extension que celle d'Erquy, recouvre tour à tour d'Ouest en Est la série rouge d'Erquy puis la série spillitique, et vers l'Est les diorites et les gneiss-dioritiques de Coëtmieux — Fort-la-Latte. Lorsque son contact avec les séries sous-jacentes est visible, la formation de Fréhel débute par un niveau de 1 mètre environ de conglomérat à éléments pluricentimétriques et à matrice schisto-argileuse très friable et de couleur verdâtre. A ce premier niveau succèdent 8 à 10 mètres de conglomérat à galets décimétriques de composition phtanitique, quartzitique et volcanique. La matrice de ce conglomérat rouge est schisto-gréseuse à la base et devient de plus en plus gréseuse et même quartzitique vers le sommet. Dans l'anse des

Sévignés, les éléments du conglomérat, aux contours anguleux, peuvent atteindre 1 m³ vers la base; mieux calibrés, bien roulés, ils ont une taille décimétrique au sommet de cet horizon. A ce conglomérat succèdent 60 à 80 mètres de grès silicifiés à intercalation d'horizons discontinus de conglomérat. Ce grès très feldspathique est fréquemment kaolinisé vers sa base (Nord d'Erquy et de Pléhérel). La formation de Fréhel se termine par les grès de Fréhel, feldspathiques, grossiers et silicifiés.

Au point de vue structural, il est possible de distinguer deux compartiments dans les Séries rouges d'Erquy—Fréhel : d'Erquy à l'estuaire de l'Islet, les bancs orientés NW—SE sont inclinés d'environ 30° vers le Nord-Est; les affleurements situés plus à l'Est montrent des bancs orientés NE—SW avec des pendages de 20° vers le Nord-Ouest.

Les fractures sont la manifestation tectonique la plus évidente dans ces formations; verticales ou subverticales, elles peuvent être regroupées en plusieurs systèmes d'après leur orientation. Le système NE—SW (N 40°) comprend des failles (parfois accompagnées de flexures) et des diaclases qui se répètent parfois tous les 10 cm environ. Suivant la direction NW—SE (N 140°) on observe essentiellement des diaclases qui associées aux joints NE—SW débitent les bancs gréseux en parallélépipèdes réguliers. Dans un troisième système de fractures, on peut regrouper des failles orientées N 20° E qui sont accompagnées d'une importante zone broyée (flanc est du cap Fréhel par exemple).

FORMATIONS RÉCENTES (*)

Tertiaire

p ? **Pliocène ? Sables et galets.** Sur le plateau au Sud de Saint-Cast affleurent à 60 m d'altitude des sables et galets rougis, dans une poche peu étendue du socle altéré. Aucun dépôt similaire n'a été rencontré sur le plateau de Pléhérel. Ces galets seraient le témoin d'un ancien stationnement marin qui aurait façonné cette plate-forme de 50-65 m correspondant au « niveau de Sainte-Anne » de A. Guilcher. Il est très difficile d'attribuer un âge à cette formation; sa mise en place est vraisemblablement antérieure au Pléistocène.

Quaternaire

Mw1. Cordons littoraux pléistocènes (altitude supérieure à 8 m NGF). Les hauts niveaux marins pléistocènes sont rares le long de cette partie du littoral armoricain. Il existe cependant au lieu-dit la Fosse-Eyrand en Erquy un niveau de galets consolidés perché à 6-7 m au-dessus des plus hautes mers. Ces galets sont recouverts par une coulée de solifluxion. Des vallons suspendus, empâtés par les coulées de *head* existent sur les deux versants de la baie de la Fresnaye à des altitudes comprises entre 5 et 10 m au-dessus des hautes mers. Considérés autrefois comme étant d'âge riss—würm, ces hauts niveaux marins sont sans doute antérieurs au dernier interglaciaire.

Mw2. Cordons littoraux pléistocènes (altitude comprise entre 6 m et 0 m NGF). Les bas niveaux marins pléistocènes sont plus nombreux que les

(*) Par Marie-Thérèse Morzadec-Kerfoum.

précédents dans ce secteur. Ils affleurent entre 1 et 2 m au-dessus des plus hautes mers et sont recouverts par des coulées de solifluxion. Ces témoins de cordons littoraux ont en moyenne 1 à 1,50 m d'épaisseur et sont constitués par des sables et des galets. Les dépôts pléistocènes qui les surmontent sont peu épais, sans repère lithostratigraphique; il n'est pas possible non plus de leur attribuer un âge en se basant sur le seul critère altimétrique. Dans la baie de Saint-Brieuc où les dépôts pléistocènes sont bien conservés, les anciens cordons littoraux de même niveau peuvent être éémien (dernier interglaciaire) ou hosteinien (pénultième interglaciaire). A Plévenon (plage des Vaux) le cordon est déplacé; à Erquy (pointe de la Heussaye) il est plus épais et moins perturbé. Au-dessus de ces deux cordons, de l'industrie paléolithique a été trouvée qui inclinerait à leur attribuer plutôt un âge éémien.

LP. Limons pléistocènes. Sous ce terme sont regroupés les dépôts périglaciaires comprenant des coulées de solifluxion (*head*), des limons et des loess. Le *head* est particulièrement développé à la base des coupes en bordure des reliefs (près de Pléboulle par exemple à la limite sud de la feuille). Les dépôts importants de loess et de limon se développent surtout vers le Sud à partir de la Ville-Berneuf. Les limons empâtent les versants des vallées et sont assez rares sur les plateaux. Ces dépôts appartiennent soit au Weichsélien (dernier glaciaire) soit au Saalien (pénultième glaciaire). Les deux séries périglaciaires superposées sont visibles à Port-à-la-Duc sur le versant nord de la baie de la Fresnaye, à Nantois au Sud de la Ville-Berneuf.

Un dépôt dunaire ancien relativement épais s'appuie sur le promontoire qui culmine à 62 m et qui domine au Sud de la plage de Caroual. Cette dune est surmontée par des limons. Dans la baie de Saint-Brieuc plus au Sud une dune existe également intercalée dans les limons; elle est datée du dernier interglaciaire.

Fy. Alluvions fluviales. Dans les vallées, les dépôts alluvionnaires sont peu étendus. Ils se sont mis en place au cours de la dernière glaciation, soit au début de la phase glaciaire soit au tardiglaciaire.

Fz. Alluvions estuariennes hors du domaine tidal actuel. L'influence marine s'est faite sentir très largement dans les rias comme le Frémur et l'Islet lors de la remontée flandrienne qui était à son maximum vers 3 000 années B.P. (*). Ces alluvions sont actuellement hors du domaine maritime, recouvertes par des marais ou des prairies.

D. Dunes récentes. Les dunes recouvrent de larges étendues dans le fond des anses, souvent loties et plantées comme à Saint-Cast, Sables-d'Or, Caroual. Ces dunes sont récentes, établies entre 2 500 et 2 000 années B.P. A Plévenon, plage des Vaux, la mise en place de la petite dune s'est effectuée durant le Subatlantique. La formation du cordon sableux, barrant l'embouchure du petit ruisseau, date de la période historique; la tourbe du marais renferme en abondance des pollens de *Pinus pinaster*, essence très largement plantée dans le secteur de Sables-d'Or.

T. Tourbe. Quelques lambeaux tourbeux existent sur les plages de Saint-Cast (plage de la Mare) et de Plévenon (plage des Vaux : les Grèves-d'en-Bas). Ces

(*) B.P. : abréviation de l'anglais « before present » (avant le présent). L'année de référence est 1950.

tourbes se sont formées près de l'embouchure des ruisseaux, en arrière de cordons de barrage et datent de la fin du Subboréal, début du Subatlantique vers 3 600 B.P.

PARTIE SOUS-MARINE: SÉDIMENTS ET SÉDIMENTATION ()*

Sur la frange côtière, la morphologie très découpée du littoral détermine une succession d'anses et de baies où s'accumulent des dépôts variés, le plus souvent sableux. Pointes et caps rocheux se prolongent par une plate-forme sous-marine semée d'îles, de basses et d'écueils. Au large, les unités sédimentaires s'amplifient dans la gamme des cailloutis et des graviers.

Nature et origine des dépôts

Dans l'ensemble, les sédiments sont à dominante siliceuse couvrant tout l'éventail granulométrique. Pour l'essentiel, le matériel lithoclastique est hérité de l'histoire quaternaire. Il résulte en grande partie d'apports fluviatiles et éoliens sous climat périglaciaire avec remaniements en milieu marin, notamment au cours de la transgression flandrienne. Les apports actuels sont faibles : suspensions amenées par les petites rivières régionales, produits de l'érosion littorale. Ces derniers proviennent principalement du démantèlement des falaises de *head et* de limon, hautes parfois de plusieurs mètres. D'origine locale, le matériel frais libéré (galets, graviers, sables) caractérise les dépôts des petites anses encaissées qui se succèdent sur cette côte découpée. Chacune de ces anses constitue une cellule sédimentaire aux relations souvent très faibles avec l'extérieur. Le matériel y est très siliceux (CL1a, SL1d surtout).

La fraction bioclastique consiste surtout en débris coquilliers et en fragments d'algues lithothamniées (maërl) particulièrement abondants dans la partie ouest de la feuille. D'âge flandrien à actuel, ce matériel contamine peu à peu les dépôts terrigènes qui s'enrichissent en calcaire. Ainsi trouve-t-on successivement des sédiments lithoclastiques, litho-bioclastiques, bio-lithoclastiques, voire bioclastiques. Etant donné que les constituants organogènes sont abondants entre 0,5 et 3 mm, cette tranche granulométrique est la première affectée par la contamination en bioclastes.

Répartition des sédiments et caractéristiques hydrodynamiques en présence

Les cailloutis sont très largement répartis couvrant de vastes surfaces depuis la partie médiane de la feuille, au Nord du cap Fréhel, jusqu'au cap d'Erquy à l'Ouest. Dans cette zone caillouteuse la couverture meuble est mince et fréquemment interrompue de pointements ou de platiers rocheux. Des graviers apparaissent à l'Ouest et au Sud-Est passant à des sédiments sableux, localement vaseux dans les anses côtières et les baies : baie de Saint-Brieuc, baie de la Fresnaye, baie de l'Arguenon, baie de Lancieux.

Cette distribution des sédiments résulte de l'action des *courants de marée* dont les vitesses, particulièrement élevées au large du cap Fréhel (de l'ordre de 3 nœuds en vives eaux), diminuent, d'une part vers la baie de Saint-Brieuc, d'autre part vers les baies de la partie sud-est de la feuille. On retrouve là un schéma classique en Manche montrant des enchaînements sédimentaires à granulométrie décroissante en fonction de l'énergie de plus en plus faible du milieu. La contamination assez avancée du matériel en bioclastes conduit à des

(*) Par Claude Larsonneur.

dépôts litho-bioclastiques et même bio-lithoclastiques. Les deux principales successions sont les suivantes :

à l'Ouest : CL1a - CL1b - CL2b - GL2a - GB1b - SL2b - SL2d - SL2e - VL2a

à l'Est : CL1a - CL1b - GL1a - GL2b - SL2b - SB1d - SL2d - SL2e.

Dépourvus de maërl, les sédiments sont plus siliceux dans l'angle nord-ouest de la feuille.

La frange côtière est soumise à l'action des *houles*, d'autant plus efficaces que le rivage est plus exposé aux vents du large et que la tranche d'eau est mince. Les zones très battues comme les abords du cap Fréhel ne comportent pas de sables; les sédiments caillouteux qui s'étalent entre les rochers s'avancent jusqu'au rivage. Dans les baies ouvertes, le tri du matériel conduit en haut de plage à des sables grossiers ou graveleux bordés de dunes ou à un cordon de galets généralement appuyé à une falaise. Par dérive littorale les galets peuvent alimenter des cordons longeant le pied des dunes (région d'Erquy par exemple). Les dépôts s'affinent vers le bas estran et la plage sous-marine où s'accumulent des sablons, voire des sables vaseux. Une zone d'énergie minimale prend localement place à faible profondeur séparant le domaine d'action dominante des houles de celui d'action dominante des courants de marée situé au large. Cette zone apparaît à l'Ouest d'Erquy jalonnée par des sédiments vaseux, mais, en général, le manque d'informations précises sur ces régions peu profondes ne permet pas de la situer exactement en fixant nettement les limites des sables fins, des sablons, des sables vaseux. Le plus souvent nous avons dû grouper sables fins et sablons (SL2d-e) sachant qu'au terme d'un double gradient d'affinement des dépôts, l'un vers le large, l'autre vers la côte, les sédiments les plus fins (sablons, éventuellement sables vaseux) se rencontrent entre la basse plage et les fonds de —5 à —10 mètres.

Dans les parties abritées du littoral comme la baie de la Fresnaye, les houles n'assurent pas le relais des courants de marée, les sédiments deviennent de plus en plus fins du large vers l'intérieur en fonction de l'énergie décroissante du milieu. On aboutit, au fond de la baie qui se colmate, à un schorre installé sur des sédiments vaseux présentant fréquemment une structure litée due au rythme des marées. Cette succession se rencontre également dans les baies de l'Arguenon et de Lancieux mais en dehors des limites de la feuille Saint-Cast, plus au Sud.

Conclusion

Dans cette région de forte turbulence située au Sud du golfe normand-breton, les fonds sont généralement rocheux ou grossiers, caillouteux à graveleux. Les sédiments fins sont accumulés dans les anses et les baies. Leur distribution, soumise alors aux houles, dépend de l'énergie de ces dernières et par conséquent de l'exposition de la côte par rapport aux vents du large. En zone ouverte, de grandes plages sableuses se développent, bordées de dunes ou d'un cordon de galets (Saint-Cast, Sables-d'Or, Caroual, Berneuf...). Les sédiments les plus fins se localisent sur la basse plage et dans la zone peu profonde adjacente. Soumise aux assauts répétés des vagues de tempêtes, la ligne de rivage tend à reculer, la tendance est transgressive. Dans les régions abritées on relève au contraire un affinement des dépôts vers le rivage où se concentrent les sédiments vaseux sur lesquels progresse une végétation de plantes halophytes; la tendance est alors régressive (embouchure de l'Islet près de Sables-d'Or, baie de la Fresnaye et partie supérieure des baies de l'Arguenon et de Lancieux).

SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE (*)

LES TEMPS PRÉCAMBRIENS ET L'OROGENÈSE CADOMIENNE

Problème du Pentévrien

Le Nord de la Bretagne constitue, avec les Iles anglo-normandes et le nord-Cotentin, un domaine structural complexe, le *domaine domnonéen*, constitué d'un socle précambrien polyorogénique et d'une couverture paléozoïque restreinte. Le Précambrien lui-même comprend des noyaux dispersés d'un soubassement ancien, le Pentévrien, et des séries d'âge protérozoïque supérieur, briovériennes, affectées par les différentes étapes de l'orogénèse cadomienne (J. Cogné, 1970 ; D. Jeannette, 1971).

Les amphibolites et les gneiss dioritiques du môle de Coëtmieux — Plévenon—Fort-de-la-Latte, dont on observe ici l'extrémité nord-orientale, étaient considérés jusqu'à ces dernières années comme le type même des séries pentévriennes, à cause de la discordance qui les sépare du recouvrement constitué par les séries spilitiques d'Erquy prises depuis les travaux de Ch. Barrois comme stratotype du Briovérien inférieur (J. Cogné, 1959). L'existence d'un tel socle par rapport au Briovérien, reconnue en plusieurs autres régions nord-armoricaines (J. Cogné, 1970), s'est trouvée confirmée dans ces régions par des datations voisines de 2 milliards d'années (J.-Y. Calvez, 1976; Ph. Vidal, 1976), mais n'est plus actuellement démontrée au niveau du horst de Plévenon : aucune donnée géochronologique fiable ne va ici au-delà de 600 M .A., et le recouvrement spilitique d'Erquy appartient au Paléozoïque inférieur et non au Briovérien.

Séries briovériennes

Série-type du Briovérien domnonéen en baie de Saint-Brieuc

Celle-ci comprend plusieurs termes bien différenciés qui peuvent être mis en corrélation plus ou moins directement avec les formations occidentales de la feuille Saint-Cast.

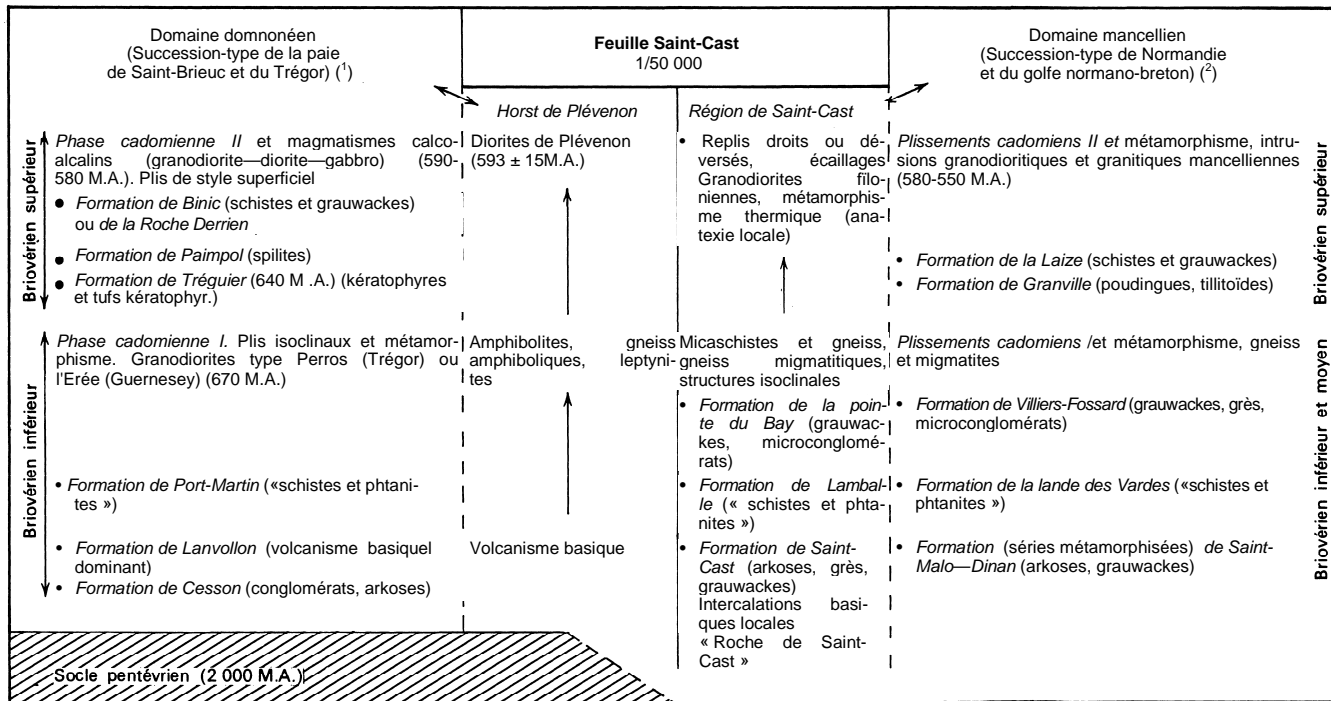
A la base, le *Briovérien inférieur* débute par la série détritique et volcano-détritique de Cesson, caractérisée par des conglomérats à galets cristallins ou volcaniques, des tufs, des arkoses. Il se poursuit par les micaschistes, amphibolites et leptynites de Lanvallon caractérisées par une dominante volcanique basique (amphibolites) par rapport à des formations sédimentaires proportionnellement plus réduites (micaschistes).

Au-dessus, on passe progressivement à une série schisto-grauwackeuse peu épaisse contenant des niveaux de lydienes, mêlés aux derniers horizons tuffacés de la série de Lanvallon. C'est la formation de Port-Martin, base éventuelle d'un Briovérien «moyen» (?) particulièrement restreint.

En discordance sur ce premier groupe plissé et métamorphisé vient le *Briovérien supérieur* modérément déformé, représenté par les dépôts rythmiques, schisto-grauwackeux et localement volcano-sédimentaires de Binic (D. Jeannette et J. Cogné, 1968). Les équivalents vers le Nord de cette formation se retrouvent dans le Trégor où se développent des séries similaires

(*) Par Daniel Jeannette et Jean Cogné.

**Tableau VI. Relations des séries briovériennes de la feuille Saint-Cast à 1/50000
avec les séries-types des domaines domnonéen et mancennien**



⁽¹⁾ Travaux de B. Auvray, C. Barrois, D. Jeannette.

⁽²⁾ Travaux de D. Jeannette, M.-J. Graindor.

contenant à la base d'importantes formations volcaniques kératephyriques et spilitiques datées à 640 M. A. (B. Auvray et Ph. Vidal, 1973). Ces séries sont recoupées par des intrusions dioritiques (Saint-Quay-Portrieux), postérieures à leur plissement et datées à 590 M.A.

Les formations briovériennes sur la feuille Saint-Cast : limite entre les domaines domnonéen et mancennien nord-armoricains (tableau VI et fig. 1)

Définies en baie de Saint-Brieuc, les subdivisions précédentes montrent des variations régionales assez profondes, d'Ouest en Est, en passant des régions domnonéennes aux régions mancenniennes, selon les conditions paléogéographiques qui différencient ces domaines (J. Cogné, 1970; J. Cogné et A.-E. Wright, 1980).

La feuille Saint-Cast couvre et illustre la limite de ces deux domaines, limite soulignée par l'accident qui borde à l'Est le horst de Plévenon, le long de la baie de la Fresnaye.

— D'un côté, à l'Ouest et au Nord-Ouest, le domaine domnonéen est caractérisé par un Briovérien polystructuré, principalement volcanique, au-dessus d'un socle plus ancien : les séries profondes du horst de Plévenon (amphibolites et leptynites) appartiennent à ce domaine et doivent être apparentées sans doute au Briovérien inférieur, le socle pentévrien sous-jacent n'y étant pas directement perceptible.

— En contact tectonique avec ces formations, à l'Est, les séries principalement sédimentaires et métamorphosées de la région de Saint-Cast puis du massif de Saint-Malo s'apparentent directement au Briovérien inférieur (et moyen) mancennien développé plus largement vers la Normandie. Les formations volcaniques y sont plus rares et la sédimentation gagne en épaisseur avec des faciès détritiques (grès et arkoses) et schisto-grauwackeux dominants dans lesquels les horizons de lydiennes (phtanites) constituent un repère stratigraphique important, équivalent probable de la formation de Port-Martin dans le domaine domnonéen.

Ces séries sont atteintes ici par un métamorphisme croissant vers l'Est, développant les micaschistes, gneiss, puis migmatites du massif de Saint-Malo dont elles constituent, sur le territoire de la feuille Saint-Cast, la bordure nord-ouest. Aucune discordance interne ne s'observe dans ces séries permettant d'y différencier un socle et sa couverture.

Ces formations représentent ainsi la bordure du bassin sédimentaire mancennien développé en arrière du domaine volcanogène domnonéen, largement étendu vers la Normandie où il est recouvert en discordance par le Briovérien supérieur, non représenté sur cette feuille.

Développements tectoniques cadomiens

Les deux domaines ainsi définis se différencient également au niveau de la feuille Saint-Cast par leur type de structuration et les magmatismes qui les accompagnent.

— *Dans le môle de Coëtmieux—Plévenon—Fort-de-la-Latte*, la foliation cristallophyllienne, orientée N—S à N.NE—S.SW, et les linéations minérales à fort plongement vers le Nord-Est constituent les principaux témoins des déformations tectoniques qui ont donné naissance au développement de plis isoclinaux dans les amphibolites. Le style de ces plis s'apparente bien à celui du Cadomien I en baie de Saint-Brieuc.

La mise en place intrusive des masses dioritiques s'accompagne d'une orientation syn cristalline des constituants de ces roches en gros parallèle à la

foliation redressée des amphibolites. Ces diorites apparaissent donc syntectoniques de la phase responsable de la flexuration ou de la verticalisation des séries isoclinales précédentes. L'âge de ces diorites (593 ± 15 M.A.) date ainsi la phase II des plissements cadomiens.

— *Les séries de schistes, micaschistes et gneiss de la région de Saint-Cast* présentent quant à elles les principaux témoins des déformations reconnues dans le Briovérien inférieur pour l'ensemble du Nord de la Bretagne où deux phases majeures peuvent être identifiées (D. Jeannette, 1971).

La première est caractérisée par des plis couchés isoclinaux à foliation de plan axial contemporaine des premiers stades du métamorphisme. Cette première phase tectonique, dite « Cadomien I », est antérieure, en baie de Saint-Brieuc, au dépôt du Briovérien supérieur. Elle permet de regrouper ici le Briovérien inférieur et « moyen » dans un complexe structural unique (Briovérien inférieur s./.).

La seconde (Cadomien II) est marquée par une reprise de ces plis isoclinaux par des plis NE—SW à charnière plus arrondie, visibles avec plus ou moins de netteté dans toutes les formations selon le degré de perturbation qu'entraînent des mouvements tardifs le long de plans de cisaillements orientés NE—SW et inclinés vers le Sud-Est. Développés à toutes les échelles, ces derniers mouvements se traduisent à l'échelle régionale par un écaillage et par le chevauchement vers le Nord-Ouest des unités de gneiss sur les micaschistes ou sur les schistes, expliquant la répétition de ces unités au niveau des pointes de la Garde et de Saint-Cast.

Ces différentes phases ne sont pas directement datées. On peut fixer cependant avec assez de précision les limites dans lesquelles elles se sont déroulées par comparaison avec les phénomènes homologues dans les régions voisines.

Dans le Trégor, les granodiorites qui achèvent la phase cadomienne I présentent des âges sur minéraux (C.-J. Adams, 1967) de l'ordre de 670 M.A. Le Briovérien supérieur, observé au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc et dans le Trégor en discordance sur les formations du Briovérien inférieur, est daté à 640 M.A. (kératophyres de Tréguier). Il est affecté par des plis souples, à charnière arrondie, dont on retrouve la marque dans les reprises affectant les structures isoclinales sous-jacentes. Cette phase cadomienne II bien caractérisée par les déformations du Briovérien supérieur de Binic (D. Jeannette, 1971) est post-datée par l'intrusion dioritique de Saint-Quay à 583 ± 40 M.A. (Ph. Vidal *et al.*, 1972).

On peut assez aisément transposer ces âges aux deux périodes tectoniques majeures observées dans les séries métamorphiques de la région de Saint-Cast, bien que le Briovérien supérieur n'y soit pas représenté. L'âge terminal des intrusions dioritiques liées à la phase cadomienne II apparaît d'ailleurs du même ordre dans le horst de Plévenon et il est peu vraisemblable d'imaginer une histoire tectonique cadomienne profondément différente entre ces deux domaines initialement voisins du point de vue paléogéographique.

La phase terminale de cisaillement et d'écaillage n'est pas datée. Elle apparaît cependant structuralement très proche de la phase cadomienne II (D. Jeannette, 1971).

LES TEMPS PALÉOZOÏQUES ET LA TECTONIQUE HERCYNienne

Séries paléozoïques et problème des influences calédoniennes

Les séries paléozoïques présentent sur le territoire de la feuille Saint-Cast des caractères extrêmement originaux vis-à-vis des formations de même âge

connues dans le reste du Massif armoricain :

— tant par la nature de la sédimentation et du volcanisme spilitique-kératophyrique des séries d'Erquy, à la limite du Cambrien et de l'Ordovicien (480 M.A.),

— que par les faciès détritiques rouges, sub-continentaux, qui les surmontent et qui sont eux-mêmes mis en parallèle soit avec les faciès détritiques rouges de Plouézec—Plourivo associés à des volcanites récemment datées du début de l'Ordovicien (472 ± 5 M.A.) (B. Auvray et al., 1980), soit avec les faciès rouges de Montmartin d'âge dévonien moyen (J. Doubinger et J. Poncet, 1964).

Traditionnellement considérées comme angulairement discordantes l'une sur l'autre, ces deux séries montrent au niveau du port d'Erquy, à la base des séries rouges, un parallélisme stratigraphique indéniable, qui interdit de fixer entre elles une réelle phase de plissements calédoniens, comme ceci a pu être envisagé après la découverte de l'âge cambro-ordovicien de la Série d'Erquy (J. Hameurt, 1973).

Les changements importants observés dans la sédimentation traduisent cependant, au cours du Paléozoïque inférieur, des variations notables des conditions paléogéographiques et donc une mobilité de ces régions qui peut être considérée comme une conséquence directe des événements calédoniens développés plus au Nord. Mais ceux-ci se limitent ici à une tectonique de blocs, amorcée sans doute dès la fin des temps cadomiens. C'est à une telle épigénèse péri-calédonienne que l'on peut attribuer une des étapes de la remontée du horst de Plévenon, après le dépôt des séries d'Erquy, recoupées tectoniquement par le horst, mais avant celui des grès de Fréhel qui recouvrent le tout.

Tectonique hercynienne

Les filons de dolérite intrusifs dans toutes les formations représentées sur la carte sont d'âge dévonien supérieur ou dinantien précoce. Ils n'ont subi ni métamorphisme, ni déformation généralisée, et présentent seulement, comme la série rouge d'Erquy—Fréhel qu'ils traversent, un débit fracturant régulier, sans rejets notables.

Les mouvements hercyniens sont donc ici peu importants par rapport aux régions situées immédiatement plus au Sud (Synclitorium médian). Une analyse plus détaillée de la fracturation, au niveau des séries paléozoïques, permet d'en préciser les caractères.

• **Structure de la série spilitique d'Erquy.** Sans exclure l'existence de quelques plis métriques, toujours faillés (baie de la Fresnaye), ces formations présentent globalement une disposition monoclinale flexurée. L'orientation des couches peut osciller entre N 60° et N130°E, mais reste le plus souvent voisine de N 90°. Les pendages par contre sont variables.

Ainsi les couches à polarité normale vers le Nord apparaissent E—W et subverticales à la pointe de la Heussaye (Erquy), tandis qu'elles s'infléchissent plus au Nord, où elles reprennent un pendage faible concordant avec celui des séries rouges qui les surmontent (port d'Erquy). Vers le Sud les pendages sont variables dans le secteur sud.

Les beaux affleurements de la pointe de la Heussaye permettent une étude tectonique plus précise. Dans les laves et dans tous les horizons à texture massive, on observe un débit losangique déterminé par des fractures N 20° et N 140° E. Le long des premières les déplacements sont normalement senestres tandis qu'ils sont dextres le long des secondes. Dans les niveaux finement lités ces fractures sont moins bien exprimées et remplacées par un débit schisteux

orienté N 65° à N 70° E. Cette schistosité de fracture se réfracte au contact des bancs massifs et passe à un débit serré parallèle à la bordure des bancs.

Ces éléments structuraux : fractures N 20° E senestres et N 140° E dextres, schistosité N 65-70°, se placent bien dans le contexte des décrochements senestres régionaux orientés N 40° E, par rapport à une compression d'ensemble voisine de N 170° E définie par la direction des fractures (fig. 5).

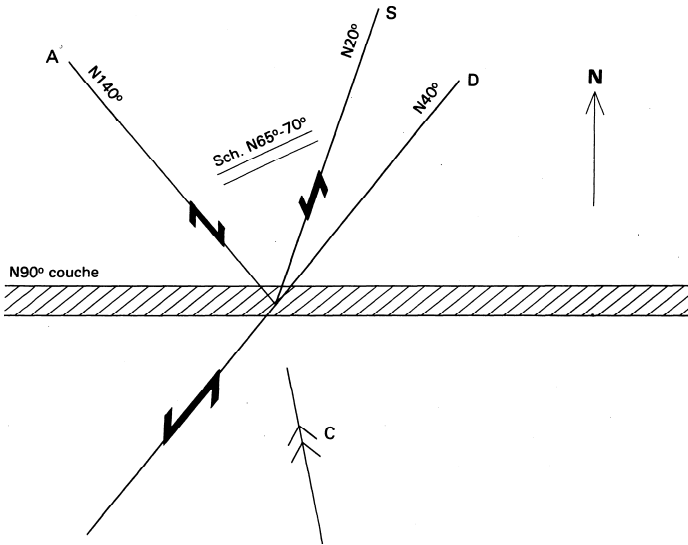


Fig. 5 - Fracturation dans la série spilitique d'Erquy (pointe de la Heussaye)

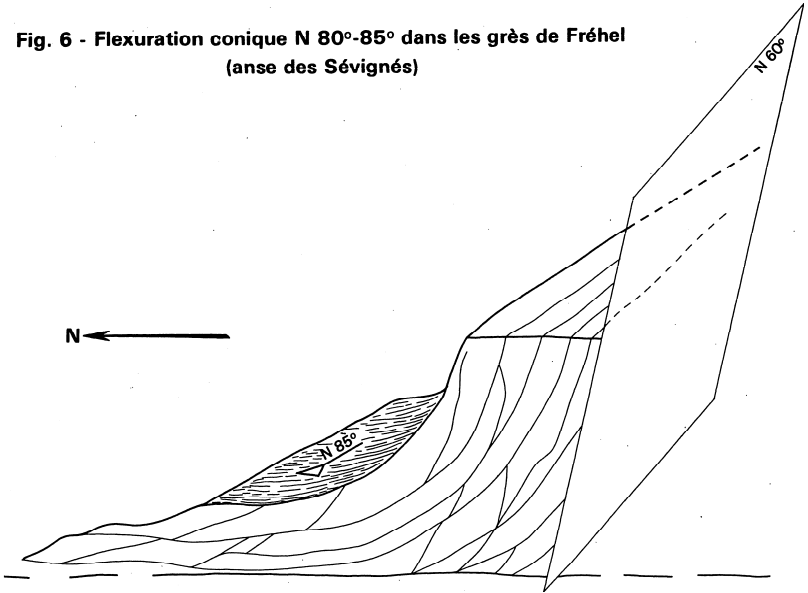
Décrochement (D) senestre N40°. Fracture synthétique (S) senestre N20° et antithétique (A) dextre N140° correspondant à une compression N170°. Dans les couches E-W la schistosité est N65°-70° ; dans le cas d'une compression N170° l'orientation théorique de la schistosité devrait être N80°

• **Structure des séries rouges d'Erquy et de Fréhel.** L'opposition entre les directions NW—SE des compartiments occidentaux et NE—SW des parties orientales a permis d'envisager une disposition synclinale pour l'ensemble des Séries rouges (P. Pruvost et G. Waterlot, 1936). A cette structure majeure hypothétique, d'axe N—S et plongeant d'une vingtaine de degrés vers le Nord, ne correspondrait cependant aucune structure mineure visible. Dans ces formations en effet la fracturation intense et régulière en direction NE—SW est la manifestation tectonique la plus généralisée, et certaines de ces failles, dirigées N 40° E et plongeant de 60 à 80° vers le Nord-Ouest ont une importance régionale. Les stries et les décalages cartographiques observés le long de ces plans témoignent de décrochements généralement senestres et de l'affaissement relatif des compartiments nord-ouest. C'est à de tels mouvements le long de ces accidents que sont dues les flexures synclinales observées à la pointe du Châtelet ou dans l'anse des Sévigné. Le

décrochement des horizons conglomératiques de la Ville-Josselin résulte en partie de déplacements dextres le long de ces mêmes failles NE—SW.

Les importantes flexurations synclinales de l'anse des Sévignés permettent d'analyser la forme et l'orientation des structures propres à la couverture gréseuse. Le long de failles NE—SW les couches situées sur le flanc nord-ouest sont fortement redressées et leur déformation correspond à une flexuration synclinale conique orientée N 80° E, plongeant vers l'Est d'une vingtaine de degrés et ayant un angle d'ouverture d'environ 40 degrés (fig. 6).

**Fig. 6 - Flexuration conique N 80°-85° dans les grès de Fréhel
(anse des Sévignés)**



Ces structures résultent du gauchissement des couches le long des failles NE—SW. Elles correspondent à une compression voisine de N 170° E (fig. 7) homologue de celle responsable de la fracturation dans la série spilitique (fig. 5).

• **Structure d'ensemble : le compartimentage hercynien à la limite des domaines domnonéen et mancennien.** Cette tectonique de fracture entraîne, à l'échelle cartographique, un compartimentage d'ensemble du socle et de sa couverture, qui permet de distinguer sur la feuille Saint-Cast plusieurs unités limitées par des zones taillées allongées NE—SW :

— Dans la région d'Erquy la série spilitique surmontée par la Série des grès rouges constitue un compartiment limité à l'Est par la zone faillée de la Ville-Josselin. A l'Ouest, ce compartiment est bordé par la zone de fracture qui, depuis la pointe du Châtelet, longe vers le Sud-Ouest le flanc oriental de la baie de Saint-Brieuc. Dans ce compartiment ni l'analyse régionale, ni l'analyse structurale de détail, ne permettent de mettre en évidence la discordance importante traditionnellement admise d'abord comme cadomienne puis comme calédonienne entre les deux séries. Les observations présentées à ce sujet au

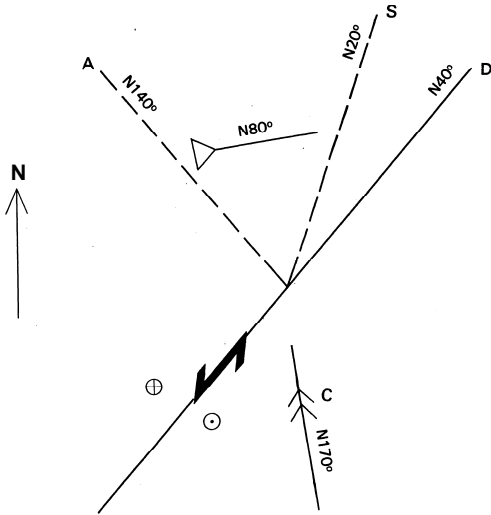


Fig. 7 - Fracturation dans les grès de Fréhel (anse des Sévignés)

Disposition théorique des fractures (S et A) dans un décrochement senestre N 40° (D). La flexure synclinale conique traduit l'effet conjugué du décrochement senestre et de l'affaissement relatif du compartiment nord-ouest. Pour une direction axiale N 80° la compression (C) est N 170°

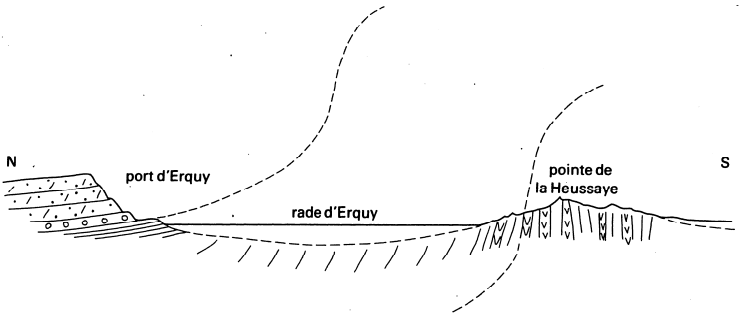


Fig. 8 - La flexure de la rade d'Erquy est responsable de la discordance apparente entre la série spilitique verticalisée de la pointe de la Heussaye et les grès rouges plus faiblement pentés qui dominent le port d'Erquy

niveau du port d'Erquy peuvent être étendues tout au long de leur bordure commune jusqu'à la Ville-Josselin : à proximité du contact les couches ont même direction et même pendage.

L'identité des éléments structuraux propres aux deux séries (fig. 5 et 7) confirme qu'elles ont subi ensemble une seule et même évolution tectonique postérieure au dépôt des grès et aux filons doléritiques qui les recourent. La pseudo-discordance visible dans le beau paysage de la rade d'Erquy, montrant d'un côté les grès faiblement pentés, au Nord, et de l'autre la série spilitique subverticale, au Sud, s'explique ainsi par une flexuration hercynienne majeure, commune aux deux séries, homologue de celles observées dans les grès (cf. fig. 6) : la rade d'Erquy occupe une de ces flexures régionales (fig. 8).

— Les séries gréseuses qui recouvrent directement les diorites et les gneiss dioritiques du horst de Plévenon forment avec celui-ci un autre compartiment, subdivisé lui-même en plusieurs unités par les failles NE—SW. Dans le cas vraisemblable où ce môle a été recouvert en totalité par la série spilitique que l'on observe de part et d'autre, il est nécessaire d'admettre que ce horst et donc le compartimentage de la région ont commencé de s'exprimer avant le dépôt des séries rouges, la série spilitique ayant été érodée entre temps : les failles NE—SW dont l'activité principale est postérieure à la mise en place des filons doléritiques qu'elles décrochent, caractérisant la déformation hercynienne, trouvent donc bien leur origine dans un dispositif de fracture antérieur, sans doute fini-cadomien, repris en tectonique de blocs modérée au cours du Paléozoïque inférieur, avant d'être réactivé à l'Hercynien.

— Dernier élément du compartimentage de la bordure sud-orientale du domaine domnonéen, l'affaissement des séries de la baie de la Fresnaye, souligné par le long couloir des roches spilitiques cambro-ordoviciennes allongé de Château-Serein à Andel sur près de 30 kilomètres, marque la limite de ce domaine contre les métamorphites et le Briovérien sédimentaire mancelliens. Il s'agit là d'un accident tectonique majeur, hérité sans aucun doute du dispositif paléogéographique pré-cadomien, mais réactivé jusque dans les temps hercyniens où il se traduit par le développement des mylonites qui le jalonnent et par la mise en place de quelques remontées leucogranitiques.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE (*)

Les roches éruptives et cristallophylliennes constituant le sous-sol de la feuille Saint-Cast ne recèlent pas de nappes importantes. Il y existe cependant des ressources en eau non négligeables pour des besoins de moyenne ou faible importance. Les zones altérées et fissurées, qui constituent les horizons supérieurs et les bancs gréseux sont en effet des réservoirs aquifères. Pour être productifs, les forages doivent être implantés dans les filons ou les fractures qui drainent ces réservoirs. De tels forages ont été réalisés en particulier dans la formation de la Heussaye à l'Ouest de la feuille. Pour la plupart, ils ne donnent que quelques m³/heure. Toutefois quelques ouvrages implantés avec un soin particulier fournissent de 10 à 30 m³/heure. Les sources sont nombreuses. De débits le plus souvent faibles, elles tarissent fréquemment en été.

(*) Par S.G.R. Pays de la Loire.

GITES MINÉRAUX (*)

Le territoire de la feuille Saint-Cast est très pauvre en gîtes métallifères.

Les sables de plages sont minéralisés en *ilménite* à Erquy (plage de Caroual, 5 x 4001), dans la baie de la Fresnaye (7 x 4001) et à Saint-Cast (la Grande Plage, 8 x 4004).

Les phtanites interstratifiées dans les schistes ¹ renferment du *graphite*.

Les gneiss migmatitiques et les gneiss à cordiérite et sillimanite de la presqu'île de Saint-Jacut et des îlots qui la prolongent au Nord sont traversés par de nombreuses lentilles pegmatitiques. Au lieu-dit le Chef-de-l'Isle, ces pegmatites présentent de l'apatite, à l'îlot de la Loge du béryl verdâtre pouvant atteindre 20 cm et des plaques de muscovite mesurant jusqu'à 15 cm. A l'îlot de la Petite-Roche situé à l'Ouest de la pointe du Chevet, le grenat est disséminé dans le gneiss.

Tout ceci ne présente aucun intérêt économique. Par contre, le long des côtes, le *maërl* est activement exploité par dragage à un rythme qui permet de prévoir l'épuisement des gisements à brève échéance. Ce matériau a pour origine des algues calcaires. Sa richesse en oligo-éléments explique son intérêt en agriculture et en pharmacie.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régionale: Bretagne*, coordination par S.Durand (1977), Masson éd., Paris:

— *itinéraire 2*: de la vallée de la Rance à la baie de Saint-Brieuc.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.D. (1967) - A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Thèse, Oxford, ronéo, 1967.
- AUVRAY B. (1967) - La série volcanique de la pointe de la Heussaye (Erquy : Côtes du Nord). Thèse spécialité, Paris, 1967.
- AUVRAY B. et HAMEURT J. (1971) - Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, III, 2, p. 59-76.
- AUVRAY B. et HAMEURT J. (1973) - A propos des spilites : identification géochimique de plusieurs types de différenciations internes aux sills et aux coulées et leur conséquence sur la tendance géochimique globale. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, V, 2, p. 101-120.

(*) Par André Bambier (d'après R. Pierrot et al., 1975).

- AUVRAY B., MACÉ J., VIDAL Ph. et VAN DER VOO R. (1980) - Rb-Sr dating of Plouezec volcanics : implications for the age of red deposits («Séries Rouges») in the N. Armorican Massif. *J.Geol. Soc.*, London, 137, p. 207-210.
- AUVRAY B. et MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 19, p. 953-957.
- AUVRAY B. et VIDAL Ph. (1973) - Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). 1ère réunion Sci. Terre, Paris, p. 54.
- BARROIS Ch. (1893) - Légende de la feuille de Dinan au 1/80 000.
- BARROIS Ch. (1896) - Légende de la feuille de Saint-Brieuc au 1/80 000.
- BONHOMME M., COGNÉ J., LEUTWEIN F. et SONNET J. (1960) - Données nouvelles sur l'âge des séries rouges du golfe normano-breton. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, p. 606-609.
- CALVEZJ.-Y. (1976) - Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan. Thèse 3e cycle, Rennes 1976, ronéo, 74 p.
- COGNÉ J. (1959) - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1, p. 112-118.
- COGNÉ J. (1970) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Colloque int. CNRS n° 192 et *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 236, p. 193-218.
- COGNÉ J. (1974) - Le Massif armoricain. *In*: Géologie de la France (Debelmas J.), Doin édit, p. 105-161.
- COGNÉ J. et WRIGHT A.-E. (1980) - L'orogène cadomien: vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale. 26e congrès géol. inter., Paris 1980, colloque 6 : Géologie de l'Europe, p. 29-55.
- DEUNFF J., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURTJ., JEANNETTE D. et VIDAL Ph. (1973) - Confirmation micropaléontologique de l'âge radiométrique ordovicien inférieur du groupe splittique d'Erquy (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 935-937.
- DOUBINGER J. et 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, p. 1004-1006.
- GRAINDOR M.-J. (1955) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain. Thèse Caen, *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* (1957), 211 p.

- HAMEURT J. (1973) - Le Briovérien inférieur et la limite Briovérien — Pentévrien : problèmes actuels. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, V, 1, p. 31-36.
- JEANNETTE D. (1971) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Mém. Sci. Géol.*, Strasbourg, 36, 174 p.
- JEANNETTE D. et COGNÉ J. (1968) - Une discordance majeure du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, p. 2211-2214.
- MARTINEAU F. (1976) - L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy. Arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des éléments en traces. Thèse 3e cycle, Rennes 1976, ronéo, 76 p.
- MARTINEAU F., VIDAL Ph., AUVRAY B. et HAMEURT J. (1975) - Caractérisation à l'aide des éléments traces du volcanisme paléozoïque d'Erquy. Cadre géotectonique. 3ème réun. ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 249.
- PIERROT R., CHAURIS L. et LAFORÊTC. (1975) - Inventaire minéralogique de la France. Les Côtes-du-Nord (22). Editions B.R.G.M.
- PINEL A. (1964) - Contribution à l'étude des formations rouges azoïques du Nord de la Bretagne. D.E.S., Rennes, 70 p.
- PRUVOST P. et WATERLOT G. (1936) - Observations sur les grès d'Erquy et du cap Fréhel. *Ann. Soc. géol. Nord*, 61, p. 156-186.
- VIDAL Ph. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 21, 162 p.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHAUVET J.-F. et COGNÉ J. (1972) - L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, p. 1323-1326.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J. et JEANNETTE D. (1972) - Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 273, p. 132-135.
- VIDAL Ph., DEUTSCH S., MARTINEAU F. et COGNÉ J. (1974) - Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle anté-cadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 279, p. 631-634.

Travaux consultés (partie sous-marine)

- AUFFRET J.-P., BEIGBEDER Y., CARDENAS Elvia R. de, CARVALHO Eloisa de, DAGORNÉ A., FERREIRA de BARROS L., LARSONNEUR C., OSTHOFF de BARROS A., RUELLANA.

Carte géologique de la France à 1/80000

Feuille *Dinan* : 1ère édition (1893), par Ch. BARROIS,
2ème et 3ème éditions (1937, 1964), par Ch. BARROIS.

Feuille *Saint-Brieuc* : 1ère édition (1896), par Ch. BARROIS,
2ème édition (1941), par P. PRUVOST, G. WATERLOT,
3ème édition (1976), par J. COGNÉ, J.-P. SAGON.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500000

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays de la Loire, rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Introduction: Jean COGNÉ (Centre armoricain d'étude structurale des socles — L.P. CNRS, Rennes et Université de Rennes).

Terrains cristallins et cristallophylliens : Daniel JEANNETTE (Laboratoire de géologie structurale et d'analyse tectonique — E.R.A. CNRS, Strasbourg).

Formations d'âge paléozoïque : Bernard AUVRAY (Centre armoricain d'étude structurale des socles — L.P. CNRS, Rennes et Université de Rennes) et Daniel JEANNETTE.

Formations récentes : Marie-Thérèse MORZADEC-KERFOURN (Laboratoire d'anthropologie, préhistoire et quaternaire armoricains — E.R. CNRS, Rennes et Université de Rennes).

Partie sous-marine: Claude LARSONNEUR (Laboratoire de géologie, Université de Caen).

Synthèse lithostratigraphique et structurale : Daniel JEANNETTE et Jean COGNÉ.

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

Gîtes minéraux : André BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M.