



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

CARHAIX- -PLOUGUER

0717

CARHAIX- -PLOUGUER

La carte géologique à 1/50 000
CARHAIX-PLOUGUER est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : MORLAIX (N° 58)
- au nord-est : ST-BRIEUC (N° 59)
- au sud-ouest : CHATEAULIN (N° 73)
- au sud-est : PONTIVY (N° 74)

Morlaix	Belle-Isle- -en-Terre	Guingamp
Huelgoat	CARHAIX- -PLOUGUER	Quintin
Gourin	Rostrenen	Pontivy

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



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CARHAIX-PLOUGUER A 1/50 000

par M. VILLEY
avec la collaboration de : A. BAMBIER, M. BEURRIER,
J. CHANTRAINE, P. DADET, Y. HERROUIN, A. MAROT,
J.-P. SAGON

1982

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES OU VOLCANO-SÉDIMENTAIRES MÉTAMORPHIQUES (ANCHIZONE—ÉPIZONE)</i>	6
Briovérien	6
Paléozoïque	10
<i>ROCHES VOLCANIQUES ET VOLCANO-SÉDIMENTAIRES MÉTAMORPHIQUES (ANCHIZONE—ÉPIZONE)</i>	20
Briovérien	20
Dévonien	21
Dinantien	22
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	23
Granites cadomiens	23
Granites hercyniens	23
<i>ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS STOCKS</i>	34
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES TRANSFORMÉES PAR LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT</i>	37
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	39
TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	43
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	43
<i>MINÉRALISATIONS</i>	43
<i>TABLEAU RÉSUMÉ DES GÎTES MINÉRAUX</i>	44
<i>MATÉRIAUX</i>	48
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	48
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	48
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	50
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	51
AUTEURS DE LA NOTICE	52

INTRODUCTION

La feuille Carhaix-Plouguer couvre, en Bretagne centrale, un domaine cristallin (batholite granitique de Quintin et de Rostrenen), intrusif dans les formations sédimentaires briovériennes et paléozoïques du Bassin de Châteaulin.

Sur cette feuille les granites occupent environ le quart de la superficie. A l'exception du petit massif de Saint-Servais et Klempéto et de la frange septentrionale du granite de Rostrenen, ils appartiennent au grand massif de Quintin (ou Quintin-Magoar ou Quintin-Plesidy) qui s'étend sur les feuilles Belle-Isle-en-Terre, Guingamp, Quintin, Moncontour, Saint-Brieuc. Sur les quatre premières, le massif de Quintin a une forme bien circonscrite : c'est la moitié ouest de cette zone qui apparaît sur la feuille Carhaix-Plouguer. Ce massif, dont l'encaissant est essentiellement constitué de matériel schisteux (schistes et grauweekes du Dinantien), ressort nettement dans la topographie.

Sa surface actuelle (300 mètres d'altitude environ), correspondant à la plateforme des monts d'Arrée, surplombe de 80 à 100 mètres les terrains encaissants.

Cette surface d'érosion serait post-hercynienne et secondaire.

Le bassin dinantien de Châteaulin—Carhaix constitue une vaste dépression au cœur de la basse Bretagne, s'étendant sur une centaine de kilomètres de longueur depuis Châteaulin jusqu'à l'aplomb de la baie de Saint-Brieuc et sur une largeur d'environ 20 km. Encadrée par les reliefs des monts d'Arrée et des montagnes Noires, cette dépression présente une morphologie assez molle, serrée entre les massifs granitiques de Rostrenen et de Quintin.

Au Nord et dans l'angle nord-ouest, les terrains protérozoïques, briovériens et siluro-dévonien, coincés entre les massifs granitiques de Huelgoat et Quintin, constituent la retombée méridionale des monts d'Arrée.

Une histoire géologique complexe et mouvementée marque ce pays, de la chaîne précambrienne à la chaîne hercynienne (figure 1).

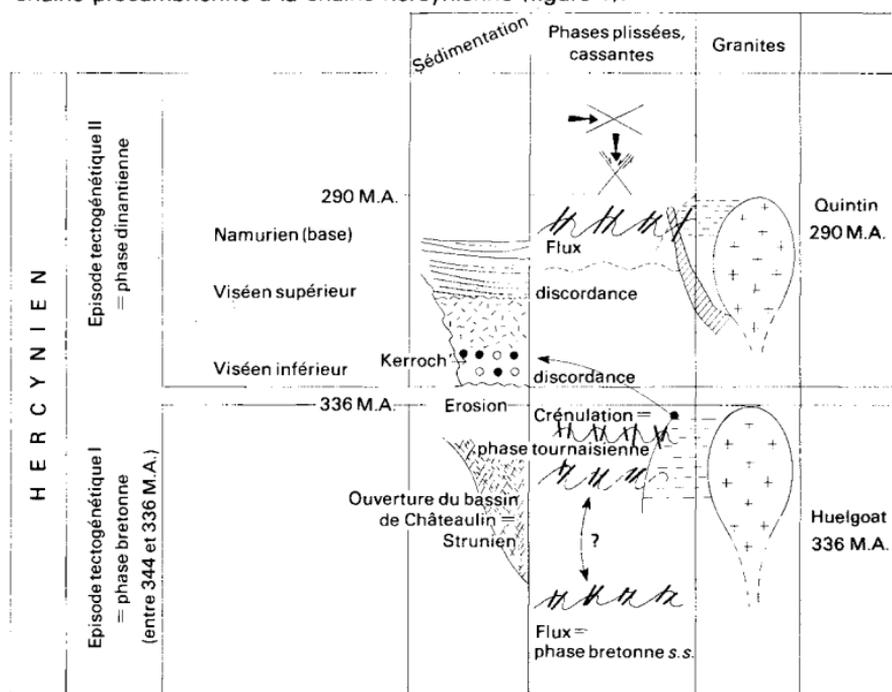


Fig. 1. — Tableau-schéma de l'histoire géologique hercynienne.

La chaîne précambrienne apparaît entre Plourac'h et Callac, constituée par les formations schisto-gréseuses rapportées au Briovérien. La déformation cadomienne de cette série est accompagnée d'intrusions granitoïdes : granite de Kemplétu, granite de Saint-Servais.

La chaîne hercynienne est mise en place lors de deux épisodes tectogénétiques majeurs, chacun d'eux étant accompagné d'intrusions plutoniques de granitoïdes appartenant à l'ensemble médio-armoricain :

— la phase bretonne déformant le Siluro-Dévonien est scellée par la montée du granite de Huelgoat (336 M.A. ; feuille voisine Huelgoat) ;

— le granite de Quintin (290 M.A.) et celui de Rostrenen achèvent leur ascension après le Namurien perçant à l'emporte-pièce le bassin carbonifère plissé par la phase dinantienne.

L'histoire sédimentaire (figure 2) identifiable débute au Briovérien avec des dépôts de vases, silts et sables grauwackeux, se poursuit au Siluro-Dévonien inférieur par des séries détritiques réduites (laguno-continentales à lagunaires), discordantes sur le bâti cadomien érodé. Ces séries sont à mettre en parallèle avec les séries à caractère de flysch que l'on trouve plus à l'Ouest (comblement du Sillon centre-armoricain). De puissants épanchements basiques marquent le Dévonien inférieur de cette région et vont jusqu'à oblitérer totalement les grès gédinniens de Landévénez. Une sédimentation rythmique arénacée avec intercalations argileuses reprend au Dévonien moyen, représentant les termes supérieurs du comblement dans cette région : le Dévonien supérieur en effet est absent. Entre le Dévonien moyen et le Viséen supérieur, des manifestations tectoniques et plutoniques engendrent l'individualisation du bassin sédimentaire de Châteaulin au Viséen supérieur. Des volcanites mises en place à la faveur de fractures « bretonnes » alimentent les premiers comblements du bassin, en discordance sur les termes anté-carbonifères. La sédimentation se poursuit par un remplissage détritique.

Le réseau hydrographique principal est partagé entre, d'une part, l'héritage structural hercynien (Bassin de Châteaulin essentiellement) où les écoulements sont guidés par la structuration des schistes et des grès et, d'autre part, le réseau de fractures tectoniques (vallée de l'Hyère par exemple). Ce réseau se dirige vers le centre du Bassin de Châteaulin, où les eaux sont collectées par l'Aulne et dirigées vers l'Ouest sur la mer, dans l'axe du bassin.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES SÉDIMENTAIRES OU VOLCANO-SÉDIMENTAIRES MÉTAMORPHIQUES (ANCHIZONE—ÉPIZONE)

Briovérien

Le Paléozoïque affleurant correspond à peu près à la moitié sud de l'anticlinal briovérien de Callac des auteurs de la carte à 1/80 000 Morlaix.

Les formations attribuées au Briovérien sont recoupées à l'Est par le massif de granite hercynien de Quintin ; au Sud un gros filon de microgranite les sépare du bassin dinantien de Carhaix ; à l'Ouest elles sont recouvertes en discordance par le Paléozoïque inférieur (Siluro-Dévonien).

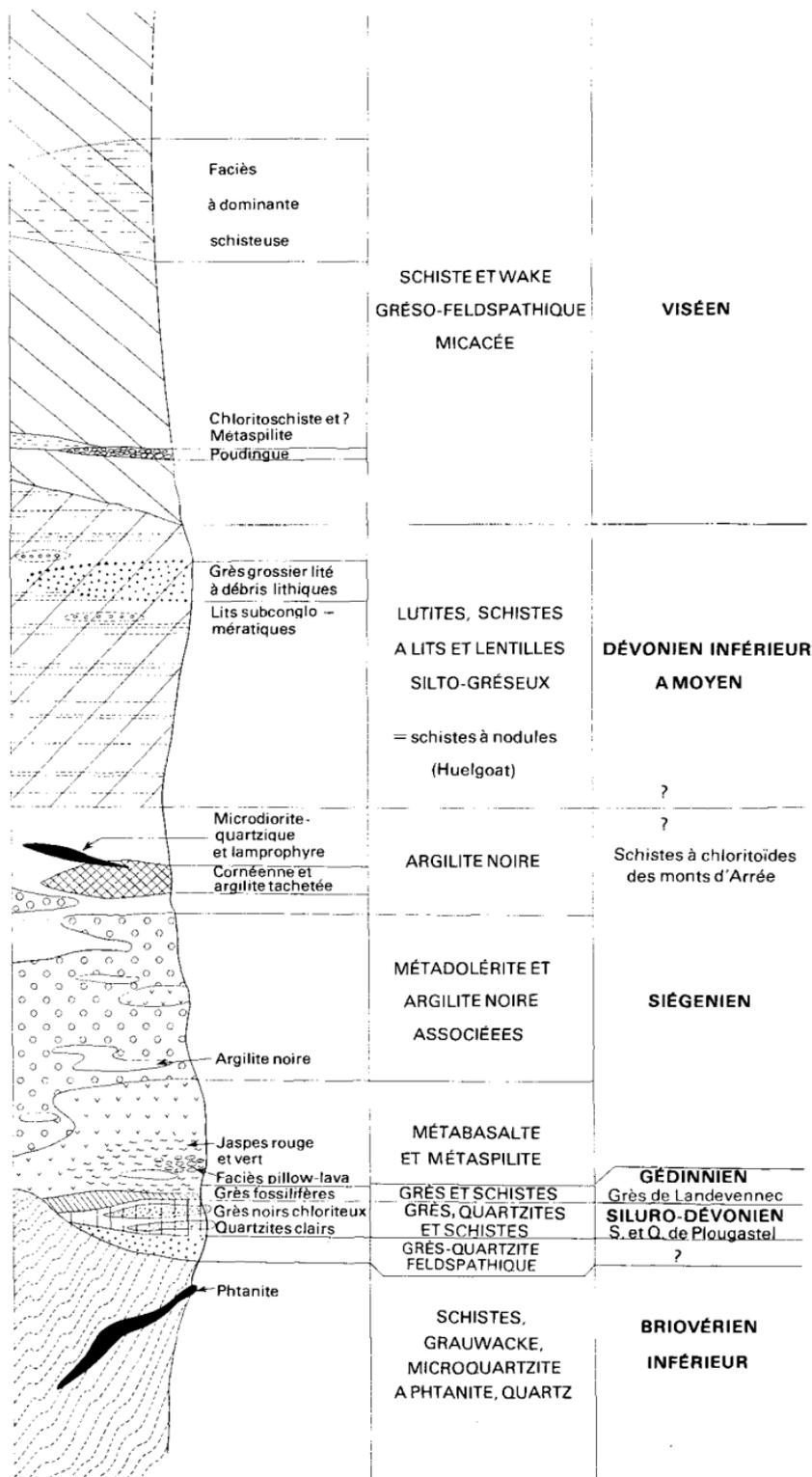


Fig. 2. — Lithostratigraphie du Paléozoïque.

L'attribution d'un âge briovérien à ces terrains est suggérée par l'analogie de faciès entre eux et les sédiments bien datés de la Mancellia ou, plus proches, les schistes et phtanites de Lamballe. Cet âge semble confirmé par la discordance du Siluro-Dévonien à l'Ouest et par la découverte récente (Hirbec, 1979), dans l'encaissant du poudingue de Plusquellec, d'une microflore qui « montre des convergences morphologiques avec certaines formes communes dans le Briovérien supérieur ». Nous verrons à propos des roches concernées que la géochronologie isotopique des corps intrusifs ne permet pas de mieux préciser l'appartenance de ces terrains à un Briovérien moyen ou supérieur.

Du point de vue lithologique nous avons pu distinguer trois formations dans ce Briovérien, l'une contenant des phtanites, l'autre sans phtanite et encaissant le conglomérat de Plusquellec, mais la signification stratigraphique de cette distinction n'est pas clairement établie. La troisième formation, au Nord de Callac, se distingue en outre des précédentes par l'existence de deux phases de déformation, plicatives et synchisteuses.

bS². Argilites silteuses finement litées. Ce sont des roches homogènes sombres ou à lits millimétriques alternativement sombres et clairs, plus ou moins feuilletées. Les parties sombres (argilites) sont essentiellement phylliteuses (séricite-chlorite) avec quelques grains et petites lentilles de quartz emballés et leucoxène ; les parties claires (siltites) sont constituées d'éléments détritiques fins (quartz, plagioclases, rares micas, zircon) et constellées de séricite et chlorite. Le tout est injecté de quartz en chevelu de filonnets. Ces roches affleurent dans la zone au Nord-Est de Callac. Deux phases de déformation (P₁S₁ et P₂S₂) sont identifiables dans cet ensemble.

bS¹⁻². Briovérien à phtanites (ph). C'est un ensemble schisto-gréseux constitué par des siltites et des *wackes* en alternances centimétriques à plurimétriques, avec lits argiliteux sombres subordonnés et bancs plus ou moins lenticulaires de phtanites. On y trouve aussi des roches volcaniques en dykes (diabases) et coulées (spilites).

• **Siltites et wackes.** Roches détritiques grises à beige verdâtre, dont le grain est perceptible au doigt, ils forment une série continue de *wackes* de grain < 1 mm et matrice silteuse abondante, jusqu'à des termes silteux fins. Un *graded-bedding* a été observé dans des alternances centimétriques. Les éléments sont anguleux à subanguleux, généralement non classés. La matrice silteuse est composée essentiellement de grains de quartz et de phyllites (séricite, chlorite). En moyenne les éléments des *wackes* sont : quartz et roches siliceuses microgrenues (cherts, microquartzites, divers dont phtanites) pour 76 %, feldspaths 19 % (dont 17 % de plagioclases et 2 % de feldspaths potassiques), débris lithiques 5 %. Les éléments lithiques sont surtout des schistes à séricite-chlorite, puis des roches volcaniques de nature kéraatophyrique, plus rarement des éléments de granitoïdes fins avec micropegmatites. On y trouve aussi des minéraux détritiques : zircon, apatite, ilménite, leucoxène, muscovite, plus rarement biotite et tourmaline. De la pyrite a cristallisé fréquemment dans ces roches. Le degré de maturité de ces roches détritiques, évalué par les rapports Q/F/L les situe dans la zone des *wackes* sub-feldspathiques de Pettijohn.

• **Argilites sombres et phtanites (ph).** Des lits ou bancs argiliteux sombres (*shales* à chlorite-séricite, pigment sombre, très petits nodules quartzeux), plus rares et moins puissants que les niveaux précédents, sont interstratifiés dans la série. Ils sont fréquemment irréguliers et dessinent des figures de sédimentation turbulente, entrecroisée par exemple. Les phtanites, qui caractérisent la forma-

tion se trouvent dans ces zones à lits argiliteux irréguliers. Ce sont des micro-quartzites à pigment noir plus ou moins abondant, d'où leur teinte gris clair à noire, avec un lacis de fissures remplies de quartz blanc, pyrite fréquente. Ils sont disposés en lits et bancs de roche généralement massive, de puissance centimétrique à décimétrique, souvent lenticulaires d'origine ou (et) boudinés par le plissement. Ces caractères structuraux et la grande résistance de la roche à l'érosion font que l'on trouve des pierres volantes de phtanites un peu partout sur la formation et que les affleurements sont le plus souvent de gros blocs isolés, quoique l'on puisse localement observer des barres rocheuses sur plusieurs centaines de mètres, qui constituent l'ossature, la crête de collines allongées. Il semble qu'il existe deux niveaux à bancs de phtanites dans la zone d'affleurement sud et un nombre au moins égal dans la zone nord où la tectonique plus complexe gêne l'interprétation. Du fait de la grande différence de compétence avec les argilites et les siltites encaissantes, le contact des masses importantes paraît généralement tectonisé, avec argiles kaoliniques plus ou moins ferrugineuses d'altération aux épontes de « blocs » de phtanites. Les phtanites résultent de la précipitation de silice en milieu réducteur, pouvant aussi provoquer la silicification d'argilites. Cette silice a pour origine le lessivage de roches altérées ou provient de cendres volcaniques.

bS¹⁻². Briovérien associé au Poudingue de Plusquellec. Cette formation, qui ne contient pas de phtanite, comprend un ensemble d'argilites schistosées homogènes ou silteuses à fines *laminae*, de grain inférieur et à alternances plus rapides que l'ensemble schisto-gréseux lié aux phtanites. Cet ensemble encaisse, dans la zone de Saint-Servais—Plusquellec—Kerbodoin, des bancs lenticulaires de *wackes* localement conglomératiques (Poudingue de Plusquellec).

Le passage entre les deux formations du Briovérien paraît se faire par apparition, dans les alternances larges schisto-gréseuses du faciès à phtanites, de bancs finement lités qui deviennent rapidement la règle, associés à des argilites homogènes.

• ***Wackes localement conglomératiques.*** Dans la zone d'affleurement Saint-Servais—Plusquellec de cette formation argiliteuse, une bande qui suit à peu près la limite nord de cette zone contient des bancs lenticulaires de *wackes* plus ou moins grossiers, à passées conglomératiques. Cette bande peut être suivie, selon une chaîne discontinue d'affleurements de *wacke* et de conglomérat, depuis Kervern en Saint-Servais jusqu'à la D 54 au Sud-Est de Plourac'h. Les variations de sa largeur, de 100 à 200 m, ainsi que la présence d'un nombre variable de passées conglomératiques, peuvent résulter des conditions de sédimentation irrégulières de ce type de formation. Les répétitions, en particulier au Sud-Est de Plourac'h sont surtout tectoniques. A l'Ouest de la D 54, il n'a pas été observé de conglomérat et, faute de bons affleurements, les *wackes* n'ont pas été nettement identifiés comme étant ceux qui les accompagnent ailleurs.

• ***Les wackes*** ont un aspect voisin de ceux déjà décrits : même matrice silteuse à séricite-chlorite, mais la composition minéralogique moyenne de leurs éléments détritiques est quelque peu différente : quartz et roches siliceuses microgrenues 62 %, feldspaths 30 % (28 % de plagioclases, 2 % de feldspaths potassiques), débris lithiques 7 %. Les éléments lithiques sont surtout des roches volcaniques kéraatophyriques, puis des schistes plus ou moins silteux à séricite - chlorite, plus rarement, des roches granitoïdes finement grenues. Les minéraux détritiques isolés sont toujours les mêmes, mais la biotite est assez fréquente. Le degré de maturité de ces *wackes*, évalué par les rapports Q/F/L

est moindre que celui des précédents ; il les situe dans la zone des *wackes* feldspathiques de Pettijohn. La tendance tuffitique de certains des *wackes* observés indique une ambiance périvolcanique de cette formation.

• **Le Poudingue de Plusquellec** (Ch. Delattre et P. Pruvost, 1952) est un conglomérat polygénique, interstratifié dans les *wackes*, en plusieurs bancs lenticulaires, de quelques mètres de puissance et quelques centaines de mètres d'allongement. Dans une matrice de *wacke*, avec des esquilles d'argilites sombres parfois pluricentimétriques, sont emballés des galets bien roulés centimétriques à décimétriques (maximum 30 cm), généralement allongés et parfois aplatis, disséminés ou rassemblés, non classés. Ce sont des galets de phtanites, de *wackes* subfeldspathiques, de roches granitoïdes (aplites, diorites quartziques) et volcaniques (laves et tufs kératophyriques). L'association d'éléments roulés de roches dures variées avec une matrice détritique immature et de l'ensemble avec des roches à alternances rapides (*laminae*) semble indiquer une formation de pente dans un contexte de sédimentation orogénique.

Dans des fragments de schistes noirs, éléments détritiques de *wackes*, ont été observés des micro-organismes végétaux (Y. Hirbec, 1979). Des formes voisines sont connues dans le Protérozoïque supérieur d'Amérique du Nord (*Sphaerocongregus*) ou de Saxe et Bohême (*Favosphaera*), à rapprocher de celles déjà découvertes dans le Briovérien armoricain : phtanites de Normandie et Bretagne ou grau*wackes* de la baie de Douarnenez.

Paléozoïque

Siluro-Dévonien

X. Quartzites à débris lithiques microquartzitiques. Arkoses et grès feldspathiques. Depuis la butte de Saint-Maudé jusqu'à Kerguz (feuille Belle-Isle-en-Terre) et sous les formations décrites ci-après, nous trouvons des arkoses monotones, blanchâtres, assez grossières. Elles se caractérisent surtout par leur texture interstitielle caverneuse à remplissage kaolinique provenant d'anciens feldspaths complètement altérés mais dont on retrouve exceptionnellement la charpente cristalline conservée. Moins rarement ces feldspaths altérés s'observent en grains arrondis atteignant près de 2 millimètres. Un minéral chlorito-ferrique également altéré confère parfois un aspect « poivré » à cette roche qui se caractérise aussi par la présence de quelques grains microquartzitiques peut-être d'origine phtanitique. De rares micas détritiques y sont complètement déstabilisés.

Aucune faune n'a été trouvée dans cette formation dont l'âge reste indéterminé. La morphoscopie grossière (env. 1 mm), isogranulaire, en grains ronds soudés, de certains échantillons plus quartzitiques peut suggérer l'hypothèse de dunes littorales marquant une transgression paléozoïque sur le Briovérien. Cependant la similitude de faciès avec la bande arkosique de Garlan—Lanleya (Est de Morlaix) attribuée au Briovérien constitue un fait d'observation intéressant à noter.

s3-dXS. **Grès noirs à ciment chloriteux, quartzites et schistes (Siluro-Dévonien).** Ensermée entre les coulées doléritiques et spilittiques au toit et le socle briovérien au mur en une structure enveloppante complexe autour de la charnière anticlinale de Plourac'h, cette formation se termine en lamé de cou-teau à la naissance des flancs nord et sud de ce même anticlinal. On ne la retrouve qu'à Carnoët avec un faciès légèrement différent et semblant former

l'amorce d'une structure synclinale interrompue par le microgranite. Dominant le paysage en un chapelet de roc'h, deux macrofaciès très particuliers dans le contexte régional coexistent : d'une part des quartzites et grès-quartzites clairs, blanchâtres à brunâtres ou gris, d'autre part des grès noirs à plages diffuses mates caractéristiques, riches en pyrite, et contenant parfois des petites balles phosphatées. Microscopiquement il ne s'agit que de variantes dans la proportion de ciment et dans le degré d'usure ou de recristallisation des quartz. Dans les grès noirs, le ciment chloriteux très abondant isole les grains de quartz. Ceux-ci plutôt anguleux ou faiblement usés sont bien classés avec cependant quelques individus plus grossiers et mieux arrondis. La chlorite se présente souvent en structure fibreuse concentrique enveloppante. De rares et gros grains lithiques doivent provenir d'un remaniement *in situ*. Dans les faciès clairs, le ciment chloriteux y est moins abondant et les grains quartzeux recristallisés y sont parfois jointifs. A Kérohan, sous les grès noirs, une lame quartzeuse à grain fin pourrait même être confondue avec les Grès armoricains sans la présence de très rares lamelles détritiques chloriteuses et l'absence probable de muscovite. Au mur de ces faciès arénacés ont été reconnus des schistes bleu-tés, parfois noduleux, à débit en plaquettes. Ils sont constitués d'abondants quartz anguleux, de muscovite plus ou moins altérée, l'ensemble étant emballé dans un ciment de chlorite et de grains plus fins de quartz.

La faune à *Cardiola interrupta* (Wenlockien) décrite par Ch. Barrois n'a jusqu'ici pas été retrouvée. Cependant les travaux préliminaires récents de J. Deunff et F. Paris sur le paléoplancton à Acritaches, Chitinozoaires, spores, Scolecodontes et Radiolaires trouvés dans les schistes et les grès noirs confirment l'âge siluro-dévonien de ces formations.

L'originalité de cette série, tant par sa faible épaisseur que par sa nature pétrographique si différente de celle des formations de même âge (schistes et quartzites de Plougastel), laisse supposer des conditions paléogéographiques particulières de dépôt, probablement en milieu laguno-continentale.

s4-d2X. Grès quartzites et schistes noirs (Silurien—Dévonien inférieur).

Au Nord de Duault, à l'Est de Landugen et jusqu'au granite de Quintin, le gros filon de microgranite ne se trouve plus à la limite Briovérien—Dinantien : une bande de terrains de 100 à 200 m de largeur le sépare, au Nord, du Briovérien cartographié par Ch. Barrois (1905) avec les schistes et quartzites de Plougastel (Gédinnien) ; cette bande n'a pas été distinguée du Briovérien dans la 2^e édition du 1/80 000 Morlaix (1962), puis a été replacée dans le Dévonien (Siegénien inférieur) par J.-P. Sagon (1976).

Cette formation est constituée de grès quartzites blancs, rougeâtres ou noirâtres, associés à des schistes subardoisiers noirs à séricite-chlorite, où l'on observe un début de schistosité de flux N 60 °E verticale. On a trouvé en plusieurs points au Nord, très près du Briovérien, un faciès conglomératique à petits éléments (inférieurs au centimètre) plus ou moins roulés de diverses roches briovériennes (*wackes*, phanites, schistes plissés, quartz, plagioclases) dans un ciment à séricite-chlorite en traînées flexueuses. S'il s'agit bien du Siegénien, il repose sur le Briovérien et marquerait donc le début du Paléozoïque dans la région (Ch. Delattre et *al.*, 1962). Mais la découverte, à l'Ouest de Plouac'h (Kérohan, Pen ar Hoat), de microfossiles (Acritarches, Chitinozoaires, spores, Scolécodontes et Radiolaires) siluriens ou au moins gédinniens (J. Deunff et F. Paris, 1971) dans les couches paléozoïques apparemment les plus anciennes, semble confirmer la datation silurienne donnée jadis par Ch. Barrois à ces couches. L'étude micropaléontologique des schistes de cette bande au Nord de Duault permettrait peut-être de résoudre le problème.

d1X Grès et séricitoschistes (formation des Grès de Landévennec) (Gédinnien). Cet étage très réduit (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) et probablement lacunaire n'affleure pas. Son existence est surtout prouvée par la présence en roche volante de grès fossilifère (*Platyorthis monnieri*, plaques de Cystoïdes, *Spirifer (Howeella)*, *Strophomenides (Mesodouvilina)*, *pygidium* de Trilobite, etc.) caractéristique de la formation des Grès de Landévennec (Gédinnien). Ce sont le plus souvent des quartzites et grès-quartzites tectonisés, d'aspect sale plus ou moins rouillé, parfois blanc taché de rose. Localement, on trouve quelques schistes fins, sériciteux, clairs ou sombres appartenant probablement à cette formation.

d1-2S. Argilite noire à cassure conchoïdale et à épisodes cherti-tuffitiques (Gédinnien-Siegénien). Associés aux épanchements basiques de cette région et postérieurement à ceux-ci se sont déposés des sédiments argileux très fins à séricite, chlorite, muscovite et très pauvres en quartz. Les enclaves comprises dans les basites ne sont parfois que peu modifiées par la schistogénèse et se présentent alors sous l'aspect d'argilite noire à cassure conchoïdale typique de cette formation. Ailleurs ce sont des schistes également noirs, plus ou moins fossiles, de composition identique. L'absence de niveaux gréseux y est très caractéristique. Dans cette formation monotone, la seule variante lithologique observable consiste en quelques lentilles de roches volcanogènes tuffitiques ou cherti-tuffitiques. Seule sa position relative par rapport à l'encaissant permet de caler approximativement cette formation azoïque au Siegénien et peut-être Gédinnien tardif. Elle serait, en fait, l'équivalent des schistes à chloritoïde des monts d'Arrée.

d2SK0. Cornéenne et schistes tachetés (Siegénien). Au voisinage des intrusions microdioritiques et lamprophyriques jalonnant la moitié supérieure de la formation précédente apparaissent des lentilles parfois importantes et aux contours capricieux de cornéennes et de schistes tachetés. Ce sont des roches uniformément brun-beige, très cassantes, et dont la finesse du grain démontre qu'elles se sont formées à partir des schistes et argilites précédents. Dans des faciès tachetés, on distingue des fantômes d'andalousite plus ou moins silicifiés et parfois de la biotite.

d2-4S. Schistes et pélites à lits silto-gréseux et lentilles de grès à débris lithiques (Dévonien inférieur à moyen). Ces terrains forment les reliefs massifs de la forêt de Fréau. Le passage à partir des niveaux inférieurs se fait insensiblement avec l'apparition de pélites claires à lits silteux et gréseux tandis que l'ensemble des schistes eux-mêmes se charge en silice et très exceptionnellement en feldspath. La nature rythmique de la sédimentation se traduit par un rubanement plus ou moins accusé. Ce sont des schistes fins séricito-chloriteux dont les faciès noirs, présents surtout à la base, se distinguent mal de certains faciès schisteux rattachés au niveau inférieur, mais qui, en montant dans la série, prennent des couleurs d'altération caractéristiques : rose, jaunâtre ou vert olive. Simultanément, la proportion de quartz augmente et tend vers des siltites micacées. Le sommet des reliefs est généralement caractérisé par la présence de niveaux gréseux probablement lenticulaires et qui semblent devoir marquer les niveaux supérieurs du Dévonien de cette feuille. Ce sont des grès et grès quartzites assez grossiers, souvent de couleur claire à rubanements sombres, hétérogranulaires et hétérogènes, très caractéristiques parmi les formations paléozoïques de cette région par la présence de débris lithiques : argilite, schiste, siltite et surtout microquartzite. Les gros grains de quartz sont parfois usés. La matrice sombre, chlorito-ferrugineuse, le plus souvent négligeable devient parfois abondante jusqu'à isoler les grains de quartz. Zircon et tourma-

line roulés y sont fréquents. Un gradient granulométrique décroissant semble exister d'Est en Ouest, de même que la fréquence des débris lithiques tend à diminuer vers l'Ouest, sur la feuille Huelgoat où en effet des niveaux gréseux identiques se retrouvent (Roc'h Houden, Roc'h Glaz, bois de Lémézec, bois de Saint-Ambroise). Le caractère de remaniement se traduit par des aspects franchement conglomératiques ponctuels à rares gros éléments (Quénequillec) ou des *hard-grounds* intercalés dans les schistes où la faune très abondante paraît elle-même remaniée.

La rareté des fossiles rencontrés, le plus souvent peu significatifs, et leur mauvais état de conservation ne permettent pas une datation exacte. Cependant la comparaison des lithofaciès avec ceux observés sur le territoire des feuilles voisines, ainsi que les rares déterminations paléontologiques effectuées suggèrent pour cet ensemble un âge allant du sommet du Dévonien inférieur au Dévonien moyen. Il s'agirait en fait, pour cette formation où les nodules font pratiquement défaut, d'une équivalence latérale des schistes à nodules de la feuille Huelgoat. Il est à noter cependant qu'à la base existent de rares nodules ainsi que quelques structures noduleuses particulières pouvant atteindre le mètre selon le grand axe.

Dinantien

La feuille Carhaix est en grande partie occupée par une formation monotone constituée par des alternances à différentes échelles de grauwackes et de schistes gris foncé parfois ardoisiers (= série sédimentaire supérieure ; J.-P. Sagon, 1976).

Cette série renferme des couches datées du Viséen supérieur — base du Namurien aux environs de Carhaix (J. Doubinger et A. Pelhâte, 1976). Elle succède à une série sédimentaire inférieure (J.-P. Sagon, 1976) qui, sur la feuille voisine Quintin, renferme vers le sommet des calcaires silicifiés ayant livré une faune du sommet du Viséen inférieur (D. Boulanger et J.-P. Sagon, 1970).

h_{1-2a}P. Conglomérat à galets de quartzites (Viséen inférieur). Près du contact tectonique matérialisé par le microgranite, entre le Dévonien et le Carbonifère, apparaissent quelques lentilles conglomératiques étirées et redressées. Il s'agit d'un poudingue polygénique à galets pluricentimétriques de quartzite fin, isogranulaire, pur ou légèrement chloriteux, de quartz, de siltite micacée, de schiste et d'argillite tachetée. L'origine dévonienne de ces éléments ne peut faire de doute. Ces galets sont ou non séparés par une matrice rare, phylliteuse, chargée en oxydes d'altération des pyrites fréquentes, avec quartz anguleux plus ou moins grossiers. L'encaissant n'affleure que très peu. Au mur, quelques roches peu typées s'apparentent cependant plus aux *wackes* du Dinantien, quoique peu ou pas feldspathiques, qu'aux roches dévoniennes.

h_{1-2a}S¹. Schistes gris sombre (Viséen inférieur). Cette formation uniquement phylliteuse constituée par des schistes fins gris foncé est peu représentée sur la feuille Carhaix ; elle n'affleure qu'à l'extrémité sud-est de la feuille. Elle est inconnue sur le flanc nord du Bassin de Châteaulin. Là c'est par une zone faillée, ultérieurement envahie par des microgranites, que s'opère le contact entre le Dévonien et le Dinantien.

h_{2b-c}S¹⁻². Formation des schistes de Châteaulin (Viséen supérieur — base du Namurien). Un bon exemple d'alternances de grauwackes et de fines passées phylliteuses schistosées (schistes) de la série sédimentaire supérieure, peut être observée au Sud du village de Locarn. A 400 m au Sud-Est du bourg, une carrière désaffectée permet de relever une coupe de ces alternances. Les

couches observées (fig. 3) ici constituent le flanc normal d'un anticlinal légèrement déversé vers le Nord : du Nord vers le Sud on monte dans la série stratigraphique.

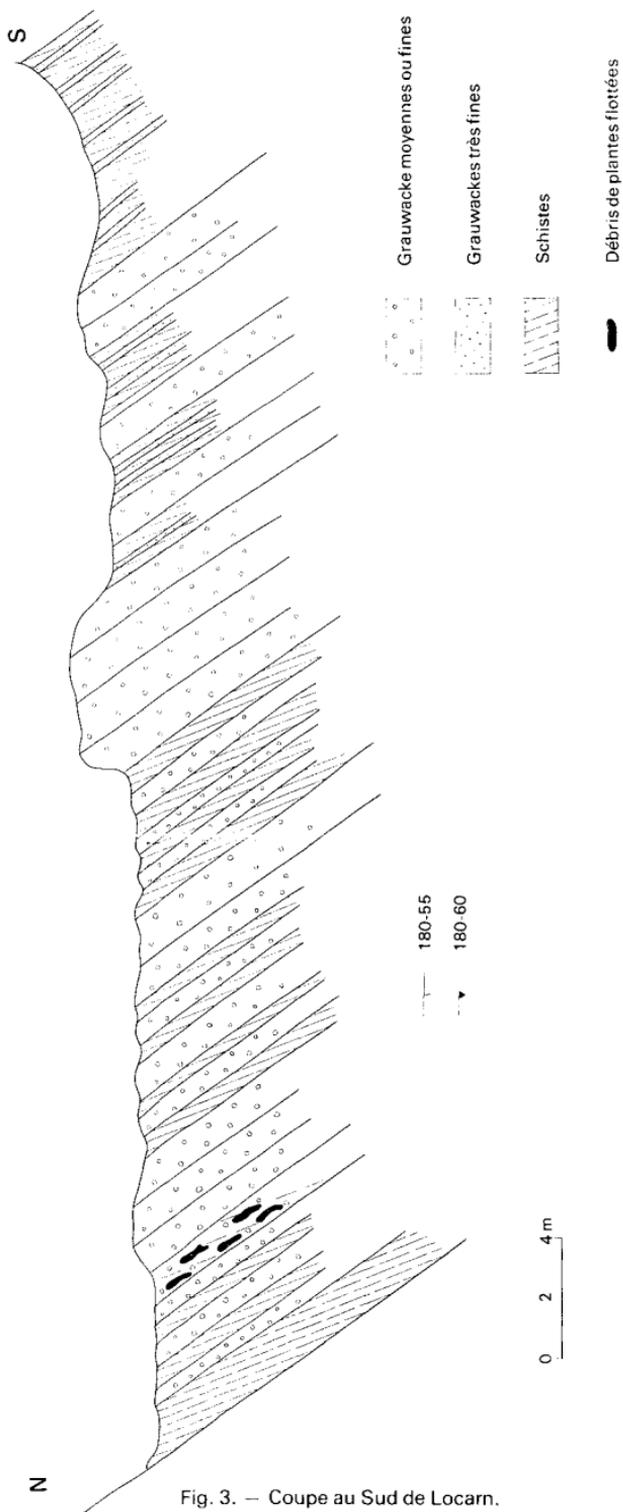


Fig. 3. — Coupe au Sud de Locarn.

Les niveaux de grauwackes (à grain moyen) de 0,20 m à 5 m d'épaisseur sont séparés par des niveaux constitués d'alternances de schistes gris foncé et de grauwackes à grain très fin en lits de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Les niveaux épais de grauwackes ne montrent pas de granoclassement. Le grain reste identique depuis la partie inférieure jusqu'à la partie supérieure des bancs. Par contre un granoclassement fruste s'observe dans les petits lits de grauwackes très fines (grain de 20 à 130 μ).

Des figures de charges et des stratifications entrecroisées s'observent dans les niveaux de grauwackes très fines.

Des plantes flottées indéterminables atteignant jusqu'à 10 cm de long existent dans les schistes de la partie nord de la carrière.

Cette coupe peut être considérée comme une succession de séquences majeures comportant, à la base, un terme à grain moyen (grauwackes à grain moyen) et au sommet un terme à grain très fin (grauwackes à grain très fin ou schistes) renfermant parfois des plantes flottées.

Dans la figure 4 quatre séquences majeures successives ont été représentées. La figure 5 montre le détail du terme supérieur de la séquence n° 3.

La succession des couches est voisine de celle observée par A. Pelhâte (1970) dans la région de Poullaouen (à une quinzaine de kilomètres à l'Ouest de Locarn).

Les séries étudiées par A. Pelhâte au Sud de Poullaouen débutent par un terme de base « d'arénite grossière homogène, surmontée soit par des alternances centimétriques ou millimétriques d'arénite fine et de pélite, soit d'une façon presque constante par des niveaux à plantes flottées » (A. Pelhâte, 1970).

Des couches essentiellement ardoisières renfermant de rares petits lits de grauwackes sont bien développées entre Locarn et Maël-Carhaix où elles ont fait l'objet de plusieurs exploitations. Une ardoisière est toujours en activité au moulin de la Lande en Maël-Carhaix (Y. Herrouin, 1972). Dans cette carrière souterraine la couche ardoisière exploitée (11 m de puissance) appartient au flanc inverse d'un grand pli déversé vers le Nord.

Des couches ardoisières ont été également exploitées dans la partie méridionale de la feuille Carhaix, en bordure du canal de Nantes à Brest.

• **Grauwackes.** Macroscopiquement, ce sont des roches de teinte grise. A l'affleurement, en raison de l'altération superficielle, elles prennent une teinte plus claire et sont piquetées de points blanchâtres (feldspaths altérés). Les gros bancs de grauwackes possèdent un grain moyen. Les éléments de quartz et de feldspaths γ sont inférieurs ou égaux à 500 μ . Les lamelles micacées détritiques peuvent atteindre 1 mm. Dans les petits bancs de quelques millimètres ou quelques centimètres d'épaisseur, le grain est beaucoup plus fin et peut devenir inférieur à celui de la classe granulométrique des arénites (< 63 μ). Un granoclassement fruste peut y être observé, de même que des figures de charge.

Au microscope, les grauwackes apparaissent comme étant constituées par des grains détritiques de quartz, de plagioclase, de muscovite, de biotite, de chlorite et, dans une moindre mesure, par des fragments de roches volcaniques microlitiques (spilites) ou vitreuses recristallisées. Ces éléments sont réunis par une mésostase constituée de quartz, chlorite, muscovite, éventuellement calcite.

Le quartz apparaît sous forme de grains anguleux parfois très allongés.

Le plagioclase constitue des grains détritiques, en général assez massifs. Il présente souvent des macles polysynthétiques. Ce plagioclase est de l'albite BT

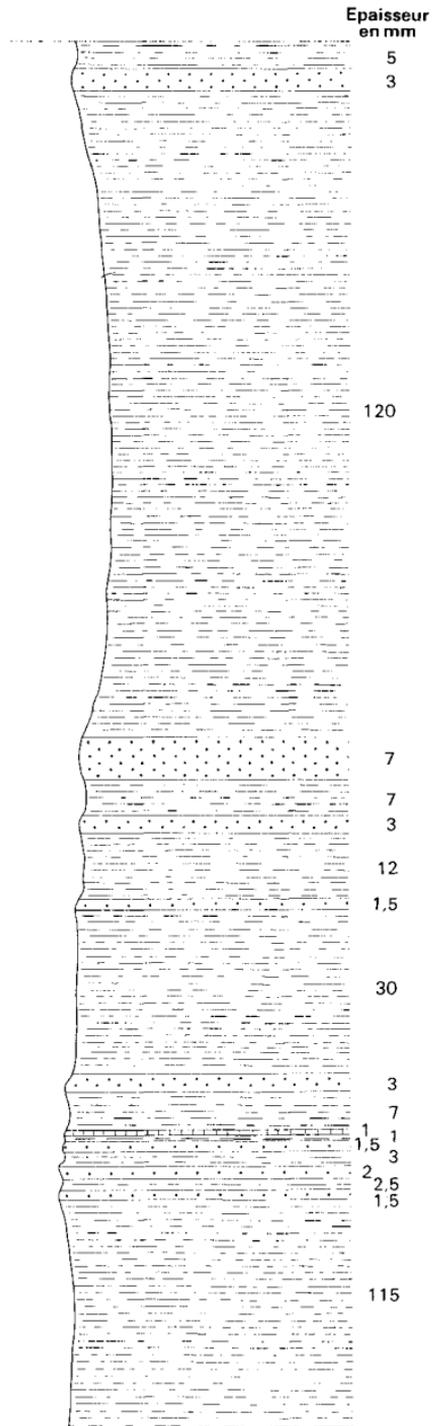


Fig. 5. — Détail du terme supérieur (b) de la séquence n° 3 (même légende que figure 4).

An 0-5. Exceptionnellement, certains grains d'albite recèlent un peu de calcite, ce qui témoigne que, dans certains cas, le plagioclase détritique originel n'était pas de l'albite, mais devait être probablement un peu plus calcique (oligoclase ?).

La muscovite en grandes lamelles détritiques orientées, souligne la stratification. Elle apparaît en outre sous forme de fines paillettes (15 à 40 μ) néoformées.

La biotite, elle aussi d'origine détritique, est quelquefois encore reconnaissable, bien que très altérée. Le plus souvent, elle est entièrement transformée en chlorite + muscovite, ou en chlorite seulement.

La chlorite apparaît sous forme de grandes lamelles (qui proviennent parfois de la transformation des biotites) et de petites paillettes néoformées.

La calcite est, en général, peu abondante, tout au moins dans les échantillons de surface. Elle s'observe dans la mésostase entre les grains détritiques.

Les minéraux lourds sont représentés principalement par des grains détritiques de tourmaline, zircon, rutile, anatase et apatite. La pyrite s'observe parfois en cristaux automorphes qui ménagent des zones d'abris (cristallisation antétectonique).

On remarque enfin des débris opaques de matières carbonées (anciens débris végétaux) pouvant atteindre 7 % en poids de la roche totale.

• **Schistes.** En raison de leur structure microscopique et de leur composition minéralogique, il est possible d'en distinguer de nombreuses variétés.

— *Schistes ardoisiers.* Ce sont des roches à grain fin, de teinte gris foncé, dures, fissiles. Au microscope, on observe une trame orientée constituée de fines paillettes de muscovite et de chlorite néoformées (matérialisant une schistosité de flux S_1). De petits grains de quartz (10 à 60 μ) sont allongés dans la schistosité. On note fréquemment des grains détritiques d'albite et des paillettes détritiques de biotite actuellement entièrement transformées en chlorite et muscovite. Des plages de carbonates sont rarement présentes. Les minéraux lourds sont représentés par des grains détritiques de tourmaline et par des cristaux de rutile, aciculaires néoformés.

— *Schistes non ardoisiers.* Les schistes peuvent être dépourvus de qualités ardoisières, soit pour des raisons d'ordre granulométrique (grains détritiques de trop grande taille), soit pour des raisons d'ordre minéralogique (trop grande richesse en quartz ou au contraire absence de quartz, absence de muscovite, abondance des carbonates, présence de pyrite...), soit pour des raisons d'ordre structural.

• **Caractères chimiques.** Quelques analyses chimiques (éléments majeurs et éléments en traces, Pb, Zn, Cu) ont été effectuées dans les faciès phylliteux schistosés (schistes). Elles sont consignées dans le tableau n° 1.

Les schistes ardoisiers (analyses n° 1, 2, 3, 5, 6, 7) sont remarquables par la faible amplitude de variation de la plupart de leurs éléments majeurs, excepté TiO_2 et Na_2O (ces schistes peuvent être ou non albitiques).

Pour ce qui est des schistes non ardoisiers, deux d'entre eux ont été analysés. L'un (n° 4) présente une teneur en silice beaucoup plus basse (il est dépourvu de quartz) que celle des schistes ardoisiers. Il est en revanche beaucoup plus riche en alumine puisque constitué uniquement de muscovite et chlorite.

TABLEAU 1 — ANALYSES CHIMIQUES (schistes dinantiens)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60.64	60.15	57.20	41.20	60.20	58.80	62.00	56.80	22.80			
TiO ₂	1.68	1.06	0.38	1.56	1.09	1.05	1.00	1.18	0.15			
Al ₂ O ₃	17.67	18.52	20.20	29.15	18.50	19.90	18.55	19.25	21.50			
Fe ₂ O ₃	3.54	3.82	2.85	4.55	2.48	0.02	1.43	1.74	5.05			
FeO	4.16	2.87	5.30	3.74	4.02	7.18	4.74	6.32	28.30			
MgO	2.21	2.41	2.41	3.06	2.66	2.55	2.10	3.15	10.20			
CaO	0.21	0.14	0.28	0.06	0.28	0.17	0.22	0.28	0.05			
Na ₂ O	1.35	0.55	0.24	0.46	1.18	0.95	1.18	0.98	0.19			
K ₂ O	3.57	4.08	4.35	6.75	3.13	3.28	3.20	3.34	0.01			
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	0.30	0.20	0.22	n.d.	n.d.	n.d.			
Perte au feu	4.56	5.21	6.10	8.41	5.50	5.60	5.08	6.50	11.55			
Total	99.59	98.81	99.31	99.24	99.24	99.72	99.50	99.54	99.80			
Pb	9	6	26	24	29	9	22	20	4	18	36	10
Zn	128	104	129	211	90	120	108	293	745	91	165	96
Cu	30	35	42	62	17	22	35	141	3	28	24	17

1. Schiste gris foncé, ardoisier : quartz, muscovite, chlorite, albite ; ardoisière abandonnée : Locarn.
2. Schiste gris foncé, ardoisier : quartz, muscovite, chlorite, albite (peu) ; RN 790 au Nord-Est de Rostrenen.
3. Schiste gris foncé, ardoisier : quartz, muscovite, chlorite ; RN 164 bis à l'Ouest de Rostrenen.
4. Schiste gris foncé, non ardoisier : muscovite, chlorite.
5. Schiste gris foncé, ardoisier : quartz, muscovite, chlorite, albite ; Kerbenès, au N.NW de Paule.
6. Schiste gris foncé, ardoisier : quartz, muscovite, chlorite, albite, rutile (traces) ; pont de Goariva, au Sud-Ouest du Moustoir.
7. Schiste gris foncé, ardoisier : quartz, muscovite, chlorite, albite, rutile (traces) ; Kervouledic, au Sud-Est de Carhaix.
8. Schiste gris foncé, non ardoisier, se délitant en fines aiguilles : quartz, muscovite, chlorite, albite, rutile (traces), pyrite ; Kervouledic, au Sud-Est de Carhaix.
9. Chlorite dans filon de quartz ; Penoön, au N.NW de Pleven.
10. Schiste gris foncé, compact : quartz, chlorite, illite, rutile (traces) ; le Guellec, à l'E.NE de Locarn.
11. Schiste gris foncé, compact : quartz, muscovite, chlorite, albite ; Goaz An Guibou, à l'E.N.E. de Locarn.
12. Schiste ardoisier, gris foncé : quartz, muscovite, chlorite, albite, rutile (traces) ; Lansalaün, au Nord-Ouest de Paule.

L'autre (analyse n° 8) possède des caractères chimiques identiques aux schistes ardoisiers pour ce qui est des éléments majeurs, mais il révèle en revanche une anomalie en Cu et Zn en raison vraisemblablement de la présence de sulfures finement disséminés. Ceux-ci s'altérant aisément entraînent une désagrégation très aisée de la roche, ce qui la rend impropre à l'exploitation.

Sédimentation et paléogéographie. La série sédimentaire supérieure est constituée par des dépôts détritiques terrigènes à grain moyen alternant avec des sédiments détritiques fins ou très fins. Ces dépôts traduisent, par rapport à la série sédimentaire inférieure, un rajeunissement du relief, à la suite sans doute des premières pulsations de la phase sudète.

Les alternances observées au Sud de Locarn peuvent être interprétées comme une succession de séquences positives constituées par un terme de base à grain moyen, non granoclassé, et un terme supérieur très fin, parfois granoclassé, souvent très riche en minéraux phylliteux et comportant parfois des plantes flottées. Il s'agit de séries à cyclothèmes (à plantes flottées) qui témoignent d'une sédimentation détritique laminaire à la suite d'apports saccadés. En raison du manque de classement du terme de base, cette série à faciès « Culm » s'apparente davantage à une molasse qu'à un flysch.

Les rares débris de Crinoïdes observés dans les grauweekes (J.-P. Sagon, 1976) montrent que la série supérieure dinantienne s'est déposée en milieu marin. Toutefois l'existence de plantes flottées témoigne de la proximité des terres émergées.

L'abondance de la matière organique (jusqu'à 7 % dans certains schistes), ainsi que la présence de pyrite permettent d'envisager un milieu de sédimentation réducteur.

Les études sédimentologiques effectuées par A. Pelhâte (1970) sur la prolongation occidentale (feuille Huelgoat) de la série supérieure dinantienne conduisent cet auteur à envisager une sédimentation de delta marin, c'est-à-dire un milieu très peu profond. La forte épaisseur des sédiments conduit enfin à considérer l'existence d'une zone de dépôt fortement subsidente.

L'origine des matériaux ayant alimenté la sédimentation dinantienne est à rechercher en partie dans les reliefs érigés par la phase bretonne et, notamment, dans les roches volcaniques mises en place peu après l'orogénèse bretonne.

L'apport volcanique est attesté par l'existence au sein des grauweekes de fragments de laves microlitiques ou felsitiques et par l'abondance de l'albite détritique.

ROCHES VOLCANIQUES ET VOLCANO-SÉDIMENTAIRES MÉTAMORPHIQUES (ANCHIZONE - ÉPIZONE)

Briovérien

K³. Spilites. — $\epsilon\Sigma$ **Diabases.** Des roches volcaniques et hypovolcaniques sont associées au Briovérien à phtanites. Les premières ont été découvertes, à l'occasion de ce levé, à Restancorniou en Plourac'h, dans la partie sud du bourg et près de Rumoyec en Plusquellec (K³). Ce sont des roches massives aphanitiques grises ou noir verdâtre à joints tapissés d'oxyde de manganèse, s'altérant en argiles vert-jaune-rouge. Des structures en *pillows* ont été observées. Ces roches sont constituées de très fines baguettes (et quelques phénocristaux) de plagioclase (albite ?) associées à augite, chlorite, sphène, pyrite.

Des figures sphérolithiques en peignes ou en rosettes confirment la structure apparente en *pillows*. Les plagioclases sont pseudomorphosés par des produits d'altération et leur détermination ne peut être faite avec précision. L'augite est fortement altérée en épidote-chlorite. De nombreuses cassures sont remplies de calcite, (quartz et chlorite). Dans la roche de Rumoyec on note un fin feutrage de trémolite. Les caractères de ces roches sont nettement spilitiques. L'état des affleurements ne permet pas de préciser les rapports avec l'encaissant et il demeure un doute quant à l'âge de ces laves (Briovérien ou Dévonien ?).

Dans la vallée de Guervilly à l'Ouest de Pen ar Run en Callac et plus largement dans le triangle Kerscuilh—Mont-Saint-Michel—Kerroc'h Braz en Saint-Servais, affleure une roche d'aspect voisin de la précédente, mais sans *pillow* et parfois schistosée ($\epsilon\Sigma$). On y distingue en lame mince une trame de lattes de plagioclase disposées comme dans une texture intersertale, mais la roche est envahie par trémolite (actinote) et épidote (zoïsite) avec chlorite et leucoxène, petites plages et filonnets de quartz, pyrite. Il semble donc qu'il s'agisse d'une diabase. Le contact avec l'encaissant n'a pas pu être observé. Sur Saint-Servais, l'allongement de chaque affleurement rocheux est conforme à la structure plissée de la série ; l'ensemble évoque plutôt un filon doléritique plissé qu'une masse d'épanchement volcanique.

Dévonien

De puissants épanchements basiques ont marqué le Dévonien inférieur de cette région. Ils débent au Gédinnien et envahissent partiellement ou oblitèrent totalement les Grès de Landévennec. Les émissions ont pratiquement cessé peu avant la fin des schistes et argilites noirs attribués au Siegénien, au moins en ce qui concerne la feuille Carhaix. Sur les flancs nord (Belle-Isle-en-Terre) et Sud (Carhaix) du dôme anticlinal de Plourac'h, les coulées reposent directement sur le Briovérien selon des contours sinueux dans le détail, mais sans discordance tectonique comme le prouve l'observation de certains contacts francs.

Les émissions débent principalement par des roches à composition spilitique et à texture de *pillow-lavas*, quoique ceux-ci ne soient pas vraiment visibles à l'affleurement sur cette feuille. Elles évoluent ensuite vers des faciès grenus doléritiques à récurrences spilitiques.

β^e K³. **Basaltes et dolérites à paragenèse spilitique.** Ces roches forment les reliefs qui s'allongent de Calanhel-Melscoët à Coaz-Henry. Elles sont reconnaissables sur le terrain à leur couleur sombre noirâtre et à leur grain fin ainsi qu'à leur cassure relativement facile. L'examen microscopique montre la texture aciculaire basaltique d'une roche microdoléritique de composition spilitique à paragenèse d'albite, chlorite, pyroxène ainsi que leucoxène et oxydes de fer abondants. Accessoirement, on y observe de l'épidote, du quartz et des poches calcitiques provenant de l'altération des feldspaths. L'origine sous-marine ou subaquatique des émissions y est souvent démontrée par des structures de trempe *en peigne*, caractéristiques des *pillow-lavas*. Le métamorphisme anchizonal se manifeste par la fréquence apparition de pumpellyite et plus rarement de préhnite. Près de Keranguenou, au croisement des routes départementales 54 et 97 on y observe l'étrange association de la pumpellyite formant le tapissage interne des géodes avec du grenat (andratite) constituant la bordure externe des géodes. Ce même affleurement, proche du contact avec le socle, montre un bloc de *wacke* quartzo-feldspathique recristallisé, d'âge briovérien, emballé dans les spilites, témoin probable de l'épanchement sur un paléorelief briovérien.

Principalement à la base de la formation des jaspes parfois rouge vif et de belle qualité, brun-rouge, vert ou marron s'imbriquent étroitement avec les coulées basaltiques.

δε. Métadolérite et métagabbro. Les faciès fins précédents passent aux faciès grenus doléritiques et aux gabbros par des stades intermédiaires microgrenus plus ou moins bien représentés. L'importance des émissions diminue progressivement dans le temps et fait plus largement place aux argilites. Ce sont des roches plus claires, de couleur gris-vert à bleutée, très dures, s'altérant en boules. Elles ont une paragenèse métamorphique à chlorite et plagioclase en lattes caractéristiques des dolérites. Le pyroxène (augite) γ est généralement altéré (chlorites). L'amphibole est absente. Pyrite et leucoxène γ sont constamment présents, accessoirement la calcite, tandis que la pumpellyite s'y observe assez rarement.

τf. Tuf cinéritique. Un volcanisme discret jalonne l'histoire du Dévonien de cette région, depuis le Dévonien inférieur jusqu'aux niveaux les plus élevés reconnus. Il se manifeste par de minces passées inframétriques de tuf, tuffites ou de cinérite.

Dinantien

ΣSK^3 . **Chloritoschistes de base du Dinantien.** Une relation de coexistence difficile à préciser existe entre le conglomérat $h_{1-2a}P$ et ce niveau également discontinu et étiré le long de la bordure tectonique. Ce sont des chloritoschistes de couleur gris verdâtre, à quartz non détritiques souvent abondants, albite plus ou moins reconnaissable et pigments opaques (oxydes) également très abondants. Le métamorphisme a effacé toute structure originelle dans cette roche qui conserve néanmoins un caractère volcano-sédimentaire. Un trait particulier et commun à tous les échantillons est la présence de microgéodes quartzieuses groupées ou isolées, tantôt creuses, tantôt formées autour d'un cœur chloriteux ou d'un grain d'oxyde. A Coat-ar-Pont Ty Glaz, ces chloritoschistes prennent un aspect conglomératique avec galet de siltite micacée et amandes volcanospilitiques à vacuoles de dévitrification probable à cœur chloriteux dans un mince cortex siliceux.

$\Sigma\beta - \alpha$. **Métabasaltés ou méta-andésites.** Ces roches s'observent sur le flanc nord du Bassin de Châteaulin en bordure de la voie ferrée Carhaix—Callac, au Pénity (Ouest de Duault). Elles affleurent sur quelques dizaines de mètres entre des microgranites au Nord et les grauwackes et schistes dinantiens au Sud d'autre part.

Ce sont des roches verdâtres, à grain fin, schistosées, présentant des taches chloriteuses (vacuoles). Au microscope, elles sont constituées par une trame de chlorite orientée dans laquelle sont dispersées des vacuoles étirées dans la schistosité, remplies par de la chlorite ou de la calcite. Des microlites feldspathiques (albite) sont quelquefois encore reconnaissables : ils déterminent une structure intersertale que l'on peut identifier malgré la schistosité. Des granules de sphène sont dispersés dans la roche. Le quartz microcristallin est peu abondant. On rencontre en outre quelques cristaux de pyrite disposés dans la schistosité. Le calcite s'observe non seulement dans les vacuoles, mais elle est dispersée en petits cristaux dans toute la roche et elle constitue en outre des filonets sécants sur la schistosité.

Ces roches sont des metabasaltes ou des méta-andésites. Leur âge est hypothétique puisque l'on ne peut observer leur contact avec le Briovérien et le Dévonien. Elles constituent peut-être un équivalent des roches volcaniques observées à la base de la série dinantienne sur la feuille voisine Quintin. On ne peut exclure toutefois un âge plus ancien, Dévonien par exemple.

ROCHES PLUTONIQUES

Granites cadomiens

Une multitude de corps intrusifs de toutes dimensions, de roches grenues ou microgrenues, lardent les formations briovériennes. Ces intrusions s'étalent dans le temps depuis le Briovérien probable, postérieurement au métamorphisme régional, jusqu'à des âges post-dinantiens.

$\zeta\gamma^3$. Orthogneiss granitique (granite de Kernon-en-Saint-Servais). — γ^{34} . Granite de Klempéту. Les petits massifs de Kernon en Saint-Servais et Klempéту en Plourac'h constituent les deux extrémités, sur cette carte, d'un chapelet de pointements de roches granitoïdes qui suit la partie sud de la bande d'affleurement du Briovérien associé au Poudingue de Plusquellec. Ces pointements sont petits (souvent décamétriques) ; certains ne se signalent à l'attention que par leur auréole de métamorphisme de contact. Ils sont tous constitués de roches à grain fin, riches en biotite, dont la composition va d'un granite à tendance granodioritique à une diorite quartzique. Le granite de Klempéту contient des enclaves du Briovérien encaissant où il donne une auréole de contact de 150 m de largeur moyenne (tronquée à l'Ouest par une faille méridienne qui limite le granite) ; les schistes sont indurés en cornéennes à biotite, muscovite, andalousite (et) ou cordiérite, grenat, ou seulement tachetés plus loin du granite. L'effet thermique du granite de Kernon est masqué par celui du granite de Quintin et la tectonique cassante postérieurs. Les autres petits corps intrusifs donnent à leur pourtour une auréole, à leur échelle, de schistes tachetés avec andalousite (ou cordiérite).

En dehors du passage d'accidents plus récents qui les ont localement mylonitisés, une faible cataclase affecte les roches granitoïdes, avec déformation des feldspaths et début de fragmentation du quartz. La biotite est complètement chloritisée à Klempéту, plus ou moins ailleurs. A Kernon sa recristallisation en groupements de petits cristaux pseudomorphosant les grands originaux, ainsi que celle partielle du quartz, marquent le métamorphisme de contact dû au granite de Quintin.

Des mesures géochronologiques ont été faites sur le granite de Klempéту (F. Leutwein et *al.*, 1969) mais « les échantillons sont toujours altérés, aussi les âges ne donnent-ils qu'un minimum, excluant un âge hercynien pour cette roche » (roche totale Rb/Sr = 500 ± 50 M.A.). Dans l'hypothèse où l'on peut rapprocher les granites type Klempéту des associations plutoniques acide-basique de la feuille Belle-Isle-en-Terre, et si leur pôle basique est bien le massif de Calanhel, dont la formation a été datée (zircon) de 602 ± 5 M.A., les granites de Klempéту, etc. seraient donc bien cadomiens.

Granites hercyniens

Granite de Rostrenen

Sur la feuille Carhaix, le granite de Rostrenen est peu affleurant ; seule la frange septentrionale du massif est représentée dans les régions de Rostrenen et Plouguernével.

γ^{1-2} . **Granite à deux micas.** A l'Ouest de Rostrenen s'observe, au sein de la série des schistes et grauwackes du Dinantien, un filon très arénisé de granite à muscovite.

$\rho \gamma^3$. **Granite monzonitique porphyrique.** Conformément à la description de Ch. Barrois, (Ch. Barrois, 1884) « le granite est de couleur blanc verdâtre passant au gris. Des mégacristaux d'orthose (2 à 10 cm) y sont disséminés. Le mica noir en piles hexagonales ou irrégulières y est très répandu. Il inclut souvent de petits cristaux de zircon à couronne polychroïque et se trouve parfois en inclusions dans l'orthose. Le quartz est xénomorphe en grains de taille variable. On trouve aussi de l'apatite, de la pyrite et de la limonite ». Les mégacristaux feldspathiques sont des microclines et enclavent tous les autres minéraux à l'exception du quartz. Ces mégacristaux d'orthose présentent une orientation de flux très nette.

Quelques analyses chimiques et modales (tableau 2) permettent de préciser qu'il s'agit d'un granite monzonitique (tableau de valeur extrait de la thèse de A. Giret : La transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ dans le quartz, un indicateur de degré de métamorphisme. Paris VI, 1972).

TABLEAU 2 — ANALYSES CHIMIQUES ET MODALES

Granites monzonitiques

	1	2	3
SiO ₂	67,30	70,90	69,60
Al ₂ O ₃	16,02	15,20	15,22
Fe ₂ O ₃	3,71	2,49	2,48
FeO			
MgO	1,32	0,85	1,00
CaO	1,96	1,30	1,91
Na ₂ O	3,59	3,61	3,68
K ₂ O	4,27	4,22	4,45
TiO ₂	0,68	0,30	0,55
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,04	0,04	0,02
H ₂ O ⁺	1,05	0,71	0,60
H ₂ O ⁻	0,17	0,21	0,10
TOTAL	100,11	99,83	99,61
Quartz	19	33	29
Feldspath			
alcalin	32	22	25
Plagioclase	33	31	35
Biotite	13	10	10
Muscovite	3	4	1
Amphibole	—	—	—
Divers	tr.	cordiérite phyllitisée	tr.
TOTAL	100	100	100

1. Granite monzonitique porphyrique. Roc'h Quelvez en Glomel.
2. Granite monzonitique porphyrique à cordiérite. Coat-Natons en Plouguernével.
3. Granite monzonitique porphyrique. Écluse de Coat-Natons en Plouguernével.

Granite de Quintin

Zone couverte par la feuille Carhaix-Plouguer

Les levés de terrain ont permis de mettre en évidence quatre faciès principaux dont la disposition est grossièrement concentrique :

- granite isogranulaire externe à grain grossier ($\frac{1}{g} \gamma^2$) ;
- granite isogranulaire interne à grain grossier à moyen et fin ($\frac{3}{g} \gamma^2$ et $mg \gamma^2$) ;
- granite monzonitique porphyrique sans amphibole (${}_p \gamma^3$) ;
- granite monzonitique porphyrique à amphibole (${}_p \gamma^3_a$).

La distinction des faciès isogranulaires entre eux repose sur leur granulométrie, critère souvent difficile à appliquer lorsque les conditions d'affleurement ne sont pas excellentes. Cependant les relations structurales entre ces faciès ont justifié ces distinctions.

Quant aux granites porphyriques, seule l'étude des lames minces a permis de les séparer, les critères de terrain se révélant inefficaces.

$\frac{1}{g} \gamma^2$. **Granite isogranulaire externe, à grain grossier.** Il forme en bordure sud-ouest du massif, une bande en forme de croissant de 8 kilomètres de long sur un de large environ. La forêt de Duault recouvre en quasi-totalité ce faciès. De couleur claire il présente une granulométrie de 0,5 à 1 centimètre. Localement apparaît une fluidalité planaire discrète. On n'observe jamais d'enclaves.

Texture hypidiomorphe grenue.

Composition minéralogique :

- quartz : 30-40 %,
- feldspath potassique : 35-40 %,
- plagioclase : 20-25 %,
- biotite : 5 % max.,
- minéraux accessoires : apatite, zircon,
- minéraux d'altération : chlorite, séricite.

Le quartz apparaît en plages engrenées globuleuses, de taille centimétrique. Le feldspath alcalin perthitique, en individus xénomorphes à subautomorphes (3 à 5 mm × 1 à 3 mm), montre le quadrillage caractéristique du microcline, mais son irrégularité suggère une microclinisation tardive. Les perthites sont de deux types, en fuseaux et en veines et taches. Les intergrains entre feldspath alcalin sont fréquemment soulignés par des liserés albitiques ou par un assemblage finement grenu associant quartz et plagioclase. Des myrmékites se développent aux contacts feldspath alcalin-plagioclase. Le plagioclase, un oligoclase (An 15-20), se développe en cristaux subautomorphes (1 à 4 mm) conférant à la roche sa texture hypidiomorphe, visible sur l'affleurement. Il est parfois zoné montrant une frange plus acide.

$mg \gamma^2$, $\frac{3}{g} \gamma^2$. **Granites isogranulaires internes.** Ils affleurent dans la moitié sud du massif formant un quart d'anneau de 7 kilomètres de longueur, pour une largeur n'excédant pas 3 kilomètres. Parmi ces granites, il est encore possible de distinguer plusieurs faciès de granulométrie légèrement différente. En effet, l'unité située au Nord-Est de Saint-Nicodème est constituée d'un faciès grossier ($\frac{3}{g} \gamma^2$) tout à fait semblable au granite isogranulaire externe ($\frac{1}{g} \gamma^2$). Par contre, les autres granites isogranulaires auraient une granulométrie légèrement inférieure et surtout plus variable (moyenne à fine, parfois grossière) : c'est ce faciès ($mg \gamma^2$) qui est exploité dans les nombreuses carrières de la région de Trémargat. En fait, des

observations dans la carrière de Kerly (feuille Quintin, à la limite de la feuille Carhaix-Plouguer) montrent que le filon qui est exploité ici est constitué d'intrusions multiples : les faciès fins se trouvant aux épontes sont recoupés par les faciès moyens qui peuvent eux-mêmes recouper les premières épontes, et ainsi de suite jusqu'au faciès grossier : ce qui explique globalement la granulométrie variable de ce faciès.

Le granite isogranulaire interne a la même composition minéralogique que le granite isogranulaire externe du moins lorsque celui-ci est à grain grossier. Lorsqu'il est à grain moyen, le microcline et le quartz sont plus abondants, la biotite est en quantité moindre et, au moins localement (carrière de Trémargat), se développe une muscovite deutérique qui peut être abondante.

$\rho \gamma^3$. **Granite monzonitique porphyrique.** A l'exception du granite isogranulaire externe, c'est le granite monzonitique porphyrique qui est presque partout en contact avec l'encaissant paléozoïque ou briovérien. C'est ce faciès qui est exploité dans la carrière de Kergontray (feuille Quintin).

Il s'agit d'un granite assez sombre, riche en phénocristaux de feldspath (2 à 5 cm). Il contient d'assez nombreuses enclaves ; celles-ci sont de deux types :

- basiques, de beaucoup les plus nombreuses, de forme arrondie, généralement aplaties, de dimensions variables, allant du centimètre à plusieurs mètres mais habituellement comprises entre 20 et 50 cm ;

- surmicacées, à contours flous, moins abondantes que les précédentes et de dimensions plus réduites (≤ 20 cm).

Dans ce faciès la fluidalité planaire est bien exprimée, soulignée par la disposition des phénocristaux et des enclaves. En outre, l'allongement des feldspaths définit une fluidalité linéaire, mais celle-ci est généralement difficile à mesurer, les plans de fluidalité qui la contiennent n'étant pas matérialisés sur le terrain.

Composition minéralogique :

- quartz en plages polycristallines plus ou moins engrenées, à extinction onduleuse ;

- le feldspath alcalin (microcline perthitique) se présente sous deux habitus : en plages xénomorphes interstitielles et en phénocristaux de taille centimétrique, automorphes à subautomorphes, avec cependant une bordure irrégulièrement découpée. Les perthites sont de deux types : en film et fuseaux, en veines et taches ;

- les plagioclases sont automorphes à subautomorphes, de taille très variable (mm au cm). Ce sont des oligoclases de composition variable (An 18-30), montrant très souvent un zonage oscillatoire, avec un cœur plus basique. Les syneusis simples ou complexes entre plagioclases sont fréquentes ;

- la biotite est le seul minéral ferromagnésien ;

- l'allanite en cristaux prismatiques zonés est assez fréquente ;

- apatite et zircon sont communs : le sphène est rare.

$\rho \gamma_a^3$. **Granite monzonitique porphyrique à amphibole.** Ce granite, dont les limites ont été tracées grâce à l'étude micrographique, occupe le centre du massif. Sur le terrain sa distinction du granite porphyrique sans amphibole n'a pas été possible (quelques baguettes d'amphiboles ont été localement observées).

En microscopie, il ne se différencie du granite sans amphibole que par l'existence d'une hornblende verte et la présence quasiment systématique de sphène. Les autres minéraux ne montrent pas de variations notables d'habitats ou d'abondance relative.

La hornblende verte, peu colorée (vert olive clair à incolore) se présente en cristaux aciculaires de petite taille (< 1 mm), souvent maclés, associés en agrégats de 10 à 40 individus. Généralement la biotite cerne les amas et s'y insère intimement. Certains échantillons montrent une transformation amphibole → biotite (hornblende légèrement déstabilisée, présence d'épidote et éventuellement de quartz, biotite fraîche). Mais dans le cas général, il semble que ces assemblages soient primaires et non réactionnels.

Le sphène, en amas xénomorphes ou en cristaux losangiques est très fréquemment associé aux agrégats d'amphibole et de biotite. Certains cristaux de sphène peuvent inclure plusieurs sections d'amphibole.

$f\gamma_m^2, f\gamma^3$. **Intrusions de petites dimensions : granite fin à deux micas, granite fin à biotite.** Elles sont nombreuses et recourent essentiellement les granites porphyriques et le granite isogranulaire à grain moyen. Aucune injection d'épaisseur supérieure à 30 m n'a été observée dans les granites isogranulaires interne et externe. Ces intrusions sont représentées essentiellement par des granites fins à biotite, accessoirement par des granites fins à deux micas. Ces deux faciès ont très souvent été exploités, jadis, pour la construction et l'empierrement.

• **Granite fin à biotite** ($f\gamma^3$). Texture : hypidiomorphe grenue.

Composition minéralogique : quartz : 30-35 % ; microcline perthitique (30-45 %) en petits individus xénomorphes millimétriques, avec deux types de perthites (en film, en taches et veines) ; plagioclase (15-35 %) en cristaux subautomorphes (oligoclase acide à albite) ; biotite (< 5 %), en lamelles parfois tordues ; apatite, zircon.

• **Granite fin à deux micas** ($f\gamma_m^2$). Texture : xénomorphe hétérogranulaire. Composition minéralogique : quartz : 30-40 % ; microcline perthitique xénomorphe : 30-35 % ; plagioclase (20-30 %) en cristaux xénomorphes à subautomorphes, de petite taille (An 8) ; biotite peu abondante ; muscovite abondante en lamelles effrangées et irrégulières (elle peut également se développer aux dépens d'amas de cordiérite pinitisée) ; minéraux accessoires : apatite, zircon, opaques.

Architecture du massif de Quintin

Étude des contacts et relations des granites entre eux

L'étude des contacts et des relations chronologiques des faciès entre eux auraient pu permettre d'aller un peu plus loin dans la connaissance de la structure et de l'histoire de ce massif. Malheureusement la rareté des affleurements de qualité suffisante, montrant les contacts n'a pas permis une telle démarche. Cependant, quelques contacts ont été observés et quelques relations chronologiques ont été établies avec plus ou moins de certitude.

1) Contact granite isogranulaire externe—encaissant. A l'échelle cartographique, le massif a un contact externe net, d'allure circulaire. L'observation, dans les gorges du Corong, du contact du granite isogranulaire externe avec les formations paléozoïques, montre que la limite est nette, d'allure franchement intrusive, à fort pendage interne (75°).

2) Contact granite porphyrique sans amphibole—encaissant paléozoïque. Le dessin de ce contact (jamais observé sur le terrain), d'après l'examen des photographies aériennes est celui d'un contact à pendage interne très net ($\approx 45^\circ$) au moins sur la bordure sud.

3) Contact granite porphyrique sans amphibole—granite isogranulaire externe. A l'échelle cartographique, ce contact est régulier et de forme circulaire. Observé sur un affleurement plurimétrique (à Follézou-Braz), il apparaît net. L'adaptation de la fluidalité dans le granite porphyrique parallèlement au contact et l'existence d'un petit filon de granite fin recoupé par le granite porphyrique indiquent la postériorité de celui-ci par rapport au granite isogranulaire.

4) Contacts granites isogranulaires internes—granites porphyriques. Diverses relations ont été observées :

— lorsqu'il est à grain moyen, ou moyen à grossier, le granite isogranulaire interne recoupe indifféremment le granite porphyrique sans amphibole (ex. : carrière de Kerly entre Trémargat et Lanrivain) et le granite porphyrique à amphibole (ex. : le Gollot au Nord-Ouest de Trémargat). Les contours même de ce granite, ainsi que quelques affleurements, montrent que ses contacts sont souvent peu pentés (ex. : Coat-Braz, au Nord-Est de Trémargat) où le contact est à peu près horizontal, le granite porphyrique (à amphibole ?) se trouvant au-dessus du granite isogranulaire. Un faciès isogranulaire à grain moyen a été observé en enclaves dans le granite porphyrique à amphibole au Sud de Méranquéry (Sud-Ouest de Peumerit-Quintin) : cinq enclaves sont allongées dans le plan de fluidalité ;

— lorsqu'il s'agit du faciès grossier, deux cas se présentent :

+ Contact avec le granite porphyrique sans amphibole : trois affleurements montrent ce contact :

• au Nord de Kervénal (Est de Saint-Nicodème), le granite porphyrique sans amphibole est inclus dans le granite isogranulaire (enclave aplatie de 50 cm de diamètre), observation qui n'est pas sans rappeler celle de J.-P. Sagon découvrant dans le Nord-Est de la feuille Quintin, un granite isogranulaire recoupant un granite porphyrique ;

• au Nord de Kerbanel (Sud-Est de Saint-Nicodème), deux autres affleurements laissant subsister un doute quant aux relations des deux faciès entre eux.

En cartographie, ce contact est très sinueux et l'on passe très souvent d'un faciès à l'autre, comme si leur limite était voisine de la surface topographique.

+ Contact avec le granite porphyrique à amphibole. Ce contact n'a pas été observé directement.

5) Contact entre les deux granites porphyriques. Il n'a pas été observé sur le terrain, mais tracé à partir de l'observation des lames minces. Il faut remarquer l'existence de mélange entre les deux faciès porphyriques : un panneau de granite à amphibole a été reconnu dans le faciès sans amphibole (carrière de Kergontrary, feuille Quintin) et inversement du granite sans amphibole a été repéré dans des zones réputées avec amphibole (environs du Hellès, épontes du filon de Kerly).

6) Granites fins à biotite. Ces filons recoupent les granites porphyriques et le granite isogranulaire à grain moyen à grossier (ex. : carrière du Hellès, le Gollot, à l'Ouest de Trémargat, et carrière située au Sud de Kerfaven). Certains ont probablement un pendage proche de la verticale, par contre, d'autres sont vraisemblablement peu pentés (ex. : entre Pen-an-Feuntun et Pen-an-Hoat, au Nord-Est de Trémargat). Ces filons présentent régulièrement des figures de mélange très nettes avec leur encaissant.

7) Granites fins à 2 micas. Ils recoupent également les granites porphyriques et le granite iso-granulaire à grain moyen à grossier.

A partir de ces observations encore insuffisantes il est possible de se faire

une idée du schéma de mise en place des intrusions qui pourrait être le suivant :

- 1 - mise en place du granite isogranulaire externe,
- 2 - puis des granites porphyriques, soit synchrones, soit séparés dans le temps,
- 3 - puis des granites isogranulaires internes, certains d'entre eux ayant pu toutefois se mettre en place avant ou en même temps que les granites porphyriques (éventuellement entre les deux granites porphyriques ?),
- 4 - enfin des faciès filoniens.

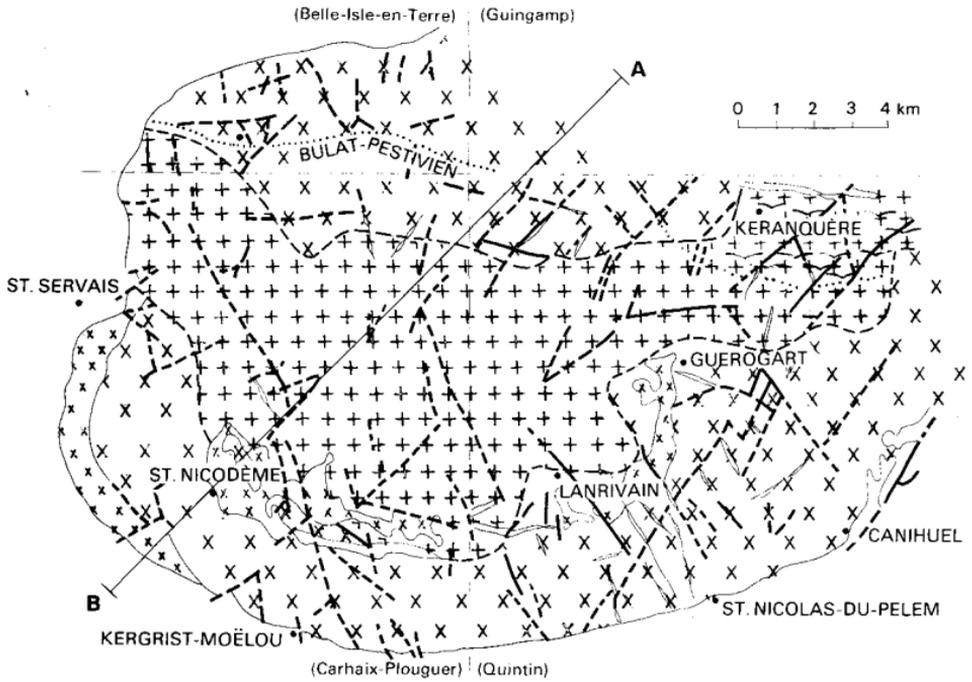
Données géochimiques

Le simple examen des compositions moyennes (cf. tableau 3) des différents faciès est révélateur des tendances géochimiques de ceux-ci.

TABLEAU 3 — ANALYSES CHIMIQUES
DES GRANITES
(massif de Quintin)

	I		III	V	II		IV		VI
	\bar{X}	σ	\bar{X}		\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	
SiO ₂	75,28	0,549	76,25	74,50	69,54	1,275	67,19	0,785	70,00
Al ₂ O ₃	13,18	0,177	12,80	13,30	14,76	0,555	15,23	0,198	14,40
TiO ₂	0,16	0,025	0,15	0,22	0,48	0,043	0,61	0,044	0,65
Fe ₂ O ₃	0,54	0,151	0,43	1,20	0,64	0,474	0,62	0,386	0,60
FeO	0,87	0,186	0,63	0,53	2,36	0,329	2,88	0,380	3,05
MgO	0,41	0,073	0,35	0,55	1,36	0,156	1,73	0,179	1,25
MnO	0,05	0,011	0,03	0,04	0,06	0,005	0,07	0,01	0,04
CaO	0,65	0,169	0,68	0,65	1,88	0,415	2,71	0,19	0,85
Na ₂ O	3,58	0,211	3,58	3,65	3,70	0,142	3,82	0,131	3,85
K ₂ O	4,84	0,174	4,78	4,75	4,39	0,191	3,98	0,16	3,85
H ₂ O ⁺	0,36	0,079	0,33	0,40	0,52	0,138	0,66	0,135	1,45
H ₂ O ⁻	0,10	0,029	0,10	0,15	0,09	0,028	0,11	0,074	0,10
P	0,05	0,009	0,04	0,05	0,16	0,024	0,19	0,019	0,18
Tot.	100,07		100,15	99,99	99,94		99,80		99,97

- I - Moyenne et écart-type calculé de 6 échantillons de granite isogranulaire externe (n° 1 à 6).
- III - Moyenne de 2 échantillons de granite isogranulaire interne (n° 17 et 18).
- V - Analyse d'un échantillon de granite isogranulaire à grain moyen à grossier (n° 39).
- II - Moyenne et écart-type de 10 échantillons de granite porphyrique sans amphibole (n° 7 à 16).
- IV - Moyenne et écart-type calculé de 10 échantillons de granite porphyrique avec amphibole (n° 19 à 28).
- VI - Analyse d'un échantillon de l'orthogneiss de Saint-Servais (n° 30).



CONTOURS GÉOLOGIQUES

-  Limite de faciès
-  Limite établie d'après étude micrographique

DONNÉES STRUCTURALES

-  Protomylonitisation
-  Faille observée
-  Faille supposée (Photogéologie)
-  Limite de protomylonitisation

ROCHES PLUTONIQUES

-  Granite leucocrate isogranulaire à grain moyen
-  Granite porphyrique à biotite
-  Granite leucocrate isogranulaire à grain moyen à fin
-  Granite porphyrique à biotite et amphibole

ROCHES FILONIENNES

-  Granite fin porphyrique
-  Filons divers

Fig. 6. — Carte géologique simplifiée de la partie occidentale du massif de Quintin.

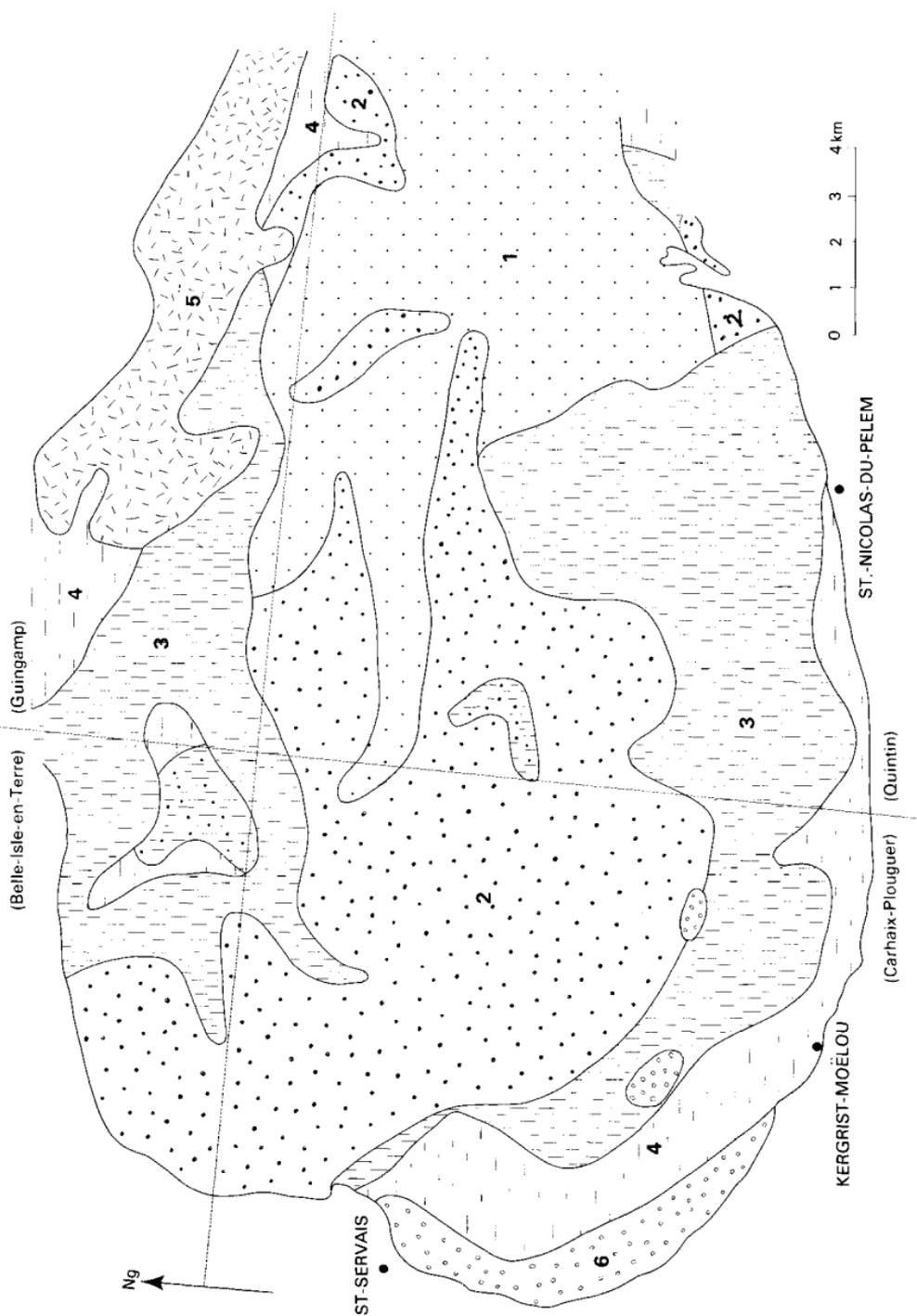


Fig. 7. — Carte géochimique interprétative avec les groupes 1 à 6 (tableau 4).

Les deux granites porphyriques montrent des compositions assez voisines, mais les variations constatées sur CaO et K₂O peuvent être considérées comme significatives ainsi que celles enregistrées au niveau des éléments ferromagnésiens. Les granites porphyriques ont un caractère monzonitique très net, l'un (granite à amphibole) s'étendant vers des compositions granodioritiques, l'autre vers des compositions granitiques.

Les granites isogranulaires se différencient bien des granites porphyriques et montrent une tendance silico-potassique accusée et de faibles teneurs en CaO, Al₂O₃ et en éléments ferromagnésiens. Les faciès internes et externes ont des compositions tout à fait analogues (à noter toutefois que nous ne disposons que de deux analyses de granite isogranulaire interne).

Structure de la partie occidentale du massif de Quintin (feuilles Carhaix-Plouguer, Quintin, Belle-Isle-en-Terre, Guingamp)

L'observation conjointe des cartes géologique (fig. 6) et géochimique (fig. 7, M. Beurrier et al., 1979) met en évidence (M. Beurrier et P. Rolet, 1980) :

- une structure concentrique incomplète constituée par les granites leucocrates isogranulaires externes (groupe 6), les granites porphyriques des groupes 4, 3 et 2 et le demi anneau constitué par les granites leucocrates isogranulaires fins à moyens ; cette structure reflète la géométrie déformée d'une chambre magmatique avec les faciès les plus basiques à la base et les plus acides au sommet. Cette structure, enracinée vers le Nord-Est, est déversée vers le Sud-Ouest (fig. 8) ;

- les granites porphyriques du groupe 1 qui paraissent recouper cette structure ;

- les leucogranites de Plésidy (groupe 5).

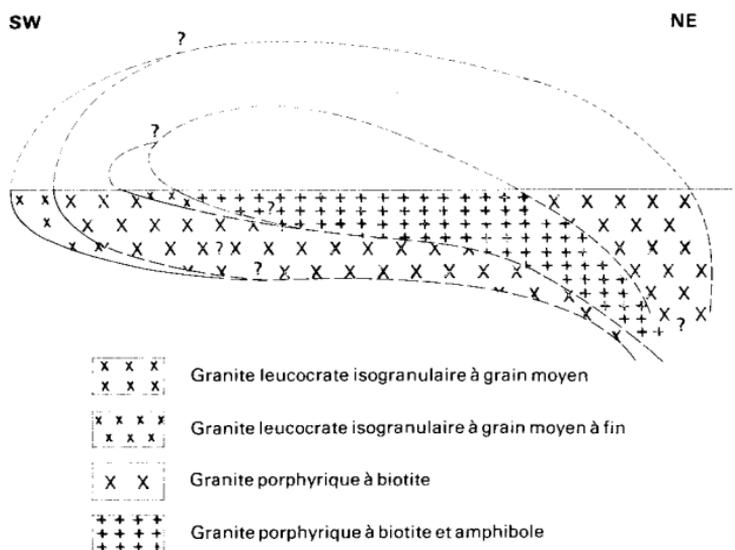


Fig. 8. — Coupe interprétative A-B (voir fig. 6).

TABLEAU 4 — COMPOSITION MOYENNE
ET ÉCARTS-TYPES DES GROUPES GÉOCHIMIQUES

	I n = 55		II n = 87		III n = 91	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	65,89	0,703	67,27	0,797	68,43	0,882
Al ₂ O ₃	15,99	0,302	15,39	0,285	15,17	0,540
TiO ₂	0,645	0,060	0,59	0,050	0,52	0,064
FeOT	3,59	0,264	3,36	0,257	3,03	0,290
MgO	1,77	0,311	1,75	0,244	1,45	0,220
MnO	0,066	0,010	0,064	0,008	0,058	0,009
CaO	2,84	0,440	2,61	0,226	2,17	0,256
K ₂ O	3,93	0,221	3,94	0,204	4,30	0,239
Na ₂ O	4,02	0,127	3,84	0,127	3,76	0,188
P ₂ O ₅	0,22	0,022	0,19	0,019	0,18	0,022
Total	98,961		99,004		99,068	

	IV n = 54		V n = 26		VI n = 14	
	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
SiO ₂	71,03	0,879	71,91	1,158	75,46	0,643
Al ₂ O ₃	14,27	0,468	14,70	0,260	13,01	0,269
TiO ₂	0,41	0,050	0,29	0,084	0,15	0,032
FeOT	2,45	0,360	1,70	0,371	1,28	0,224
MgO	1,26	0,256	0,70	0,269	0,39	0,100
MnO	0,05	0,011	0,035	0,0127	0,04	0,019
CaO	1,53	0,449	1,25	0,41	0,67	0,155
K ₂ O	4,48	0,254	4,59	0,425	4,94	0,364
Na ₂ O	3,57	0,163	3,59	0,255	3,47	0,410
P ₂ O ₅	0,15	0,032	0,17	0,044	0,045	0,009
Total	99,20		98,935		99,455	

n : nombre d'individus.

ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS STOCKS

Intrusions dans le Briovérien, postérieures au métamorphisme épizonal

$\mu\gamma_m^3$. **Microgranites.** — *v.* **Microdiorites quartziques et lamprophyres.** — ϵ . **Dolérites.** Ces roches microgrenues se présentent en très nombreux filons généralement subverticaux, de puissance comprise entre une centaine de mètres et quelques décimètres. La plupart des filons de microgranite et de microdiorite quartzique ont des orientations grossièrement est—ouest ; certains filons sont subméridiens ou NW—SE (surtout lamprophyres et dolérites). Beaucoup sont en place dans des zones fracturées.

Un gros filon principal de microgranite gris clair porphyrique (quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite) limite au Sud, de façon continue, le Briovérien, de Carnoët au granite de Quintin qui le recoupe à l'Est. Il est intrusif selon les lieux dans le Briovérien, mylonitisé ou non (dans ce dernier cas il peut donner une auréole métrique de schistes tachetés), dans le Dévonien présumé à l'Est, ou le Dinantien dont il contient de grands panneaux enclavés près du moulin de Coatléan. Le filon principal est accompagné, côté nord, dans une bande de quelques centaines de mètres, par un faisceau de filons plus petits, subparallèles, de microgranite porphyrique ou non et de microdiorite quartzique gris plus sombre, à porphyroblastes de plagioclase et de biotite, avec passées à grain fin homogène très chargées en biotite, à faciès de lamprophyre.

Des faisceaux importants de filons microgrenus analogues sont localisés autour de Restellou-Braz, Plusquellec, Keranguénou et surtout au Nord-Est de Callac. A l'extrême Nord-Est, un filon de microgranite situé près du granite de Quintin subit nettement le métamorphisme de contact de ce granite.

Les minces filons de lamprophyre (kersantite) altérés en ocre-brun avec quelques boules, très fréquents dans la zone sud du Briovérien ainsi que selon une bande méridienne au N.NW de Carnoët sont analogues à ceux qui bordent le Dinantien plus au Sud.

Les filons de dolérite sont moins fréquents ; on les trouve dans la zone sud (où ils paraissent prolonger vers l'Est les dolérites intrusives dans le Dévonien au Nord-Ouest de Carnoët) et au Nord-Est de Callac. Ce sont des roches à augite et à belle texture intersertale à lattes d'andésine.

Intrusions dans le Siluro-Dévonien

$\mu\eta^2$. **Microdiorite quartzique à biotite.** Les dernières manifestations éruptives, liées, semble-t-il, aux émissions basiques décrites précédemment car leur disposition est générale autour de l'anticlinal de Plourac'h, se traduisent par l'injection d'un grand nombre de petits filons ou stocks de microdiorite quartzique à la partie supérieure des argilites siegéniennes principalement peu ou pas affectées par les venues basiques. Tous les termes de passage peuvent exister entre les métadolérites à composition dioritique et les microdiorites à tendance lamprophyrique. Ce sont des roches parfois claires, de couleur beige, parfois à cœur gris sombre dans une enveloppe d'altération à mouchetures limoneuses. Sur un fond plagioclasiqne finement latté et quartzeux, on observe généralement quelques phénocristaux de feldspath et de quartz automorphe ou plus souvent de gros globules de quartz rhyolitique. La biotite fine et allongée y est

très abondante, plus rarement en larges lamelles, accompagnée de chlorite d'altération. L'albitisation des plagioclases libère parfois quelques poches de calcite.

La relation entre la cornéification des argilites et la présence des microdiorites apparaît cartographiquement évidente. Cependant l'importance des cornéennes en regard du faible développement filonien laisse supposer la présence d'intrusions sous-jacentes non affleurantes.

$\mu\eta$. **Microdiorite subporphyroïde à biotite.** Près de Carnoët, dans la zone de contact Paléozoïque—Briovérien s'alignent des filons de microdiorite hydrothermalisée ou plus ou moins écrasée riche en éléments opaques et oxydes. Elle se distingue des roches précédentes par l'absence presque totale de quartz. Dans un fond feldspathique altéré et chloritisé on peut encore y distinguer les fantômes d'une structure porphyroïde. Les biotites n'y sont pas conservées.

ν . **Lamprophyre.** Les lamprophyres vrais sont assez rares et toujours en minces filons. Toujours profondément altérés en chlorite-muscovite et oxydes de fer, on y distingue encore parfois sur un fond plagioclasique d'abondantes lamelles de biotite.

$\mu\gamma^3$. **Microgranite à biotite.** Au Quinquis et à Trévennec pointent de petits stocks de microgranite de couleur beige. Sur un fond grenu feldspathique et chloriteux très peu quartzeux tranchent des phénocristaux bien développés de feldspath potassique séricitisé et de gros globules de quartz rhyolitique bien visibles à l'œil nu à fissures de retrait suborthogonales, ainsi que quelques larges plages de chlorite. La biotite altérée s'y présente en fines paillettes ou surtout en lamelles trappues.

$\mu\gamma_m^3$. **Microgranites à deux micas.** Un accident tectonique majeur sécant met en contact anormal le Dévonien indifférencié et le Carbonifère à l'Ouest de Carnoët. Cet accident est matérialisé par le filon de microgranite (déjà décrit), pouvant dépasser 200 m d'épaisseur.

A l'Est, il est recoupé par le massif granitique de Quintin où son empreinte disparaît ; à l'Ouest il s'atténue et s'effiloche progressivement sans atteindre le batholite granitique de Huelgoat. Son âge absolu n'est pas connu. Nous pouvons seulement affirmer qu'il est antérieur au granite de Quintin qui le recoupe et postérieur à la structuration régionale qui affecte le Viséen supérieur. C'est un microgranite leucocrate porphyroïde à mésostase très finement argilitisée, à nombreux phénocristaux de quartz automorphe et de feldspath potassique déstabilisé, avec muscovite et biotite altérée. C'est une roche blanc-beige en surface, gris clair en profondeur ; localement certains faciès altérés et kaolinisés, très blancs, présentent un caractère aphyrique. Des lentilles de schistes et de *wackes* carbonifères sont conservées au cœur de ce filon qui a été exploité autrefois pour des besoins locaux en de nombreuses carrières de petite et moyenne importance.

$a\gamma^2$. **Aplite granitique leucocrate.** De Saint-Cadou à Rospellem apparaît un filon d'aplite de nature assez semblable à celle de Coat-ar-Rest (feuille Huelgoat). C'est une roche leucocrate à quartz, feldspath potassique et muscovite très fine. On y observe de rares et petits phénocristaux de feldspath et surtout de quartz.

TABLEAU 5 — ANALYSES CHIMIQUES DE MICROGRANITES

	13	14
SiO ₂	73.01	72.97
TiO ₂	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	13.50	15.44
Fe ₂ O ₃	2.42	1.08
FeO	0.36	0.21
MgO	0.55	0.15
CaO	0.49	0.63
Na ₂ O	2.96	2.04
K ₂ O	4.69	4.60
Perte au feu	2.44	2.16
Total	100.42	99.28

13. Microgranite porphyrique, sphérolitique, à biotite ; Nord-Est de Duault.
 14. Microgranite porphyrique (bordure figée) ; Nord-Est de Duault.

Intrusions dans le Dinantien

$\mu\gamma^3_m$. **Microgranites à deux micas.** Ils se développent sur le flanc nord du Bassin de Châteaulin en un vaste alignement orienté sensiblement est—ouest, enclavant donc parfois de grands panneaux des différentes formations encaissantes (Briovérien, Dévonien, Dinantien). (Analyse chimique, tableau n° 5).

ν . **Lampophyres.** Ils constituent des filons peu puissants (quelques mètres de large) et peu étendus (quelques dizaines de mètres de long), subconcordants avec la stratification. A l’affleurement, ils sont souvent très altérés en produits argileux.

Les roches fraîches renferment de petites lattes de plagioclase (oligoclase An 25-30) qui dessinent une structure intersertale fine. Les interstices sont occupés par de la biotite, de la calcite, de la dolomite, du quartz, de fines aiguilles d’apatite. On note de nombreuses et grandes lamelles de biotite, automorphes, et quelques phénocristaux de plagioclase. Des mouches de pyrite s’observent parfois.

Ces lamprophyres peuvent être rapportés à des kersantites quartziques.

Au Nord-Est de Rostrenen (la Petite Garenne) toutefois, une variété différente renferme de la hornblende.

Filons de quartz

Q. Quartz. Il est présent partout. Dans le Briovérien nombre de cassures de ce vieux socle sont garnies de quartz en filons, souvent bréchiques et géodiques, de haute et basse température. Deux zones surtout sont riches en filons de quartz :

— une bande contre et à l'Ouest du massif de granite de Quintin, où des fractures surtout N.NE—S.SW, mais aussi N.NW—S.SE sont jalonnées de quartz filonien de basse température, géodique, en peigne, plus ou moins bréchique et à oxydes de fer. Entre la Ville-Neuve et Trefflay un gros filon (puissance supérieure à 10 m) sensiblement est—ouest, de quartz blanc stérile massif semble associé aux microgranites ;

— une bande nord—sud entre Carnoët, Plusquellec, Kercourtois, avec des filons N.NE—S.SW et NW—SE à N.NW—S.SE, dont certains, minéralisés en Pb, Zn, (Ag, Cu) seront décrits plus loin, et une vaste zone de brèche quartzeuse au Nord (Rs). Cette brèche semble résulter de la fragmentation et de la silicification, dans une zone-carrefour de fractures importantes, des roches briovériennes, en particulier des phanites ; on distingue parfois deux phases successives de bréchification et de silicification, avec localement oxydes de fer.

Dans le Dévonien il est rare. Deux filons seulement ont été observés, dont un assez puissant, exploité en carrière aujourd'hui abandonnée, appartenant à une génération de direction nord—sud connue plus à l'Ouest et porteuse de minéralisations.

Dans le Dinantien, deux orientations majeures des filons de quartz sont visibles :

- de gros filons de quartz blanc, stériles, parallèles à la structuration majeure des schistes dévoniens (N80 à N100 °E),
- des filons orientés N—S.

Le batholite granitique de Quintin est lui-même parcouru par des filons de quartz.

ROCHES SÉDIMENTAIRES TRANSFORMÉES PAR LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT

L'intrusion des granites de Quintin et de Rostrenen dans les séries sédimentaires briovériennes et paléozoïques (Dinantien) provoque un métamorphisme de contact qui se surimpose au métamorphisme régional anchizonal à épizonal.

Briovérien

bS¹⁻² Ko, bS² Ko. **Cornéennes à biotite, muscovite et cordiérite.** Le contact granite de Quintin—encaissant n'a pu être observé. Le métamorphisme qu'il développe dans son encaissant briovérien n'est pas homogène dans la zone étudiée selon qu'on se trouve au Nord ou au Sud du granite de Kernon :

— *au Nord.* Dans une auréole d'un kilomètre de largeur, bien parallèle au contour du massif de granite, les roches briovériennes (bS¹⁻² Ko) sont cornéifiées : recristallisation en mosaïque de quartz et de plagioclase, néoformation de biotite et de muscovite associée à la cordiérite (et andalousite ?) en taches. Une certaine orientation des biotites et les formes plus ou moins contournées des taches de cordiérite semblent indiquer que des contraintes ont accompagné les néocristallisations dues au métamorphisme de contact. Les silixites à séricitite-

chlorite de Saint-Treffin—la Ville-Neuve (bS² Ko) montrent des recristallisations de quartz et des groupements de néobiotites surimposées, souvent associées à des filonnets de quartz, et non orientées. A l'Ouest du granite de Kernon (dans lequel rappelons que le métamorphisme de contact est bien marqué), il n'existe pratiquement pas de phénomène de contact, mais la largeur du massif de Kernon peut l'expliquer.

— *au Sud*. La largeur de l'auréole de contact, tracée par rapport au contour apparent du granite, varie irrégulièrement de quelques dizaines de mètres au niveau de Kerroux jusqu'à environ 700 mètres dans les schistes dévoniens au Nord du château de Rosviliou. Ces différences de largeur peuvent partiellement s'expliquer par une zone d'éboulis au Nord de Kerbernès, qui masque le contour réel du granite en place, et par l'effet possible de failles NW—SE. Toutefois la largeur moyenne est faible et l'intensité du phénomène aussi, qui ne donne guère que des schistes à taches d'andalousite et de micas, les sédiments plus quartzeux sont peu affectés. Rappelons que le faciès du granite de la forêt de Duault est différent de celui du granite au Nord de Kernon, ou bien la différence de métamorphisme de contact notée tient-elle à la forme du gisement du massif de Quintin ?

Dinantien

L'auréole de contact atteint et dépasse même parfois 1 km de large à l'affleurement. En s'approchant des granites on constate que les schistes perdent progressivement leur aspect feuilleté et deviennent compacts. Tout près des granites, la schistosité est complètement oblitérée par les néoformations minérales. Les roches prennent alors un aspect corné.

h_{1,2a} S¹ Ko. **Schistes et cornéennes indifférenciés**. La série sédimentaire inférieure est transformée à l'approche du granite de Rostrenen (Sud-Est de la feuille Carhaix). Elle comporte des schistes et cornéennes à andalousite et biotite et, plus rarement, des schistes à grenat (almandin) et biotite.

h_{2b-c} Ko¹. **Cornéennes à cordiérite et orthose**. A proximité du contact avec le batholite de Quintin, on peut individualiser de rares niveaux de quelques mètres de puissance de cornéennes noires, à grain moyen, très dures. Au microscope, dans une mésostase quartzo-feldspathique micacée, sont dispersées de nombreuses plages subcirculaires (jusqu'à 1 mm) de cordiérite présentant la macle rayonnée. La mésostase est composée de quartz, orthose, biotite, parfois oligoclase.

Des cornéennes identiques (pouvant renfermer toutefois des prismes d'andalousite) s'observent sur la feuille voisine Quintin.

h_{2b-c} S¹⁻² Ko. **Schistes et cornéennes indifférenciés**. Sous cette notation ont été regroupées les strates du Viséen supérieur, situées dans l'auréole de contact des granites de Quintin et Rostrenen, dans lesquelles il n'a pas été possible de cartographier de niveaux-repères.

Dans la zone la plus externe de l'auréole de contact, les schistes se chargent progressivement en taches millimétriques remplies par de grandes paillettes de chlorite, de biotite, de petits prismes d'andalousite. La cordiérite apparaît plus près du granite.

Dans les grauwackes, on observe des néoformations de biotite. En outre, les cristaux maclés d'albite détritique recristallisent sous forme de cristaux non maclés. Si les grauwackes contenaient un peu de calcite avant l'apparition du métamorphisme de contact, c'est de l'oligoclase qui peut prendre naissance.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Fz. Alluvions. Sables et graviers. Les fonds de vallées des multiples cours d'eau qui sillonnent la région sont occupés par des graviers, des sables et des argiles. Ces formations sont rarement importantes.

Ey. Eboulis de pentes. Au Sud-Est de Saint-Servais, l'érosion de la crête de granite isogranulaire externe entraîne l'accumulation d'éboulis sur les flancs, dans la forêt de Duault.

T. Tourbe. Cette formation généralement peu puissante (quelques décimètres) s'observe dans des zones déprimées élargies, marécageuses du Briovérien et du Dinantien.

C. Colluvions, colluvions des têtes de vallées. Les colluvions sablo-argileuses des versants passent progressivement aux alluvions des fonds de vallées.

Rs. Argiles résiduelles, blocs de phanites et brèches silicifiées. Dans le Briovérien, cette zone à l'Est de Plourac'h, a une morphologie particulière ; on y observe des blocs et éclats de brèche siliceuse, de toutes dimensions, épars sur une lande au sol d'argile d'altération. Ces blocs sont sans doute les vestiges d'un ou plusieurs alignements rocheux qui arment cette haute colline (270 m) et ont été démantelés par l'érosion. Les blocs garnissent aussi la pente vers le Sud-Ouest, au bas de laquelle les argiles d'altération se poursuivent seules dans la dépression sous Kercourtois.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

DÉFORMATIONS DU BRIOVÉRIEN

Le socle cadomien est constitué par les terrains sédimentaires briovériens plissés au cours de l'orogénèse cadomienne, dans lesquels percent les intrusions granodioritiques tarditectoniques (post-métamorphisme général) de Klempéto, Kernon en Saint-Servais, etc. L'existence de cette phase plicative cadomienne est exprimée par la discordance cartographique générale du Paléozoïque sur le Briovérien.

Ces premières déformations se présentent en plis serrés isoclinaux, s'orientant autour d'une direction E—W, de plan axial très raide (85 °S) et axe subhorizontal (plongeant de 5° vers l'Ouest en général) et s'accompagnent d'une schistosité de flux. Dans les faciès immatures, la schistosité de flux se traduit par un très net étirement des éléments feldspathiques bien visible macroscopiquement. Au Nord-Ouest de Carnoët, les directions observées s'infléchissent vers le NW—SE puis à N—S à l'extrême Ouest de la zone d'affleurement. Au Nord et à l'Est de la vallée du Guerrilly, les plans de schistosité S¹ observés sont à faible pendage (20 à 40° vers le Nord ou le Sud). C'est dans ce même secteur qu'ont été observés des plis 2. Ces plis de deuxième génération sont des microplis souples de type concentrique auxquels est associée une schistosité S² de fracture crénelant la schistosité S¹ et dont la direction générale (?) semble osciller de N 70° à N 140 °E. Cette dernière phase plicative est peut-être à mettre en parallèle avec la virgation observée à l'Ouest pour interpréter cet ensemble comme une mégastructure antiforme plissée post-P¹ S¹. L'état actuel de nos connaissances ne nous permet pas d'aller plus avant dans l'interprétation, ni de préciser l'âge de cette déformation.

Le métamorphisme qui accompagne le plissement synschisteux est peu intense dans les limites de la carte, le Briovérien y reste dans le subfaciès à quartz — albite - muscovite - chlorite du *greenschist-facies*. La biotite, qui apparaît dans les schistes à séricite-chlorite au Nord-Est, provient du métamorphisme de contact du granite de Quintin et on ne peut parler, dans le cadre de la feuille, de gradient du métamorphisme régional vers le Nord-Est.

DÉFORMATIONS DU PALÉOZOÏQUE

Le Dévonien est déformé par une phase plicative isoclinale synschisteuse (schistosité de flux) et dont la direction générale oscille entre N 80° et N 110 °E. Les plongements d'axe sont faibles (10 °N). Vers le Nord (vallée de l'Aulne) les plans de schistosité, les axes de plis prennent progressivement une direction nord—sud. Une seconde phase de déformation se manifeste par une schistosité de fracture sur le bord ouest de la feuille et par quelques plis de direction N 70° à N 80°E observables jusqu'à Carnoët. Ces déformations contemporaines de la mise en place du granite de Huelgoat (336 M.A., feuille Huelgoat) sont attribuables à la phase bretonne *s.l.* (fig. 1). Ce sont d'une part les mouvements bretons *s.s.* dévoniens et peut-être d'autre part les mouvements intratournaisiens qui plus à l'Ouest déforment le bassin strunien de la série de Kermerien (équivalent possible de la série supérieure du complexe volcanique de base de J.-P. Sagon) (fig. 9).

BASSIN DE CHATEAULIN

J. ROLET, P. THONON (Huelgoat) J.-P. SAGON (Carhaix-Plouguer, Quintin)

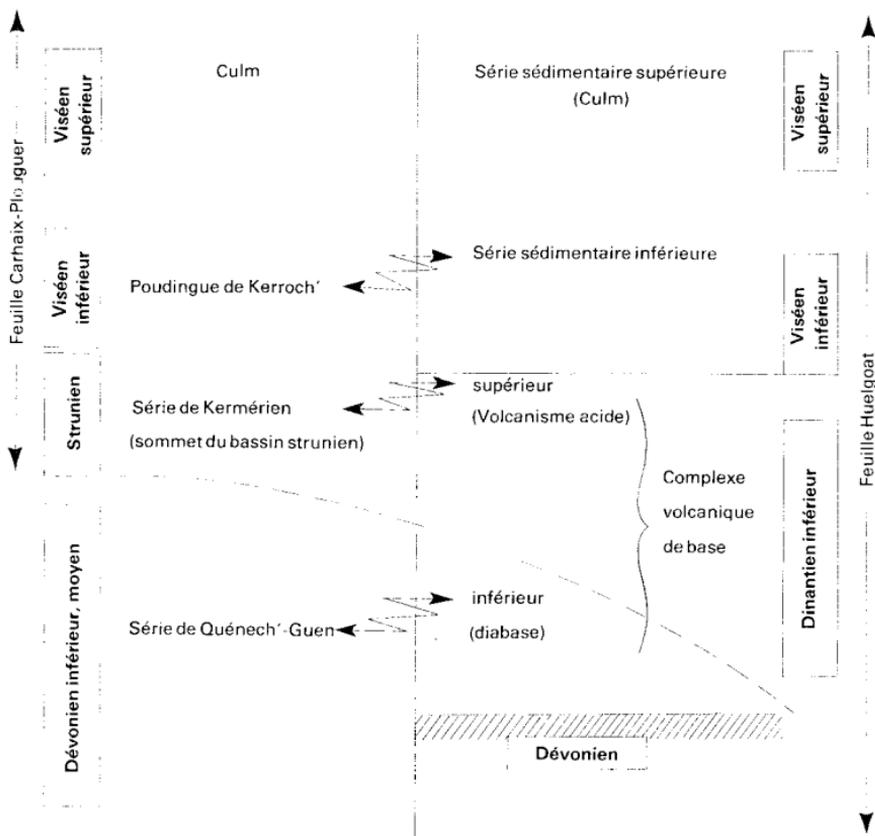


Fig. 9. — Corrélatons dans le bassin de Châteaulin.

Le métamorphisme est faible et de type anchizional comme en témoigne la présence de pumpellyite et plus rarement de préhnite dans les roches basiques. Le gradient croissant vers l'épizone s'ordonne selon une disposition rayonnante autour de l'anticlinal de Plourac'h. Il n'est pas possible d'en préciser l'isograde du fait de l'absence de roches basiques dans les séries supérieures.

A titre d'hypothèse et à défaut d'informations structurales plus précises dues essentiellement à la réduction des séries sur la feuille Carhaix, la confrontation, dans les séries briovériennes et siluro-dévonienues des faits d'observation suivants :

- métamorphisme régional faible, anchizional à épizonal,
- schistosité de flux S^1 généralement faible et de même type,
- direction unique de ces schistosités S^1 ,
- virgation commune de la schistosité de flux autour de Plourac'h,
- nature et intensité semblables de S^2 , directions subparallèles des schistosités 2,

nous permet d'envisager la structuration majeure des terrains briovériens et siluro-dévonienus lors de la phase bretonne (épisode tectogénétique 1 du cycle hercynien, fig. 1).

Insistons, cependant, sur le caractère hypothétique de cette formulation, qui ne pourra être infirmée ou confirmée que par l'examen régional de l'ensemble du Briovérien et de ses relations avec le Paléozoïque (feuille Belle-Isle-en-Terre notamment).

Le Carbonifère (Viséen—base du Namurien) de Châteaulin est déformé par une phase majeure de plissement, postérieurement aux derniers dépôts de la base du Namurien et antérieurement à la mise en place ultime du granite de Quintin (290 M.A.). Cette déformation est caractérisée par des plis déjetés à déversés vers le Nord, d'amplitude décamétrique à hectométrique, harmonique de mégastructures kilométriques, de direction axiale est—ouest (fig. 10). A ces

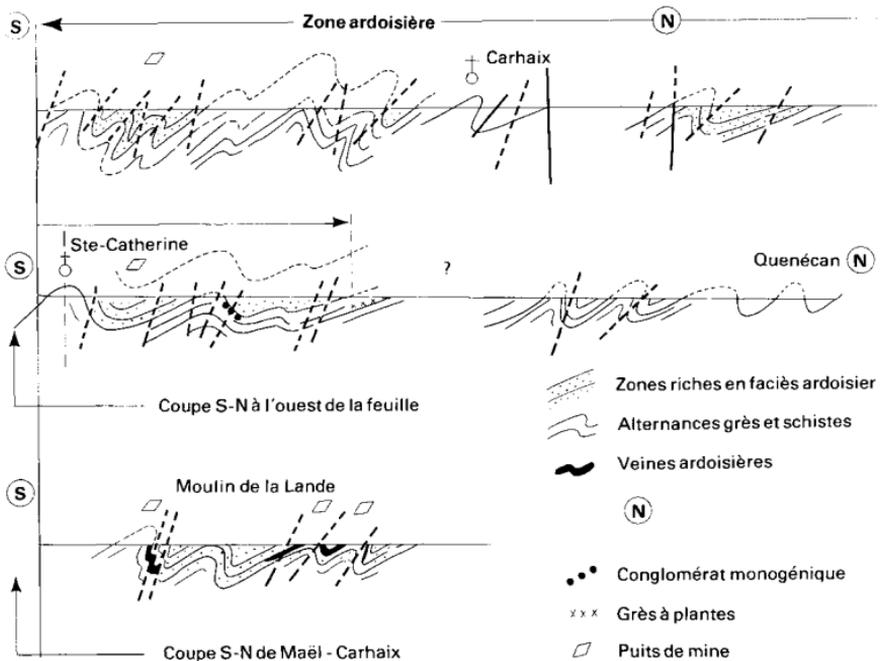


Fig. 10. — Coupes S—N dans le Carbonifère du bassin de Châteaulin.

plis est associée une schistosité de flux, de plan axial (plan de fissilité des ardoises).

Un léger métamorphisme est contemporain de cette phase plicative majeure. Les mesures de cristallinité effectuées sur des micas blancs potassiques révèlent que l'épizone a été atteinte dans la partie sud de la feuille Carhaix. Plus au Nord, le métamorphisme a été plus faible, les couches étant situées dans l'anchizone.

Postérieurement à cette phase plicative majeure dans des directions sensiblement voisines, le cortège filonien microgranitique E—W se met en place (forêt de Fréau, région de Duault). Ce cortège filonien peut exprimer le rejeu distensif des grands coulissages dextres (d'âge breton) des monts d'Arrée.

Le basculement des axes de plis de phase 1 tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest, à courte distance, peut être la conséquence de mouvements ondulants antéschisteux, intravisésiens, prémices de la phase majeure de déformation (phase sudète).

Sur l'ensemble du massif granitique de Quintin, la fluidalité planaire, généralement nette présente une direction E—W constante avec un pendage nord, moyen à faible (10 à 60°) qui s'accroît vers le Nord du massif. Les relations chronologiques entre la mise en place du massif et la structuration régionale de l'encaissant ne sont pas évidentes. Certaines observations : minéraux du métamorphisme de contact localement affectés par la schistogenèse régionale, accordance relative des structures internes au massif (fluidalité) avec la schistosité de l'encaissant, tendraient à prouver le caractère synchrone des deux phénomènes. Cependant, le granite de Quintin recoupe le microgranite, tardif par rapport à la schistogenèse. On peut donc penser que la phase précoce de l'intrusion est synchrone de la tectonique régionale majeure, bien que la phase ultime puisse être liée à des phénomènes diapiryques post-tectoniques.

A l'appui de cette hypothèse nous pouvons remarquer les faits suivants : sur la carte nous avons distingué une zone d'influence des granites sur la structuration des schistes de Châteaulin, se traduisant par l'apparition fréquente de plis droits serrés, où la schistosité subverticale est conforme à la stratification. Le raccourcissement régional horizontal dans ce cas est accentué par la montée diapiryque progressive des granites. Les schistosités de crénulation 2 observables dans cette zone uniquement peuvent être interprétées, dans cet esprit, comme la résultante du raccourcissement vertical se manifestant lors de la mise en place finale des masses granitiques de Quintin et Rostrenen.

La déformation se poursuit engendrant des voissurations et la mise en éventail des plis synschisteux (synclinorium de Châteaulin) et s'achève par une intense fracturation exprimée principalement, et en premier lieu, par un jeu décrochant d'accidents conjugués dextres (N 160-170 °E) et senestres (N 30° à N 40 °E) (pérennité de la compression N—S) parfaitement exprimés dans le granite entre le Carlouët et Kerfaven, et dans le Paléozoïque par la direction générale du cours de l'Hyère. Dans un deuxième temps une compression E—W a fait rejouer les fractures N 30 °E en décrochements dextres et les fractures N 65 °E en décrochements senestres (granite de Quintin, M. Beurrier et *al.*, 1980). Cette compression crée également de nouvelles fractures de directions moyennes N 75° à N 95 °E (directions E—W du cours de l'Hyère par exemple).

Enfin, une distension E.NE—S.SW s'est traduite par le rejeu en faille normale de certains des plans de fractures N 30° et N 160 °E (M. Beurrier et *al.*, 1980).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Comme toujours dans le Massif armoricain, les sources d'émergence sont nombreuses et l'hydrogéologie profonde des roches du « socle » est caractérisée par la discontinuité des systèmes aquifères et la séparation entre les fonctions de réservoir (surtout zones d'altération) et de conducteur (lié à la fissuration). Dans le Briovérien, le très grand nombre de filons, de bancs ou lentilles de roches dures, de fractures diverses assure un bon drainage de l'eau souterraine ; de très nombreuses sources de trop plein, de rupture de pente ou de débordement sont d'ailleurs liées à ces accidents. Mais la dominante argileuse des sols d'altération n'est pas favorable à de gros réservoirs et, indépendamment de leur pérennité souvent affirmée, le débit de ces sources est généralement faible.

En pays granitique les réservoirs sont représentés par l'arène et quelques secteurs de fracturations. Les sources sont nombreuses et leur débit est faible.

MINÉRALISATIONS

Dans le Briovérien

Les seules minéralisations connues dans le secteur sont plombo-zincifères et font partie du district métallogénique de Huelgoat—Poullaouen, d'âge hercynien probable.

Quatre indices de Pb, Zn (Cu, Ag) sont seuls notables dans le Briovérien ; tous ont fait l'objet de travaux miniers plus ou moins importants aux époques indiquées : Coat Anec'h, Menez Plom (Kerhayet) et Kerlast (la Ville-Neuve) au 18^e siècle et Kerhervé (puits de recherches 1962). Les deux premiers, et peut-être le troisième, ont été exploités au 18^e siècle pour plomb (et argent) ; les halides et les scories sont encore abondantes sur les sites (et sur les chemins et cours de ferme du voisinage). 60 tonnes de plomb auraient été extraites de Menez Plom en 1775-1780.

Ce sont des filons à gangue de quartz et calcite, minéralisation de type massif, rubanée, bréchique et géodique, à blende dominante, galène, rares sulfures complexes de cuivre ; blende et galène sont argentifères. Ces filons sont orientés N.NE—S.SW (Menez Plom et Kerlast), NW—SE à Kerhervé (et peut-être à Coat Anec'h où l'orientation est mal définie ou complexe).

Des recherches récentes sur le filon de Menez Plom montrent qu'il peut constituer un objectif à caractéristiques économiques.

Dans le Dinantien

Au Sud de Carnoët, l'indice de Pb-Zn de Quénécan, dans le filon de quartz avec chalcopryrite, a suscité des travaux miniers dès 1762. Actuellement subsiste une galerie.

Aux environs de Duault (Renun) quelques indices de Pb ont été décrits dans de petits filons de quartz.

Dans le granite de Quintin

Dans la région de Locarn—Duault de nombreux indices W-Au essentiellement

TABLEAU. RESUME DES GITES MINERAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéreau	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Kerhervé (Croaz-Minez)	1.4001	Pb Zn	Galène Blende	Filon NW	Schistes de St-Lô	Travaux de recherches en 1961-62. Puits de 12 m.
Quénécan	1.4002	Cu Pb	Chalcopyrite Malachite Galène Quartz	Filon E-W	Schistes dinantiens	Galerie ouverte en 1762.
Plusquellec (Coat-Annec'h)	2.4001	Pb Zn Ag	Blende Galène Chalcopyrite Cuivre gris Quartz	Filon subvertical N 20 °E	Schistes de St-Lô	Travaux à plusieurs reprises entre 1739 et 1779. Filon suivi sur 400 m à la profondeur de 65 m.
Menez-Plom (Carnoët ou Kermayet)	2.4002	Pb Zn Cu Ag	Galène Blende Chalcopyrite Cuivre gris Quartz	Filon NE	Schistes de St-Lô	Périodes d'activité entre 1698 et 1781. Recherches vers 1848. Filon suivi sur 200 m. Profondeur atteinte : 122 m.
Kerlast	2.4003	Pb Zn Ag	Galène Blende	Filon NE	Schistes de St-Lô	Travaux vers 1780. Nouvelles recherches vers 1848.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Renun	2.4020	Pb	Galène	Filon NE	Schistes dinantiens	Indice. Fouille en 1960.
Kerivoal	3-4001	W As Mo Be	Wolframite Löllengite Molybdénite Béryl Quartz	Fillons E-W et NW	Granite	Indices situés à la bordure occidentale du Massif de Quintin.
Linglay	3-4002	W Au	Wolframite Scheelite Or	Fillons E-W et NW		Ce massif constitué de granite porphyroïde passe à un faciès à grain moyen à cet endroit. La minéralisation est située dans des fractures à remplissage quartzeux.
Forêt-de-Duault-1	3.4003	W	Wolframite	Filon NW		
Forêt-de-Duault-2	3-4004	Be	Béryl	Filon NE		
Couvenant	3-4005	W	Wolframite	Filon E-W		
Ar-Cosquer	3-4006	W Be	Wolframite Béryl	Filon NE		

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Menhir- Quelenec	3-4007	W	Wolframite	Filon NE		
	3-4016	Be	Béryl	Filon NE		
Goarem- Tronjoly	4-4001	U	Autunite	Disséminé	Syénite	Autunite en imprégnation dans un amas de syénite de direction armoricaine.
Kerohou	4-4002	Sn	Cassitérite	?	Granite	Indice.
St-Isidore	4-4003	U	Autunite	Filon N 160° E	Granite	Filon de silice rouge faiblement minéralisé de 0,20 m de puissance. Fouille en 1960.
La Boissière	7-4001	W Au Mo Be	Wolframite Or Molybdénite Béryl Löllingite	Filon N 30 °E vertical 0,15-0,20 m	Granite (éponges greisenisées)	Même remarque qu'aux gîtes 3-4001 à 3-4016. Galerie de recherche effectuée en 1965.
Scuberiou	7-4002	Sb	Stibine Stibiconite Quartz	Filon	Schistes dinantiens	Indice en éboulis.
Loguevel	7-4003	W Au	Wolframite Or	Filons NE	Granite	Même remarque qu'aux gîtes 3-4001 à 3-4016.

Bois-de-Follezou 1	7-4004	W Au Be	Wolframite Or Béryl	6 filons N 20 °E à N 40 °E		Granite	Même remarque qu'aux gîtes 3-4001 et 3-4016.
				Filon N 40 °E			
Bois-de-Follezou 2	7-4005	W	Wolframite	Filons N 20 °E à N 40 °E			
Parc-Nevez	7-4007	W Au	Wolframite Or				
Trebel	7-4006	Pb Pyr	Galène Pyrite	Filon N 120 °E Pce 0,15 m	Granite	Indice. Minéralisation faible.	
Kernon	8-4001	U	Gummite Autunite Pyrite Quartz	Zone broyée N 168 °E avec filons	Granite	Zone broyée minéralisée et filons de silice rouge, quartz enfumé, améthyste. Fouilles, sondages 1959-61. Extrait : 10 t à 1 % U et 3 t à 0,05 % U.	
Toul-Ar-Roc'h	8-4002	U	Autunite	Filon N 160 °E	Granite	Fouilles en 1959, filon de silice rouge localement bien minéralisé.	
Bel-Air	8-4004	U	?	Filon N 160 °E	Granite	Filon de silice rouge, faible anomalie radioactive.	
Guillerbot	8-4005	U	?	Filon N 160 °E	Granite	Filon de silice rouge, faible anomalie radioactive.	

ont été décrits dans le réseau filonien (Q) du massif de Quintin (directions N 35° et N 170 °E).

A la Boissière, une galerie encore visible, creusée en 1967, a permis la reconnaissance d'un filon de quartz minéralisé en W-Au-Mo-Be.

MATÉRIAUX

Le granite prophyroïde de Quintin gris bleuté est utilisé pour la construction. Les granites fins (granite fin à biotite ou granite isogranulaire à grain moyen à fin) ont autrefois largement été exploités. L'altération des différentes variétés de granite donne naissance à des arènes exploitées de façon artisanale.

Ardoise

L'exploitation ardoisière dans le Bassin de Châteaulin—Carhaix remonte à une époque très ancienne puisqu'on retrouve dans les archives des 17^e et 18^e siècles des renseignements sur l'extraction et le commerce de l'ardoise. Sur la feuille Carhaix-Plouguer la cartographie des exploitations met en évidence deux régions ardoisières allongées est—ouest et renfermant chacune plusieurs « veines » ardoisières :

- au Nord, le groupe de Maël-Carhaix, Locarn, Trébrivan, Plounévélzél ;
- au Sud, la bande des exploitations de petite importance du Moustoir.

Liste des principales ardoisières

1. Domaine de Lannec (Trébrivan).
2. Ancienne ardoisière de Coat-Maël.
3. Ancien puits de recherche de Kervaconan.
4. Ancien puits d'exploitation et travaux anciens de surface de Kerviaderien.
5. Ancien puits de Bel Air.
6. Ancienne ardoisière de Kergonan.
7. Ardoisière de Moulin de la Lande (Maël-Carhaix).
8. Ancienne exploitation de C'hra.
9. Ancienne carrière artisanale de Penvichen.
10. Anciennes carrières de Pempoulou.
11. Anciennes ardoisières de Garz-Alain.
12. Anciennes ardoisières du moulin de Lostancoat (le Moustoir).
13. Ancien puits du Petit Tréveller.
14. Ancien puits de Kerrun.
15. Anciennes ardoisières de Roz-ar-Vinglen.
16. Anciennes carrières à ciel ouvert de Tronjoly.
17. Anciennes ardoisières du Moulin de la Pie.
18. Ancienne ardoisière du Moulin de Kergiou.
19. Anciennes ardoisières du Moulin de Pont Carne.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

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

- itinéraire 9 : le synclinorium de Châteaulin.

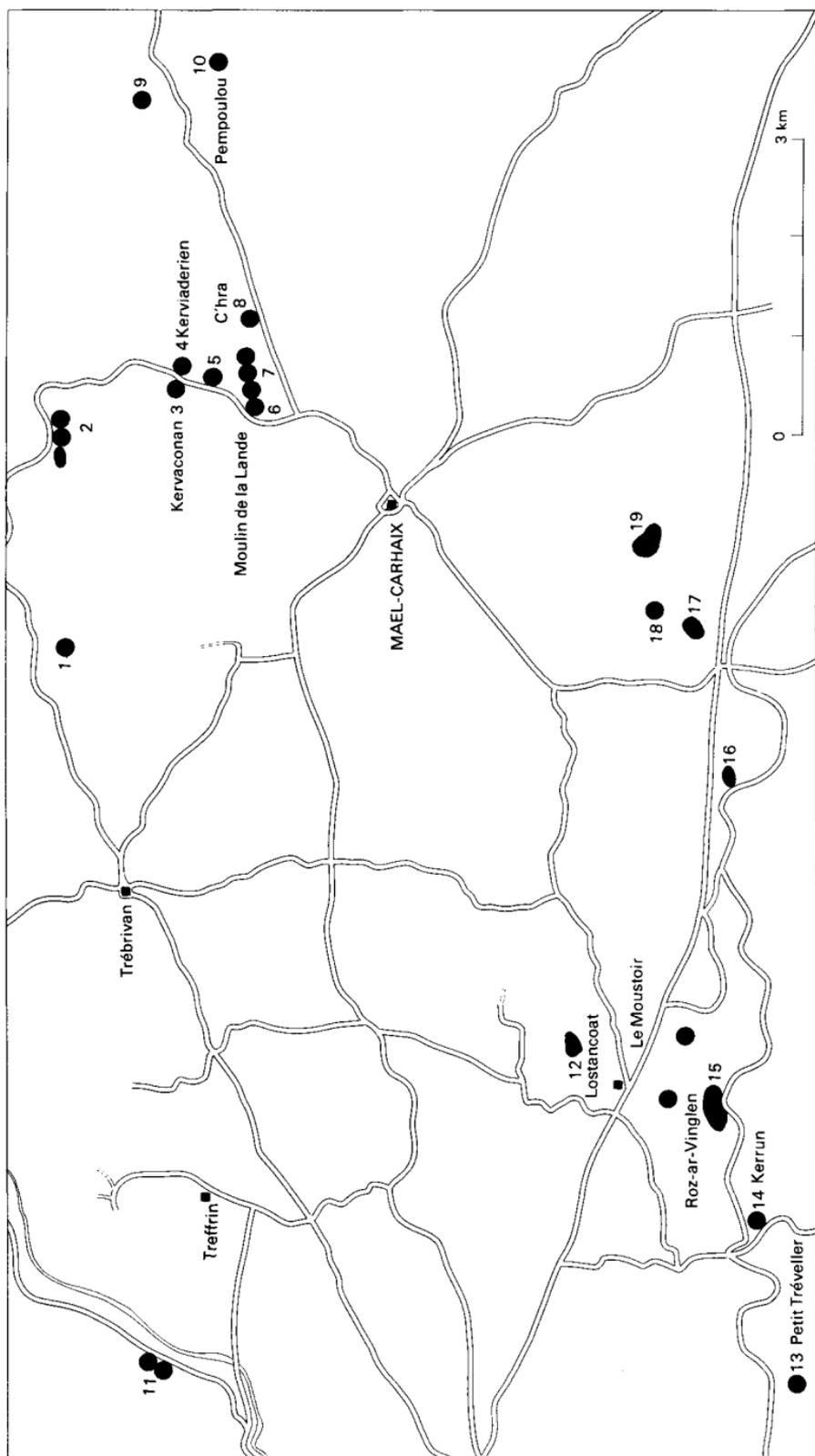


Fig. 11 - Croquis de situation des ardoisières

BIBLIOGRAPHIE

- BEURRIER M., BLÈS J.-L., GROS Y., LOZES J., MAROT A. (1979) — Étude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, géochimie, fracturation. *Bull. B.R.G.M.* (2), 1, 4, 1979.
- BEURRIER M., ROLET P. (1980) — Cartographie géochimique, interprétation statistique et évolution magmatique. Exemple du granite de Quintin (France). *Sciences de la Terre*, informatique géologique, n° 14, 26° CGI, Paris, 1980.
- CAILLAUX A. (1873) — Montagnes de l'Ouest de la France.
- CHANTRAINE J. (1972) — Ardoisières du Finistère. Rapport interne B.R.G.M.
- CHAURIS L. (1972) — Évolution tectonique des granites précambriens de la région de Morlaix (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, série D, p. 991-994.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France. Vol. 1 : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 74.
- DOUBINGER J., PELHÂTE A. (1976) — Nouvelles observations sur l'âge des schistes de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 283, D, p. 467.
- DELATTRE Ch., PRUVOST P. (1952) — Le poudingue de Plusquellec (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXII, p. 113-118.
- DEUNFF J., PARIS F. (1971) — Présence d'un paléoplancton à Acritarches, Chitinozoaires, spores, Scolécodontes et Radiolaires dans les formations siluro-dévonniennes de la région de Plourac'h (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), III, 2, p. 83-88.
- GIRET A. (1972) — La transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ du quartz, un indicateur de degré de métamorphisme. Thèse 3^e cycle, Paris, 1972.
- HERROUIN Y. (1972) — Ardoisières des Côtes-du-Nord. Rapport interne B.R.G.M.
- HIRBEC Y. (1979) — Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Thèse 3^e cycle, Rennes.
- KERVELLA F., GERMAIN C., LE BAIL F. (1964) — Gisements et indices uranifères de Bretagne. *In Les minerais uranifères français*, vol. III.
- LE GAC P., POTTÉLLE (1923) — La mine et les minerais de Carnoët. *Bull. Soc. géol. et min. Bretagne*, t. IV, fasc. 2.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET Y., ZIMMERMANN Y.-L. (1969) — Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sc. de la Terre*, Nancy, 14, 4, p. 329-358.
- MULOT B. (1971) — Atlas-guide des gîtes et indices du département des Côtes-du-Nord. 6 fascicules, inédit.

PERNOLLET (1846) — *Ann. des Mines*, 4^e série, t. 10, p. 381-554.

PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) — Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. B.R.G.M.* (2), 1, 4, 1979.

PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C. (1975) — Inventaire minéralogique de la France n° 5. Côtes-du-Nord. Ed. B.R.G.M.

ROBLOT M.-M. (1968) — Les roches silico-carbonées du Précambrien armoricain. Thèse Paris, *Sc. de la Terre*, mém. n° 20.

ROLET J., THONON P. (1979) — Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âge dévonien inférieur à moyen, strunien et viséen inférieur sur la bordure nord du Bassin de Châteaulin. *Bull. B.R.G.M.* (2), 1, 4, 1979.

SAGON J.-P. (1976) — Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). Thèse, Paris VI.

26^e Congrès géologique international (1980) — Évolutions géologiques de la France (colloque C 7). *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, 355 p., 177 fig.

Cartes géologiques à 1/80 000

- Feuille *Morlaix* : 1^{re} édition (1905), par Ch. Barrois ; 2^e édition (1962), par P. Pruvost, Ch. Delattre, E. Jérémme, G. Waterlot.

- Feuille *Saint-Brieuc* : 1^{re} édition (1896), par Ch. Barrois ; 2^e édition (1941), par P. Pruvost, G. Waterlot ; 3^e édition (1976), par J. Cogné, J.-P. Sagon.

- Feuille *Châteaulin* : 1^{re} édition (1886), par Ch. Barrois ; 2^e édition (1949), par Ch. Barrois.

- Feuille *Pontivy* : 1^{re} édition (1890), par Ch. Barrois ; 2^e édition (1959), par P. Pruvost, E. Jérémme, D. Le Maître, A. Faure-Muret.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

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

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. Bretagne, 14 avenue du Sergent-Maginot, 35100 Rennes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice, dont la synthèse a été faite par Michel VILLEY, ingénieur géologue au B.R.G.M., est définie comme suit :

- Formations paléozoïques (Siluro-Dévonien) : par Yves HERROUIN, ingénieur géologue au B.R.G.M., avec la collaboration de Jean CHANTRAINE, ingénieur géologue au B.R.G.M. Les déterminations palynologiques ont été effectuées par Jean-Jacques CHATEAUNEUF, ingénieur géologue au B.R.G.M. et Jean DEUNFF, chargé de recherches au C.N.R.S. (université de Bretagne occidentale). La macrofaune a été déterminée par Yves PLUSQUELLEC et Jean LE MENN, maîtres assistants à l'université de Bretagne occidentale.
- Formations paléozoïques (Dinantien) par Jean-Paul SAGON, maître assistant à l'université de Paris VI.
- Formations briovériennes par Paul DADET, ingénieur géologue au B.R.G.M.
- Massif granitique de Quintin par Alain MAROT et Michel BEURRIER, ingénieurs géologues au B.R.G.M.
- Tableau résumé des gîtes minéraux par André BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M.