Etude Géologique et Géophysique du socle submergé à l'ouest de la France

Jean-Pierre Lefort

▶ **To cite this version:**

Jean-Pierre Lefort. Etude Géologique et Géophysique du socle submergé à l'ouest de la France. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Rennes, 1975. Français. NNT : . tel-01759261

HAL Id: tel-01759261
https://insu.hal.science/tel-01759261

Submitted on 5 Apr 2018

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

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

LE SOCLE PERIARMORICAIN

GÉOSCIENCES RENNES
BIBLIOTHÈQUE
CNRS - UFR 4661

Etude Géologique et Géophysique du socle submergé à l'ouest de la France

par J.P LEFORT

GEOSCIENCES - RENNES
12762

SERIE : C

N° d'ordre : 217

N° de Série : 62

GEOSCIENCES - RENNES
12762

THESE

présentée

DEVANT l'UNIVERSITE de RENNES

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

pour obtenir

le grade de Docteur Es-Sciences Naturelles

par Jean-Pierre LEFORT

Sujet de la Thèse : Le socle périarmoricain : Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France.

Soutenue le 1975 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNÉ Professeur à l'Université de Rennes - Président

G. BOILLOT Professeur à l'Université de Paris VI -,

R. SCHLICH Maître de Recherche à l'Institut de Physique du Globe de Paris -)

N. BONHOMMET Maître de Conférences à l'Université de Rennes -)

R. CAPDEVILA Maître de Recherche à l'Université de Rennes -)

L. MONTADERT Ingénieur à l'Institut Français du Pétrole de Rueil-Malmaison -)

- Examinateurs

- TABLE des MATIERES -

- Table des Matières
- Avant-propos 1
- Avertissement 5

- Première Partie : Le SOCLE SUBMERGE et AFFLEURANT

Introduction générale 6

Chapitre premier : Pétrographie et chronologie des terrains antétriasiques prélevés en mer 17

Chapitre deuxième : L'approche structurale : mise en oeuvre et illustration de la méthode 75

Chapitre troisième : Les structures submergées affleurantes 82

- Deuxième Partie : Le SOCLE SUBMERGE NON AFFLEURANT 98

Chapitre premier : Les données géophysiques 99

Chapitre deuxième : L'interprétation des données géophysiques et la cartographie du socle sous la couverture secondaire et tertiaire 111

Chapitre troisième : Les grandes unités de socle reconnues autour du Massif Armoricain 124

Chapitre quatrième : Les moteurs de la tectonique périarmoricaine (hypothèses). 138

- Troisième Partie : Le ROLE du SOCLE dans l'EVOLUTION de la COUVERTURE PERIARMORICAINE . . . 163

- Résumé et conclusions 201
- Clef pour retrouver la nature des données analytiques réunies par l'auteur . . . . . .
- Bibliographie
- Cartes hors-texte. . .

AVANT - PROPOS

Le travail qui suit s'appuie sur une somme de documents qui n'auraient jamais été réunis sans l'aide généreuse de tous ceux qui ont accepté de me consacrer une partie de leur temps au cours de ces dernières années. J'espère simplement que la qualité des résultats que j'ai obtenus est à la hauteur de la confiance qu'ils m'ont témoignée.

Après sept années de navigation et de recherche, un bilan sommaire peut ainsi être établi :

. 1 016 carottages de roche en place
. 76 dragages d'échantillons rocheux
. 18 000 kilomètres de sondage à ultrason
. 4 500 kilomètres de magnétisme hydroremorqué

ont été réalisés au cours de 234 jours de mer passés à bord des navires océanographiques "ARCO", "GWALARN", "JOB HA ZELIAN", "MYSIS", "NOROIT", "PLUTEUS" et "THALASSA".

. 6 400 kilomètres de sismique réflexion de type "Sparker" ont été enregistrés en collaboration avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières au cours de 33 jours de mission, à bord des navires océanographiques "ASTROLABE" et "[illegible]".

. 35 stations de sismique réfraction ont été effectuées par le Centre Océanologique de Bretagne, à bord du navire océanographique "Jean CHARCOT", au cours de 15 jours de navigation commune.

A ces données originales sont venus s'ajouter des documents géophysiques, peu ou pas diffusés à ce jour, réalisés par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, le Centre Océanologique de Bretagne, l'Institute of Geological Sciences, l'Institut de Physique du Globe de Paris, la Société ELF-ERAP et la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine.

Je remercie vivement les directions de ces différents organismes pour la compréhension dont elles ont fait preuve à mon égard.

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé à ce travail soient sincèrement remerciés, et plus particulièrement :

. les jeunes chercheurs et étudiants qui m'ont assisté à la mer dans les conditions parfois difficiles, propres aux petites embarcations de recherche, notamment Mme MALOD, Melle DOUGUET, KARMANN, MAREC et MELGUEN, MM. BOURGEAIX, BUSSOD, CRESSARD, GERARD, GUENNOC, HUGON, LE GOFFIC, LE PALUD, LEPRETRE, LE ROHELLEC, MAILLET, MALOD, MUSELLEC, RAULT et ROUSSEAU.

. les géologues et géophysiciens des Institutions Nationales se consacrant à la recherche océanographique avec lesquels j'ai entrepris de fructueuses collaborations : J. SEGOUFIN (I.P.G.), P. ANDREIEFF, Ph. BOUYSSE, A. GERARD, R. HORN, C. MONCIARDINI et Chr. WEBER (B.R.G.M.), F. AVEDIK, J.C. SIBUET, B. SICHLER (C.O.B.) et F. LAPIERRE (Géotechnip).

. mes collègues des laboratoires universitaires de Géologie de BREST (L. CHAURIS et Y. PLUSQUELLEC), de CAEN (J.P. AUFFRET et C. LARSONNEUR), de NANTES (Y. DELANOE),

de RENNES (C. AUDREN, B. AUVRAY, J. DEUNFF, J.J. PEUCAT et Ph. VIDAL) et de STRASBOURG (J. DOUBINGER).

. Messieurs les Professeurs A. GUILCHER, de l'Université de Haute-Bretagne, et G. TEISSIER, de la Station Biologique de ROSCOFF, qui sont souvent intervenus pour que me soient attribués le "GWALARN", le "PLUTEUS" ou la "MYSIS"; M. l'Ingénieur en Chef BALCOU, qui m'a autorisé à embarquer sur les vedettes des Ponts-et-Chaussées ; MM. les Membres de la Commission des Navires et Engins du C.N.R.S. qui m'ont octroyé par cinq fois le "JOB HA ZELIAN".

Je remercie aussi le Centre National pour l'Exploitation des Océans et le Centre National de la Recherche Scientifique ; le premier a participé au financement de mes travaux en octroyant des contrats de recherche au Laboratoire de Géologie Marine de RENNES (contrats 70/195, 73/776, 74/961) ; le second a subventionné mes missions en mer soit dans le cadre de la R.C.P. Manche (N° 314), soit par le canal du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles.

Ce mémoire ne serait pas ce qu'il est sans les longues discussions que j'ai eues avec MM. BOILLOT, CAPDEVILA, COGNÉ et SCHLICH avant ma rédaction définitive ; je leur en suis vivement reconnaissant.

Je remercie enfin plus particulièrement mes Maîtres, G. BOILLOT et J. COGNÉ, qui ont su obtenir des organismes précités les moyens parfois importants que nécessitait mon entreprise ; l'un a su alimenter mon enthousiasme pour la recherche et mon appétit pour les idées qui renouvelèrent, il y a peu, les sciences de la terre ; l'autre m'a toujours conseillé la prudence

et régulièrement incité, autant que cela était possible, à rechercher dans les études de Géologie sous-marine la précision que l'on rencontre dans les études réalisées à terre.

Je les remercie surtout d'avoir adopté, face à un sujet qui s'annonçait aussi riche en promesses qu'en embûches, une attitude critique et exigeante.

-:-

AVERTISSEMENT

Il me semble indispensable, avant même que d'exposer les résultats acquis au cours de sept années de travai, de préciser l'attitude qui a été la mienne face aux documents que je collectais, définissant par là même ce que je crois être l'originalité, mais aussi la limite de la recherche océanographique telle que je l'ai pratiquée.

Mise à part la "matérialité" des prélèvements effectués sur le fond de la mer par dragage ou carottage, aucun fait géologique ne peut, en océanographie, être appréhendé autrement que par le truchement d'un appareil de mesure (sonar, sondeur, sparker, magnétomètre ou gravimètre). Cette différence essentielle, qui sépare l'échantillon palpable de l'enregistrement géophysique, m'a très tôt fait distinguer les faits matériels indubitables des faits enregistrés que l'on ne perçoit qu'indirectement. Dans le texte qui suit, ces deux types de faits seront soigneusement séparés et dissociés des interprétations et des hypothèses qu'ils suggèrent.

Cette division préfigure en partie le plan que j'ai adopté dans la rédaction de ce mémoire. Après avoir reconnu, grâce à de nombreux prélèvements, les prolongements submergés du Massif Armoricain, une analyse détaillée montrera comment la connaissance du socle peut être poursuivie sous la couverture secondaire et tertiaire. L'évolution propre au socle périarmoricain ainsi défini sera alors replacée dans la suite des événements qui ont affecté l'ouest de l'Europe pendant le Paléozoïque. Les rejeux récents de ce socle seront enfin recherchés dans les mouvements qui ont affecté sa couverture du Trias à l'Actuel.

- PREMIERE PARTIE -

LE SOCLE SUBMERGE et AFFLEURANT

Introduction générale

A - HISTORIQUE des RECHERCHES GEOLOGIQUES CONCERNANT le SOCLE SUBMERGE AUTOUR du MASSIF ARMORICAIN

De tous temps, les géologues spécialisés dans l'étude des terrains antétriasiques et travaillant en bordure du littoral ont tenté d'étendre vers le large les observations qu'ils possédaient sur la terre ferme, s'appuyant ici sur l'aspect du relief au niveau du trait de côte (NOURY, 1886), là sur les sondes des cartes de navigation (DEVOIR, 1908 ; COLLIN, 1921). Si certaines de ces études sont à l'origine de travaux remarquables, il n'en demeure pas moins vrai que la géologie marine conjecturale est à l'origine de nombreuses erreurs ; et si la plupart des îlots et des écueils qui entourent le Massif Armoricain révèlent à l'observation une nature géologique souvent différente de celle qu'on leur prête, c'est qu'ils n'avaient jamais été visités.

Dès 1879 pourtant, A.R. HUNT montrait tout l'intérêt qu'il y avait à étudier les dragages de roche réussis par les pêcheurs du sud de l'Angleterre. De 1895 à 1906, une suite de campagnes fût même organisée dans le but de mieux connaître les fonds rocheux localisés au sud-ouest du phare d'Eddystone (WORTH, 1908). Ce sont là les premières publications traitant du socle submergé autour du Massif Armoricain. Elles furent bientôt suivies par la belle monographie de PERVINQUIERE (1910) sur le haut-

fond de Rochebonne, et surtout par les tr vaux de DANGEARD (1921 - 1928) qui portera un intérêt tout particulier au socle du golfe normano-breton. A partir de cette époque et pendant quarante années, les difficultés de prélèvement et de datation des échantillons rebutèrent tant les océanographes, qu'à de rares exceptions près, tous les fragments de socle remontés à la surface le furent par inadvertance lors de dragages sédimentologiques ou de carottages initialement prévus dans la couverture secondaire et tertiaire (FURNESTIN, 1937 ; KING, 1954 ; WHITTARD, 1962 ; CALLAME, 1965, 1966 ; SMITH, STRIDE, WHITTARD et SABINE, 1965 ; HOMMERIL, 1967 ; LARSONNEUR, 1968 ; ANDREIEFF, BOILLOT, BUGE et GENNESSEAUX, 1969 ; BABIN, DIDIER, MOIGN et PLUSQUELLEC, 1969 ; HINSCHBERGER, 1969 ; VANNEY, 1969 ; CURRY, HAMILTON et SMITH, 1970 ; SAINT-REQUIER, 1970 ; BOUYSSE et HORN, 1971 ; FILY, 1971 ; HOMMERIL et PONCET, 1971 ; DELANOE, DIEUCHO, PINOT, 1972 ; DELANOE, GALLENNE, LASNIER et PINOT, 1972 ; DELANOE, GALLENNE et MARCHAND, 1974).

En commençant mon étude, les rares documents dont je disposais montraient, autour du Massif Armoricain, une étroite auréole attribuée au "socle indifférencié" par les uns, au "socle hercynien" ou "antécambrien" par les autres. Cette auréole vierge de toute prospection était toutefois interrompue au nord du Cotentin (travaux de C. LARSONNEUR), entre Jersey et Guernesey (travaux de P. HOMMERIL), au sortir du goulet de Brest (travaux de F. HINSCHBERGER) et à Rochebonne (travaux de J.R. VANNEY) par de rares points figurant des dragages de socle déjà déterminés.

B - SITUATION GEOGRAPHIQUE et TOPOGRAPHIQUE de la REGION ETUDIEE (fig. 1)

Il est apparu, dès le début de cette étude, que les recherches concernant le socle armoricain submergé ne pouvaient se limi-

ter à l'étude de sa seule partie affleurante ; des investigations complémentaires devaient être entreprises au niveau de la couverture secondaire et tertiaire afin de déceler la présence du socle en profondeur. Cette double démarche explique pourquoi la région étudiée est en réalité divisée en deux grands ensembles :

. l'un, limité aux pourtours immédiats du Massif Armoricain et caractérisé par l'affleurement plus ou moins continu des roches du socle, a été l'objet d'une étude géologique intensive ;

. l'autre, beaucoup plus vaste puisqu'il englobe la Manche occidentale, les Approches occidentales de la Manche et le nord du Golfe de Gascogne, pratiquement dépourvu d'affleurements de socle, a été l'objet d'une analyse géophysique à petite échelle.

1 - La zone d'étude géologique intensive

Du Cotentin à l'Ile d'Yeu, le socle armoricain submergé affleurant dessine au-delà du trait de côte une auréole large de 10 à 60 kilomètres avant de disparaître sous sa couverture secondaire et tertiaire. Cette bande de terrain, de nature principalement cristalline et cristallophyllienne, montre une morphologie tourmentée. Sa pente générale, bien que localement abrupte, est faible et oscille entre 0, 1 et 0, 6 %. Dans le golfe normano-breton, cette pente se raccorde au niveau de l'isobathe - 40 mètres à la dalle éocène subhorizontale. En Iroise, le raccordement s'opère aux environs de - 130 mètres. Au sud de la Bretagne, la couverture apparaît à nouveau vers - 30 ou - 40 mètres. La limite inférieure du socle submergé montre donc un approfondissement général vers l'Ouest de l'ordre d'une centaine de mètres. C'est dans cette zone, parsemée d'flots et d'écueils, balayée par de violents courants de marée et parcourue par une houle souvent plus forte qu'au large, que la majeure partie des prélèvements de socle ont été réalisés.

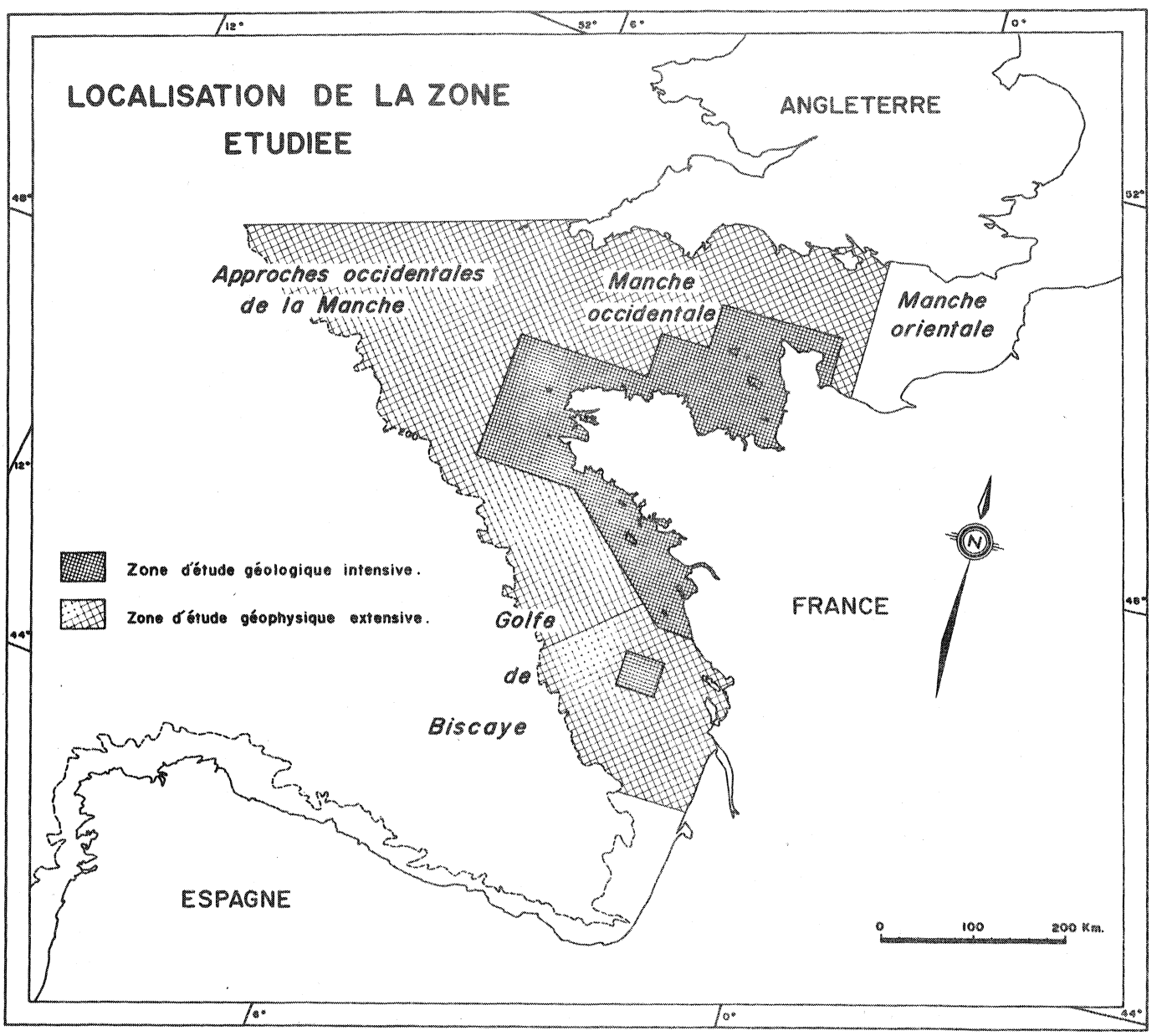

LOCALISATION DE LA ZONE ETUDIEE
ANGLETERRE
Approches occidentales de la Manche
Manche occidentale
Manche orientale
Zone d'étude géologique intensive.
Zone d'étude géophysique extensive.
Golfe de Biscaye
FRANCE
ESPAGNE
N
0 100 200 Km.
12°
52°
6°
0°
48°
44°

Figure 1.-

Le banc des Langoustiers (fig. 2), le plateau de Rochebonne et le relief granitique submergé situé à une quarantaine de kilomètres au nord de Roscoff, constituent les seuls affleurements de socle isolés en pleine mer.

La zone d'étude géologique intensive englobe ainsi toutes les îles et îlots du pourtour armoricain, et notamment les îlots de Saint-Marcouf, des Casquets, des Boeufs, des Ecrehous, les îles d'Aurigny, de Guernesey, de Jersey, de Serk, d'Herm, de Chausey, l'archipel des Minquiers, l'île de Bréhat, les îlots des Roches Douvres, de la Horaine, les Sept Iles, l'Ile Grande, les Triagoz, la Meloine, l'île de Batz, l'Ile Vierge, l'île d'Ouessant, l'archipel de Molène, la chaussée des Pierres Noires, l'île de Sein, la Chaussée de Sein, les Glénans, l'île de Groix, Belle-Ile, Houat, Hoedic, les Iles Dumet, de Noirmoutier et d'Yeu. De fréquents débarquements ont été effectués sur ces îles et îlots, ainsi que sur une foule d'écueils n'émergeant qu'à marée basse.

2 - <u>La zone d'analyse géophysique à petite échelle</u>

Cette vaste zone est principalement caractérisée par la présence de terrains mésozoïques et cénozoïques bien que des affleurements de socle isolés au large ou bordant la côte méridionale de la péninsule britannique s'y trouvent enclavés. Elle est limitée à l'Est par le méridien de l'île de Wight ; à l'Ouest, selon les études, par la rupture de pente du plateau continental (- 200 m) ou par le méridien 7° W ; au Sud, par le parallèle de Bordeaux ; au Nord enfin, par une ligne courant des îles Sorlingues (Scilly) à l'éperon de Goban (situé au Nord-Ouest du Banc de la Grande Sole).

Accidenté de dépressions fermées (fosse centrale, fosse

de la Hague, fosse de l'Ile Vierge, fosse d'Ouessant, fosse du Pluteus, fosse du Croizic, fosse du Kornog) et de canyons en bordure de pente (canyon de Shamrock, canyon de Black Mud, canyon d'Audierne, canyon des Sables), le plateau périarmoricain n'est que très faiblement incliné vers l'Ouest, les fonds ne s'accroissant que de 150 mètres en plus de 300 kilomètres.

Cette zone a été, au cours de ces dernières années, l'objet d'une prospection géophysique intense (magnétisme aéroporté, magnétisme tracté, gravimétrie, sismique réflexion, sismique réfraction) en partie réalisée par les compagnies françaises de recherche pétrolière. Pour ma part, j'y ai effectué de nombreux profils de magnétisme tracté ainsi qu'une couverture sismique d'une bonne densité en collaboration avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières. J'ai enfin réuni, par dragage et par carottage, plus de 300 prélèvements de roche d'âge mésozoïque ou cénozoïque, sur la pente continentale, entre l'éperon de Goban et le banc de la Chapelle, dans le bassin occidental de la Manche et au contact du socle et de sa couverture secondaire et tertiaire.

C - MOYENS et METHODES de TRAVAIL à la MER

1 - Les moyens de navigation

Au cours de ces années de travail à la mer, j'ai pratiquement utilisé tous les moyens de navigation que la flotte océanographique française peut mettre à la disposition d'un chercheur sur la façade atlantique. Grâce à l'aide financière du C.N.E.X.O., la location d'un chalutier et d'un navire école nous a permis, en 1970, d'accroître de façon sensible le temps de navigation qui m'était annuellement imparti. Chaque type de bâtiment a été utilisé à des tâches différentes, selon sa taille et ses possibilités de positionnement.

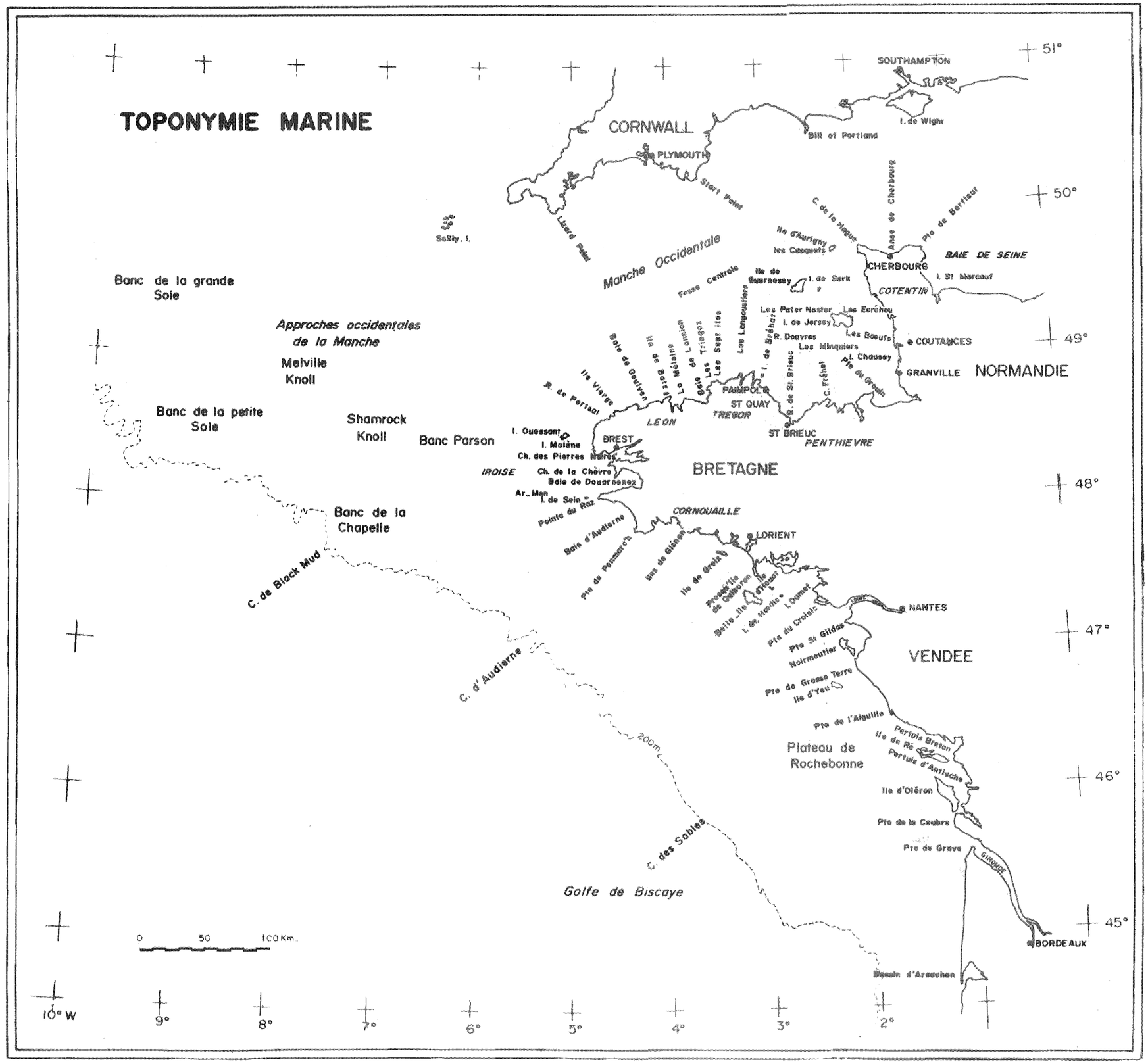


Figure 2.- Localisation des principaux noms de lieux cités dans le texte

. Les grosses unités, tels le "Jean CHARCOT", le "NORCIT", la "THALASSA" ou l'"ASTROLABE", m'ont permis de travailler en collaboration, au large, ou dans des régions où les systèmes de radio-navigation devenaient incertains. Ces bâtiments présentent en outre l'avantage d'être rapides, d'avoir de grandes longueurs de câbles sur leurs treuils de prélèvement et de travailler en continu. C'est à bord de ces navires qu'ont été réalisées les opérations de sismique réfraction, de sismique réflexion, de magnétisme, de gravimétrie, de carottage lourd et de dragage profond.

. L'"ARCO" et le "JOB HA ZELIAN", unités de pêche de taille intermédiaire, ont été utilisés au cours des campagnes de magnétisme ou de carottage léger ; ils permettent, comme les grosses unités, de travailler en continu.

. Les petites embarcations enfin, de la taille du "PLUTEUS", du "GWALARN" ou de la "MYSIS", ne travaillent que de jour et rentrent habituellement le soir à la côte. C'est grâce à elles que j'ai réalisé plus de la moitié des prélèvements de socle. Bien que ne permettant pas, pour des raisons de sécurité, d'utiliser du matériel lourd, ni de draguer ou de carotter par des fonds importants, le rendement de ces petits navires lents et inconfortables fût excellent.

2 - Le positionnement en mer

Celui-ci a été déterminé dans la plupart des cas à l'aide du système de radionavigation DECCA qui permet de localiser un navire à 50 mètres près en Manche occidentale, à 100 mètres près à la hauteur de Brest et à 200 mètres près au sud du Massif Armoricain. La nuit, ainsi que dans certaines régions, des anomalies locales de propagation des ondes stationnaires peuvent provoquer

des erreurs plus importantes encore que l'on corrige à l'aide du radar ou du cercle hydrographique.

Dans l'ouest des Approches occidentales de la Manche, les systèmes de positionnement par satellite utilisés à bord du "Jean CHARCOT" et du "NOROIT" permettent de se situer avec une erreur absolue de même ordre que celle du système de radionavigation DECCA (400 m).

Les dragages profonds, effectués sur la pente continentale à bord de la "THALASSA", ont été localisés en l'absence d'estime calculée automatiquement et, à cause de la mauvaise qualité du DECCA à cette longitude, à l'aide de la bathymétrie et d'approximations effectuées sur le réseau DECCA.

3 - Les moyens de prélèvement

Le prélèvement des roches du socle en mer pose des problèmes identiques à ceux occasionnés par l'échantillonage des roches de la couverture. Toutefois, compte tenu de la dureté du matériel à prélever, les chances de réussite sont généralement plus faibles (2 100 lancers de carottier ont permis de remonter 1 016 spécimens de roche). Malgré la robustesse sans cesse accrue de nos engins, la quantité des pièces endommagées au cours de chaque mission a rendu ces opérations aléatoires et onéreuses.

. Les deux tiers des prélèvements ont été réalisés à l'aide du carottier par gravité Stetson-Hill. Cet appareil présente l'avantage de conserver aux échantillons l'angle de leur pendage ; il ne livre malheureusement pas de renseignements sur leur orientation. Dès le début de nos recherches, nous avons essayé d'améliorer la dureté et l'élasticité des tubes et des ogives propres à cet engin. Après de nombreux essais, les aciers au chrome nickel-

cobalt correspondant aux normes AF 11 B ou EN 25 nous ont donné satisfaction.

. Un quart des carottages a été réalisé grâce au carottier C.N.E.X.C.-VILLE ; celui-ci prélève des échantillons de taille importante et montre un rendement nettement amélioré par rapport au Stetson-Hill, mais présente l'inconvénient de ne pas donner d'information sur le pendage des fragments arrachés sur le fond.

. A cause de sa fragilité, peu de dragages de roche ont été réalisés à l'aide de la drague à sédiment Rallier du Baty.

. La grande drague "Boillot", par contre, a beaucoup servi sur la pente continentale. La destruction presque régulière de cet engin en cours de fonctionnement a heureusement été compensée par un rendement remarquable.

Aux difficultés de prélèvement, s'en est ajoutée une dernière qui est considérable lorsqu'il s'agit de roche du socle : les échantillons prélevés montrent en effet presque toujours une altération importante qui transforme les qualités optiques des minéraux. Cette altération est parfois si avancée que certaines roches deviennent méconnaissables. De plus, à cause de leur fragilité, la majeure partie des échantillons de socle a dû être indurée pour permettre d'y effectuer des plaques minces. Quelques-uns de ces échantillons, trop altérés, n'ont pu être étudiés que macroscopiquement.

4 - Le sondage

Les sondages à ultrason, réalisés à l'aide d'appareils ATLAS-WERK, SIMRAD ou ATLAS-ECHOLOT selon les navires, répondent à deux nécessités :

. Ils peuvent servir à lever, de façon continue, sur profil, la morphologie du fond ; dans ce cas, le lever a pour but de déterminer le contact entre deux formations de socle montrant une érosion différentielle. De nombreux contours géologiques ont été dessinés de cette façon.

. Ils peuvent aussi être utilisés dans la recherche d'affleurements rocheux propres au carottage. Il n'est pas nécessaire alors d'effectuer des profils régulièrement répartis.

La densité des profils réalisés dans le socle affleurant submergé détermine par endroits une maille de moins de 800 mètres ; ailleurs, elle est le plus souvent de 2,5 à 3 kilomètres.

Il n'a pas été dressé de carte bathymétrique à partir de ces données, le Service Hydrographique de la Marine ayant déjà établi des cartes précises des régions que je prospectais.

5 - La sismique réflexion

Le matériel utilisé de marque EG & G a toujours été fourni par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Le capteur immergé était quant à lui de conception B.R.G.M.

De nombreux essais ont été réalisés afin d'améliorer les qualités de la source sismique tractée. A l'étinceleur classique ont bientôt succédé des sources multiélectrodes de types divers. En fin de compte, la multiélectrode de type "peigne" a nettement amélioré la définition des profils enregistrés.

L'utilisation de ce matériel dans les terrains antétriasiques a toujours été limitée par les phénomènes de diffraction. Seuls les failles et quelques réflecteurs énigmatiques ont pu être détectés.

Par contre, les enregistrements réalisés dans les terrains d'âges secondaire et tertiaire, d'excellente qualité, ont permis de dessiner une carte structurale détaillée de l'ensemble de la Manche occidentale.

L'étude de l'évolution structurale des terrains post-paléozoïques reconnus en Manche et sur le plateau sud-armoricain a permis de détecter les mouvements récents qui ont réactivé le socle après sa structuration primaire.

6 - La sismique réfraction

Les opérations de sismique réfraction (dirigées par F. AVEDIK) entreprises à l'initiative du Centre Océanologique de Bretagne ont été réalisées à l'aide d'un matériel expérimental construit par la Société SODERA. Les tirs ont été effectués à l'aide des canons à air MICA, CASIOS ou CARNAC. Certains d'entre eux, modifiés en vue d'expulser de l'eau et non plus de l'air, ont fourni des résultats remarquables.

Les violents courants alternatifs de la Manche n'ont pas permis, comme à l'accoutumée, d'utiliser des bouées réceptrices dérivantes, le positionnement de celles-ci variant trop rapidement au cours des tirs. La mise en place de géophones, posés sur le fond et reliés à une bouée émettrice fixe, a pallié cet inconvénient. Ce système présente en outre l'avantage d'échapper aux perturbations phoniques provoquées par les nombreux navires fréquentant la région.

Lors de ces opérations, mon rôle a d'abord été de participer à l'implantation des profils de sismique réfraction compte tenu des données géologiques et géophysiques connues dans la région, puis d'intervenir dans l'interprétation des vitesses sismiques calculées.

7 - Le magnétisme hydroremorqué

Deux missions ont été consacrées au magnétisme hydroremorqué ; toutes deux ont utilisé un magnétomètre à protons. La première a été réalisée à l'aide d'un magnétomètre ALCATEL couplé à un enregistreur SEFRAM prêtés par le Centre Océanologique de Bretagne. La seconde a utilisé un magnétomètre VARIAN appartenant à l'Institut de Physique du Globe de Paris. Ces deux appareils effectuaient des mesures comprises entre 1 et 1,5 gamma de résolution.

Le but de ces prospections était de localiser, au niveau de la couverture, le prolongement d'accidents reconnus dans le socle affleurant et dont le tracé sur les cartes aéromagnétiques était flou ou mal orienté. L'ensemble des informations réunies a été traité à l'aide des programmes de calcul mis au point par le Laboratoire de Géophysique Marine de l'Institut de Physique du Globe de Paris

Ainsi, pour la première fois dans l'étude du socle submergé, des données géologiques et géophysiques collectées dans une même région ont été interprétées simultanément. Les données nouvelles, jointes aux informations magnétiques, gravimétriques et sismiques déjà publiées, m'ont permis de proposer une première image du socle périarmoricain. Il est possible que les travaux pétroliers intensifs entrepris actuellement sur une partie de la zone que j'avais choisi d'étudier modifient certains des résultats que je vais maintenant exposer. C'est le sort de la recherche océanographique : là, plus qu'ailleurs, la rapide évolution des données et des idées rend rapidement caduques les travaux qui se veulent synthétiques.

- CHAPITRE PREMIER -

PETROGRAPHIE et CHRONOLOGIE des TERRAINS ANTETRIASIQUES PRELEVES en MER

L'étude des échantillons de socle prélevés en mer ne peut, comme à terre, être associée à l'observation de l'affleurement dont ils proviennent ; cette difficulté, que l'on rencontre aussi lorsque l'on essaie de faire des corrélations entre des forages profonds, ne peut être surmontée que si l'on admet qu'il y a continuité entre deux prélèvements de faciès identique.

Tous les échantillons de terrains sédimentaires ont fait l'objet d'une recherche de microplancton. Cette étude, longue et minutieuse, a été menée par J. DEUNFF. Il est probable que, sans sa généreuse collaboration, la stratigraphie que j'ai établie pour le Paléozoïque aurait été plus grossière encore. En moyenne, 30 % des échantillons traités ont livré une microfaune ; 20 % seulement ont montré des formes déterminables.

En l'absence de microfaune, j'ai comparé (pour le Paléozoïque) les échantillons azoïques, soit à ceux qui renfermaient une faune, soit à des prélèvements datés effectués à terre.

En ce qui concerne les roches cristallines et cristallophylliennes, des comparaisons systématiques ont été faites avec les roches affleurant à la côte. Dans les régions de géologie complexe telles que la baie de Lannion, la baie d'Audierne, le Sud de

Groix et la baie de La Vilaine, j'ai été aidé dans mes déterminations par C. AUDREN, B. AUVRAY et J.J. PEUCAT, notamment pour ce qui est de la pétrographie des roches basiques.

La répartition des prélèvements de socle réalisés autour du Massif Armoricain montre qu'il existe deux régions assez bien individualisées, séparées par une zone de caractère intermédiaire :

. la première couvre l'ensemble de la Manche occidentale et la mer d'Iroise. Elle est constituée en partie de terrains paléozoïques peu ou pas métamorphisés, reposant sur un socle antécambrien. Elle sera désignée ici sous le terme de domaine de la Manche ;

. la seconde, située au Sud du Massif Armoricain, constitue ce que l'on appelle la "Marge Armoricaine" (BERTHOIS, BRENOT et DEBYSER, 1968). Cette région montre surtout des roches cristallines et cristallophylliennes ; elle sera citée dans le texte qui suit sous le vocable de domaine sud-armoricain.

. la baie d'Audierne est une région intermédiaire. On y trouve des affleurements datés d'âge paléozoïque comme en Manche, mais qui sont parfois assez métamorphisés pour être apparentés au domaine sud-armoricain. Pour des raisons de commodité, les terrains peu métamorphisés de cette région ont été figurés sur les cartes où étaient déjà portés les affleurements reconnus dans le domaine de la Manche (ces cartes sont en effet présentées selon un découpage chronologique qui convient bien à certaines formations de la Baie d'Audierne). La description des roches prélevées dans la Baie ne sera tou-

tefois abordée que dans le paragraphe consacré au domaine sud-armoricain puisqu'il est d'usage de considérer la baie d'Audierne comme le prolongement occidental des régions sud-armoricaines.

Dans le but de ne pas surcharger le chapitre consacré à la stratigraphie, je ne reprendrai pas la description pétrographique et paléontologique des 1 016 échantillons de socle prélevés en mer ; elle a été publiée ailleurs. Je me limiterai ici à ce que je crois constituer des ensembles caractéristiques. Le lecteur qui désirerait de plus amples informations sur ces prélèvements pourra se reporter aux publications suivantes : LEFORT, 1970 ; LEFORT et DEUNFF, 1970 ; LEFORT et DEUNFF, 1971 ; AUVRAY et LEFORT, 1971 ; LEFORT, DEUNFF et PARIS, 1971 ; CHAURIS, DEUNFF, LAPIERRE, LEFORT et PLUSQUELLEC, 1972 ; ANDREIEFF, LEFORT, MAREC et MONCIARDINI, 1973 ; LEFORT et DEUNFF, 1973 ; LEFORT et PEUCAT, 1974 ; AUDREN et LEFORT (en préparation) ; CAPDEVILA, IGLESIAS, LEFORT et VANNEY (en préparation) ; LEFORT et VIDAL (en préparation).

Une clef située à la fin du mémoire permet de reconnaître parmi ces publications celles où sont localisés les prélèvements de roche ; elle aidera aussi à retrouver les numéros des échantillons de socle submergé, archivés à l'Institut de Géologie de Rennes.

Enfin, les références bibliographiques ayant trait à la micropaléontologie et publiées dans les notes préliminaires ne seront pas réinsérées dans ce travail, à l'exception toutefois de celles qui pourraient être nécessaires à une argumentation stratigraphique particulière.

A - CHRONOLOGIE des AFFLEUREMENTS de SOCLE RECONNUS dans le DOMAINE de la MANCHE

Ce chapitre sera consacré à la description des prélèvements réalisés en mer de quelque nature qu'ils soient. Il ne s'agit donc pas d'une stratigraphie au sens propre du terme. Les cartes, auxquelles le texte renvoie, n'ont d'autre rôle que de localiser les régions dans lesquelles les terrains décrits ci-après affleurent avec certitude.

I - Le Pentévrien (fig. 3)

Seuls de rares affleurements, presque tous localisés dans le golfe normano-breton, peuvent être rapportés au Pentévrien (COGNÉ, 1959). Ils constituent les résidus plissés, cata-mésozonaux d'une chaîne pentévrienne aujourd'hui démantelée (COGNÉ, 1962). Les roches rapportées à cet étage sont des gneiss leptynitiques, des diorites ou des granodiorites. Elles n'ont pu jusqu'ici être identifiées avec certitude qu'à l'aide de méthodes radiométriques (ADAMS, 1967 ; LEUTWEIN, SONET et ZIMMERMANN, 1968 ; VIDAL et CALVEZ, à paraître).

Ces roches s'étendent peu en mer et n'ont jamais été prélevées par carottage. Elles affleurent probablement au large de La Hague, au Sud d'Aurigny et peut-être à l'est de Sercq.

Seul le complexe métamorphique du sud de Guernesey (ROACH, 1966) s'étend quelque peu à l'ouest de l'île avant de disparaître sous la couverture éocène.

Les formations gneissiques de Morguignen et de Pors-Mabo (VERDIER, 1968) semblent présenter une partie immer-

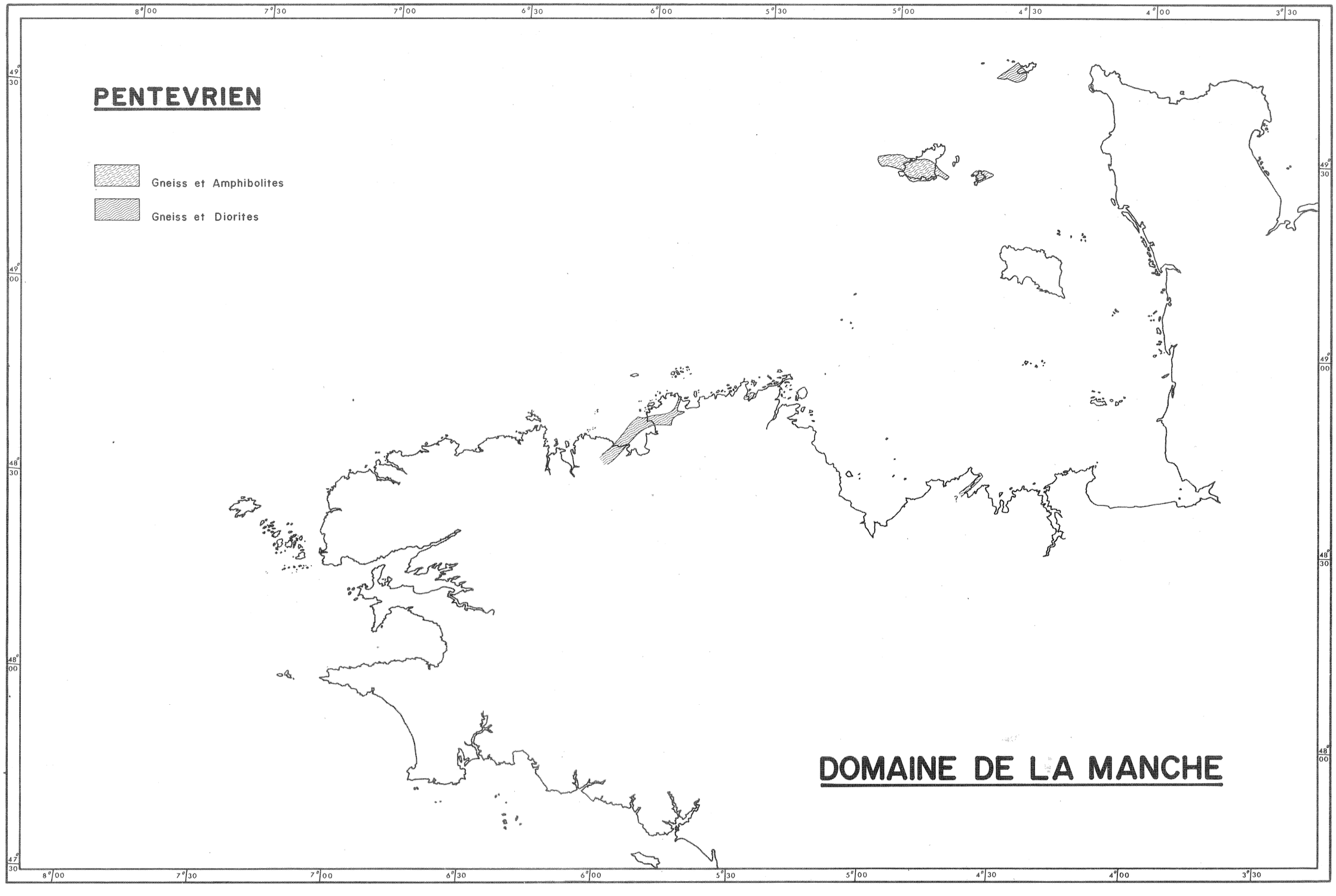


Figure 3.- Localisation probable des affleurements d'âge pentévrien

gée importante qui ne perce cependant jamais l'épais manteau sableux qui recouvre la baie de Saint-Michel-en-Grève.

II - Le Briovérien

Les formations discordantes sur le socle pentévrien ont été reprises au cours de deux phases tectoniques majeures, au Cadomien I et au Cadomien II. Le Briovérien est divisé en deux sous-étages : le Briovérien inférieur et moyen et le Briovérien supérieur (COGNÉ, 1974).

Les problèmes posés par la non-simultanéité apparente des phases tectoniques et des dépôts dans les divers domaines armoricains ne peuvent être résolus par le géologue marin et ne seront pas discutés ici.

1 - Les terrains rapportés au Briovérien inférieur et moyen (fig. 4)

Cinq types de terrain peuvent être rapportés au Briovérien inférieur et moyen :

a - Les terrains gneissiques affleurant à l'archipel de Molène, aux Triagoz, aux Roches Douvres et aux Minquiers :

- Cet "ensemble" présente, au niveau de l'archipel de Molène, un faciès monotone de gneiss grossiers dans lequel les deux micas sont abondants, la foliation nette, et qui peut localement s'enrichir en tourmalines ou en feldspaths potassiques.

- A l'ouest des Triagoz, les faciès sont plus variés ; il s'a-

git :

. soit de gneiss amphibolitiques à texture granoblastique dans lesquels on devine parfois des vestiges de texture porphyrique. Ces roches sont généralement métamorphisées dans un climat chaud du "greenschist facies" bien que certains échantillons soient typiquement de faciès amphibolite (disparition de l'épidote et de l'albite et apparition d'un plagioclase An 40) ;

. soit de gneiss leptynitiques et de leptynites à texture grano-lepidoblastique bien développée. De grands cristaux de feldspath potassique et de plagioclase, souvent arrondis et recristallisés au milieu d'une matrice fine, semblent figurer des restes de texture sédimentaire ; il s'agit peut-être là de roches d'origine arkosique métamorphisées dans le faciès "schiste vert". Les flots des Triagoz montrent d'ailleurs en de nombreux endroits des figures de granoclassement qui confirment l'observation microscopique ;

. soit encore de granito-gneiss à microcline perthitique, biotite, muscovite et sillimanite (cette dernière vraisemblablement résiduelle et non rétromorphosée).

Ce faciès dépasse largement la région des Triagoz puisqu'on le retrouve jusqu'au nord-ouest de Plouescat et, sous une forme légèrement différente (disparition de la sillimanite), à une trentaine de kilomètres au nord de Roscoff.

L'association de ces différents faciès appelle toutefois quelques remarques car il n'est pas possible d'affirmer avec certitude que toutes ces roches appartiennent à une même unité ; plu-

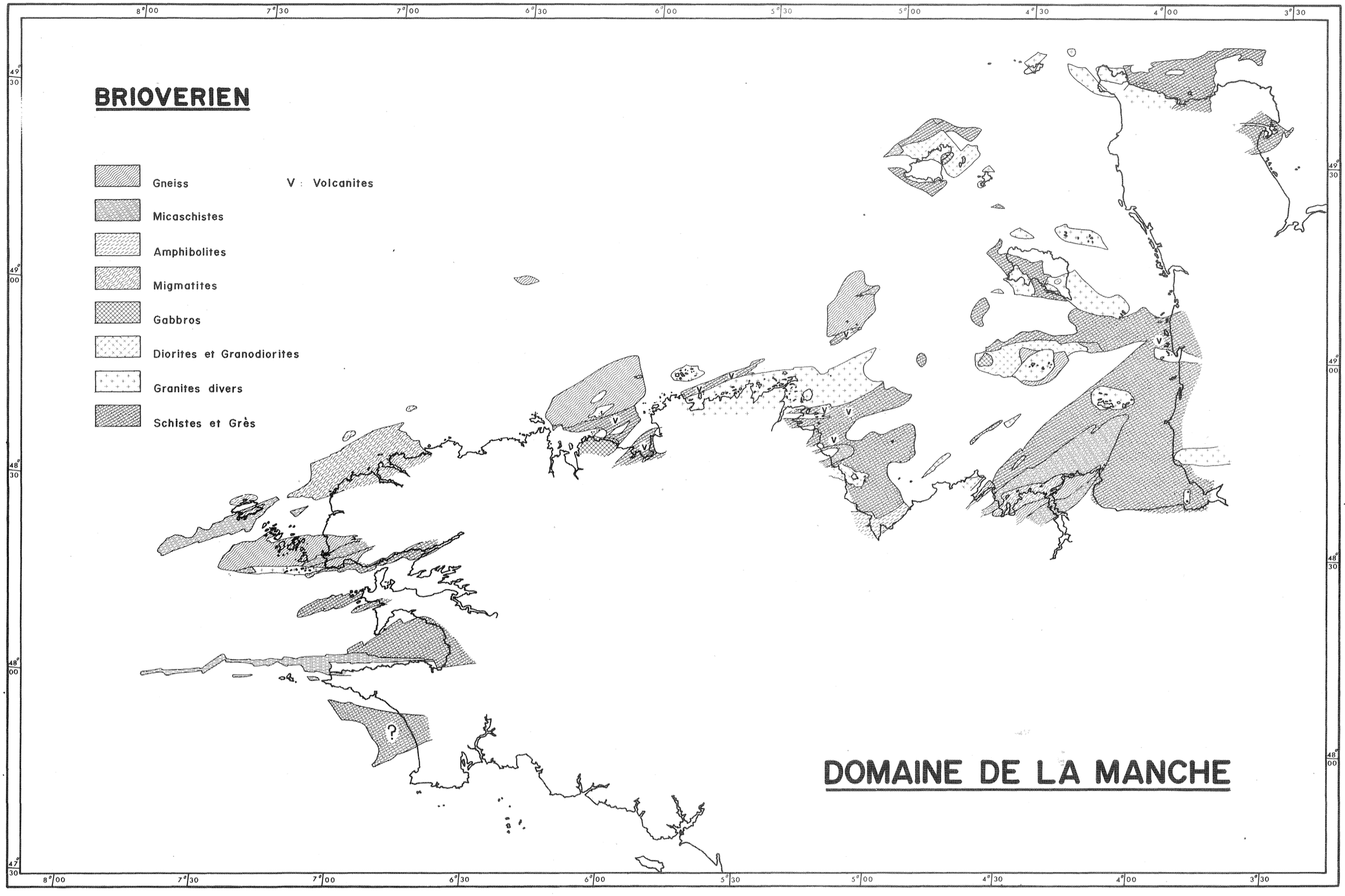


Figure 4.- Localisation des affleurements d'âge briovérien

sieurs hypothèses sont possibles :

. ou bien il s'agit d'une série unique soumise à un métamorphisme d'intensité croissante vers le Nord jusqu'à atteindre le début de l'amphibolite faciès : dans ce cas, il y a passage de l'association albite-épidote à un plagioclase basique ;

. ou bien il s'agit encore d'une série unique mais sans changement de faciès métamorphique et, dans ce cas, le plagioclase basique est d'origine ancienne (détritique ?) et a été conservé à l'état métastable dans le "greenschist facies". L'absence d'albite et d'épidote s'expliquerait alors par la composition chimique particulière de la roche primitive ;

. ou bien il s'agit enfin de deux ensembles métamorphiques nettement différenciés : l'un appartenant à "l'amphibolite facies" ; l'autre, plus récent, au "greenschist facies".

L'absence d'observations directes et la rareté des prélèvements ne permettent pas de trancher entre ces différentes hypothèses :

- Aux Roches-Douvres, la variété des faciès gneissiques est à nouveau moindre. Seul le faciès gneiss leptynitique à fragments résiduels de phénocristaux de plagioclase identique à celui des Triagoz semble affleurer.

- Aux Minquiers, le complexe gneissique (GRAINDOR

et ROBLOT, 1957) présente des caractères basiques. La roche est constituée de biotites bien litées, de quartz granulaire, d'orthose abondant, d'albite-oligoclase et de pyroxène. M. J. GRAINDOR, qui a observé la partie émergée du "complexe gneissique du sud des Minquiers", considère que ces gneiss sont issus du métamorphisme de terrains sédimentaires qui appartenaient au Briovérien inférieur. Leur âge radiométrique établi à 550 $\pm$ 60 M. A. (ADAMS, 1967 ; VIDAL, 1974) ne confirme, ni n'infirme cette hypothèse ; en réalité, les mesures Rb/Sr effectuées sur roche totale mais réalisés à partir de roches d'origines différentes (Pater Noster, Ecrehoux, Minquiers) n'ont permis de construire qu'une isochrone composite qui ne donne qu'un âge moyen.

L'ensemble des gneiss ainsi décrits pourrait représenter les restes principalement métagrauwackeux du démantellement de la chaîne pentévrienne (JEANNETTE, 1970).

b - Les terrains micaschisteux affleurant à Ouessant, à l'est de l'île de Batz, aux Roches-Douvres, aux Minquiers et au nord-ouest de Guernesey.

Ils groupent des roches montrant de nombreux caractères communs. Il s'agit toujours de micaschistes à deux micas, souvent remarquables par l'abondance de grandes paillettes de muscovite en lames pœciloblastiques. On y trouve fréquemment des tourmalines brunes.

- A l'ouest d'Ouessant, ils font parfois place à des séricitoschistes gris, plissotés, à nombreux quartz d'exudation identiques à ceux du sillon central de l'île (CHAURIS, 1966).

- A l'est de l'île de Batz, ce faciès banal s'enrichit parfois de granules fibro-radiés d'épidote, de sphène, de leucoxène et de rutile ; ces minéraux se rencontrent aussi dans les roches volcaniques connues à terre dans la région. Le niveau de métamorphisme est ici presque toujours du faciès schiste vert, sauf en de rares points où les micaschistes sont métamorphisés dans le faciès amphibolite ; l'épidote est alors remplacée par du plagioclase An 30 - 35.

- Les micaschites qui affleurent à l'ouest de Guernesey, à l'est des Roches-Douvres et à l'est des Minquiers peuvent être rapprochés des "greenschists" et des métasédiments de Pleinmont, considérés à Guernesey comme antérieurs au Briovérien supérieur (ROACH, 1966).

Ces terrains paraissent être étroitement liés aux gneiss précédemment décrits ; on trouve, au sud de l'archipel de Molène, à l'est de l'île de Batz et à l'est des Roches-Douvres, de bonnes preuves de leur association (il existe en effet des échantillons de nature intermédiaire). Ces micaschistes pourraient correspondre à des niveaux lithologiques originellement argileux intercalés ou succédant au dépôt des arkoses. L'association de ces deux ensembles rappelle fortement les formations des gneiss et des micaschistes de Lesneven et du Conquet. Il est enfin remarquable de constater que les affleurements présentant cette association s'alignent suivant une bande qui est aussi celle des vestiges de la chaîne pentévrienne (gneiss de Treglonou, gneiss de Port-Béni, gneiss de Trébeurden, gneiss d'Icart, diorito-gneiss d'Aurigny et de La Hague) (CHAURIS, 1969 ; AUVRAY et VIDAL, 1973 ; ADAMS, 1967 ; LEUTWEIN, SONET et ZIMMERMANN, 1968).

- A l'écart de la bande des affleurements gneissiques et micaschisteux et des noyaux pentévriens, la partie submergée du massif de Saint-Malo montre une série micaschisteuse à deux micas dans laquelle on peut déceler deux phases de métamorphisme et de plissement. A terre (JEANNETTE, 1971), ces micaschistes sont considérés comme antérieurs au Briovérien supérieur.

c - Les terrains volcaniques affleurant au large du Petit-Tregor et du Grand-Tregor.

- Au Nord de la Méloine, l'ensemble gneissique déjà décrit est associé à des épidiorites à texture grenue et à grands cristaux de hornblende verte ; ces faciès pourraient représenter d'anciennes formations tuffacées basiques.

- Ailleurs, il s'agit de tuffs, d'albitophyres et de keratophyres qui forment des roches massives constituées d'une ancienne mésostase dans laquelle naît une foliation dessinée par l'alignement des phyllites. Cette mésostase entoure des phénocristaux de microcline et de plagioclase. Les affleurements qui s'étendent à l'est du Tregor peuvent aisément être rapportés aux faciès tuffs et albitophyres de Pors-Hir (AUVRAY, MONNIER et LEFORT, 1975) ; ceux de la baie de Lannion, métamorphisés dans le "greenschist facies", présentent de nombreuses analogies avec certaines des roches de la pointe de l'Armorique et de Locquirec (VERDIER, 1968).

- Un certain nombre de prélèvement atypiques réalisés au Sud de la Méloine (baie de Lannion) montrent des

roches volcaniques métamorphisées ne présentant pas toujours une texture nette. Certains sont porphyriques, d'autres aphanitiques. Les unes contiennent des hornblendes vertes bien développées (l'arrangement des amphiboles en poutrelles, appuyées les unes contre les autres, fait penser à une texture intersertale) ; les autres montrent des phénocristaux noyés dans une mésostase à plages trachytiques et à cristallisation tardive de magnétite et de pyrite. Ces formations ont été, en l'absence de caractères mieux définis, réunies aux séries de la pointe de l'Armorique.

- Les amphibolites de Lanvollon, recouvertes par un épais manteau sableux, n'ont pu être prélevées en mer. Les contours de l'affleurement sous-marin ont été dessinés à partir des limites connues à terre.

- Enfin, les coulées spilitiques de la baie de Lannion, métamorphisées dans le "greenschist facies", présentent des restes de textures intersertales divergentes analogues à celles que l'on observe classiquement dans les "pillow-lavas". Toutefois ici, c'est l'actinote qui dessine ces textures et non l'albite ; dispersés dans la roche, des amas de chlorite figurent d'anciennes vacuoles. Certains échantillons sont à texture porphyrique et montrent des phénocristaux de plagioclase totalement épigénisés en séricite, chlorite, épidote et quartz.
  Ces coulées, en partie à cause de leur degré de métamorphisme, seront, mais avec prudence, rapportées au Briovérien inférieur et séparées des coulées de même nature géographiquement proches prélevées au

nord du Tregor. Les spilites métamorphiques, associées aux tuffs et aux albitophyres de la baie de Lannion, pourraient être plus anciennes que les spilites du Tregor.

- Les roches gabbroïques des Duons, largement grenues, avec de belles amphiboles centimétriques, présentent parfois une tendance à une structure doléritique intersertale avec développement d'épidote, de leucoxène ou de sphène. Ces roches sont très semblables aux épidiorites de Saint-Jean-du-Doigt. Il n'est pas possible de dire actuellement si elles sont le résultat du métamorphisme de dolérites identiques aux dolérites de Barnenez (SANDREA, 1968) ou le résultat de la transformation de roches basiques, également doléritiques, mais appartenant au socle ancien.
  L'ensemble volcanique ainsi défini, de caractère acide et basique, semble regrouper des roches appartenant principalement à l'étage de Cesson (COGNÉ, 1974). Les affleurements reconnus en mer paraissent dessiner au sud de l'ensemble gneissique une bande parallèle et discontinue.

d - Les terrains cristallins affleurant au large de Perros-Guirrec et de Guernesey.

- A l'est du Tregor, les granites de Perros-Guirrec affleurent largement. Ils passent dans leur partie orientale à des roches identiques aux tuffs et albitophyres de Pors-Hir. Ces granites, qui présentent dans les îlots entourant l'île de Bréhat un facies de granodiorite, montrent en mer l'aspect d'un granite à structure grenue, de teinte rose, constitué essentiellement d'orthose

rose ou rougeâtre, de quartz, de biotite et, accessoirement, d'amphibole. Datés de 670 M.A. (ADAMS, 1967) d'après des mesures effectuées sur minéraux, ils sont actuellement considérés comme le résultat d'un métamorphisme (palingénèse) profond qui aurait affecté, au Cadomien I, le socle gneissique pentévrien et sa couverture volcanique (AUVRAY et VIDAL, 1973).

- A l'est de Guernesey, des prélèvements de roches vertes à gros phénocristaux roses d'orthose, à oligoclase, quartz et hornblende, à foliation fruste, présentent une composition pétrographique identique à celle de l'adamellite de l'Erée (ROACH, 1966). A terre, cette adamellite a été datée de 670 $\pm$ 70 M.A. (ADAMS, 1967 ; VIDAL, 1974). Ces intrusions sont, à l'exception des dykes porphyriques d'Aurigny, les seuls témoins d'un plutonisme d'âge briovérien inférieur au Nord du Massif Armoricain. Il est remarquable de constater que ces intrusions affleurent là où les faciès métaarkosiques du Briovérien inférieur sont absents ; si l'on adopte l'hypothèse émise par AUVRAY (AUVRAY et VIDAL, 1973), il n'est pas impossible que les granodiorites aient été édifiées en partie grâce à ces arkoses.

e - Les terrains sédimentaires.

Compte tenu de la taille des échantillons prélevés, mais aussi de leur isolement par rapport à un contexte pétrographique observable, l'étude des lithofaciès du Briovérien présente de nombreuses difficultés. L'attribution au Briovérien inférieur des faciès suivants est donc présentée sous toute réserve ; leur âge briovérien est toutefois très probable.

- Au nord du Cotentin, en continuité avec les affleurements connus à terre, des phyllades épimétamorphiques sériciteuses, à quartz d'exudation, contenant souvent des pigments ferrugineux ou pyriteux, parfois à chlorite ou épidote, sont assimilées à l'étage de Villiers - Fossard (GRAINDOR, 1957) ; elles présentent un aspect lustré et de nombreux microplissements (LARSONNEUR, 1968).

- Au nord du massif de Saint-Malo, joignant en partie la pointe de Saint-Cast à Coutances, des schistes verts et gris à quartz et feldspaths détritiques, à grandes muscovites, trame micacée et chloriteuse, alternent avec des grès et des quartzites verts et gris à grains clastiques de quartz et de feldspath indéterminables. Ces roches ont subi un léger métamorphisme qui s'estompe vers les îles Chausey. De rares niveaux de phtanites et de microquartzites grisâtres associés aux schistes et aux grès permettent de rapporter ces terrains à l'étage de la Lande de Varde (GRAINDOR, 1957).

- Les schistes qui affleurent à l'ouest de Guernesey sont peut-être à rattacher à cet ensemble.

2 - <u>Les terrains rapportés au Briovérien supérieur</u>

Quatre grands groupes peuvent être individualisés :

a - Les terrains sédimentaires.

La plupart des échantillons appartenant à cet ensemble présente des caractères identiques ; il s'agit en général de schistes et de grès analogues à ceux du Briovérien supérieur connu sur le continent.

. les schistes, verts ou gris, rarement rubannés, montrent essentiellement du quartz, parfois nettement détritique, plus souvent légèrement recristallisé dans les plans de schistosité, des paillettes de muscovites détritiques souvent déformées, des biotites décolorées, quelques grains anguleux de plagioclase, de rares zircons et, par place, des cubes de pyrite.

. les grès montrent surtout du quartz, de petits plagioclases kaolinisés quelques muscovites, de rares biotites et des zircons, parfois de la tourmaline.

- Ces roches, de caractère généralement épimétamorphique, affleurent en baie de Douarnenez, au large du Cap de la Chèvre, au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc, à l'ouest de Chausey, à l'ouest de Jersey et au nord des Minquiers.

- Au nord et à l'est du Tregor, ces formations sont associées à des spilites dont les affleurements sont en parfaite continuité avec les coulées connues à terre (région de Paimpol). Ces spilites, toujours vertes, formées de microlites de plagioclase noyés dans une pâte finement cristallisée riche en épidote, chlorite, sphène, leucoxène, calcite, calcédoine, cornaline et minéraux opaques, sont datées à terre de 620 M.A. (AUVRAY et VIDAL, 1973).

- Au large de Granville, des schistes clairs, gris ou blancs, à quartz détritique, onctueux au toucher, rappellent les "schistes de Granville" appartenant à l'étage de la Laize (GRAINDOR, 1957).

S'il est quelques échantillons douteux qui ne peuvent être rapportés avec certitude au Briovérien supérieur, la plupart des prélèvements rangés dans cet étage appartient incontestablement à la série de Binic (JEANNETTE et COGNÉ, 1968) ou à l'étage de la Laize (GRAINDOR, 1957).

Au cours de la seconde phase cadomienne, tous ces terrains ont été plissés, métamorphisés, migmatisés par endroits et, localement, percés d'intrusions acides ou basiques.

b - Les terrains cristallophylliens.

Les micaschistes à muscovite qui courent de l'Ar-Men à Douarnenez seraient d'âge briovérien moyen à supérieur ; c'est du moins ce qu'on est conduit à penser si le matériel aujourd'hui micaschisteux est bien, à l'origine, de même nature que le matériel sédimentaire situé plus au Nord (BRADSHAW, RENOUF et TAYLOR, 1967 ; BARRIERE, 1970 ; DARBOUX, 1973).

Ces micaschistes seraient ainsi les seules roches du Briovérien supérieur (?) submergé à atteindre un faciès métamorphique aussi élevé (greenschist faciès au Nord de la Chaussée de Sein) ; dans le golfe normano-breton, le degré de recristallisation est toujours bien moindre et souvent à peine épimétamorphique (c'est peut-être là un argument pour attribuer à ces roches un âge plutôt briovérien moyen).

c - Les terrains migmatitiques affleurant aux roches de Portsal, aux Minquiers et au nord du massif de Saint-Malo.

De ces trois zones migmatisées, seules les deux premières montrent une partie submergée importante. Toutes les trois,

par contre, se seraient développées aux dépens d'un matériel d'origine sédimentaire déjà métamorphisé.

- A Plouguerneau, la migmatisation s'est exercée sur des terrains composés principalement d'amphibolites, d'amphibolites quartziques et de micaschistes divers (CHAURIS, 1966). Trois faciès principaux peuvent être individualisés :

  . des micaschistes et des quartzites feldspathiques
  . des "granites sombres"
  . des amphibolites.

  Tous ces faciès ont été retrouvés au large des roches de Portsal, à l'exception des amphibolites. L'étude pétrographique des échantillons sous-marins permet de distinguer : des micaschistes plissotés à biotites chloritisées, très rares biotites saines, lits feldspathiques et amandes quartzo-plagioclasiques ; des quartzites feldspathiques à grands feldspaths potassiques perthitiques (d'origine détritique ?), à petites muscovites et à biotite fraîche abondante ; et des "granites sombres" à nombreux grains de quartz engrenés, plagioclase, feldspath potassique, sphène, biotite et chlorite soulignant la foliation. Malgré l'aspect sombre de la roche, les hornblendes fréquentes à terre sont ici rarissimes. Le matériel originel, d'âge briovérien ou plus ancien, était probablement de nature sédimentaire ou volcano-sédimentaire (COGNÉ et SHELLEY, 1966). Le phénomène de migmatisation, initialement attribué à l'époque hercynienne, pourrait être d'âge cadomien.

- Aux Minquiers, les "gneiss rubanés" (GRAINDOR et ROBLOT, 1957) se sont développés par migmatisation aux dépens d'un matériel mal connu. Ces migmatites, percées de granites et de diorites fini-cadomiens (ADAMS, 1967), ne peuvent être mieux situées dans l'échelle stratigraphique.

- Les migmatites de Saint-Malo enfin affleurent peu en mer et n'ont jamais été prélevées. A terre, elles sont considérées comme issues d'un matériel gneissique catazonal (celui-ci aurait pris naissance lors de la phase cadomienne I) qui aurait été affecté ultérieurement dans les métatexies de bas degré (ce dernier phénomène serait lié à la phase cadomienne II) (JEANNETTE, 1971).

Ces trois zones de migmatisation présentent une somme de caractères communs ; doivent-elles toutes pour autant être rapportées au Cadomien II ?

d - Les terrains éruptifs.

Il est intéressant de constater que la presque totalité des intrusions cadomiennes submergées est localisée dans le golfe normano-breton ; il s'agit :

- soit de roches basiques, telles des diorites le plus souvent quartziques ou des granodiorites à hornblende verte, larges plages de biotites, plagioclase et petites biotites. Ces roches sont souvent grossières et contiennent parfois des feldspaths potassiques (diorites de l'est de Guernesey, du nord des Minquiers, du nord de Saint-Malo, de Saint-Quay-Portrieux, du sud-est de Jersey

et des Bœufs) ; leurs prolongements émergés sont datés de la fin du Briovérien (ADAMS, 1967 ; VIDAL, AUVRAY, CHAUVET et COGNÉ, 1972). Le gabbro à hypersthène, localisé à l'ouest des Minquiers, pourrait être de même âge.

- soit de roches granitiques, telle l'adamellite porphyrique de la pointe de Corbière (sud-ouest de Jersey), à phénocristaux antiperthitiques d'oligoclase noyés dans une matrice de plagioclase, de quartz, de biotite et parfois de hornblende ; tel aussi le granite grossier à orthose, quartz, oligoclase, à larges taches de biotites, à tendance porphyrique, qui affleure au Sud des îles Chausey. Les granites de pétrographie semblable affleurant sur les îles sont considérés comme cadomiens tardifs (ADAMS, 1967 ; VIDAL, thèse en cours).

Au nord-ouest de La Hague, il s'agit essentiellement de granites calcoalcalins et subalcalins associés parfois à des masses dioritiques (LARSONNEUR, 1968).

A l'ouest du Conquet, au niveau de la chaussée des Pierres Noires, affleure un granite inconnu ailleurs dans le Léon, à grain fin, parfois porphyroïde. Certains échantillons sont riches en microcline, d'autres en plagioclase ; tous sont riches en quartz et montrent des biotites bien développées. Ce granite, différent de ceux qui affleurent au nord-ouest du Massif Armoricain, pourrait être d'âge anté-hercynien ; il ressemble en effet de par sa composition à certains granites de la Mancellia.

III - Le Cambrien (figure 5)

Après l'orogenèse cadomienne, la transgression cambrienne en Manche répand des matériaux détritiques sur un Briovérien plissé mais, en général, peu métamorphisé (DORÉ, 1969).

Dans le Massif Armoricain, la majorité des terrains cambriens est localisée au Nord-Est ; il en est de même en mer où l'essentiel des affleurements submergés est circonscrit au golfe normano-breton (sud-ouest d'Aurigny, est de Sercq, sud-est de Jersey, est du Tregor).

Quatre types de roches peuvent être rapportés à cet étage :

- des grès grossiers gris, blancs, roses, violacés, à gros quartz arrondis, à fragments de roche (phtanite et rhyolite), feldspaths potassiques plus nombreux que les feldspaths calco-sodiques, microcline, zircon et rares micas, localement enrichis en fer et en calcite secondaire, parfois pyriteux, qui semblent représenter l'"Arkose de base" connue dans le Cotentin.

- des grès verts ou violacés, parfois très fins, feldspathiques, sans microcline ni fragments de roche, à ciment chloriteux ou quartz plagioclasique, à calcite abondante, et des "schistes" verts ou violets à oxyde de fer abondant, petits quartz, muscovite, que l'on peut rapporter au Cambrien inférieur ; ces terrains sont légèrement métamorphisés au Nord des Minquiers.

Hormis quelques spicules triaxones, les terrains cam-

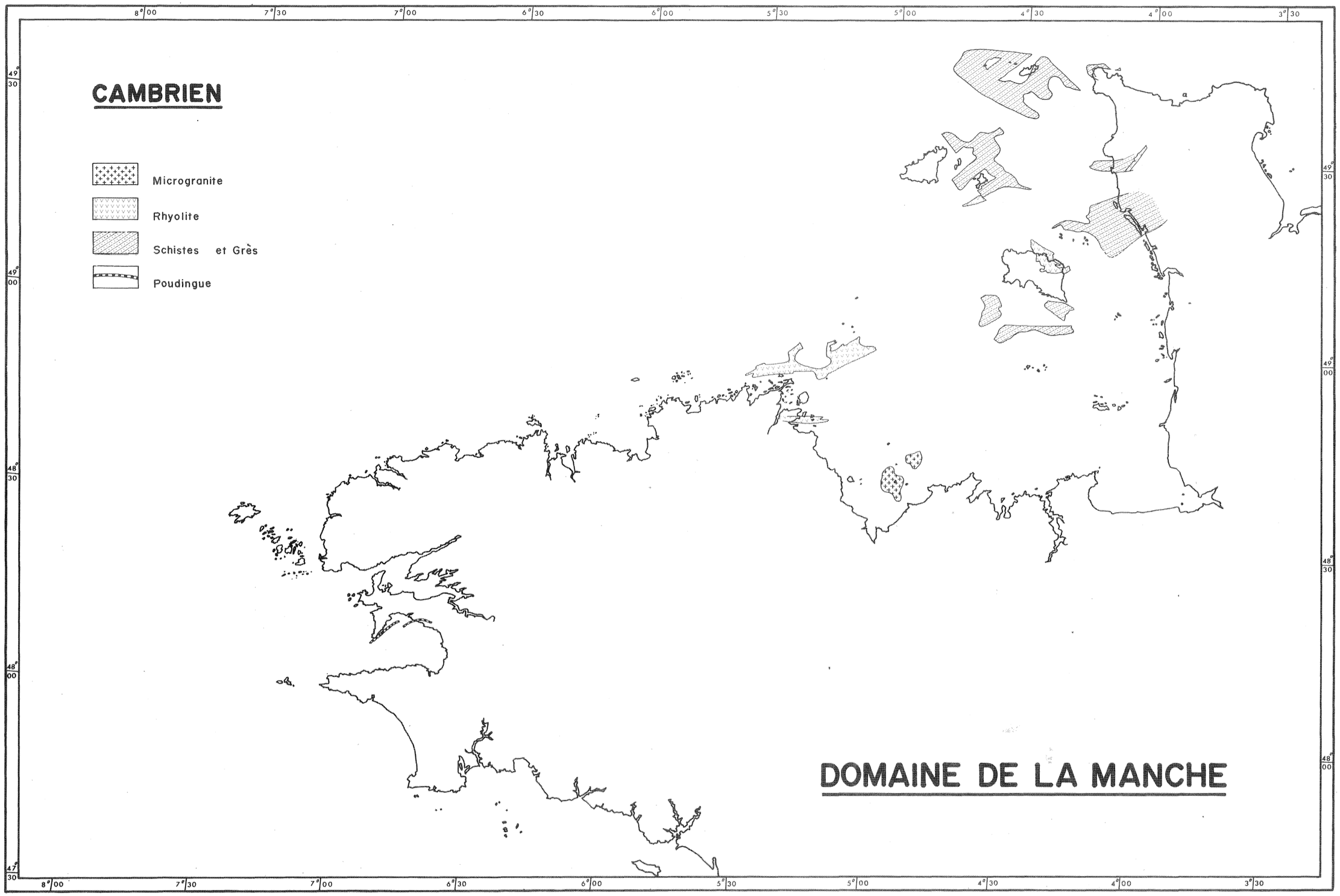


Figure 5.- Localisation des affleurements d'âge cambrien

briens n'ont fourni que de très rares vestiges organiques. Seul un prélèvement situé au nord de l'île de Sercq montre de longs filaments algaux et de très grosses spores, très semblables à ceux que l'on trouve dans le Cambrien supérieur de Libye (détermination J. DEUNFF). Si cette attribution hypothétique était confirmée, elle serait de nature à modifier la conclusion selon laquelle il y a lacune du Cambrien supérieur à l'ouest de La Hague (DORÉ, 1969), et modifierait de façon considérable la paléogéographie du Cambrien dans ces régions.

- Les roches acides effusives, principalement localisées au nord-est du Tregor, sont des rhyolites vertes ou rouges, à phénocristaux de feldspath brisés flottant dans une pâte vitreuse riche en orthose, parfois feuilletées, parfois à structures fluidales bien marquées. Elles montrent de belles structures de dévitrification (spherolites). Un affleurement identique, situé à l'est de Paimpol, prolonge des épanchements connus à terre et datés de 530 M.A. (AUVRAY et VIDAL, 1973).

Au sud de Sercq, affleure une roche de couleur rouge ou violacée, à texture rhyolitique, à inclusions vitreuses et à très nombreux plagioclases. Cette rhyolite présente un déficit en feldspath potassique qui la fait se rapprocher des rhyodacites. L'affleurement reconnu au sud de Sercq est situé à égale distance des rhyolites de Jersey (MOURANT, 1933) et des rhyolites de Saint-Germain-le-Gaillard (GRAINDOR, 1957). La texture porphyrique et l'abondance en plagioclases rapprochent beaucoup plus notre échantillon des formations de Jersey (rapportées au Cambrien par A.E. MOURANT, 1933) que des épan-

chements normands d'âge fini-briovérien (GRAINDOR, 1957).

- Au sud de Jersey, un granite, dont l'extension en mer est inconnue, a été daté à 495 M.A. (ADAMS, 1967 ; VIDAL, 1974). Au sud de la baie de Saint-Brieuc, l'extension sous-marine du microgranite du Verdelet de tendance rhyolitique, de composition proche de la rhyodacite, daté à 528 $\pm$ 12 M.A. (VIDAL, 1974), confirme l'importance du volcanisme acide de type ignimbritique dans tout le golfe normano-breton.

IV - Le Siluro-Ordovicien (fig. 6)

Devant l'impossibilité de séparer (en l'absence de microfaune) certains des faciès schisteux ou gréseux de l'Ordovicien et du Silurien, j'ai groupé les deux étages. Quatre types de faciès ont pu être distingués :

a - Les "grès armoricains".

Ces terrains n'ont jamais été retrouvés en Manche occidentale et semblent localisés en Iroise (Ouest du Massif Armoricain). Là, ils constituent une longue crête orientée est-nord-est - Ouest-sud-ouest depuis le goulet de Brest jusqu'à la Basse-Royale. Cette crête est localement interrompue au niveau de l'anse Bertheaume par la faille Kerforne.Ailleurs, le "grès armoricain" dessine les contours du brachy-anticlinal de Porz-Naye, affleure à la Chèvre, au Bouc et prolonge vers le sud-ouest les directions du Cap de la Chèvre (ouest du Finistère). Il s'agit presque toujours d'un grès blanc passant parfois à des quartzites, riche en zircon, à rares passées psammitiques ; quelques échantillons sont imprégnés d'oxyde de-fer.

SILURO_ORDOVICIEN

Volcanites

Schistes et Grès

Grès "Armoricain"

Grauwackes

Granites

Trondhjémite

S : Spilites

O : Minerai de fer Oolithique

DOMAINE DE LA MANCHE

Figure 6.- Localisation des affleurements d'âge siluro-ordovicien

b - Les schistes et les grès.

- En Iroise, prolongeant les affleurements connus en rade de Brest et dans la presqu'île de Crozon, un grand nombre de prélèvements montre une microfaune d'âge ordovicien ou silurien (détermination J. DEUNFF). Quelques-uns, localisés sur les flancs du synclinorium médian submergé, ont pu être datés avec plus de précision du Llandvirn et du Caradoc.
  Ces échantillons, et plus particulièrement ceux prélevés au nord du goulet de Brest, sont d'un grand intérêt puisqu'ils confirment la présence d'Ordovicien inférieur sur le flanc nord du synclinorium et renforcent l'idée que les quartzites de la "Roche-Maurice" (Finistère Nord) représentent un faciès particulier de "grès armoricains". Les échantillons datés du Silurien sont tous localisés à l'ouest du brachyanticlinal de Porz-Naye ; ceux rapportés au Ludlow ont tous été prélevés au nord de l'Ar-Men.
  Bien que dépourvus de microfaune, mais pour des raisons d'identité de faciès, des schistes à quartz fin, muscovite, chlorite, séricite, pyrite, zircon, feldspath calcosodique, feutrage de rutile et matière organique, parfois à passées gréseuses, ont été rapportés à cet étage. Au sud de l'anticlinal de Porz-Naye, les échantillons schisteux ne contiennent pas de pyrophyllite (détermination effectuée aux Rayons X par Y. PLUSQUELLEC) ; dans l'état actuel des connaissances, l'absence de pyrophyllite est l'indice dans la région d'un âge ordovicien et, pour une moindre part, silurien (MELOU et PLUSQUELLEC, 1967).

- A l'ouest de l'île d'Ouessant, des schistes gris, bleutés, à débit ardoisier, à fin feutrage de rutile, petites tourma-

lines et fines muscovites, riches en matière organique et en oxyde de fer, ont livré en grande quantité des acritarches (détermination J. DEUNFF) du genre Veryhachium trisulcum (Var. venetum), des fragments de Baltispheridium cf. eisenakianum et des fragments de Chitinozoaires d'âge llandellien. Le métamorphisme qui affecte ces roches est très faible et sans rapport avec celui qui a atteint les micaschistes d'Ouessant sur lesquels ils semblent reposer. Ce contraste suggère que le métamorphisme qui a affecté les micaschistes est antérieur à l'Ordovicien et qu'il s'est développé aux dépens de formations probablement briovériennes (CHAURIS, 1966).

- Au Sud des Minquiers dans le golfe normano-breton, des schistes peu métamorphiques gris-beiges, à rares quartz détritiques, présentent une grande richesse en microplancton voisin de celui qui a été observé dans le Ludlovien supérieur du Léon espagnol et dans le bassin de Fort-Polignac au Sahara. On y reconnaît (DEUNFF, LEFORT et PARIS, 1971) :

  . parmi les Acritarches : Leoniella carminae Cr., Quadraditum fantatiscum Cr., Triangulina alargada Cr., Baltisphaeridium ramusculosum Defl., B. granulatispinosum Downie, B. molinum Cr., Veryhachium remotum Dff., Leiofusa estrecha Cr., Prisco galea sp., etc...

  . parmi les Chitinozoaires : Ancyrochitina ancyrea Eis., A. fragilis brevis Taug. et de Jekh., Fungochitina pistilliformis Eis., Desmochitina cingulata Eis., D. sulcata Taug. et de Jekh., D. erratica Eis., Bursachitina

bursa Taug., de Jekh. et Eis., Sphaerochitina sphaerocephala Eis., Plectochitina sp. et Pterochitina ?

. Enfin, en plus des spores trilètes (Ambitisporites p. ex.), quelques Scolédontes bien conservés ont également été isolés.

- A l'ouest du Cotentin et au sud de Jersey, l'Ordovicien moyen et le Silurien présentent deux faciès principaux, légèrement différents de ceux reconnus plus à l'Ouest. Il s'agit :

. des schistes ardoisiers, noirs ou bleutés, parfois à petits quartz, oxyde de fer et muscovite. Ces schistes sont souvent riches en matière organique et passent parfois à de véritables ampélites. Le fond de la roche est chloriteux et sériciteux, souvent noyé dans la calcite diffuse. Ces faciès peuvent appartenir à l'Ordovicien moyen, l'Ordovicien supérieur et au Silurien ;

. des grès beiges ou roses à ciment chloriteux ou quartzo-plagioclasique, parfois riches en hématite, à muscovites déformées, quartz anguleux, zircon, rutile et nombreux minéraux lourds, rares feldspaths, à tendance parfois quartzitique. D'autres grès sont oolithiques à ciment chlorito-carbonaté, pyrite (oolithes de chamosite et matrice de sidérite). Certains peuvent être apparentés aux grès de MAY, d'autres à des faciès de l'Ordovicien moyen de Normandie. Les échantillons sont parfois épimétamorphisés.
Certains de ces faciès ont montré une microfaune déterminable. Au sud d'Aurigny et au sud de Jersey, on a observé : Orthosphaeridium insculptum Loeblich, Veryha-

chium lairdi et surtout V. calandrae Cr. Cette dernière espèce, remarquée à plusieurs reprises dans des formations ordoviciennes de Normandie, dans la série de Sylvan Shale (Ordovicien supérieur), de l'Oklahoma (U.S.A.) et en Libye, permet de donner à ces formations un âge caradocien.

Les roches prélevées au nord-est de Sercq ont fourni des fragments de tissus fusellaires de Graptolithes ainsi qu'un certain nombre d'Acritarches relativement bien conservés, appartenant aux genres : Cymatiogalea, Peteinosphaeridium, Leiofusa et Dicrodiacrodium. Ce dernier genre est bien représenté par l'espèce D. anconriforme Burm. signalée dans la région de Rugen-Arkosa et en Allemagne du Nord. D. ancoriforme occupe la position la plus occidentale signalée à ce jour ; il permet de rapporter les dépôts qui le contiennent au Llandvirnien supérieur.

Au nord des Minquiers, les Acritarches suivants ont été mis en évidence : Cymbosphaeridium pilaris (Cr.), Multiplicisphaeridium fisheri (Cr.), Visbysphaera sp., Multiplicisphaeridium raspa (Cr.), Baltisphaeridium gordoneuse Cr., M. robertinum (Cr.), Evittia granulatispinosa (DOW) et la spore Ambitisporites dilutus (HOFF). Ils permettent, en s'appuyant sur divers travaux effectués dans plusieurs séries bien datées par macrofaune (Etats-Unis, Afrique du Nord, Bretagne), d'attribuer à ces prélèvements un âge compris entre le Ludlow et le Gédinnien.

c - Les roches effusives.

Des spilites à chlorite et épidote abondantes, associées à des schistes datés du Caradoc, ont été prélevées au

sud d'Aurigny (nord du Golfe normano-breton) et au large de Crozon (ouest de l'Iroise). Prolongeant très au large la bande des volcanites qui bordent à l'ouest la baie de La Fresnaye (sud du Golfe normano-breton), un affleurement de spilites vertes a été rapporté à l'Ordovicien par analogie de faciès avec la formation de la Heussaye-Erquy, datée de 466 M.A. (DEUNFF, AUVRAY, COGNÉ, HAMEURT, JEANNETTE et VIDAL, 1973). Cette large répartition du volcanisme spilitique au Caradoc est en accord avec ce qui a été observé à terre.

d - Les roches endogènes.

- Au nord de Jersey, un granite porphyroïde à feldspath potassique, petites biotites bien cristallisées a été daté à 460 M.A. Il envahit, au niveau des Pater Noster, les gneiss dioritiques antécambriens des Ecrehous. Son extension submergée est inconnue.
  Le granite porphyroïde rose qui affleure très au large de Roscoff en bordure de l'accident Aurigny-Ouessant, à biotite abondante, petites muscovites, feldspaths potassiques perthitiques, très cataclasé et recristallisé, a été daté de l'Ordovicien (LEFORT et VIDAL, en préparation).
- A l'est de la pointe du Raz, la trondjhemite du Cap Sizun (BARRIERE, 1970) datée à 457 $\pm$ 20 M.A. (VIDAL, 1974) s'étend peu au large. Intrusive dans le Briovérien à terre, elle est en contact anormal en mer avec les schistes satinés de la baie de Douarnenez.

V - Le Dévonien (fig. 7)

Le Dévonien submergé montre, dans le domaine de la Manche, deux grandes zones d'affleurement : à l'Ouest, seuls ap-

paraissent des faciès schisteux ; à l'Est, la présence de calcaires et de "vieux grès rouges" suppose une évolution sédimentaire complexe.

- En Iroise, des schistes et des grès noirs ou gris, épimétamorphiques, à pyrophyllite et ciment calcaire, ont été datés du Dévonien à l'aide de spores, de columnales de crinoïdes et d'Athyridae. Des quartzites et des grès noirs, des schistes bleus riches en dolomie et des calcaires dolomitiques présentant des lithofaciès analogues à ceux du Dévonien, mais sans pyrophyllite, ont été attribués avec réserve à cet étage. Par contre, des quartzites verts et des grès jaunâtres ont aisément été identifiés aux quartzites de Plougastel et aux grès de Landévénec.

- L'affleurement de la baie de Lannion comprend :

. des schistes noirs épimétamorphiques à chloritoïdes dans un fond graphiteux et à cristaux d'ancien minerai (magnétite ?) entièrement épigénisés en hydroxyde de fer (limonite). Les chloritoïdes abondants et regroupés en gerbes sont nettement discordants sur la foliation ; ils montrent que la phase de cristallisation est postérieure au plissement générateur de la schistosité ;

. des grès-quartzites gris épimétamorphisés, à quartz recristallisés, sans feldspath, à phyllites en baguettes automorphes dans le ciment ;

. aux Duons, des schistes noirs sont métamorphisés au niveau des "schistes verts". Ils sont microplissés et constitués de muscovite, de quartz, de granules char-

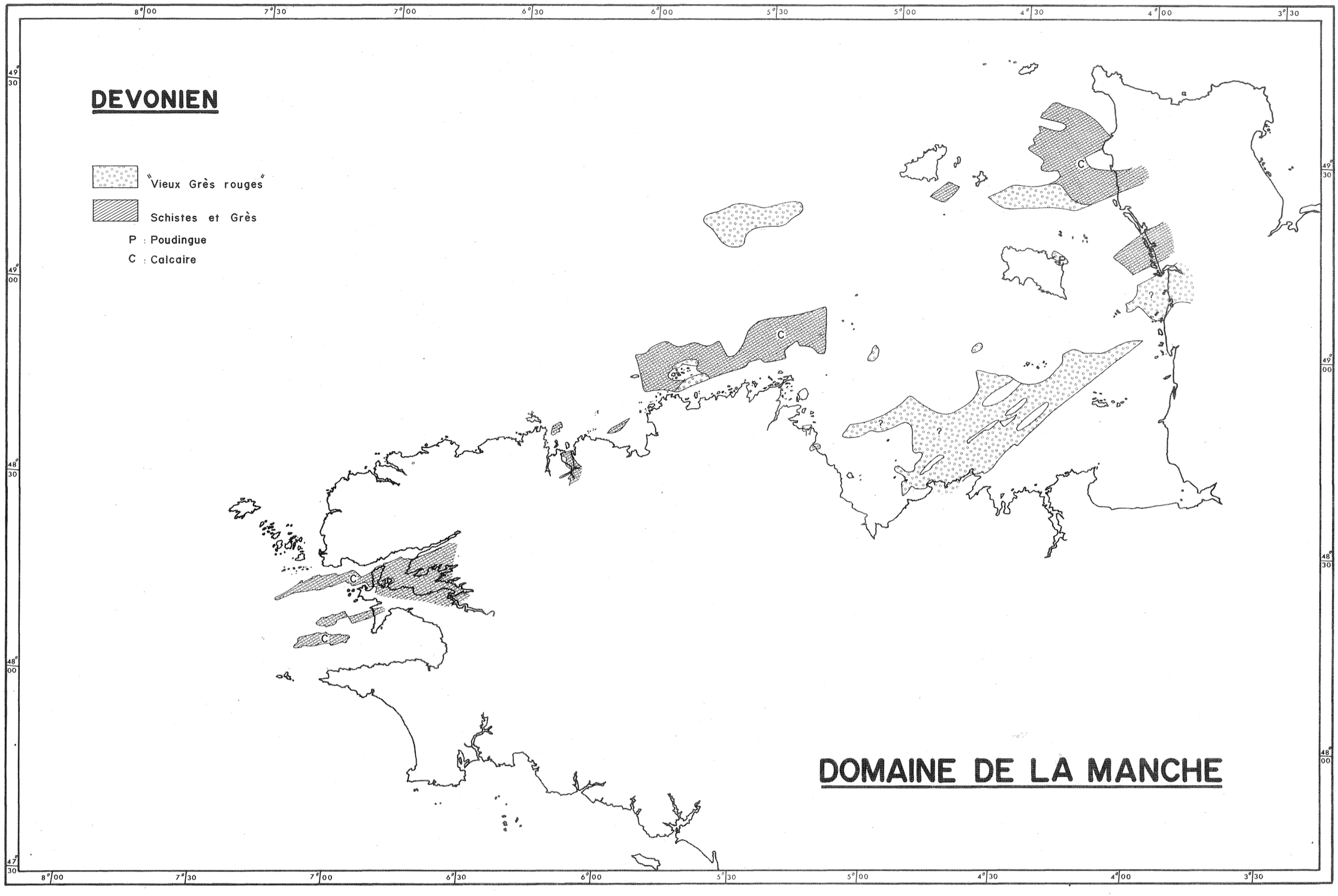


Figure 7.- Localisation des affleurements d'âge dévonien

bonneux, de limonite, de tourmaline et de rutile. On y observe des chloritoïdes qui semblent s'être développés pendant et après la phase de plissement.
Ces divers faciès sont rapportés au Dévonien par analogie avec des échantillons datés, prélevés au large du Tregor.

- Au large du Tregor, on distingue :

. un ensemble de grès et quartzites comprenant des grès grossiers rouges à ciment siliceux et chloriteux à grains d'hématite ; des grès fins à grains anguleux et bien calibrés ; des microbrèches à quartz mal triés et à micas blancs ; des psammites, des grès micacés, des quartzites enfin, à grains fins et à structure dentelée. La plupart des échantillons montrent un ciment ferrugineux ; les feldspaths, en général des plagioclases, sont rares ou absents. On observe quelques tourmalines. Certains psammites montrent un ciment entièrement constitué de micas blancs et de chlorites et rappellent par leur structure l'itacolumite ;

. un ensemble de schistes à schistosité sub-verticale comprenant : des schistes ardoisiers typiques à matière organique contenant, selon les échantillons, des lits gréseux, des micas blancs, des chloritoïdes ou de la calcite ; des schistes noirs et des ampélites, parfois assez riches en matière organique, qui laissent des auréoles bitumineuses dans le mortier.

Entre les schistes et les quartzites on observe de nombreux termes de passage : quartzophyllades, schistes gréseux, etc.. Certains échantillons montrent même l'association de lits schisteux

et de niveaux quartzitiques. Les schistes ardoisiers et les quartzites se rencontrent plutôt au large, tandis que les grès et les psammites sont plus fréquents à la côte.

Par place, affleurent des calcaires cristallins noirs à plages pyriteuses, à cristaux de calcite déformés, très recristallisés et azoïques.

Toutes ces roches possèdent des zircons et des fragments d'apatite vraisemblablement hérités de leur histoire sédimentaire ; elles ont subi :

. un métamorphisme léger développant une foliation qui se manifeste par un alignement, plus ou moins visible selon les échantillons, de la muscovite et de la chlorite ;

. un métamorphisme thermique au contact du granite de Ploumanach développant une texture de cornéenne. Cette observation corrobore les résultats des études géochronologiques effectuées sur le granite de Ploumanach (LEUTWEIN, CHAURIS, SONET, ZIMMERMANN, 1969) en confirmant l'âge post-dévonien de cette intrusion.

Les schistes noirs, riches en microplancton, ont permis d'entreprendre une étude micropaléontologique détaillée (déterminations J. DEUNFF). On trouve notamment :

. des spores, en nombre considérable dans certains échantillons, parfois carbonifiées et associées à des résidus végétaux ou à des fragments de tissu. Les spores trilètes et les spores réticulées sont fréquentes. Parmi les spores réticulées, de nombreux spécimens se rappor-

tent à l'espèce dévonienne du Spitzberg : Reticulatisporites emsiensis Allen, déjà remarquée dans des séries contemporaines de Roumanie, du Sahara et du Canada. On trouve encore Leiotriletes trivialis (Naoumova) du Dévonien moyen et supérieur de la plateforme russe et Retusotriletes semizonalis Mc Gregor observée dans le Dévonien de l'Alberta ;

. des Scolécodontes : les restes de mâchoires d'Annélides sont rares et assez mal conservés. Un exemplaire rappelle la pièce du genre Nereidavus sp. 6. C'est une forme rare connue depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Givétien (Sahara).

. des Chitinozoaires, transparents, bien conservés et de petite taille (environ 150). Beaucoup s'intègrent dans le genre Fungochitina Taug. Il semble que l'on puisse identifier F. cf. pistilliformis lata Taug. et Jekh. (qui se rencontre notamment dans le Dévonien saharien) et Angochitina bernesgae.

. Parmi les Acritarches, quatre para-familles ont été dénombrées : Dans les Acanthomorphitae, le genre Baltisphaeridium Eis. est souvent représenté par une sous-espèce rapportée à B. brevispinosum britanum Dff. du Dévonien du Finistère ou par B. spinoglobosum Staplin du Dévonien canadien. Dans les Polygonomorphitae, le genre Veryhachium Dff. offre de petits individus à trois épines ; V. trispinosum Eis., V. downiei Stock. et Will et V. remotum Dff. sont signalés dans le Dévonien du Sahara et du Canada. Parmi les Herkomorphitae, le genre Cymatiosphaera O. Wetzel est représenté par C. pavimenta Defl. et par C. nebulosa Dff. Parmi les

Prismatomorphitae, le genre Polyedryxium Dff. a été observé dans la partie la plus septentrionale de la zone prospectée ; les individus appartiennent aux espèces P. multifrons Dff., P. tectum Dff., P. prismaticum Dff. et P. simplex ; ce genre est rare dans le Massif Armoricain ; il n'a été observé jusqu'ici qu'en Amérique, en Afrique et sporadiquement en Europe où il se situe entre le Dévonien inférieur et la base du Dévonien supérieur.

- Dans le Golfe normano-breton, le Dévonien se caractérise par l'abondance de faciès calcareux et par la présence de grès rouges ; cette particularité nécessite la description de quelques associations types ; quatre ensembles pétrographiques peuvent être individualisés :

. des calcaires gris ou bleutés, beiges, organo-clastiques, à débris de coquilles, de polypiers et de bryozoaires, à ciment calcaro-silteux ou gréseux, à rares plagioclases et petits quartz non usés, à pigment ferrugineux ; ils pourraient correspondre en partie aux calcaires de NEHOU.

. des schistes gris, beiges, légèrement gréseux, très micacés, à oxyde de fer, localement pyriteux, parfois à débris de coquilles et à calcite très abondante.

. des schistes et des grès rouges, à larges plages de calcite, oxyde de fer abondant, muscovites chloritisées, zircon. A l'est de Sercq, ces formations contiennent des fantômes de bryozoaires, de crinoïdes, des fragments de coquilles de brachiopodes et semblent montrer un enrichissement progressif en oxyde de fer vers l'Ouest en

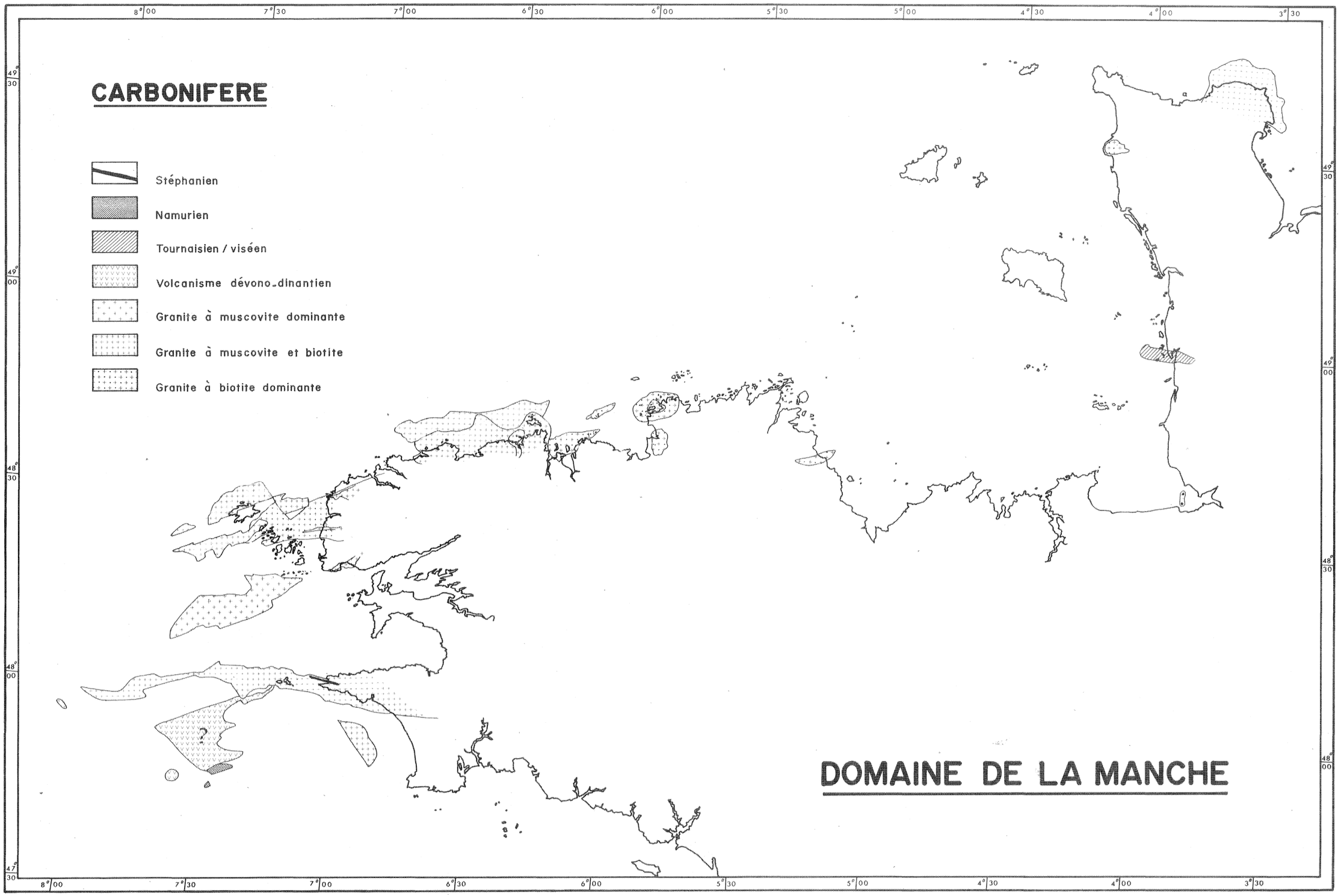


Figure 8.- Localisation des affleurements d'âge carbonifère

même temps qu'un appauvrissement en ciment calcaire ; ces terrains prolongent vers l'Ouest les affleurements de grès calcaires d'âge dévonien prélevés au large de FLAMANVILLE et contenant eux aussi des bryozoaires et des brachiopodes (HOMMERIL et PONCET, 1971). Cette bande de grès rouges fossilifères, de direction grossièrement Est-Ouest, pourrait s'expliquer par l'existence pendant le Dévonien, d'une ride imposant une sédimentation détritique et grossière ; elle devait être bordée au Nord comme au Sud par des régions où se déposaient des sédiments plus fins (PONCET, 1968). Au Nord de Saint-Malo, les faciès rouges sont très changeants ; au large d'Erquy, il s'agit de grès roses grossiers feldspathiques et mal classés présentant une usure des quartz les plus gros ; au sud-ouest des îles Chausey affleurent des grès schisteux lie-de-vin analogues à ceux de l'Anse des Sevignées, des quartzites roses, des grès blancs ou jaunâtres.

. des schistes noirs riches en matière organique, essentiellement localisés dans la partie submergée du synclinal de Siouville, ont fourni une micro-faune déterminable (détermination J. DEUNFF) et, notamment : Navifusa bacillum Dff. connu dans le Dévonien moyen du Canada et du Sahara et Veryhachium exasperatum Dff. observé au Canada et en Libye. L'association de cette dernière espèce avec N. bacillum et V. exasperatum permet de dater les terrains situés à l'ouest de Flamanville de l'Eifelien-Givetien. La présence simultanée de nombreux Polyedryxium et surtout de Duvernaysphaera Kraüseli Stock et Will. renforce encore cette manière de voir.

Au nord des Ecrehous, la découverte d'Hœgisphara cf. Glabra St., de Polyedryxium decoratum Dff. et d'Emphanisporites sp. permet de rapporter un large affleurement schisteux au Siegenien.

VI - Le Carbonifère (fig. 8)

Mise à part quelques manifestations tardives et localisées, les terrains antécambriens et paléozoïques du Golfe normano-breton ne semblent pas avoir subi d'intrusions granitiques importantes lors de l'orogenèse hercynienne ; il en va tout autrement du Léon septentrional qui garde de cette époque des granites variés affleurant sur de grandes surfaces ; là, les terrains sédimentaires et volcaniques sont, comme à terre, extrêmement réduits.

a - Les terrains sédimentaires.

Le Carbonifère inférieur du synclinal de Montmartin (DELEPINE, 1930 ; PELHATE et PONCET, 1970), recouvert en mer par une couche épaisse de sédiments sableux, n'a pu être prélevé.

b - Les intrusions granitiques.

Les faciès granitiques prélevés en mer se rattachent, la plupart du temps, à des affleurements connus et datés à terre (ADAMS, 1967 ; LEUTWEIN, SONET, ZIMMERMANN, 1968 ; LEUTWEIN, CHAURIS, SONET, ZIMMERMANN, 1969 ; VIDAL, 1974) : granite de Sein, granite d'Ouessant, granite de l'Aber Ildut, granite de Kerlouan, granite de Carantec-Meloine, granite de Ploumanach', granite de Flamanville, granite de Barfleur ; seul un gisement isolé en mer (granite du sud des Pierres Noires) montre une composition et une texture originales. L'essentiel des granites

ainsi reconnus s'est mis en place entre 31 et 330 M.A. Il s'agit :

. soit de granites à biotites largement dominantes, souvent porphyroïdes légèrement rosés, à phénocristaux de feldspaths potassiques (microcline) et oligoclase ;

. soit de granites à deux micas, souvent alcalins, parfois grossiers, à feldspaths potassiques altérés et à plagioclases abondants ; au nord des granites de Kerlouan et au nord de l'île d'Ouessant, ce faciès peut montrer de la myrmékite, de la sillimanite et des fantômes de structures gneissiques qui indiquent qu'il pourrait s'agir d'anciens gneiss fondus ;

. soit enfin, de granites à muscovites dominantes en éventail, tels ceux du sud des Pierres Noires, à très rares biotites altérées et à structures micro-pegmatitiques souvent abondantes ; ce faciès inconnu ailleurs dans le Léon, non cataclasé, pourrait suggérer un âge tardi-hercynien peut-être contemporain des granites de Carantec et de Ploumanach' datés à la limite permo-carbonifère.

B - CONCLUSION sur la REPARTITION des AFFLEUREMENTS de SOCLE RECONNUS dans le DOMAINE de la MANCHE

Le domaine de la Manche ne constitue pas un ensemble homogène mais groupe, en réalité, quatre unités qui sont le prolongement d'unités déjà connues à terre. Pour désigner ces unités, j'utiliserai la terminologie en vigueur sur le continent, bien que les informations livrées par la géologie marine aient parfois permis de modifier les frontières initialement proposées.

On distinguera : la Normania, le domaine Mancellien, le domaine Domnonéen et le domaine Centre-Armoricain ; à l'exception de la Normania qui correspond à une notion paléogéographique (PRUVOST, 1949), les trois domaines cités ont été définis à partir de critères structuraux (COGNÉ, 1974).

1 - Les prolongements submergés de la Normania

La Normania englobe l'ensemble du Golfe normano-breton, à l'exception toutefois des régions situées immédiatement au nord de Saint-Malo et au sud-est des Roches Douvres. Pour PREVOST, la Normania s'est individualisée dès la fin des temps briovériens ; elle correspond à une fosse, "la fosse normande", qui aurait fonctionné de façon ininterrompue comme bassin de sédimentation du Cambrien au Dévonien moyen.

Les recherches géologiques menées dans le Golfe normano-breton montrent qu'il n'en est pas exactement ainsi puisqu'il semble y avoir là une lacune qui s'étend du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen ; il y aurait donc eu émersion du Golfe à cette époque.

2 - Les prolongements submergés du domaine Mancellien

Ce domaine se prolonge peu en mer, et les seuls prélèvements qui aient pu y être faits sont localisés au nord du massif de Saint-Malo. Le Briovérien de la baie du Mont-Saint-Michel (GRAINDOR-S. E. U. M., 1955-1958) recouvert d'un important coussin sableux n'a que rarement été carotté.

Ce domaine est caractérisé à terre par la présence d'un Précambrien jeune et épais qui a été plissé lors de l'orogène

cadomien ; il est percé de granites antérieurs aux dépôts épicontinentaux des séries primaires. L'orogenèse hercynienne ne l'a que peu remobilisé.

3 - Les prolongements submergés du domaine domnonéen

Ce domaine a été suivi en mer depuis le flanc est de la baie de Saint-Brieuc jusqu'au nord de l'Iroise. La répartition des affleurements de socle reconnus dans le domaine de la Manche confirme l'existence d'une échine pentévrienne au nord du Massif Armoricain ; celle-ci a été reconnue non pas tant par la découverte d'affleurements nouveaux que par la mise en évidence d'une longue bande aujourd'hui discontinue de matériaux détritiques (ex. gneiss des Triagoz, des Roches Douvres) plus ou moins superposés aux rares témoins d'âge pentévrien. Ces matériaux, maintenant métamorphisés, sont considérés comme issus de la destruction de la chaîne pentévrienne (HAMEURT et JEANNETTE, 1971) qui se présente ainsi enfouie sous ses propres débris.

Les volcanites briovériennes, assimilées à des manifestations d'arc volcanique (COGNÉ, 1972), dessinent une deuxième bande étroite, très fragmentée (ex. volcanites du Tregor), au sud de l'ensemble détritique précédent. Ces volcanites paraissent matérialiser une zone restée longtemps mobile.

Plus au sud encore, débutent des séries sédimentaires briovériennes, non volcanogènes et flyschoïdes (ex. briovérien de la baie de Saint-Brieuc), souvent à peine épimétamorphiques d'obédience mancellienne.

Ces trois "bandes" (la bande détritique, les volcanites briovériennes discontinues et les affleurements flyschoïdes) peuvent

être migmatisées par endroits (région des Abers, région des Minquiers) et percées d'intrusions principalement basiques (diorites et gabbros du golfe normano-breton). Il est possible que la disposition de ces affleurements en "bandes" frustes (disposition qui est particulièrement bien visible entre Roches Douvres et la baie de Saint-Brieuc) soit liée à un découpage provoqué par des failles orientées N 50°/60°.

Ces terrains occupent une surface importante dans un vaste domaine en majeure partie submergé (LEFORT, 1974) : le domaine domnonéen.

a - Le concept de Domnonée a été créé par P. PRUVOST (1949) qui voyait dans cette région du Nord de la Bretagne une unité paléogéographique unique. La Domnonée serait caractérisée par la persistance des reliefs cadomiens pendant tout le Paléozoïque inférieur ; elle n'aurait été submergée qu'au Gédinnien. L'orogenèse hercynienne ne s'y serait manifestée que par une intense activité volcanique.

La découverte de nombreux affleurements d'âge paléozoïque en Manche oblige à critiquer ce concept :

- On ignore tout d'abord si le Léon n'a pas, un moment, été recouvert de Cambrien et l'on peut envisager que l'émersion qui semble avoir affecté le golfe normano-breton après le Cambrien inférieur a pu aussi soulever le Léon, érodant un Cambrien inférieur peu épais.

- Il semble, de plus, que la submersion du Léon n'a pas commencé au Gédinnien mais au Llandelien (ANDREIEFF, LEFORT, MAREC et MONCIARDINI, 1973) à moins d'imaginer, bien sûr, que le Llandelien d'Ouessant ne se trouve pas sur le Léon

mais qu'il en marque la limite occidentale :

- à partir du Llandelien, l'ensemble de la Domnonée semble pour quelque temps avoir été paléogéographiquement stable. La sédimentation qui suit l'Ordovicien moyen et supérieur est identique à celle du sud de l'Irlande, du Pays de Galles et de l'Espagne (SPEJELDNAES, 1961 ; DEUNFF, LEFORT et PARIS, 1971 ; ROBARDET, 1973).

- au Dévonien, les faciès "vieux grès rouges" du nord du Tregor et du Golfe normano-breton (auxquels P. PRUVOST attribuait un âge carbonifère) sont, comme nous le verrons plus loin, une conséquence indirecte de l'orogenèse calédonienne. Ceux-ci sont absents du Léon, pourtant plus proche des "vieux grès rouges" britanniques. La transgression dévonienne qui commence au Gédinnien recouvrira toute la Domnonée ; les dépôts seront grossiers sur les noyaux de socle cadomien, fins entre ceux-ci.

b - Pour J. COGNÉ (1972), le domaine domnonéen est un domaine ancré sur un soubassement pentévrien recouvert de séries briovériennes détritiques et surtout volcaniques, plissées par deux fois lors de l'orogenèse cadomienne, les reliefs cadomiens servant de guide aux dépôts primaires. La tectonique hercynienne est superficielle à l'Est, plus profonde à l'Ouest où elle est limitée à des couloirs tectoniques entre les blocs. Les observations de géologie marine permettent de proposer un schéma qui diffère peu de cette analyse (LEFORT, 1971).

4 - <u>Les prolongements submergés du domaine Centre-Armoricain en Iroise</u>

Les prolongements submergés du synclinorium médian ne montrent pas de caractères stratigraphiques particuliers par rap-

port à ceux du synclinorium lui-même. Si l'on compare les terrains sédimentaires de cette région avec ceux du golfe normano-breton, on constate, comme sur le continent, une très forte analogie au niveau des dépôts du Briovérien moyen-supérieur ; cette analogie ne se retrouvera plus, au cours de l'histoire paléozoïque, que rythmée par de fortes oppositions : absence de Cambrien puissant, de "vieux grès rouges", fort développement des grès "armoricains" en Iroise.

C - PETROGRAPHIE des AFFLEUREMENTS de SOCLE RECONNUS dans le DOMAINE SUD-ARMORICAIN

La séparation entre le domaine de la Manche et le domaine sud-armoricain a été fixée à la hauteur de la zone broyée sud-armoricaine. C'est à ce niveau que l'on quitte les régions où affleure un Paléozoïque encore aisément identifiable et que l'on entre dans un domaine où il est parfois très métamorphisé. Le passage d'un domaine à l'autre se fait par l'intermédiaire de la baie d'Audierne qui présente des caractères propres aux deux domaines.

Le domaine sud-armoricain se compose donc de deux régions : la baie d'Audierne et le "plateau" sud-armoricain.

1 - La région de la baie d'Audierne

Cette région possède une grande variété de roches qui peuvent être groupées en trois associations pétrographiques homogènes (LEFORT et PEUCAT, 1974).

a - Les terrains polymétamorphiques affleurant en baie d'Audierne (fig. 9)

Ces terrains sont tous localisés au sud d'une droite

5°00 4°00 3°00 2°00 1°00

47 00

ROCHES METAMORPHIQUES

- Chloritoschistes
- Porphyroïdes
- Micaschistes à deux micas
- Gneiss et migmatites
- Serpentinites
- Amphibolites et prasinites

- A Glaucophanites
- P Porphyroïdes en bancs
- G Micaschistes à grenats
- ch Micaschistes à chloritoïdes
- δ Amphibolites et prasinites
- V Volcano _ sédimentaire
- O Orthogneiss
- C Cornéennes

DOMAINE SUD_ARMORICAIN

46 00

5°00 4°00 3°00 2°00 1°00

Figure 9.- Localisation des affleurements de roches métamorphiques

orientée N 60° qui passerait par le Nord de la Pointe de Penmarch.

Cette série groupe des échantillons qui portent tous la trace de deux phases de plissement (foliation reprise par une seconde tectogenèse) et de deux métamorphismes. Cet ensemble se rattache aux affleurements de schistes cristallins de la baie d'Audierne (groupe inférieur de Peumerit-Treogat) (PEUCAT, 1973) ; on y reconnaît des micaschistes, des gneiss albitiques, des chloritoschistes, des amphibolites et des serpentinites. Le niveau de métamorphisme est identique à celui que l'on connaît à terre dans les mêmes formations (COGNÉ, 1965) ; on y observe une rétromorphose du faciès amphibolite au faciès schiste vert.

- Les micaschistes et les gneiss albitiques montrent une paragenèse à chlorite, muscovite, grenat, albite, épidote, quartz et apatite se superposant à une association à biotite, muscovite et grenat.

- Les chloritoschistes ont des paragenèses identiques, à ceci près qu'il s'y ajoute du sphène qui apparaît au premier métamorphisme et du leucoxène qui caractérise le second ; certains échantillons sont riches en débris graphitiques.

- Les amphibolites ressemblent à celles que l'on connaît dans les micaschistes polymétamorphiques qui affleurent au sud des granito-gneiss de Plonéour-Lanvern.

- Les serpentinites sont identiques à celles que l'on rencontre dans la région de Peumerit (Ty Lan-Kerguelmes). On observe sur un fond d'olivine et de pyroxène (grenat et magnétite) une association à trémolite et chlorite ; la serpentinisation y a développé de l'antigorite.

Ces deux derniers faciès s'identifient plus particulièrement aux métapéridotites, aux pyroxénites à grenat et aux amphibolites à résidus grenus ou ophitiques qui affleurent à terre ; les unes ont été interprétées comme issues de la fusion anatectique partielle d'un matériel pyrolitique, les autres comme des métagabbros ou des métadolérites. Cette association (comme l'avait déjà souligné PEUCAT, 1974) est typique des zones de suture interplaque et des dorsales médio-océaniques (JUTEAU, 1970 ; ALLEGRE, MONTIGNY et BOTTINGA, 1973). En baie d'Audierne, ces roches sont actuellement considérées comme antécambriennes (PEUCAT et COGNÉ, 1974), mais il se pourrait que la réalité soit plus complexe : les flasers-gabbros de Peumerit montrent en effet une association minérale typique de "l'amphibolite faciès" superposée à une cristallisation magmatique. Cette paragenèse qui a été interprétée comme résultant du polyisométamorphisme des gabbros peut tout aussi bien témoigner de conditions monométamorphiques ; il faut d'ailleurs remarquer que certains massifs gabbroïques sont moins déformés que leur environnement (PEUCAT, 1973), de telle façon qu'en l'absence de datation, il est impossible de proposer avec certitude un âge pour ces roches, ni de déceler s'il en existe une ou deux générations. Dans l'hypothèse où la série ophiolitique serait en partie répétitive, il pourrait y avoir analogie entre les formations basiques de la baie d'Audierne et celles du Cap d'Ortegal (DEN TEX, 1974).

b - <u>Les terrains monométamorphiques affleurant en baie d'Audierne</u>

- Les terrains micaschisteux (fig. 4).
  Les micaschistes prélevés à l'ouest et au nord de la baie d'Audierne peuvent aisément être rattachés au "groupe supérieur des schistes cristallophylliens de la baie d'Audierne" qui affleure dans cette région

(COGNÉ, 1965) et plus particulièrement aux formations de la région de Languidou-Haut-Penhors. Les roches submergées sont des schistes grauwackeux intensément schistifiés à muscovite, biotite, chlorite, albite, feldspath potassique ; elles contiennent parfois de l'épidote et de la tourmaline verte.

A terre, ces formations grauwackeuses, métamorphisées dans un climat variant du faciès schiste vert au faciès amphibolite, peuvent aussi bien être rapportées au Briovérien supérieur qu'au Paléozoïque (PEUCAT, 1973). Elles ne se distinguent des formations grauwackeuses épimétamorphiques prélevées plus à l'Ouest que par leur niveau de métamorphisme. Il faut toutefois savoir que le caractère monométamorphique des terrains émergés n'est pas partout établi avec certitude.

- Les grauwackes de la baie d'Audierne (fig. 6).

Elles sont souvent constituées d'un matériel fin riche en pistacite et en zoïsite et montrent un métamorphisme qui atteint parfois le faciès schiste vert. Certains échantillons possèdent des phyllites orientées qui déterminent une schistosité de flux. Ces grauwackes présentent, tant à l'échelle de l'échantillon qu'à celle de la plaque mince, une continuité apparente avec des schistes noirs épimétamorphiques (à chlorite, séricite, muscovite et rutile) dont l'aspect rappelle parfois le faciès "schiste à calymènes". La présence de fragments de microplancton indéterminables, mais incontestablement d'âge paléozoïque inférieur dans les schistes noirs, m'incite à rapporter les faciès grauwackeux à la même époque. Au contact des granites de la chaussée de Sein, tous ces faciès sont transformés en cornéennes à biotite ou en schistes tachetés.

La découverte de ces grauwackes valide l'hypothèse selon laquelle "le groupe supérieur des schistes cristallophylliens de la baie d'Audierne" pourrait s'être différencié aux dépens d'un matériel paléozoïque (PEUCAT, 1973) ; ceci ne constitue cependant pas une preuve dans la mesure où l'on ignore tout des relations existant entre les affleurements submergés et les terrains émergés. La forme de certains fragments planctoniques reconnus dans les schistes noirs suggère parfois qu'ils pouvaient appartenir à des organismes d'âge ordovicien (la précision concernant l'étage a été effectuée sous toute réserve par J. DEUNFF). S'il en était bien ainsi, les faciès prélevés au large de la baie d'Audierne pourraient être rattachés aux grauwackes ordoviciennes fossilifères de Terre-Neuve (STEVENS, 1970), de l'Est de l'Irlande (BRUCK, 1971) et peut-être d'Espagne (BARD, CAPDEVILA et MATTE, 1971).

- Les terrains volcano-sédimentaires (fig. 8).
  Au Sud de la chaussée de Sein, deux faciès volcano-sédimentaires ont été individualisés :
  - l'un montre des quartz rhyolitiques en phénocristaux dans une matrice quartzo-feldspathique abondante ;
  - l'autre présente des quartz rhyolitiques et des feldspaths potassiques très abondants dans une matrice quartzo-feldspathique rare ; ces roches ont subi un plissement qui a parfois développé une schistosité de flux. L'absence de quartz rhyolitiques et de fragments volcaniques dans les schistes noirs ordoviciens (?) sous-jacents, incite à considérer la formation volcano-détritique comme postérieure aux schistes noirs. Ce complexe volcano-sédimentaire montre des affinités

pétrographiques avec les roches de même nature rapportées au Dinantien et décrites dans le bassin de Châteaulin tout proche (CABANIS et SAGON, 1973). Il ne s'agit probablement là que d'une convergence de faciès : la région de Châteaulin et la région située au sud de la chaussée de Sein, aujourd'hui séparées par la zone broyée sud-armoricaine, pouvaient en effet être fort éloignées l'une de l'autre au Dinantien. On trouve d'ailleurs des séries volcano-sédimentaires identiques dans le Silurien et dans le Dévonien de Terre-Neuve (North Atlantic Geology and Continental Drift, 1969).

c - Les terrains non métamorphiques affleurant en baie d'Audierne (fig. 8)

Au sud-ouest de la chaussée de Sein, à la latitude de la Pointe de Penmarch, là où l'on pouvait attendre des formations métamorphiques (CHAURIS et al, 1972), un large affleurement de terrains sédimentaires montre des roches carburées, non métamorphiques, peu structurées, très riches en matière organique et passant parfois à un véritable charbon ; ces roches ont fourni en abondance des spores d'âge namurien ou westphalien inférieur (détermination J. DOUBINGER). Cette datation constitue une limite supérieure incontestable pour situer l'ensemble des phénomènes métamorphiques qui ont affecté la partie occidentale de l'anticlinal de Cornouaille. On a toutefois de bonnes raisons de croire que ces phénomènes sont antérieurs ; ils dateraient de la phase bretonne (COGNÉ, 1960).

2 - Le "plateau" sud-armoricain

a - La série cristallophyllienne sud-armoricaine (fig. 9)

L'étude pétrographique des carottages réalisés dans la

série cristallophylienne sud-armoricaine permet de mettre en évidence quatre groupes de terrains que l'on peut, sans trop de difficultés, rattacher à des affleurements connus sur le continent (AUDREN et LEFORT, en préparation). Une cinquième unité est totalement isolée en mer.

- Les terrains submergés prélevés autour de Belle-Ile-en-mer.

  Ces terrains sont constitués de micaschistes métamorphisés dans le faciès "schiste vert", à la limite parfois de "l'amphibolite faciès".

  L'association la plus largement représentée est caractérisée par la paragenèse suivante : muscovite-phengite, chlorite, quartz et biotite plus ou moins bien exprimée. Ce faciès constitue les trois quarts des affleurements qui entourent Belle-Ile ; il s'y intercale parfois quelques niveaux volcano-sédimentaires interstratifiés représentés par des porphyroïdes et par des tufs.

  Les porphyroïdes sont des chloritoschistes contenant en abondance des macrocristaux de feldspath potassique ou des quartz corrodés et éclatés réunis par une matrice à muscovite, chlorite et biotite ; ceux-ci affleurent principalement au nord-est et à l'est de Belle-Ile. Ces roches sont identiques aux porphyroïdes de Kerdonis, de Piriac-Asserac (AUDREN, 1971), de Saint-Michel-Chef-Chef (TERS, 1968) et de la baie de Bourgneuf (DELANOE, GALENNE et MARCHAND, 1974).

  Les tufs n'ont été prélevés qu'au Sud de Belle-Ile ; ce sont des métasédiments fins composés essentiellement de quartz, de plagioclase (albite), d'épidote et de muscovite-phengite. Ils sont comparables aux tufs récemment signalés à la pointe de Kerdonis et à celle d'Arzic (CHAUVEL, AUDREN et AUVRAY, 1975).

- Les terrains submergés affleurant au sud-ouest de la Vilaine.

  Ces terrains sont à rattacher aux schistes cristallins de la Vilaine (AUDREN, 1971) ; il s'agit de micaschistes à muscovite, chlorite et quartz parfois enrichis d'albite poeciloblastique, de grenat almandin et de biotite secondaire. Ces terrains sont bien représentés au sud de la pointe du Grand Mont et autour de l'île Dumet. Bien que les roches basiques existent sur l'île Dumet elle-même (AUDREN, travaux en cours), elles n'ont jamais été prélevées dans sa périphérie submergée.

- Les terrains submergés affleurant autour de l'île de Groix.

  Ces terrains sont tous rétromorphosés au niveau des "schistes verts" classiques. On y distingue :

  . des micaschistes indifférenciés à muscovite, chlorite, quartz avec ou sans albite, très semblables à ceux qui affleurent sur la côte du Pouldu et au nord-ouest de Belle-Ile. Je n'y ai jamais rencontré de minéraux résiduels et la tendance leptynique y est parfois très forte.

  . des micaschistes typiques de la région, caractérisés par une abondance de chloritoïdes et par des traces graphitiques dessinant des microplis isoclinaux. Ce faciès est particulièrement bien représenté autour de l'île de Groix. Certains prélèvements montrent de plus du grenat et parfois de l'épidote.

  . des amphibolites de type prasinitique à amphibole verte, albite poeciloblastique, chlorite, épidote et quartz avec, éventuellement, du grenat, du sphène, etc...
  Les prasinites sont abondantes depuis l'anse du Pouldu jusqu'au sud de l'île de Groix.

. des glaucophanites constitués presque essentiellement d'amphiboles bleues (glaucophanes), d'amphiboles vertes, d'épidote et de chlorite. En mer, on ne trouve jamais de grenat associé à cette paragenèse qui correspond à la zone II décrite par TRIBOULET à l'île de Groix (1974). Les glaucophanites forment, à Groix, des bancs et des "boudins" discontinus dont le grand axe est orienté Nord-Sud. En l'absence d'autres critères, les glaucophanites submergées au sud et au sud-est de l'île ont été représentées avec des formes et des directions identiques. Des glaucophanites avaient déjà été signalées au niveau de la base Moullek entre Groix et Belle-Ile (DELANOE, GALENNE, LASNIER et PINOT, 1972).

- Les terrains gneissiques affleurant à l'est de l'accident Quiberon - Noirmoutier.

. Au Nord de cette zone, il s'agit de gneiss à biotite, sillimanite et feldspath potassique. Ces gneiss montrent de fortes ressemblances avec les gneiss de Port-Navalo riches en sillimanite et en cordiérite. Compte tenu de la taille réduite des échantillons, ils n'ont pu être distingués des migmatites ; certaines de ces roches pourraient dater de la mise en place des leucogranites sud-armoricaines (COGNÉ, 1974).

. Au Sud de cette zone, au Nord de Noirmoutier et à l'ouest de l'embouchure de la Loire, on trouve des roches à structure granoblastique, à quartz, feldspath potassique envahi de gouttelettes de quartz, oligoclase, myrmékite, biotite titanifère, apatite à cœur nuageux, rutile en grains et en fines aiguilles, zircon, biotites déferritisées, séricite et chlorite. Ces gneiss sont localement affectés par la granitisation ; ils sont fins par

endroits. Ce complexe montre la large extension vers l'ouest de la série catazonale de Saint-Brévin-Mindin ; il semble, par ses caractères granulitiques (voir la paragenèse ci-dessus), représenter les prolongements occidentaux et méridionaux de la série de Saint-Nazaire (DELANOE, GALENNE et MARCHAND, 1974). Ceci signifie peut-être que l'anticlinal de Saint-Nazaire - Les Essarts relaie déjà à cette latitude l'anticlinal de Cornouaille ; c'est du moins la conclusion à laquelle on arrive si on adopte le schéma que J. COGNÉ (1974) a proposé pour cette région.

Il convient pourtant d'être prudent : le nombre et la quantité des prélèvements réalisés en mer sont insuffisants pour affirmer, sans réserve, qu'il existe dans cette région deux lots de gneiss géographiquement bien séparés.

- Les terrains submergés affleurant sur le plateau de Rochebonne.

On trouve sur ce plateau (CAPDEVILA, IGLESIAS, LEFORT et VANNEY, en préparation) des métasédiments, des cornéennes et des orthogneiss ; la composition minéralogique de ces roches est souvent variée.

Les métasédiments sont :

. soit des gneiss pélitiques, à lits quartzo-feldspathiques (plagioclase), séricite, biotite orientée, rares grenats en grands cristaux subautomorphes poecilitiques et zircons. Certains échantillons montrent de la muscovite et de l'apatite ; ce faciès est le plus largement répandu.

. soit des gneiss à amphibole à matrice fine, à quartz abondants et plagioclases, dans laquelle se trouvent des porphyroblastes d'actinote subautomorphe à automorphe

. soit encore des métaquartzites à structure granoblastique, rares plagioclases, biotite, muscovite, tourmaline, rutile et minéraux opaques.

Certains de ces faciès peuvent localement subir un métamorphisme thermique au contact des granites calco-alcalins ; on note alors, superposée à une première paragenèse à quartz, muscovite, apatite, zircon et sphène, dans laquelle les phyllites soulignent des plans de schistosité parallèles au litage sédimentaire, une seconde paragenèse caractérisée par le développement de grandes biotites non orientées. Du grenat et de la tourmaline en cristaux poecilitiques sont à rattacher à ce métamorphisme thermique.

Des gneiss à structure oeillée, dont les yeux sont formés par de gros cristaux de microline perthitique, à quartz, plagioclase, biotite chloritisée, muscovite secondaire rare, apatite et zircon doivent être interprétés comme étant d'origine ortho. Ils se rapprochent des faciès identiques reconnus à l'île d'Yeu (IGLESIAS, travaux en cours).

Quatre des cinq ensembles submergés ainsi définis peuvent être rapportés à des groupes de terrains déjà classés à terre (COGNÉ, 1965) :

- Les affleurements submergés entourant Belle-Ile sont parfaitement assimilables aux terrains émergés existant sur cette île (groupe de Belle-Ile). La présence de porphyroïdes et le faible niveau de métamorphisme (épizonal) sont des caractères particuliers à ce groupe.

- Les affleurements submergés, localisés au sud-ouest de la Vilaine, tout comme ceux cartographiés au nord-ouest de Groix (baie du Pouldu) ou autour de Groix, semblent appartenir au "groupe de l'estuaire de la Vilaine" ; ce groupe se singularise par ses séries basiques et semi-basiques. L'analogie n'est toutefois pas parfaite puisque l'on trouve par endroits (Sud de Groix) des prélèvements dans lesquels on ne reconnaît pas les minéraux résiduels qui semblent caractériser les terrains émergés appartenant à ce groupe ; ailleurs, les roches basiques paraissent même absentes (baie de la Vilaine).

- Les affleurements gneissiques submergés affleurant à l'est de l'accident Quiberon - Noirmoutier peuvent être assimilés au "groupe de Cornouaille et de la basse Loire" qui réunit les séries catazonales reconnues dans la région.

Ces assimilations ont été proposées pour guider le lecteur, bien que de telles comparaisons soient délicates à établir (sauf pour Belle-Ile). On doit, de toute façon, se rappeler (AUDREN, 1975) que les critères qui ont servi à définir les différents groupes à terre ne font pas toujours appel à des notions qui sont complémentaires et qu'ils peuvent être mis en défaut.

b - Les granitoïdes sud-armoricains (fig. 10)

Parmi les granites sud-armoricains reconnus en mer, les leucogranites forment une série remarquable par leur homogénéité et leur extension ; on distingue :

- Les leucogranites clairs, grossiers, très riches en micas blancs, à biotite (parfois absente, parfois verte), microcline, orthose, oligoclase, quartz et sphène. Ce

faciès est particulièrement courant de la baie d'Audierne à l'embouchure de la Loire. Les principaux affleurements sont localisés au sud de Penmarch (où ils se rattachent au granite de Pont-Labbé), au sud des îles de Glénans, à l'est de l'anse du Pouldu (où ils prolongent le massif de Ploemeur), en rade du Croizic et au sud de l'île Dumet (étendant ainsi la surface du granite de Guérande-Le Croizic). Ces granites forment enfin une échine discontinue de la presqu'île de Quiberon au nord de Noirmoutier.

La roche n'est pas, en général, structurée dans sa grande masse, sauf au sud de Penmarch, le long de l'échine Quiberon-Noirmoutier et au Croizic, où certains échantillons sont légèrement orientés et parfois même (mais rarement) foliés. Au sud de Penmarch, à l'ouest de Quiberon, d'Houat et d'Hoedic, ces roches sont très cataclasées par place.

A terre, on considère que ces granites, développés tardivement dans les schistes cristallins déjà plissés, se sont localisés dans des zones tectonisées et qu'ils sont liés aux grands cisaillements tardi à post-namuriens / anté-stéphaniens. Bien qu'aucune datation n'ait été faite sur les granites immergés précités, il est probable que leur âge est voisin de 320 M.A. (COGNÉ et VIDAL, 1972) tant leur faciès est identique à celui des leucogranites associés au cisaillement sud-armoricain.

- Un granite grenu souvent porphyroïde, à biotites abondantes parfois empilées les unes sur les autres, à muscovite rare, orthose maclé Carlsbad, oligoclase, quartz, apatite et sphène, affleure principalement au nord des Glénans et à l'est de la baie de Concarneau ;

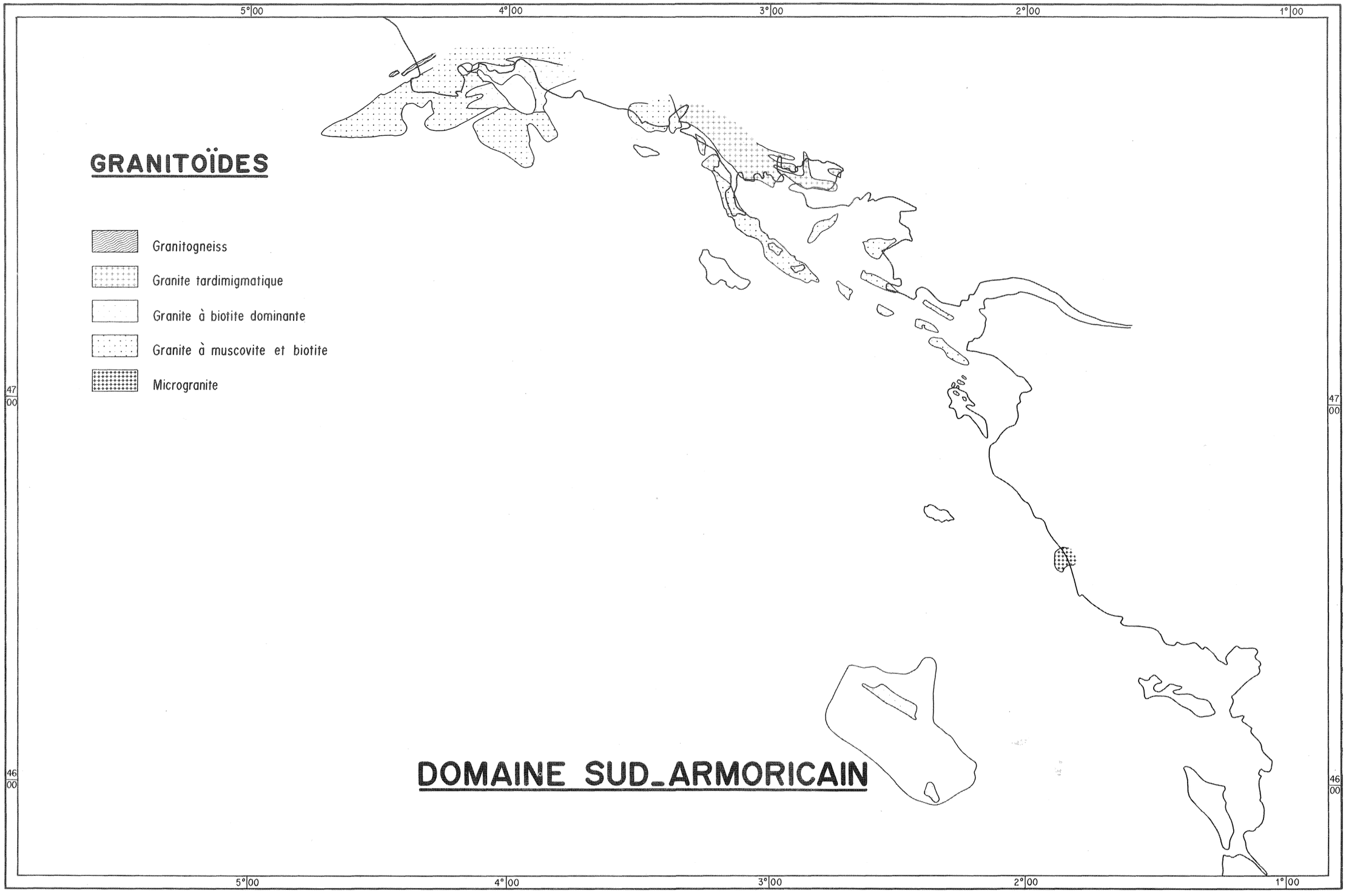


Figure 10.- Localisation des affleurements de granitoïdes

il se rattache au granite de Trégunc. Rien ne permet de déceler en mer, bien que ce granite soit presque totalement enclavé dans le granite de Pont-Labbé, lequel des deux est antérieur à l'autre. On sait, d'après des observations de terrain (GICT et COGNÉ, 1948), que le granite de Tregunc est antérieur aux leucogranites.

- Le granite de Guidel, fin et blanc, à microcline, albite-oligoclase, biotite parfois abondante, apatite et myrmekite n'a été prélevé qu'à l'est de l'embouchure de la rivière d'Etel ; il est interprété à terre (COGNÉ, 1960) comme une extrusion tardimigmatitique issue des migmatites du domaine de l'anticlinal de Cornouaille.

- Entre la pointe du Raz et Penmarch, un granite à deux micas, albite, grenat, zircon, sphène et rutile, contient parfois des phénocristaux de quartz et de feldspath dans une matrice quartzo-feldspathique fine ; ce granite, qui pourrait être d'âge hercynien, semble recoupé par un microgranite. Les nombreux galets de microgranite qui forment le cordon de la baie d'Audierne ne sont vraisemblablement pas originaires de cet affleurement.

- Sur le plateau de Rochebonne affleure une granodiorite à texture porphyroïde à biotite abondante, muscovite rare, microcline, apatite et zircon ; elle est parfois mylonitisée et montre alors le microcline parcouru par un réseau de fissures de tension remplies de quartz en fibre, au milieu d'une matrice quartzo-phylliteuse à plagioclases résiduels et séricite. Cette dernière texture caractérise une roche localisée au bord d'une fracture majeure reconnue par magnétisme.

Les granodiorites développent un métamorphisme de contact dans les métasédiments qui constituent l'essentiel du plateau de Rochebonne ; elles sont vraisemblablement hercyniennes et pourraient appartenir aux groupes des granodiorites tardives (Sensu : BARD, CAPDEVILA, MATTE, 1971) reconnues dans la chaîne hercynienne à l'ouest de l'Europe. Ces granodiorites sont réputées antérieures à l'époque des grands cisaillements qui ont disloqué la chaîne.

3 - Le Paléozoïque du plateau sud-armoricain

Les prolongements submergés du Paléozoïque non métamorphisé qui affleure au sud de la Vendée ne seront cités ici que pour mémoire, puisqu'ils n'ont pas été prélevés.

D - CONCLUSION CONCERNANT les AFFLEUREMENTS de SOCLE RECONNUS dans le DOMAINE SUD-ARMORICAIN

L'étude des ensembles de roches affleurant au sud du Massif Armoricain a pu paraître d'intérêt inégal puisqu'on y aura trouvé aussi bien des essais de corrélation entre terrains submergés et terrains émergés que des descriptions pétrographiques sommaires sans tentative de rapprochement avec les séries connues à terre. Ceci s'explique aisément si l'on tient compte du fait qu'il existe des zones d'affleurement de pétrographie atypique et que certains échantillons n'ont pu être complètement décrits parce qu'ils étaient trop altérés (phénomène fréquent dans les micaschistes). Dans ces cas, j'ai préféré me limiter à une description des parageneses et me suis abstenu de proposer des corrélations qui eussent été douteuses.

Le socle affleurant au Sud du Massif Armoricain peut être divisé en six zones : la zone de la baie d'Audierne, la zone de Glénans, la zone de l'île de Groix/Belle-Ile, la zone de la baie de Quiberon/baie de la Vilaine/Ile de Noirmoutier, la zone des Sables d'Olonne et la zone de Rochebonne.

Les quatre premières citées sont, comme nous le verrons plus loin, limitées par des failles.

I - La zone de la baie d'Audierne

Nous sommes ici dans une zone très différente de celles qui sont situées vers le Sud-Est. Cette zone est surtout marquée par des séries grauwackeuses qui pourraient être d'âge ordovicien. Ce n'est plus là une sédimentation armoricaine ; ces terrains présentent de très nombreuses analogies avec les faciès grauwackeux d'âge ordovicien de l' est de l'Irlande et de Terre-Neuve.

La présence de volcanites d'un type analogue à celles du bassin de Châteaulin n'est pas suffisante pour rattacher cette région au synclinorium médian. Le Namurien charbonneux achève de singulariser cette zone dont nous expliquerons plus loin l'origine vraisemblablement exotique. A l'exception du Namurien, tous ces terrains sont métamorphisés au niveau des "schistes verts".

Cette zone est aussi caractérisée par la présence d'une série ophiolitique linéaire (dont les différents termes ne sont pas nécessairement contemporains) dans laquelle on observe une métamorphose du faciès amphibolite au faciès schiste vert. La série ophiolitique affleure au sein de terrains polymétamorphiques.

II - La zone de Glénans

Cette zone est presque uniquement constituée de granites leucocrates d'âge hercynien ; ces granites amorcent au niveau de la pointe de Penmarch une virgation qui matérialiserait l'arc ibéro-armoricain (COGNÉ, 1971).

III - La zone de l'île de Groix/Belle-Ile

Cette zone est caractérisée par un fond commun micaschisteux qui semble plus métamorphique au Nord qu'au Sud. On constate par ailleurs que la partie septentrionale (baie du Pouldu - île de Groix) est riche en niveaux basiques tandis que la partie méridionale paraît caractérisée par des porphyroïdes. On peut ainsi penser, si l'on tient compte des subdivisions établies à terre (COGNÉ, 1965), que les terrains mésozonaux et épizonaux septentrionaux correspondent au "groupe de la Vilaine" et que les affleurements monométamorphiques (?) qui entourent Belle-Ile appartiennent à un groupe plus jeune "le groupe de Belle-Ile".

Il est possible que la zone méridionale soit en partie constituée de Paléozoïque. Les micaschistes noirs, les niveaux phtanitiques, les spilites et les kératophyres peuvent en effet dater de cette époque, d'autant plus que certains prélèvements paraissent monométamorphiques et monostructurés comme le sont justement les métagrauwackes paléozoïques de la baie d'Audierne.

IV - La zone baie de Quiberon/baie de la Vilaine/île de Noirmoutier

Cette zone est plus complexe que la précédente. On y trouve :

. des gneiss catazonaux rétromorphosés dans l'épizone, dont cer-

tains paraissent incontestablement appartenir à l'anticlinal de Saint-Nazaire

. des micaschistes atypiques (absence de niveaux basiques) rapportés au "groupe de la Vilaine" pour des raisons de proximité géographique

. des granites leucocrates qui dessinent une bande allongée entre Quiberon et Noirmoutier ; cette bande est parallèle aux leucogranites des bandes Pointe du Van-Baud et Pointe du Raz-Nantes. Ce serait là l'indice, ainsi que le soupçonnait J. COGNÉ (1960), d'un accident satellite de la zone broyée sud-armoricaine. Nous verrons plus loin que le rôle de cet accident a dû être modeste.

V - La zone des Sables d'Olonne/Ile d'Yeu

Seuls quatre prélèvements ont permis de circonscrire cette zone qui est principalement caractérisée par la présence d'orthogneiss.

VI - La zone de Rochebonne

Cette zone montre des métasédiments et des orthogneiss qui l'apparentent à la zone des Sables d'Olonne. On y trouve une granodiorite d'âge vraisemblablement hercynien.

Le découpage qui vient d'être proposé (et principalement celui qui concerne les zones bordant les côtes du Finistère et du Morbihan) ne correspond pas au découpage des grandes structures connues à terre. Ceci s'explique, d'une part, parce que la densité des prélèvements est insuffisante pour pouvoir suivre longtemps un faciès bien déterminé - ce qui m'a obligé à définir des "ensembles" groupant des roches de pétrographie proche - et, d'autre

part, parce qu'il semble que la fracturation méridienne et subméridienne est plus importante et mieux visible en mer qu'à terre : cette fracturation a permis l'individualisation de "blocs" dans lesquels la structure fondamentale n'a pas été reconnue.

-:-

- CHAPITRE DEUXIEME -

L'APPROCHE STRUCTURALE : MISE en OEUVRE et ILLUSTRATION de la METHODE

La datation et la détermination pétrographique des échantillons de socle prélevés en mer ne pouvait mener, en l'absence d'autres données, qu'à des cartes d'affleurement, de faciès ou de niveau de métamorphisme. Dans le but de restituer, autant que faire se pouvait, les vrais rapports entre les divers horizons géologiques reconnus par carottage, une étude structurale devait être tentée.

La reconnaissance des structures du socle submergé n'ayant jamais été entreprise, j'ai dû mettre au point une démarche, m'inspirant ici de la géomorphologie, de la photogramétrie, de l'interprétation du sonar latéral ou des principes de la cartographie géologique, là du mode de dépouillement de la sismique réflexion ou des méthodes d'interprétation des anomalies magnétiques et gravimétriques.

Dans tous les cas, j'ai d'abord cherché à prolonger en mer les structures connues à terre et ce n'est que lorsque cette continuité était mise en défaut que j'ai envisagé une autre organisation géologique.

Dans un souci de concision, je ne m'apesantirai pas sur la mise en oeuvre des différentes techniques que j'ai pratiquées,

d'autant plus que certaines d'entre elles (les méthodes d'interprétation géophysique) ont largement été décrites ailleurs (VACQUIER et al, 1951 ; GOGUEL, 1955 ; BRUCKSHAW et KUNARATMAN, 1963 ; GRIFFITHS et KING, 1965 ; BHATTACHARYYA, 1966, 1967 ; KOULOMZINE et al, 1970 ; Mc GRATH et HOOD, 1970 ; SPECTOR et GRANT, 1970 ; SCHOEFFLER, 1971). Je montrerai seulement, dans une suite d'exemples illustrés, les principales structures que l'on peut reconnaître dans un socle submergé affleurant. Ces illustrations auront aussi pour but de rendre compte de la fiabilité de la méthode que j'ai utilisée.

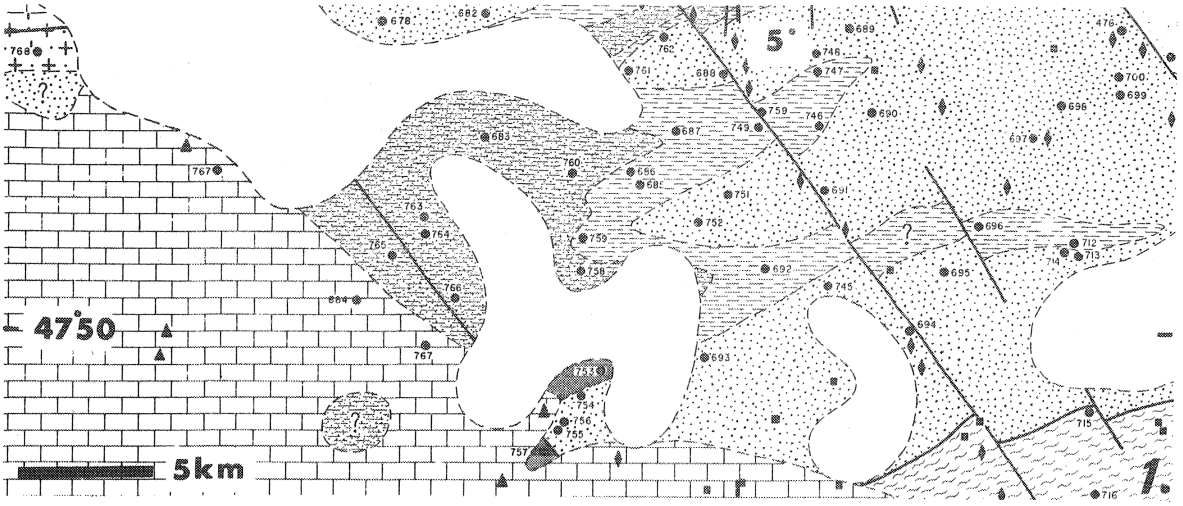
I - Les contacts géologiques

Lorsqu'une suite de prélèvements montrait sur un court espace une sucession stratigraphique normale, les contacts entre les différents éléments de cette succession ont été considérés comme normaux. La courbe enveloppe joignant divers points de carottage a été considérée comme représentative surtout lorsqu'elle était sinueuse (absence de faille). Ce principe a surtout été mis en action lorsque les roches en contact ne présentaient pas d'érosion différentielle (1. Pl. 1) (séries schisteuses de l'Iroise, du golfe normano-breton et de la baie d'Audierne).

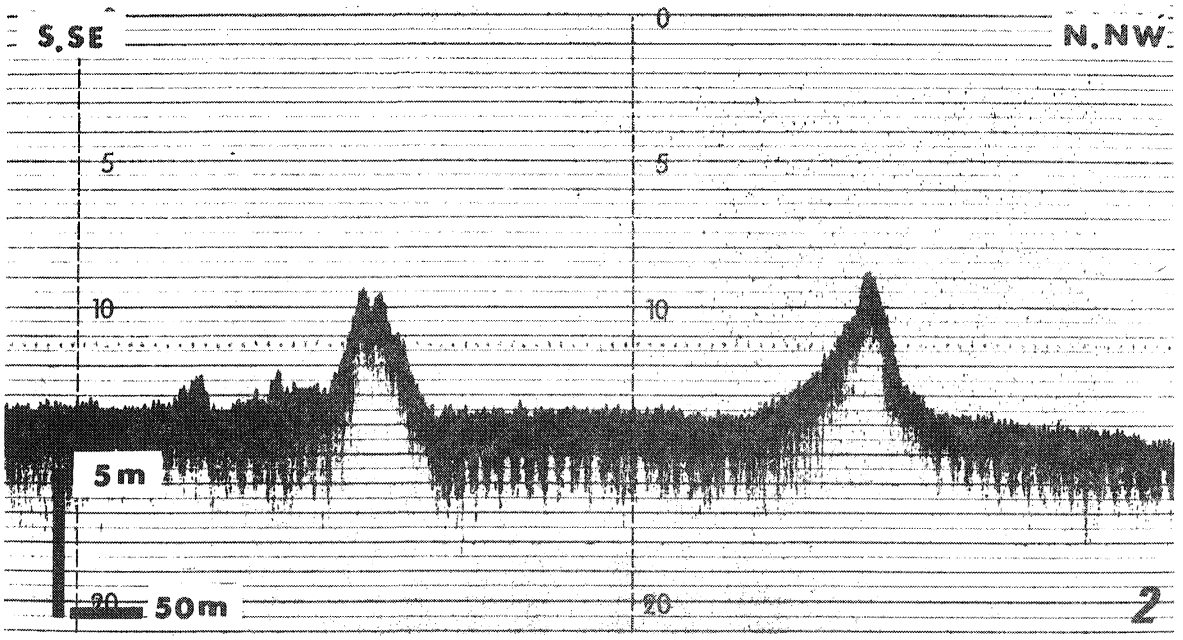
Lorsqu'il existe des différences lithologiques entre deux horizons stratigraphiques, le contact entre ceux-ci est souvent visible dans la morphologie du fond (2. Pl. 1). C'est ainsi que les contacts entre les schistes et les grès d'une part, et entre les granites et les micaschistes d'autre part, ont toujours été cartographiés avec précision à l'aide des relevés de sondage.

Dans certaines régions (nord Trégor, ouest de la baie d'Audierne), des profils de sonar latéral ont permis de véri-

PLANCHE 1



Exemple de contours géologiques dessinés à l'aide de courbes enveloppes (synclinorium paléozoïque de la baie d'Audierne). Echelle 1/370 000e. Légende : tildés : micaschistes et prasinites ; pointillés : métagrauwackes ; tirets horizontaux : schistes noirs ; pointillés et tirets horizontaux : formations volcano-sédimentaires ; hachurés horizontaux : schistes carburés ; rectangles alternés : couverture secondaire et tertiaire ; trame blanche : dunes hydrauliques. Les points de carottage sont marqués par des cercles, des triangles, des carrés ou des losanges. Les traits continus sont des failles.



Exemple de contacts normaux soulignés par la morphologie : schistes et grès du graben du Trégor, (profil NNW/SSE effectué à deux kilomètres au nord des Sept-Iles). Hauteur approximative des reliefs : 5 m (sondage à ultrasons).

fier les principes précédents en donnant une image réelle du fond de la mer. Les clichés réalisés par R.H. BELDERSON et par le Bureau d'Etudes Industrielles et de Coopération de l'Institut Français du Pétrole (1) ont parfois permis d'affiner les contours proposés à l'aide des courbes enveloppes.

II - Les pendages

Ceux-ci ne peuvent être décelés qu'à l'aide de la sismique réflexion. Malencontreusement, l'importance des phénomènes de diffraction en partie liés au fort redressement des couches, interdit pratiquement toute recherche de ce type dans le socle périarmoricain souvent très tectonisé. Ce n'est qu'exceptionnellement que des pendages ont été relevés. L'intérêt de ceux-ci n'a nul besoin d'être souligné encore que l'on ne sache pas toujours quelle est la nature du réflecteur intercepté. S'agit-il des interfaces sédimentaires ou de la schistosité ? Seuls les enregistrements réalisés dans le golfe normano-breton montraient des figures organisées (1. Pl. 2).

III - Les failles

Ce sont les éléments structuraux les plus aisés à mettre en évidence : toutes les techniques utilisées en mer participent à la reconnaissance des contacts anormaux.

De nombreux contacts faillés ont été reconnus à l'aide du sondeur à ultrason (2. Pl. 2). La détection d'un fort abrupt n'est toutefois pas suffisante pour affirmer la présence d'une faille, et la connaissance de la stratigraphie des terrains affleurant de part et

---

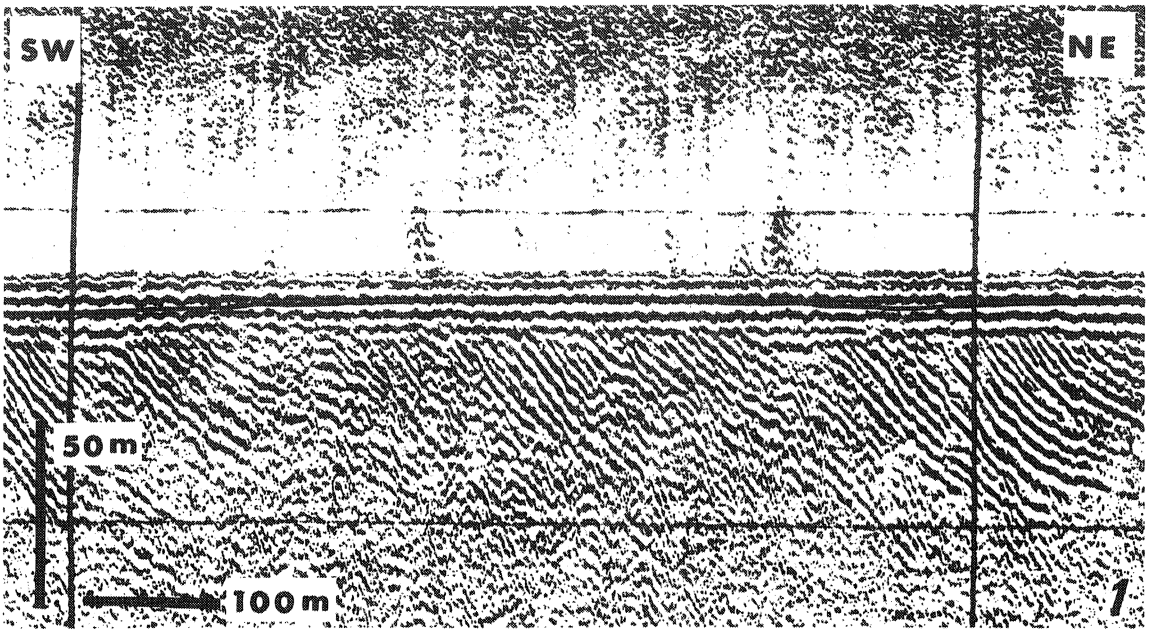
(1) Documents consultés grâce à l'aimable autorisation du Service Hydrographique de la Marine.

d'autre de l'accident reste primordiale afin qu'un contact vertical dû à l'érosion différentielle ne soit pas interprété comme une fracture. Les contacts par failles dessinent de plus en plan des limites rectilignes, ce qui est exceptionnel lorsque les contacts sont normaux. Les abrupts, parallèles à la bathymétrie et localisés entre -14 et-25 m, -28 et -42 m, et -46 et-50 m en Manche occidentale ou entre -18 et -20 m, -40 et -45 m, -52 et -55 m, -89 et -92 m, et-100 m au sud de la Bretagne doivent être retenus avec circonspection même s'ils suggèrent des contacts anormaux, des falaises fossiles submergées montrant à ces profondeurs, une morphologie de faille (HOMMERIL, 1967 ; HINSCHBERGER, 1970 ; LEFORT, 1970 ; VANNEY, 1972 ; PINOT, 1974).

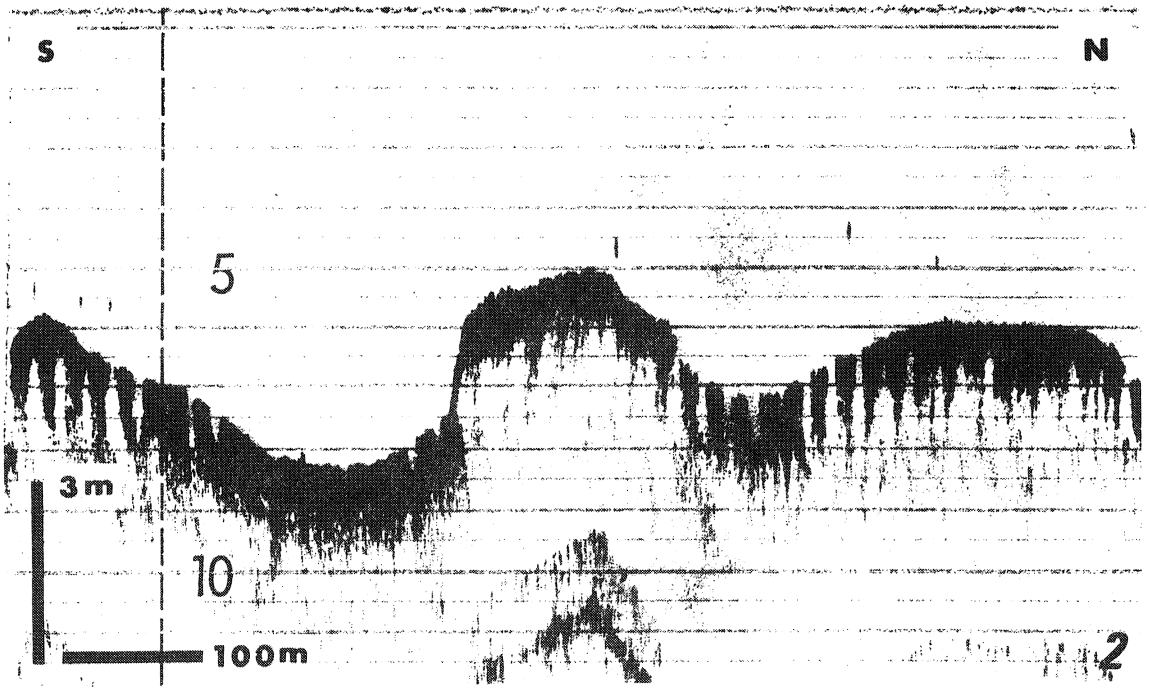
Parmi les très nombreuses photographies réalisées en Manche occidentale par la Station Biologique de Roscoff, certaines montrent des contacts par faille souvent remarquablement nets (1. Pl. 3). Malencontreusement pour des raisons technologiques, aucun de ces clichés n'est orienté. Les informations d'ordre métrique livrées par ces documents ponctuels restent cependant précieuses car elles permettent d'estimer avec une bonne précision l'ampleur des rejets verticaux ou horizontaux.

Le sonar latéral, ici encore, a permis de mettre en évidence certaines fractures et notamment celles d'orientation N 130, les plus récentes, si rarement représentées à terre et si abondantes à l'ouest de la Bretagne. La large surface balayée par cet engin permet en outre de séparer, mieux que ne pourrait le faire la photographie sous-marine, les accidents d'intérêt régional des fractures d'importance métrique ou décamétrique. C'est grâce à des profils de sonar latéral réalisés au nord du Trégor par R. H. BELDERSON (document non publié) que le rejet horizontal dextre des fractures orientées N 130 a été reconnu pour la pre-

PLANCHE 2

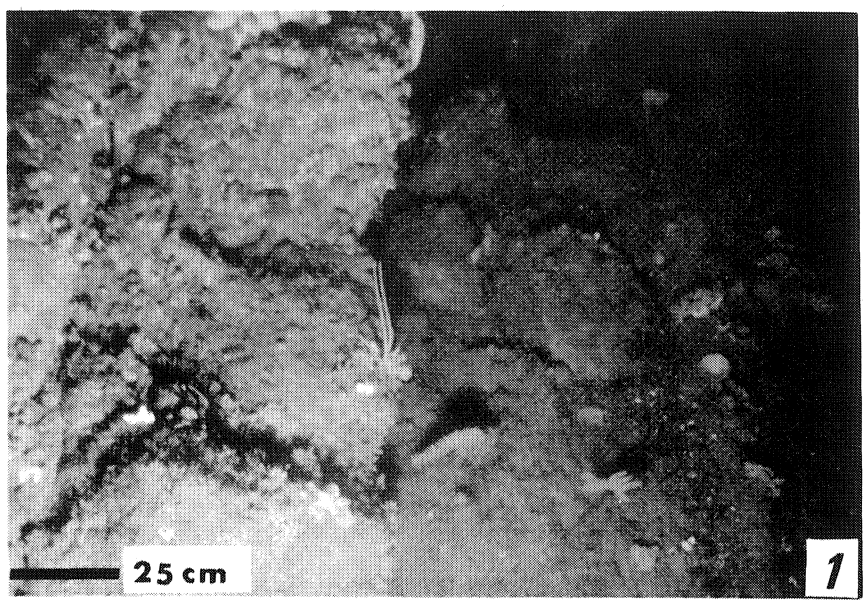


Les pendages. Aspect du pendage dans les terrains paléozoïques (profil NE/SW réalisé dans "les séries rouges" du sud du Golfe normano-breton). Longueur approximative de la coupe : 800 m. Exagération verticale approximative : 2,5 fois (sismique réflexion).



Les failles. Exemple d'abrupt de faille (faille affectant le granite entre l'île de Bréhat et la terre). Rejet vertical approximatif : 3 m (sondage à ultrasons).

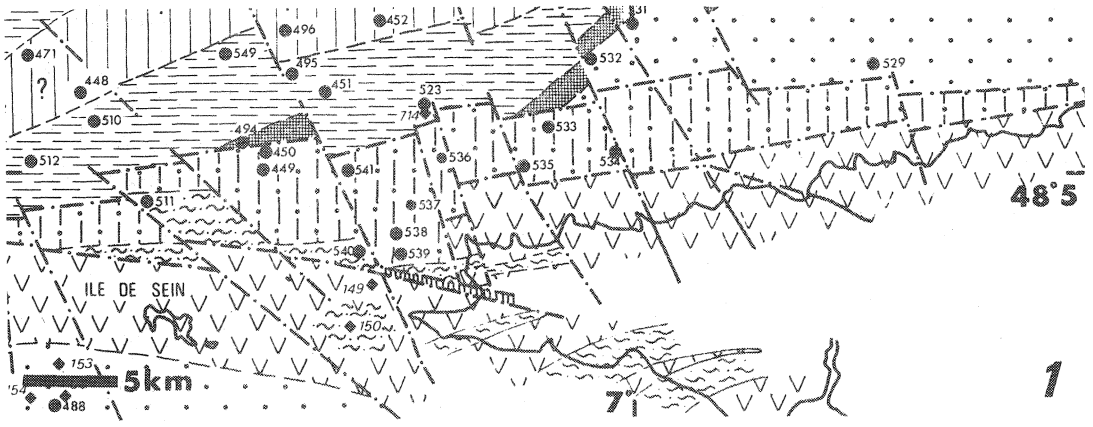
PLANCHE 3



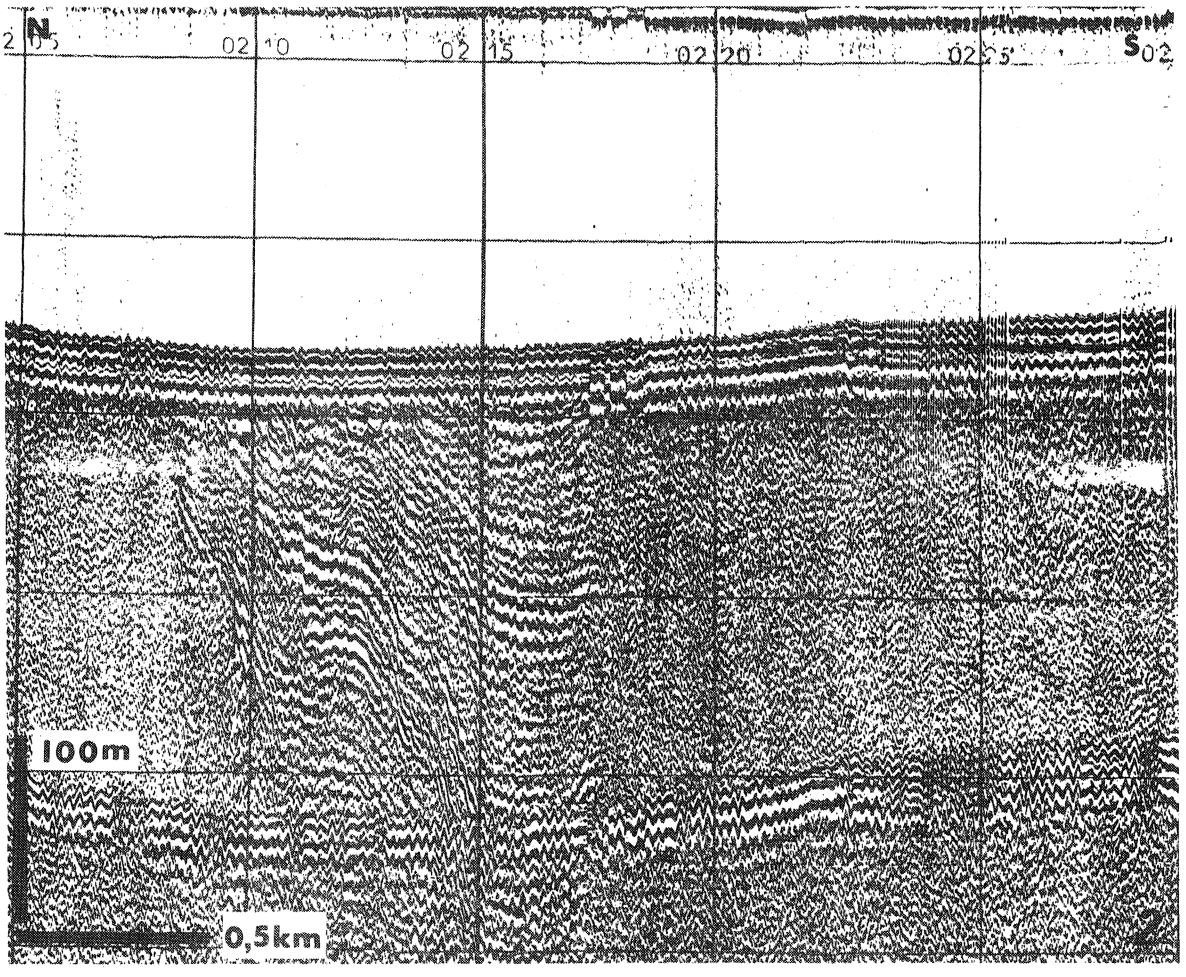
Exemple de contact anormal entre schistes et grès paléozoïques (faille orientée ENE/WSW au nord des Sept-Iles : position approximative 48°55 N x 5°50 W). Dimension approximative : 2 x 2 m. Cliché L. Cabioch (photographie sous-marine).

Fractures subméridiennes affectant les métagreywackes de la baie d'Audierne (sud-ouest de l'île de Sein : position approximative 47°48 N x 4°55 W). Dimension approximative : 8 x 1 km. Cliché R.H. Belderson (sonar latéral).

PLANCHE 4



Exemple de contact anormal entre terrains métamorphiques et terrains sédimentaires (sud de la baie de Douarnenez). Echelle : 1/370 000. Légende : pointillés et hachurés verticaux : micaschistes ; V : granitoïdes ; tildés et pointillés : gneiss et migmatites ; pointillés : Briovérien ; trame croisée : grès armoricain ; tirets horizontaux : Siluro-Ordovicien ; tirets verticaux espacés ; Dévonien : tirets verticaux serrés : Stéphanien. Les prélèvements sont indiqués par des points et des carrés ; les failles sont en tirets et pointillés alternés ; les contours géologiques sont en tirets fins.



Exemple de contact anormal entre micaschistes et schistes paléozoïques (profil orienté nord-sud enregistré à la hauteur de la pointe du Raz ; les réflecteurs correspondent aux terrains stéphaniens). Longueur approximative de la coupe : 3 000 m. Rejet vertical minimum de la faille : 200 m (sismique réflexion).

mière fois en mer. Là, une fracture mor re un rejet qui pourrait atteindre 2,5 kilomètres. En Iroise, le décalage horizontal semble parfois atteindre des amplitudes équivalentes (2. Pl. 3).

En l'absence de sondage, de photographies sous-marines ou de sonar latéral, certains contacts anormaux ont été déduits de la juxtaposition brutale et rectiligne de deux unités géologiques différentes par leur âge, leur pétrographie ou leur niveau de métamorphisme (1. Pl. 4). Cette démarche n'acquiert en réalité de sens que si l'on tient compte des principales lacunes et discordances connues à terre et de la rapide évolution dans l'espace des climats de métamorphisme. Les contacts anormaux n'ont été interprétés en terme d'écaillage que lorsqu'ils se trouvaient en face d'un accident identique cartographié sur le continent.

Quelques fractures ont été reconnues par sismique réflexion ; elles ont aisément été détectées lorsque les films sismiques montraient des figures organisées brutalement interrompues par des zones diffractantes (2, Pl. 4). Tous les autres cas de diffractions enregistrées ont été éliminés, compte tenu de la multiplicité des causes qui peuvent être à leur origine.

IV - Antiformes, anticlinaux et horsts

Il n'est probablement pas de méthode plus simple et plus précise que le dessin des contours d'affleurements pour mettre en évidence les formes anticlinales lorsqu'on est sûre de la succession lithostratigraphique reconnue dans la région. Parfois, comme en Iroise, le guide morphologique précis que constituent les grès armoricains, concourt à mieux cerner la forme anticlinale déjà décelée par carottage (1. Pl. 5).

Ce n'est qu'en de rares exceptions qu'une antiforme a pu être enregistrée en sismique réflexion et ceci à cause des phénomènes de diffraction exposés plus haut. Seules deux antiformes ont été reconnues : l'une dans le Namurien du sud-ouest de la baie d'Audierne, l'autre dans le Paléozoïque du golfe normano-breton (2. Pl. 5). La signification exacte des réflecteurs reste ici encore énigmatique.

V - Synformes, synclinaux et grabens

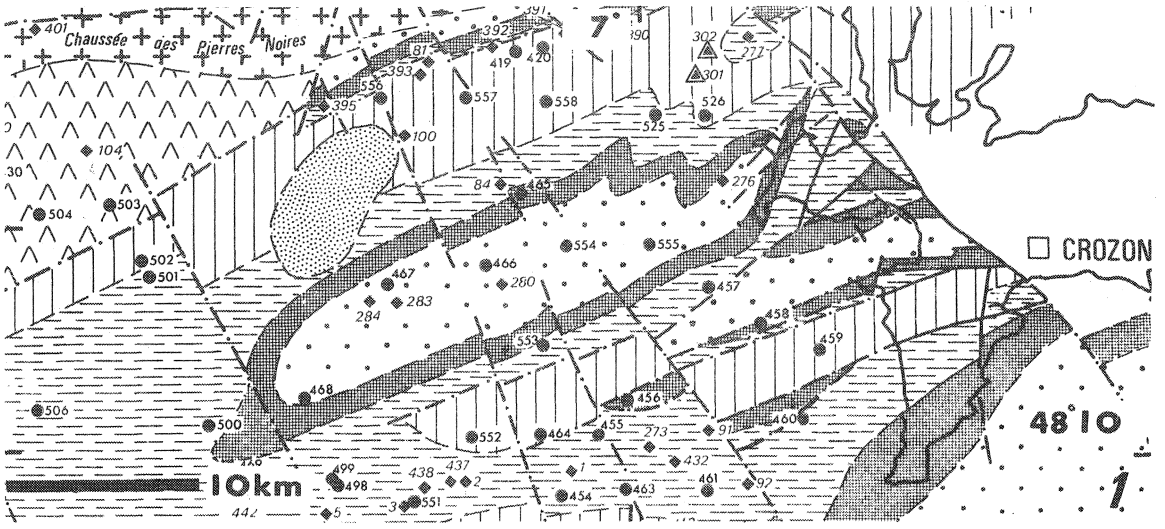
Les modes de détection de ces structures sont exactement les mêmes que ceux précédemment décrits.

En sismique réflexion, une seule synforme a été détectée (1. Pl. 6) ; elle est localisée dans le golfe normano-breton.

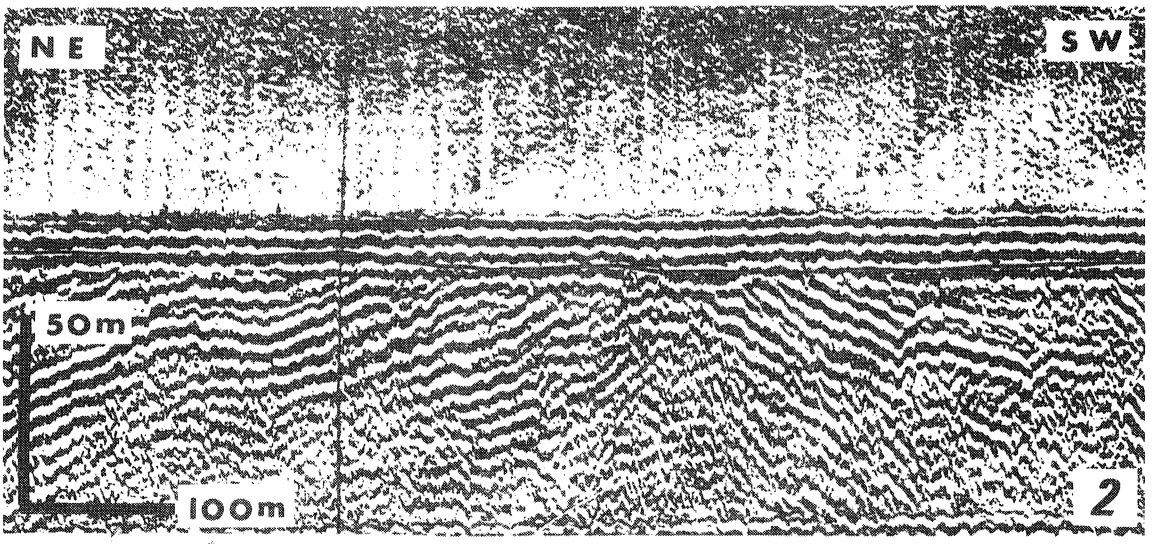
Nombre de synclinaux ont été dessinés à l'aide de courbes enveloppes regroupant des terrains de même âge (2. Pl. 6) (synclinal de Siouville, synclinal du sud de Jersey, synclinal dévonien de l'Iroise, synclinaux (?) du synclinorium de la baie d'Audierne).

Les méthodes d'étude des anomalies gravimétriques et magnétiques ont été peu utilisées dans le socle submergé affleurant, tout au moins pour ce qui est de la localisation des intrusions acides et basiques (la maille des levers géophysiques étant la plupart du temps nettement plus lâche que la distribution des prélèvements). Le dessin des fractures a, par contre, souvent été vérifié ou complèté grâce aux cartes magnétiques et gravimétriques levées en mer.

PLANCHE 5

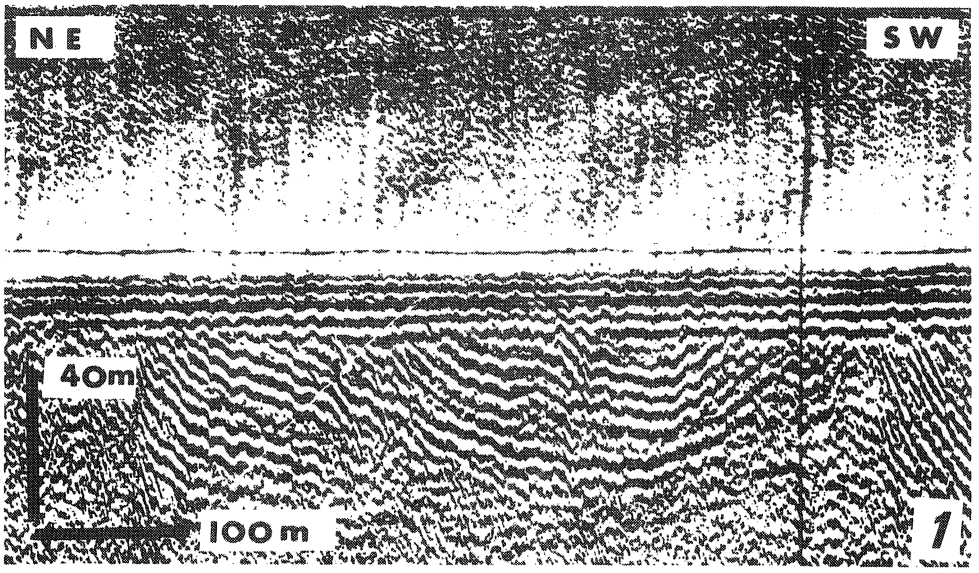


Exemple de dessin d'un anticlinal à l'aide de la morphologie (anticlinal briovérien de la mer d'Iroise). Echelle : 1/370 000e. Légende : croix : granite des Pierres Noires ; Λ : granite de l'Iroise ; pointillés : Briovérien ; trame quadrillée : grès armoricains ; tirets horizontaux : Siluro-Ordovicien ; tirets verticaux : Dévonien ; pointillés fins : dunes hydrauliques. Les points de carottage sont figurés par des cercles et des carrés ; les failles sont en tirets et pointillés alternés ; les contours géologiques sont en tirets fins.

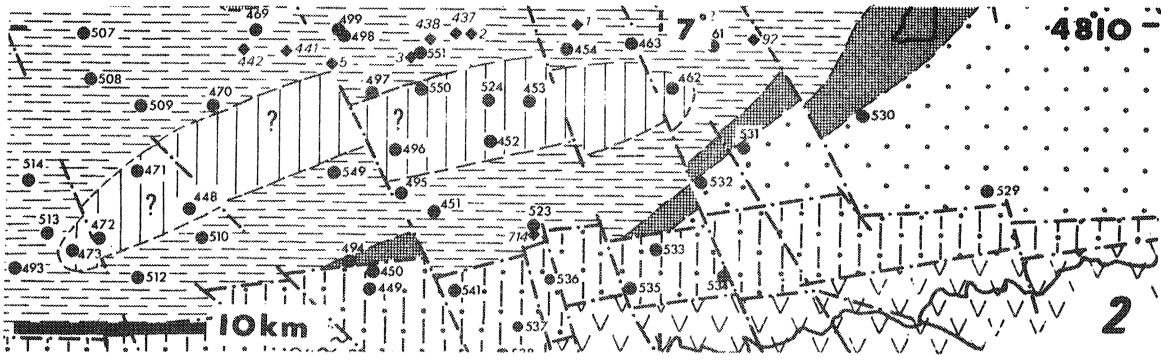


Aspect d'un antiforme de terrains paléozoïques (profil NE/SW réalisé dans la "série rouge" du Golfe normano-breton). Longueur approximative à la coupe : 800 m. Exagération verticale approximative : 2,5 fois (sismique réflexion).

PLANCHE 6



Aspect d'un synforme de terrains paléozoïques (profil NE/SW réalisé dans la "série rouge" du Golfe normano-breton). Longueur approximative de la coupe : 700 m. Exagération verticale approximative : 2,5 fois (sismique réflexion).



Dessin d'un synclinal à l'aide d'une courbe enveloppe (synclinal dévonien de la Mer d'Iroise). Echelle : 1/370 000e. Légende : V : trondjhémite ; tirets et pointillés alternés : micaschistes ; tildés : gneiss ; trame croisée : grès armoricains ; tirets horizontaux : Siluro-Ordovicien ; traits verticaux : Dévonien. Les points de carottage sont figurés par des cercles ; les failles sont en tirets et pointillés alternés ; les contours géologiques sont marqués par des tirets fins.

Ainsi, nor bre de discipline de la recherche océanographique ont-elles participé à l'élaboration d'une méthode de compréhension structurale du socle submergé. En l'absence d'autres techniques, mes "moyens structuraux" sont restés relativement simples (encore que leur mise en oeuvre soit souvent complexe). Les informations fondamentales qu'auraient fourni l'orientation des prélèvements n'ont pu être collectées, le perfectionnement technique et la robustesse restant deux qualités inconciliables pour un carottier à roche. Seuls les pendages ont été relevés et, s'ils sont souvent précieux, leur direction manque.

La revue succincte des principales méthodes utilisées dans la recherche des structures du socle submergé montre à l'évidence qu'il existe deux niveaux d'information selon que l'analyse géophysique ordonne les informations géologiques ou qu'elle les remplace. Dans le premier cas, une cartographie de détail pourra être entreprise (carte à l'échelle 1/320 000) ; dans le second, seule une étude régionale pourra être tentée (carte au 1/1 000 000^{e} du socle périarmoricain).

-:-

- CHAPITRE TROISIEME -

LES STRUCTURES SUBMERGEES AFFLEURANTES

Après avoir reconnu la nature pétrographique et parfois même l'âge des échantillons prélevés dans le socle armoricain submergé, ceux-ci ont été localisés avec précision en coordonnées Lambert (fig. 11).

L'organisation des informations stratigraphiques et les critères structuraux exposés au chapitre précédent a permis de dessiner une carte géologique des formations submergées et affleurantes du socle.

Quatre feuilles à l'échelle du 1/320 000e sont proposées : Rennes-Cherbourg, Brest-Lorient, Belle-Ile et Nantes-La Rochelle (voir cartes hors texte). Ces documents montrent le plus souvent le prolongement de structures déjà connues à terre. Il apparaît parfois des unités différentes sans relation avec celles que l'on connaît dans les zones émergées ; cette observation suggère que le trait de côte actuel n'est pas seulement une limite de transgression, mais qu'il joue parfois aussi un rôle structural (côte nord du [illegible], côte ouest des îles de Houat et Hoëdic).

A - Les UNITES STRUCTURALES MAJEURES RECONNUES dans le DOMAINE de la MANCHE

Les principales structures reconnues dans le domaine de la Manche sont des dômes, des môles, des synclinoriums, des synclinaux et des grabens.

I - Les môles et les dômes antécambriens

De par sa large extension en mer, le môle complexe et granitisé du Léon constitue, au Nord de Brest, la structure la plus importante du domaine de la Manche ; ses limites actuelles semblent contrôlées par des fractures parallèles orientées N 70°. Il est recoupé par des failles de direction N 130° (faille Kerforne) ou subméridiennes (faille de la baie de Morlaix).

Les môles d'Aurigny, de Guernesey, de Jersey, des Minquiers et du Trégor sont de plus petite taille et limités par des failles orientées N 60°, N 90° ou N 130°. Ces môles forment des compartiments bien individualisés et se présentent aujourd'hui comme des horsts en contact anormal avec les terrains paléozoïques environnants. Il n'est toutefois pas certain que ces structures soient le résultat de jeux verticaux ; des coulissages horizontaux de forte amplitude pourraient avoir provoqué une organisation identique.

Les horsts sont tous recouverts de petits lambeaux de terrains sédimentaires d'âge paléozoïque ; ces lambeaux résiduels semblent d'autant moins étendus que l'on se dirige vers l'Ouest. L'érosion plus intense des "noyaux antécambriens" occidentaux (COGNÉ, 1974 ; LEFORT, 1974) pourrait être liée à la phase d'intumescence qui a précédé l'ouverture de l'Atlantique Nord au Trias (SCHNEIDER et JOHNSON, 1970).

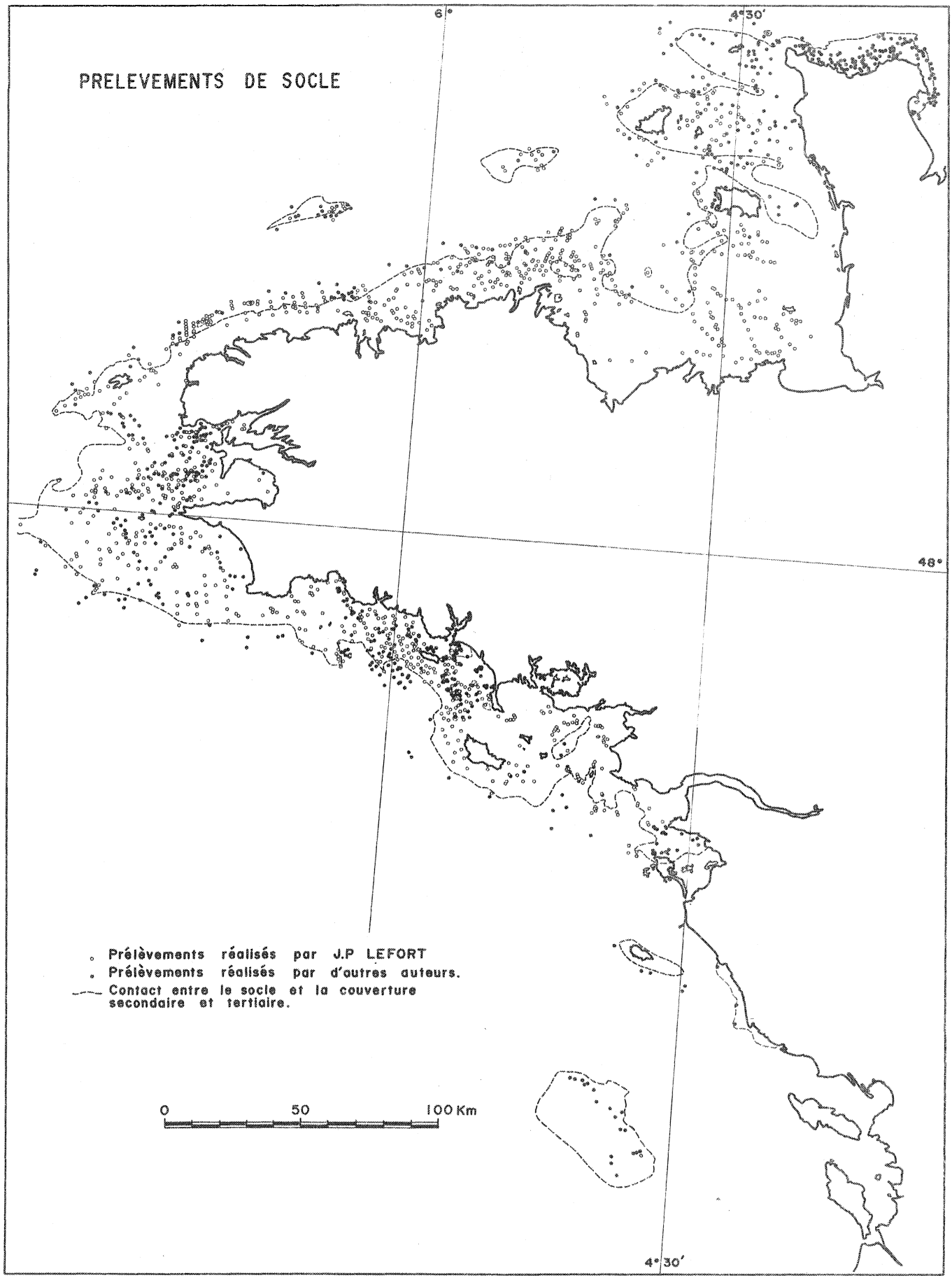


Figure 11.- Localisation des prélèvements de socle réalisés autour du Massif Armoricain.

Au sud du golfe normano-breton centré sur la région de Saint-Malo, un dôme à cœur gneissique et migmatitique orienté N 50° s'ennoye progressivement vers le Nord-Est ; il est, lui aussi, limité par des failles de direction parallèle (N 50°).

La séparation qui vient d'être faite entre môles et dômes tient surtout à ce que les premiers sont des structures complexes alors que les seconds forment des structures simples (d'allure anticlinale en ce qui concerne le dôme de Saint-Malo).

II - Les synclinoriums

A l'est de la partie submergée du Massif Armoricain, un synclinorium non cartographiable parce que trop complexe, mais bien orienté grâce à des niveaux continus de dolomie, prend en écharpe le sud du golfe normano-breton et joint la région du Cap Fréhel à celle de Coutances.

A l'ouest du même massif, la terminaison occidentale du synclinorium médian paraît s'ennoyer progressivement vers le large et prendre une direction N 70° ; ces terrains disparaissent brusquement à la hauteur de la pointe du Raz après leur intersection avec le prolongement sous-marin de la zone broyée sud-armoricaine. Au Nord-Ouest, ce synclinorium est interrompu par le prolongement submergé de la faille de l'Elorn (orientée N 60°).

III - Les synclinaux

Le synclinal de Siouville, en grande partie submergé, constitue à l'ouest du Cotentin l'une des structures synclinales les plus vastes du Massif Armoricain ; c'est en son coeur qu'ont été prélevés les seuls terrains eifeliens connus en mer. Au sud de Jersey, un petit brachysynclinal isolé ne présente aucune continui-

té avec les synclinaux paléozoïques connu. dans le Cotentin.

Horsts et synclinaux paraissent avoir été affectés après leur structuration par des mouvements tangentiels identiques à ceux que l'on connaît dans le Cotentin (ROBARDET, 1973). Lorsque des synclinaux étaient dépourvus de flanc nord, cette anomalie a été attribuée à un chevauchement chaque fois que l'on se trouvait en face d'un accident de même nature connu à terre. Les terrains chevauchants appartiennent soit à des écailles de terrains antécambriens (nord du synclinal de Siouville), soit au flanc sud des horsts (synclinal de Jersey, prolongements submergés du synclinorium médian ?). Le synclinal de Siouville montre même des écaillages intrapaléozoïques (tel celui qui prolonge en mer le chevauchement des rhyolites de Saint-Germain-le-Gaillard). Dans le golfe normano-breton, il est certain que la phase de compression responsable de ces écaillages est postérieure au Dévonien moyen ; mais l'on sait qu'à terre (dans le bassin de Laval par exemple), cette compression est postérieure au Dinantien-Namurien (PELHATE, 1967).

Au sud des Minquiers, le synclinorium du golfe normano-breton orienté N 60° paraît chevauché par les diorites et les gneiss de cet archipel selon un accident orienté approximativement est-ouest. Si cette interprétation était confirmée, elle montrerait peut-être que la phase de plissement qui est à l'origine du synclinorium est antérieure à la phase d'écaillage ; il se pourrait que ces phénomènes aient été le résultat de compressions orientées différemment. Au sud des Minquiers, le contact anormal sinueux qui sépare le Paléozoïque des roches cristallines et cristallophylliennes recoupe en effet des axes de plis de direction nord 60° (axes reconnus dans le Paléozoïque.

IV - Les grabens

Au large du Trégor, un vaste graben dont les prolongements submergés ont pu être suivis jusqu'au plateau des Langoustiers s'est effondré entre des fractures orientées nord-sud (fracture de Roches Douvres et fracture des Triagoz) et la faille bordant au nord le horst du Trégor. Cet effondrement paraît être postérieur au Ludlow et il est possible, bien que cette hypothèse soit difficile à vérifier, que la formation du graben ait été contemporaine de l'individualisation du horst qui le limite au sud (les deux structures sont en effet grossièrement limitées à l'Est et à l'Ouest par les mêmes failles).

Les contours du petit graben de la baie de Morlaix sont très mal localisés en mer et son dessin repose plus sur des arguments de terrains que sur des découvertes de géologie marine.

Les fractures qui limitent le graben du Trégor mettent en contact des terrains dévoniens et antécambriens ; en baie de Morlaix, ce sont des affleurements d'âge dévono-carbonifère qui sont juxtaposés aux formations antécambriennes.

Ainsi, de même que les dômes et les môles montraient des histoires un instant identiques (ils étaient tous localisés entre des fractures), il se pourrait que les synclinoriums, les synclinaux et les grabens, tous limités par des failles, aient subi un moment une évolution commune. Le système de fracture orienté N 60° paraît avoir joué un rôle prépondérant dans l'individualisation de toutes ces structures.

L'ensemble des considérations structurales précédentes permet de proposer deux modèles structuraux : l'un s'appliquant aux môles antécambriens (horsts), l'autre aux affleurements paléozoï-

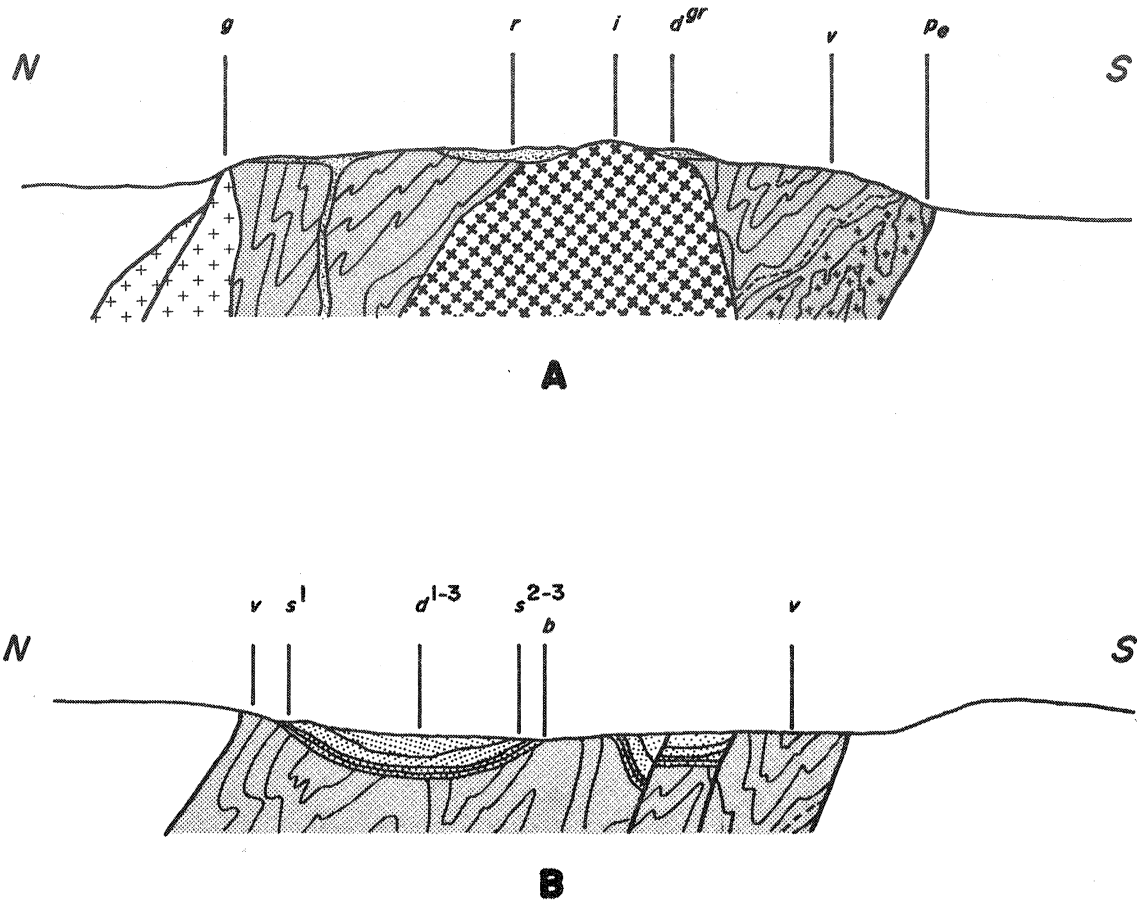
ques (grabens) (fig. 12).

Ces schémas ne sont pas des coupes de géologie ; ils ont délibérément été simplifiés afin de constituer de véritables "modèles structuraux". Ainsi le modèle de môle figure aussi bien (mise à part la présence ou l'absence de granite d'âge paléozoïque) le Trégor que le Léon, Jersey ou Guernesey. De même, le modèle d'affleurement paléozoïque résume ce que l'on peut trouver en Iroise, au Nord du Trégor ou au large de Saint-Malo.

Si j'ai adopté le principe des modèles, c'est qu'ils permettent de passer du particulier au général tout en limitant le nombre des hypothèses (hypothèses qui eussent nécessairement été multiples si j'avais dessiné des coupes géologiques). Il a pourtant semblé nécessaire d'orienter ces schémas ; c'est en effet selon ces sections que la structure des horsts et des grabens, globalement orientés ENE/WSW, est la plus simple.

Ces modèles montrent que la "structuration" interne des horsts est antérieure à leur individualisation.

Aucun fait de géologie marine ne permet par contre de dire si la formation des plis qui affectent les terrains paléozoïques est antérieure ou postérieure à l'effondrement des grabens. Seules des observations de terrains (ROBARDET, 1974) semblent indiquer la préexistence de certains grabens qui auraient contrôlé la sédimentation au Paléozoïque inférieur. Il ne faut, de toute façon, pas assimiler sans précaution la configuration des grabens actuels aux contours des grabens initiaux et ce n'est vraisemblablement que par de multiples rejeux qu'ils ont acquis la physionomie qu'on leur connaît aujourd'hui. Tous les effondrements ne sont d'ailleurs pas de même âge ; il en est même qui sont postérieurs au Paléozoïque



A - Modèle de horst de terrains antécambriens :

P_e : Pentévrien ; v : Briovérien ; i : intrusions cadomiennes ; r : volcanites paléozoïques ;

g : granites paléozoïques ; d^{gr} : paléozoïque sédimentaire.

B - Modèle d'affleurement paléozoïque :

V : Briovérien ; b : Cambrien ; S^1 : grès armoricains ; S^{2-3} : Siluro-Ordovicien ; d^{1-3} : Dévonien

Figure 12.- Modèles de horst et de graben.

(GUILCHER, 1948 ; DURAND, 1960 ; ANDREIEFF, LEFORT, MAREC et MONCIARDINI, 1973 ; AUDREN et LEFORT, en préparation). C'est grâce à ces informations composites (elles sont surtout d'origine continentale) qu'une chronologie relative concernant l'individualisation des structures submergées au nord du Massif Armoricain peut être esquissée :

1 - "Structuration" des terrains antécambriens lors des orogenèses pentévrienne, cadomienne I et cadomienne II.

2 - Formation des horsts et des grabens initiaux et dépôt des séries paléozoïques. Les mouvements responsables de l'individualisation de ces structures ont probablement facilité les injections volcaniques qui jalonnent les failles séparant les horsts des grabens (ex. : spilites fini-briovériennes du nord du Trégor).

3 - Réactivations éventuelles des horsts et des grabens précédemment individualisés et reprise de l'activité volcanique (ex. : rhyolite cambrienne du nord du Trégor, du sud de Roches-Douvres, de Jersey, de Saint-Germain-le-Gaillard ; spilites ordoviciennes du sud du golfe normano-breton, du nord-ouest de la baie de Douarnenez (?)).

4 - Plissement des séries paléozoïques, peut-être en partie par serrage dans les effondrements déjà individualisés (ex. : graben du Trégor ?).

5 - Ecaillage du Nord vers le Sud et occultation du flanc nord des synclinaux (ex. : synclinal de Siouville, synclinal du sud de Jersey, nord des prolongements submergés du synclinorium médian (?)).

6 - Formation de grabens tardifs.

Le problème de leur individualisation sera abordé lors de l'étude de la couverture (ex. : graben des Abers).

B - Les UNITES STRUCTURALES MAJEURES RECONNUES dans le DOMAINE SUD-ARMORICAIN

On se souvient que le domaine sud-armoricain présente deux régions bien distinctes : la baie d'Audierne et le plateau sud-armoricain.

I - Les unités structurales reconnues en baie d'Audierne

Au large de la baie d'Audierne, un synclinorium orienté N 60-70°, constitué de plis d'amplitude identique à ceux que l'on trouve dans le synclinorium médian, s'ennoye vers l'Ouest ; il est interrompu au nord par la zone broyée sud-armoricaine et au sud par la faille de Penmarch. Ses structures de détail ont été représentées in LEFORT et PEUCAT (1974) ; elles sont abondamment cisaillées par des failles de type Kerforne. L'une d'entre elles semble séparer le synclinorium en deux unités : à l'Est l'unité de la baie d'Audierne (s. s.) montre des terrains dont le degré de métamorphisme peut monter jusqu'à "l'amphibolite facies" ; à l'Ouest, au niveau de la chaussée de Sein, le métamorphisme est, au plus, de type épizonal. Le cisaillement Pointe du Raz - Pointe de Penmarch paraît donc avoir postérieurement rejoué en faille verticale.

II - Les unités structurales reconnues sur le plateau sud-armoricain

Les terrains qui affleurent au nord du plateau aud-armoricain semblent avoir subi un découpage en bandes étroites qui a surtout affecté les terrains cristallophylliens. Quatre bandes orien-

tées parallèlement à la côte partagent ainsi la retombée méridionale de l'anticlinal de Cornouaille (COGNÉ, 1960) ; il s'agit du Nord au Sud :

- de la bande baie du Pouldu-baie de la Vilaine
- de la bande de Groix-embouchure de la Loire
- de la bande intermédiaire située au sud de la précédente
- de la bande de Belle-Ile.

Ce découpage, ainsi que cela a été expliqué plus haut, ne rend pas compte du dispositif fondamental qui caractérise la région. Il ne s'agit que d'une interprétation "verticaliste" des structures, évidemment liée à la méthode d'interprétation (magnétisme principalement). Cette méthode permet surtout, rappelons-le, de mettre en évidence des accidents cassants présentant un rejet vertical minimum.

A l'exception de la bande baie du Pouldu - baie de la Vilaine qui semble présenter sur toute sa longueur un niveau de métamorphisme supérieur à celui que l'on trouve plus au sud, les bandes qui viennent d'être définies ne semblent pas avoir subi de rejeux verticaux importants.

Ce compartimentage témoigne vraisemblablement d'une tectonique cisaillante identique, par exemple, à celle qui a affecté la zone broyée sud-armoricaine (COGNÉ, 1960), mais le déplacement horizontal semble avoir été ici beaucoup plus modeste.

Les quatre bandes montrent par contre des différences importantes lorsque l'on se déplace d'Ouest en Est ; trois zones ont été individualisées :

- la zone de Glénans:
Les intrusions leucogranitiques de Glénans empêchent de discerner à ce niveau un éventuel compartimentage ; une seule faille de direction "armoricaine" recoupe les granites.

- la zone Concarneau-Groix-Belle-Ile :
Cette zone est limitée à l'Ouest par les prolongements méridionaux de la faille Kerforne(PINOT, 1974) et à l'Est par la faille de Quiberon (AUDREN et LEFORT, 1975). Cette zone se présente comme un graben qui montre les horizons les moins métamorphisés du domaine sud-armoricain ; elle est dépourvue de granites. L'individualisation de cet effondrement paraît avoir été tardive et pourrait dater de la fin du Trias (époque à laquelle on note des injections de dolérites dans la faille Kerforne (LEUTWEIN et al, 1972)). Aucune structure de détail n'a été reconnue dans cette zone : l'orientation des affleurements de roches basiques, des prasinites et des glaucophanites a été calquée sur les directions que ces roches montrent sur les îles proches ; il en a été de même des niveaux à porphyroïdes.

- la zone située à l'est de l'axe Quiberon-Noirmoutier :
Cette zone montre des niveaux structuraux plus profonds que ceux qui ont été reconnus dans la zone située plus à l'Ouest. Elle est caractérisée par des migmatites et des gneiss catazonaux. Les granites y sont moins abondants qu'aux Glénans et parfois intrusifs le long de failles (axe Quiberon-Noirmoutier). Aucune structure de détail n'y a été reconnue.

Les recherches de géologie et de géophysique marines que j'ai menées au sud du Massif Armoricain n'ont donc pas permis de reconnaître les structures fondamentales propres à cette région ; seul un compartimentage entre failles a pu être reconstitué.

Bien que le domaine sud-armoricain ait été intensément "structuré" lors de l'orogenèse hercynienne, c'est la tectonique cassante terminale qui paraît y avoir laissé les empreintes les plus nettes (tout au moins pour l'océanographe). Cette tectonique a permis à des horizons structuraux différents d'affleurer (épizone à Belle-Ile, mésozone en baie du Pouldu et en baie de la Vilaine, catazone au nord de Noirmoutier). De tels contrastes sont connus depuis longtemps à terre (contraste entre le Golfe du Morbihan et la presqu'île de Rhuys, par exemple).

L'étude de la fracturation permettra peut-être de distinguer les accidents responsables du compartimentage tardif et ceux qui résultent de la réactivation de fractures anciennes.

C - La FRACTURATION dans le SOCLE SUBMERGE AFFLEURANT

Trois systèmes fondamentaux de fractures ont été reconnus autour du Massif Armoricain : les systèmes N 60-70°, N 90-110° et N 130-150°. Une chronologie relative de leurs jeux peut être tentée bien que l'existence de rejeux et l'absence d'observation directe rendent l'analyse de la fracturation fort complexe.

1° Les fractures de direction N 60-70°

Il s'agit du plus ancien système de cassure décelable. En de nombreux endroits, l'analyse structurale et géophysique montre que ces fractures sont recoupées par les deux autres systèmes (cette observation ne souffre qu'une exception localisée à la sortie de l'embouchure de la Loire). Il est probable que ces failles ont joué comme des cisaillements ; il est en tous cas certain qu'elles ont rejoué verticalement après leur décrochement par les fractures est-ouest (LEFORT, 1974). Les traits les plus importants de ce

système sont la fracture qui limite au Sud le bassin paléozoïque du sud du golfe normano-breton, la fracture nord-trégorroise, la fracture des Abers-Ouessant (faille du Fromveur), la faille de l'Elorn et la faille de Penmarch. Le rôle fondamental joué par cette dernière fracture sera abordé plus loin ; on sait déjà qu'elle est la trace d'un chevauchement (PEUCAT et COGNÉ, 1974 ; LEFORT et PEUCAT, 1974).

2° Les fractures de direction N 90° et celles dont la direction est parallèle au cisaillement sud-armoricain

Ces directions, rares en Manche, sont principalement localisées autour du Cotentin (faille de Saint-Marcouf, du nord de Barfleur, du sud de Jersey) ; elles ont été localisées d'autant plus aisément que nombre d'entre elles ont été remobilisées au Tertiaire (faille du sud d'Aurigny, des Bœufs, des Pierres Noires (?)).

Au sud du Massif Armoricain, ces fractures sont abondantes et passent, parallèlement au cisaillement sud-armoricain, à des cassures d'orientation N 120°. Certaines semblent responsables de cisaillements horizontaux dextres de rejet modeste : les glaucophanites de Groix ne sont en effet que peu éloignées de celles que l'on rencontre dans la bande intermédiaire ; de même les porphyroïdes de cette bande sont proches de ceux de Belle-Ile. Tous ces cisaillements, à l'exception de celui qui partage en deux l'archipel de Glénans, sont interrompus au niveau du granite de Pont-Labbé ; on les retrouve peut-être plus à l'ouest en baie d'Audierne. Ce dernier dispositif est délicat à interpréter :

a - S'il s'agit de cisaillements antérieurs à la mise en place des leucogranites sud-armoricains, il faut admettre que la fracture de Glénans est la seule à avoir rejoué ; ce rejeu pourrait alors

avoir été contemporain du réajustement post-stéphanien connu au niveau de la zone broyée sud-armoricaine (cette interprétation s'accorde bien avec les observations de terrains réalisés à la baie des Trépassés (GIOT, 1948).

b - Dans le cas où ces fractures seraient toutes tardives, il faut penser qu'il en est certaines qui n'ont pas traversé les leucogranites ; ceux-ci n'auraient été affectés que par un accident majeur : l'accident de Glénans.

Devant cette incertitude, il est impossible de dire si le découpage en bandes parallèles évoqué plus haut est ancien (il aurait ensuite été remobilisé tardivement) ou s'il ne s'agit que d'un compartimentage tardihercynien.

Le prolongement submergé du cisaillement sud-armoricain constitue le membre le plus important des failles appartenant à cette famille. Il sépare le synclinorium médian du synclinorium de la baie d'Audierne. L'étude de sa cinématique est toutefois différée, les éléments apportés par la seule géologie marine étant insuffisants. Il est certain qu'il existe sous la couverture secondaire et tertiaire du domaine sud-armoricain des failles identiques ; la fracture "armoricaine" du plateau de Rochebonne en est un témoin.

3° Les fractures de direction N 130-150°

Ces fractures recoupent les deux systèmes précédents. Il s'agit là encore de cisaillements qui ont provoqué dans la plupart des cas des rejets dextres. L'âge de la période active de ces failles a été précisé sur le cisaillement Kerforne (GIOT, 1946 ; LEFORT, 1973) ; il serait postérieur aux derniers ajustements stéphaniens de la zone broyée sud-armoricaine et antérieur à la

phase de distension qui a permis aux dolérites triasico-jurassiques (LEUTWEIN, SONET et ZIMMERMAN, 1972) de l'injecter ; son activité serait ainsi comprise entre 190 et 250 M.A.

Les fractures qui possèdent cette direction semblent d'autant moins abondantes que l'on se dirige vers l'Est. L'ampleur de leurs rejets horizontaux cumulés paraît lui aussi décroître dans le même sens. Des accidents de direction subméridienne semblent avoir joué en même temps ou après ce système (faille occidentale de la presqu'île de Quiberon). Les fractures orientées N 40° connues sur le continent n'ont pas été retrouvées en mer.

Il est intéressant de comparer la chronologie qui vient d'être établie avec ce que l'on connaît à terre. Deux exemples seront pris : l'un à Ouessant (Domaine de la Manche), l'autre dans les environs de Lorient (Domaine sud-armoricain) :

- à Ouessant (CHAURIS, 1966), les fractures orientées N 50°/N 60° sont les plus anciennes ; elles sont recoupées par des cisaillements dextres de direction N 130°/N 150°. Ces deux systèmes ont ensuite été décalés par les accidents subméridiens à jeu senestre N 10°/N 20° Est ou Ouest.

- dans les environs de Lorient (COGNÉ et HORRENBERGER, 1973), le système N 130°/N 150° (avec sa direction associée N 45°) est dextre. Le système subméridien peut être dextre ou senestre ; les fractures de direction N 80°/N 100° sont subparallèles à la schistosité cristallophyllienne des séries métamorphiques.

La convergence que l'on note entre les résultats acquis en mer et ceux établis sur le continent montre que la méthode mise au point pour déceler les fractures submergées est fiable et qu'il

est même possible de proposer une chronologie relative pour ces accidents.

Il faut enfin préciser que l'on ne doit pas douter de la réalité des structures reconnues dans le domaine de la Manche sous prétexte que la tectonique cassante masque dans le domaine sud-armoricain l'organisation fondamentale ; il est en effet beaucoup plus facile d'établir un schéma structural quand on dispose de terrains paléozoïques datés que l'orsque l'on a regroupé, dans de mêmes ensembles, des faciès métamorphiques voisins.

L'étude des structures submergées affleurantes montre que le socle périarmoricain se présente comme une mosaïque de blocs dont l'état initial ne peut être aisément reconstitué. L'appréciation exacte de l'ampleur des cisaillements ne constitue d'ailleurs pas un guide suffisant pour mener à bien cette restauration puisque des mouvements verticaux affectant inégalement les blocs ont provoqué des érosions différentes et mis à jour des niveaux structuraux variés. Il semble nécessaire d'étudier le socle sur une plus grande surface pour découvrir l'origine de ce compartimentage complexe.

CONCLUSIONS CONCERNANT le SOCLE SUBMERGE AFFLEURANT

Le socle armoricain submergé affleurant est constitué de deux domaines : le domaine de la Manche et le domaine sud-armoricain.

- Le domaine de la Manche montre des terrains antécambriens qui ont été structurés au cours de deux orogènes (le Cadomien I et le Cadomien II) et porte les traces d'un socle plus ancien (Pentévrien). Il est recouvert de sédiments peu épais qui se sont déposés sans discordance angulaire apparente du Cambrien à l'Eifelien. Ce socle induré a réagi en se cassant selon trois directions principales N 60°, N 90° et N 130° qui ont induit, à la suite de jeux verticaux et horizontaux, des horsts et des grabens (où le Paléozoïque est préservé). Ce domaine n'a été que peu affecté par l'orogenèse hercynienne qui a plissé sa couverture et écaillé son socle ; le magmatisme y est très localisé.

- Le domaine sud-armoricain a totalement été remobilisé lors de l'orogenèse hercynienne et montre des terrains principalement cristallophylliens injectés de granites. Des cisaillements parallèles au cisaillement sud-armoricain ont compartimenté ce domaine qui ne semble pas avoir subi de décrochements internes importants. Ce n'est que tardivement que le domaine a pris sa physionomie actuelle. Trois panneaux de socle, séparés par des failles N 130° ou sud-méridiennes, y ont été reconnus : l'un à l'Ouest est essentiellement granitique ; l'autre au centre préserve des sédiments parfois peu métamorphiques et des roches basiques ; le troisième à l'Est montre des roches de type catazonal. Le synclinorium paléozoïque de la baie d'Audierne constitue une région originale dans ce domaine cristallin et cristallophyllien. L'organisation générale de ces domaines diffère peu de ce que l'on connaît dans la partie émergée du Massif Armoricain.

-:-

- DEUXIEME PARTIE -

LE SOCLE SUBMERGE NON AFFLEURANT

Au-delà d'une limite qui épouse grossièrement le trait de côte et qui le suit à une distance variant entre 10 et 60 kilomètres, le socle armoricain n'affleure plus. La couverture mésozoïque et cénozoïque, peu épaisse près des terres émergées, mais parfois puissante de plusieurs milliers de mètres vers le large, masque alors les terrains anté-triasiques.

Dans ces régions, certains des critères établis pour l'étude du socle submergé affleurant sont inutilisables, notamment ceux liés à l'observation directe. Ceux qui, par contre, dépendent des mesures physiques vont prendre une importance croissante.

Dans l'étude du socle submergé affleurant, les documents géophysiques ont surtout servi à contrôler le dessin des structures reconnues à l'aide du carottage de roche et de la morphologie. Plus au large, les données géophysiques permettent de formuler des hypothèses à la fois sur la nature et sur la structure du socle sous-jacent ; il va sans dire que l'interprétation sera d'autant mieux contrôlée que l'on se trouvera plus près des zones de socle affleurant ou des forages.

La valeur de cette interprétation dépendant en grande partie de la qualité des données, une étude critique des documents utilisés sera esquissée ; cette étude est d'autant plus nécessaire que la disparité des informations risque de transparaître dans la carte du socle périarmoricain.

BIBLIOTHÈQUE

- CHAPITRE PREMIER -

Les DONNEES GEOPHYSIQUES

La reconnaissance des formations géologiques affleurant aux environs du toit du socle et la détection des structures selon lesquelles elles sont organisées repose sur trois types d'information : la sismique réfraction, le magnétisme et la gravimétrie.

A - Les DONNEES de la SISMIQUE REFRACTION (figure 13)

Les premières données de sismique réfraction périarmoricaine ont été publiées par les géophysiciens britanniques (HILL et KING, 1953 ; DAY, HILL, LAUGHTON et SWALLOW, 1956 ; BUNCE, CRAMPIN, HERSEY et HILL, 1964) ; elles furent suivies par la publication des résultats français (C.E.P., 1965 ; MARTIN, MURAOUR et RICOLVI, 1968 ; ANDREIEFF, BOUYSSE, HORN et MONCIARDINI, 1970 ; HORN, 1970 ; FRAPPA et HORN, 1971 ; AVEDIK, 1975[a] ; AVEDIK, 1975[b]).

Les moyens mis en oeuvre pour collecter ces données ont souvent varié, tant en ce qui regarde l'enregistrement (bouées dérivantes, bouées ancrées, navire d'accompagnement) qu'en ce qui concerne les appareils immergés (hydrophone unique, géophone posé sur le fond, flûtes verticales). Les sources sismiques ont été multiples (explosifs, canon à air, etc...). Certains profils sont même dépourvus de tirs inverses ; il est remarquable, dans ces conditions, de constater que les résultats sont homogènes.

La synthèse et le redécoupage des célérités permet de montrer qu'il existe sept groupes de vitesse autour du Massif Armoricain :

groupe 1. 1 900 - 2 400 mètres/seconde
groupe 2. 2 500 - 2 900 mètres/seconde
groupe 3. 3 200 - 3 900 mètres/seconde
groupe 4. 4 100 - 4 300 mètres/seconde
groupe 5. 4 500 - 5 000 mètres/seconde
groupe 6. 5 200 - 5 800 mètres/seconde
groupe 7. + de 6 000 mètres/seconde.

Le problème le plus ardu consiste à attribuer aux horizons caractérisés par ces vitesses une nature pétrographique précise et éventuellement un âge.

1°) Il est généralement admis que les vitesses des groupes 1, 2 et 3 appartiennent aux terrains secondaires et tertiaires, encore que l'on connaisse dans le Massif Armoricain des schistes briovériens ou siluriens à 3 740 m/s et des ampélites à 2 900 m/s. Les vitesses mesurées dans les schistes gréseux du Dévonien du sud de l'Angleterre peuvent, pour leur part, descendre jusqu'à 3 740 m/s, mais il s'agit là de mesures effectuées en surface ou à faible profondeur. De façon courante, le socle montre des vitesses supérieures à celles du groupe 3.

2°) Les groupes de vitesse 4 et 5 sont les plus difficiles à interpréter. En Manche occidentale, les vitesses du groupe 4 sont caractéristiques des schistes et des grès paléozoïques lorsqu'ils sont à moyenne profondeur (500 m) ; ceux-ci se situent dans le groupe 5 lorsque la profondeur s'accroît. Il se pourrait que le Paléozoïque soit de vitesse légèrement supérieure sur le plateau

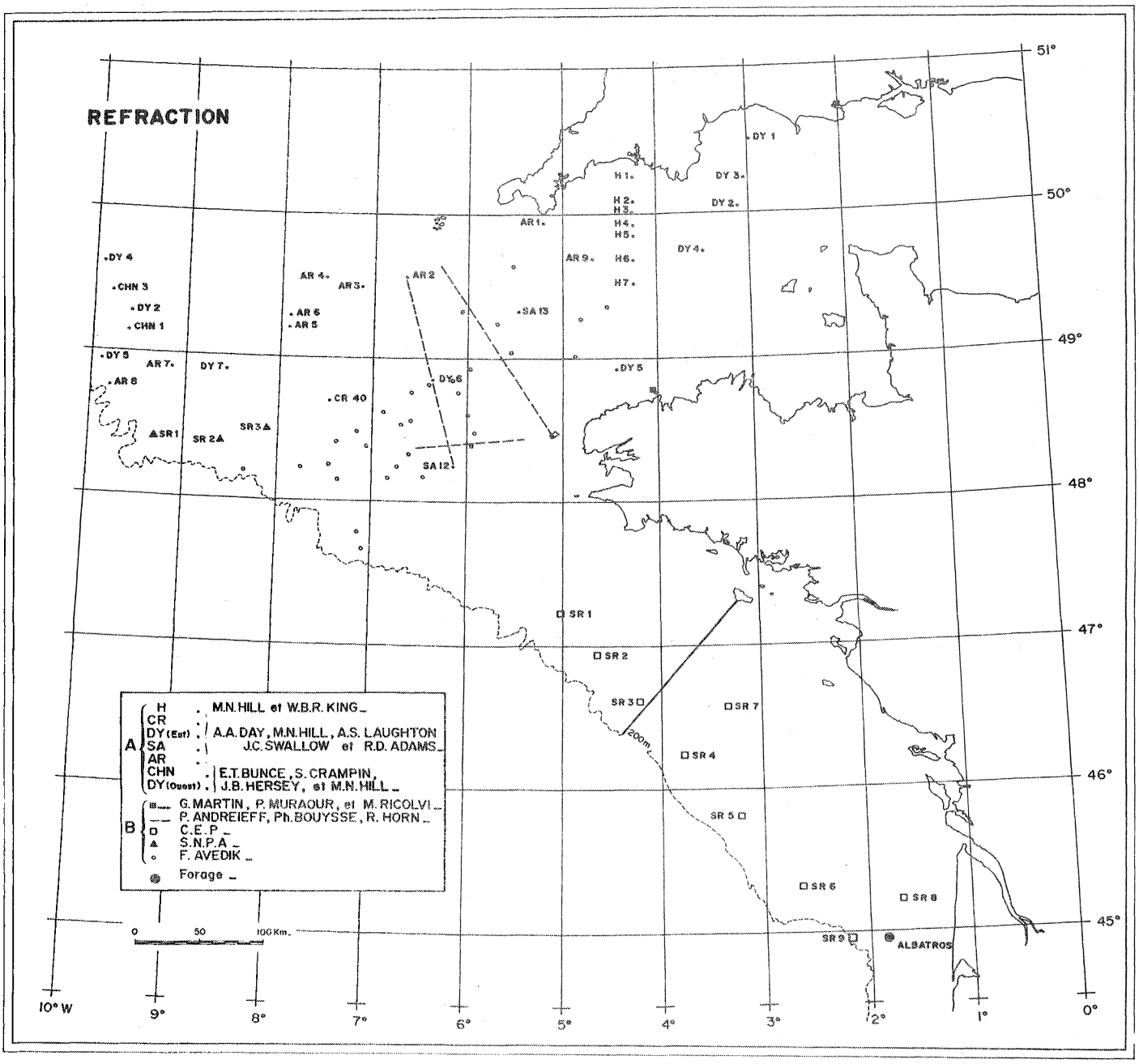


Figure 13.- Localisation des mesures de sismique réfraction réalisées autour du Massif Armoricain .

sud-armoricain (C.E.P. 1965). Malencontreusement, certains horizons du Crétacé ou du Jurassique montrent des vitesses qui pourraient s'inscrire, elles aussi, dans les groupes 4 ou 5 et même les dépasser ; c'est ainsi que l'on connaît, au sud du domaine sud-armoricain, du Cénomano-Turonien à 4 800 - 5 200 m/s, du Sénonien à 3 900 - 4 300 m/s et des faciès dolomitisés à plus de 6 000 m/s. On voit que l'interprétation des vitesses sismiques est délicate et si en Manche occidentale les vitesses peuvent être aisément contrôlées compte-tenu de la proximité des affleurements de socle, il n'en est pas de même dans les approches occidentales de la Manche et au sud-ouest du plateau sud-armoricain. Devant ces difficultés, plusieurs attitudes sont possibles :

a - On peut décider arbitrairement que le socle débute au niveau du groupe 5 (4 500 m/s) et diviser les vitesses supérieures en deux tranches : la tranche supérieure à 5 600m/s (que l'on attribue au socle cristallin) et la tranche inférieure à 5 600 m/s (que l'on attribue au socle non cristallin) (MAYHEW, 1974). Dans ce cas, on choisit délibérément d'ignorer l'existence des roches sédimentaires à forte vitesse.

b - On peut aussi, comme le font nombre de géophysiciens pétroliers français, considérer que le socle possède des vitesses comprises entre 5 500 et 7 000 m/s et attribuer au Mésozoïque et au Cénozoïque les vitesses inférieures. La discontinuité existant, dans les approches de la Manche, entre une série tectonisée de vitesse supérieure à 4 500 m/s et une série non tectonisée de vitesse inférieure à 4 500 m/s, est alors interprétée comme intramésozoïque. Ce choix implique que l'on néglige l'existence des terrains paléozoïques de vitesses relativement lentes.

c - On peut enfin adopter l'hypothèse de MAYHEW dans les régions où l'on sait, par carottage, que la couverture ne montre pas de faciès rapides (Manche occidentale, plateau sud-armoricain), tout en admettant que des horizons dolomitisés (locaux) et récifaux (bord externe de la marge) ou de forts épaississements de couverture dans des effondrements (approches de la Manche) puissent présenter des vitesses identiques à celles qui sont suggérées par les géologues pétroliers. L'évolution paléogéographique et structurale actuellement proposée pour les régions périarmoricaines m'incite à adopter cette dernière hypothèse.

Si ce choix s'avérait être malheureux, il ne modifierait pourtant pas le développement du chapitre suivant : seule l'interprétation des cartes d'isopaques serait à corriger. De toutes façons, les fortes épaisseurs de terrains paléozoïques reconnues en Manche occidentale et parfaitement contrôlées grâce à la proximité des côtes ne peuvent disparaître brusquement aux droits d'Ouessant. Il est par contre vraisemblable que leur vitesse s'accroisse en s'approfondissant et passe du groupe de vitesse 5 au groupe de vitesse 6. Il est aussi possible que l'épaisse série "mésozoïque" des géologues pétroliers soit en réalité constituée par endroits de terrains mésozoïques rapides surmontant des sédiments paléozoïques peu métamorphisés (Carbonifère, par exemple).

3°) Le groupe de vitesse 6 recouvre l'ensemble des roches métamorphiques et endogènes. Il est l'équivalent du "metamorphic basement" (s.l.) des géophysiciens britanniques. Il est fort probable que les terrains paléozoïques enfouis sous une forte épaisseur de sédiments ont des vitesses comparables.

4°) Les horizons possédant des vitesses appartenant au groupe 7 provoquent généralement des anomalies magnétiques et

gravimétriques. Ces vitesses semblent caractériser les roches basiques et ultramétamorphiques.

La réinterprétation de l'ensemble des résultats acquis en sismique réfraction autour du Massif Armoricain souligne la limite de la méthode (confusion possible entre les terrains paléozoïques lents et les horizons mésozoïques rapides), mais aussi son intérêt. De façon générale, les résultats ne peuvent être utilisés sans précaution et leur confrontation avec les modèles élaborés à partir d'autres méthodes reste indispensable.

B - Les DONNEES du MAGNETISME (figure 14)

Les données réunies autour du Massif Armoricain sont, dans l'ensemble d'une bonne densité, mais leur interprétation pose de nombreux problèmes tant les documents sont hétérogènes. Il s'agit soit de magnétisme hydroremorqué (ALLAN, 1961 ; HILL et VINE, 1965 ; DINGWALL, 1971 ; SEGOUFIN, 1974 ; LEFORT et SEGOUFIN, 1975), soit d'aéromagnétisme (BULLERWELL, 1964 ; LE BORGNE et LE MOUEL, 1969 ; LE MOUEL et LE BORGNE, 1971), soit encore d'aéromagnétisme traité (GERARD, 1974 ; HORN, MUNK et MURAOUR, 1974 ; LEFORT, 1975). Certains de ces documents ont été publiés tantôt en champ total, tantôt en anomalies du champ ; ces dernières ont été calculées dans la plupart des cas à partir d'un champ régional estimé et, plus rarement, à l'aide d'un modèle de champ utilisant les normes G.S.F.C. 12/66. Les diverses prospections aéromagnétiques ont enfin été réalisées à des altitudes différentes et selon des mailles inégales.

Dans le but de comparer entre elles les anomalies figurées sur ces différentes cartes, j'ai procédé à une réévaluation

de leur amplitude en utilisant la méthode proposée par KOTHE (1974). Ces valeurs ont toutes été ramenées au niveau de la mer.

Après avoir confronté les cartes se chevauchant, il est apparu que les cartes du gradient vertical réduit au pôle à l'altitude de vol (3 000 m) (GERARD, 1975) permettaient de dessiner des contours de corps (BHATTACHARYYA, 1967) très semblables à ceux figurés sur les documents établis à partir du magnétisme hydroremorqué (SECOUFIN, 1974).

La méthode de calcul du gradient vertical ne sera pas abordée ici puisque je n'ai pas participé à l'élaboration des documents ainsi traités. Ce traitement a été effectué à l'aide du programme S. I. G. M. A. mis au point au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (GRIVEAU, 1970 ; GERARD et GRIVEAU, 1972 ; DEBEGLIA, GERARD et GRIVEAU, 1972). Le gradient vertical présente de nombreux avantages, entre autres celui de posséder un excellent pouvoir séparateur ; il contribue en outre à affaiblir considérablement les perturbations régionales à l'échelle de la carte traitée et fait aisément apparaître les discontinuités des corps à l'origine de l'anomalie. Certains des documents que j'ai utilisés avaient, de plus, subi une réduction au pôle : cette réduction permet de localiser avec plus de précision encore les contours de la masse magnétique perturbatrice. Pour ce faire, on suppose que le corps à étudier a été déplacé au niveau du pôle magnétique.

Les anomalies qui pouvaient aisément être isolées, et dont la forme suggérait qu'elles pouvaient être considérées comme des dykes, ont été interprétées par la méthode KOULOMZINE, LAMONTAGNE et NADEAU (1970) selon le programme d'ajustement proposé par VAILLANT (1972). Les valeurs calculées sont

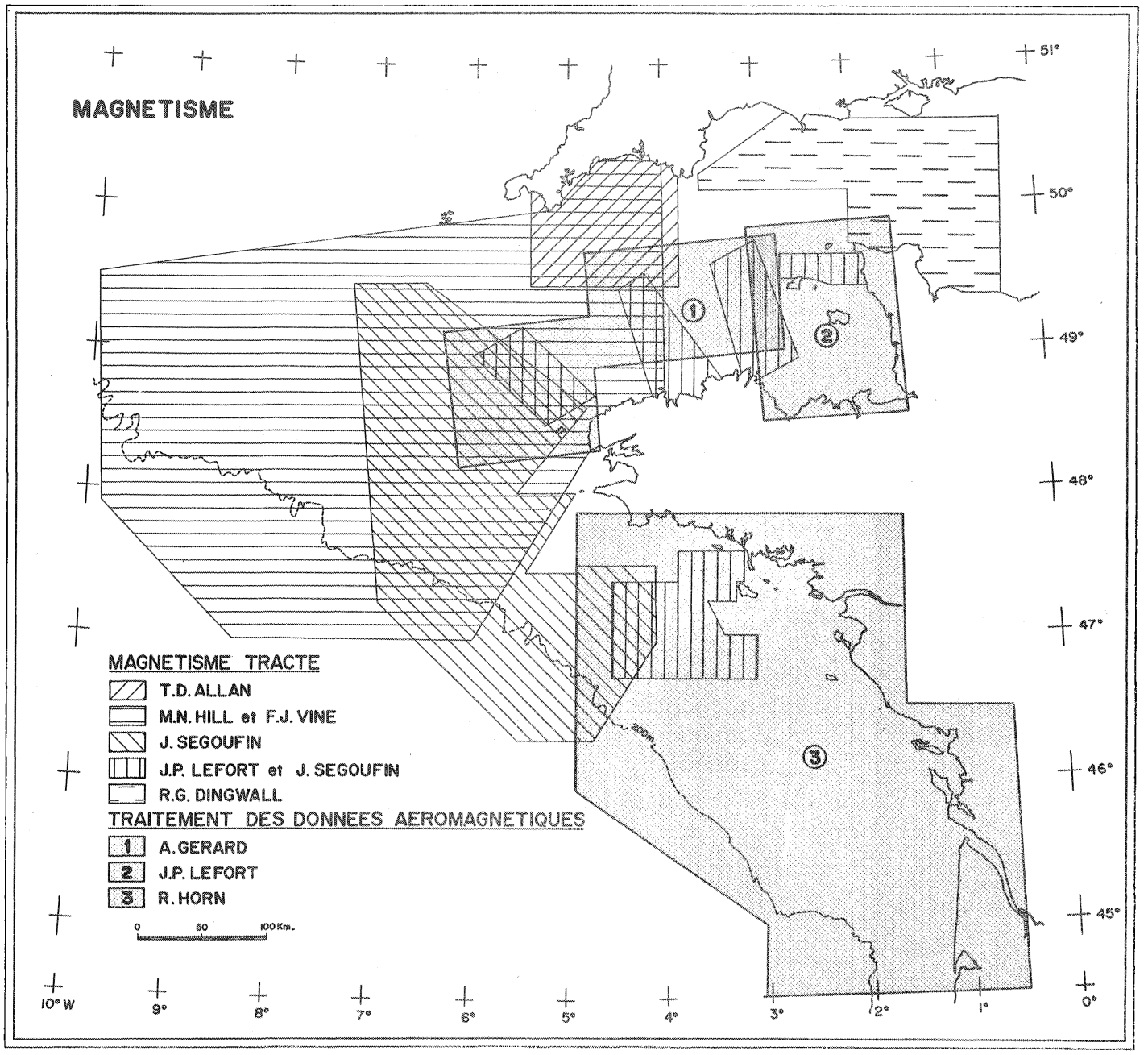


Figure 14.- La couverture magnétique péri-armoricaine .

portées sur la carte géologique du socle périarmoricain (carte hors texte). La profondeur du toit de certains corps avait déjà été calculée par SEGOUFIN (1973) à l'aide des méthodes de VACQUIER, STEENLAND, ROLAND, HENDERSON et ZIETZ (1951) ; BRUCKSHAW et KUNARATNAM (1963) ; Mc GRATH et HOOD (1970) et SPECTOR et GRANT (1970). Les résultats concernant la profondeur sont, dans l'ensemble, en bon accord avec les valeurs obtenues à l'aide de la méthode "Koulomzine" seule. Compte tenu de l'incertitude concernant la profondeur exacte du toit du socle, il n'a pas été jugé nécessaire de mettre en oeuvre une méthode de calcul plus élaborée que celle que j'ai utilisée. Il faut, de toutes façons, savoir que le modèle "dyke" adopté pour le calcul ne correspond pas nécessairement à la forme du corps dont on cherche à connaître la profondeur.

A l'issue de ces estimations, les corps responsables d'une anomalie magnétique ont été classés d'après leur susceptibilité magnétique calculée, elle aussi, d'après la méthode "Koulomzine". Il convient d'être très prudent dans l'utilisation de ces résultats, les valeurs obtenues ne traduisant en réalité que le contraste de susceptibilité existant entre la roche magnétique et le terrain encaissant. Seuls les forts contrastes de susceptibilité seront significatifs. Les faibles valeurs obtenues peuvent être, quant à elles, liées à un environnement lui-même magnétique.

Dans le pourtour immédiat du Massif Armoricain, là où le toit des roches magnétiques est proche du zéro des mers, on peut comparer les amplitudes des anomalies correspondant aux formations submergées avec l'amplitude des anomalies provoquées par les roches magnétiques affleurant à terre. Cette démarche empirique qui suppose résolus un certain nombre de problèmes (notamment ceux concernant la forme exacte des corps) permet de prolonger au delà du trait de côte certains corps magnétiquement

bien individualisés à terre (diorites du golfe normano-breton, gneiss des Roches Douvres et des Triagoz, cornéennes du sud de la chaussée de Sein, etc...). Plus au large (Approches occidentales de la Manche, nord de l'accident Aurigny-Ouessant, bord de la marge continentale), les corps magnétiques sont toujours trop profonds pour que des comparaisons d'amplitude soient significatives. Seuls les contrastes de susceptibilité peuvent alors être interprétés. On peut ainsi tenter un classement des roches magnétiques ; celui-ci reste toutefois très hypothétique :

I - Roches magnétiques intrasocle ou affleurant au toit du socle

a - Roches subaffleurantes provoquant des anomalies de forte amplitude (+ de 75 gammas) prolongeant des corps magnétiques connus à terre et roches de susceptibilités apparentes supérieures à 100×10^{-6} u.e.m. c.g.s.

- roches basiques (Amphibolites, serpentinites, gabbros, etc...)
- roches d'origine sédimentaire (présence de magnétite)
- roches du métamorphisme de contact (présence de magnétite).

b - Roches subaffleurantes provoquant des anomalies de moyenne amplitude prolongeant des corps magnétiques connus à terre (amplitude comprise entre 30 et 75 gammas) et roches dont les susceptibilités apparentes sont comprises entre 30×10^{-6} et 100×10^{-6} u.e.m. c.g.s. (diorites antécambriennes, prasinites, gneiss, amphibolites, granite à amphibole, granites à biotites abondantes, etc...).

II - Roches intrusives dans la couverture secondaire ou tertiaire

a - Roches montrant un fort contraste de susceptibilité (+ de 100×10^{-6} u.e.m. c.g.s.) (basalte).

b - Roches montrant de faibles contrastes de suscep-

tibilité (- de 100 x 10^{-6} u.e.m. c.g.s.) (andésites ?).[x]

Les cartes magnétiques ont enfin, et surtout, permis de mettre en évidence l'intense fracturation qui affecte le socle ; c'est sans aucun doute le résultat le plus sûr acquis à l'aide de ces données. Ces fractures ont été décelées soit à partir de la forme des anomalies, soit à l'aide des discontinuités magnétiques. Il est certain que les rejets verticaux qui mettent généralement en contact des terrains de susceptibilités magnétiques différentes, ont été plus facilement décelés que les rejets horizontaux : c'est pourquoi des failles cisaillantes de rejet horizontal important, mais affectant des horizons de faible susceptibilité, pourraient ne pas avoir été détectées.

L'étude du magnétisme a enfin montré que l'on pouvait émettre des hypothèses sur la nature de certains corps perturbateurs à partir du contraste de susceptibilité qu'ils provoquent.

C - Les DONNEES de la GRAVIMETRIE (figure 15)

Les informations gravimétriques, qui ont été utilisées ici, se présentent presque toutes sous forme de cartes d'anomalies à l'air libre. Les données originales ont été collectées par des organismes très divers à bord de navires différents dont certains étaient dépourvus de correction de "cross-coupling". Leur difficile synthèse a été réalisée par DAY et WILLIAMS (1970) et reprise pour les mesures récentes par SIBUET (1972). A l'est du méridien de Morlaix, une prospection intense a permis à BACON (1975) de

---

[x] Les densités et les susceptibilités magnétiques qui ont servi de base pour ces classements ont été puisées in WEBER (1972) où sont publiées de nombreuses mesures réalisées sur des roches du Massif Armoricain.

compléter les données sous-marines et ponctuelles réunies par BROWNE et COOPER (1951). Ces mesures sont à l'origine de cartes dont la précision est meilleure que 10 milligals (c'est généralement cette valeur qui a été choisie pour l'espacement de courbes isogales). Compte tenu de la faible variation de l'épaisseur de la couche d'eau et de la planéité des fonds marins sur le plateau continental, aucune correction n'a été apportée aux valeurs mesurées à l'air libre, cette correction étant largement inférieure à l'incertitude sur la mesure. En bordure de plateau, l'absence de correction présente toutefois des inconvénients puisque le puissant effet de bord qui suit l'isobathe - 200 m masque les anomalies de moyenne amplitude sur une bande large de 50 km (là seules les très fortes anomalies sont encore décelables).

Rares sont enfin les cartes de gravimétrie marine qui montrent des gradients horizontaux significatifs ; c'est pourquoi quelques anomalies seulement ont fait l'objet d'un calcul de profondeur (GOGUEL, 1955 ; SCHOEFFLER, 1971).

En Manche, la variation continue de la valeur de la régionale montre qu'il existe un gradient orienté est-ouest de 0,2 milligals/kilomètre entre le Cotentin et Start-Point ; ce gradient semble lié à un amincissement de la croûte. Ce phénomène paraît se prolonger vers l'ouest où la croûte ne possède plus qu'une épaisseur de 26 à 28 kilomètres (WORZEL, 1968 ; BOTT, HOLDER, LONG et LUCAS, 1970). Il a été tenu compte de cette variation dans l'évaluation des anomalies, un amincissement de croûte d'un kilomètre provoquant une anomalie régionale de 16 milligals (BOTT et WATTS, 1970).

De façon générale, les roches du socle montrent une densité supérieure (+ de 2,60) à celles de la couverture (généra-

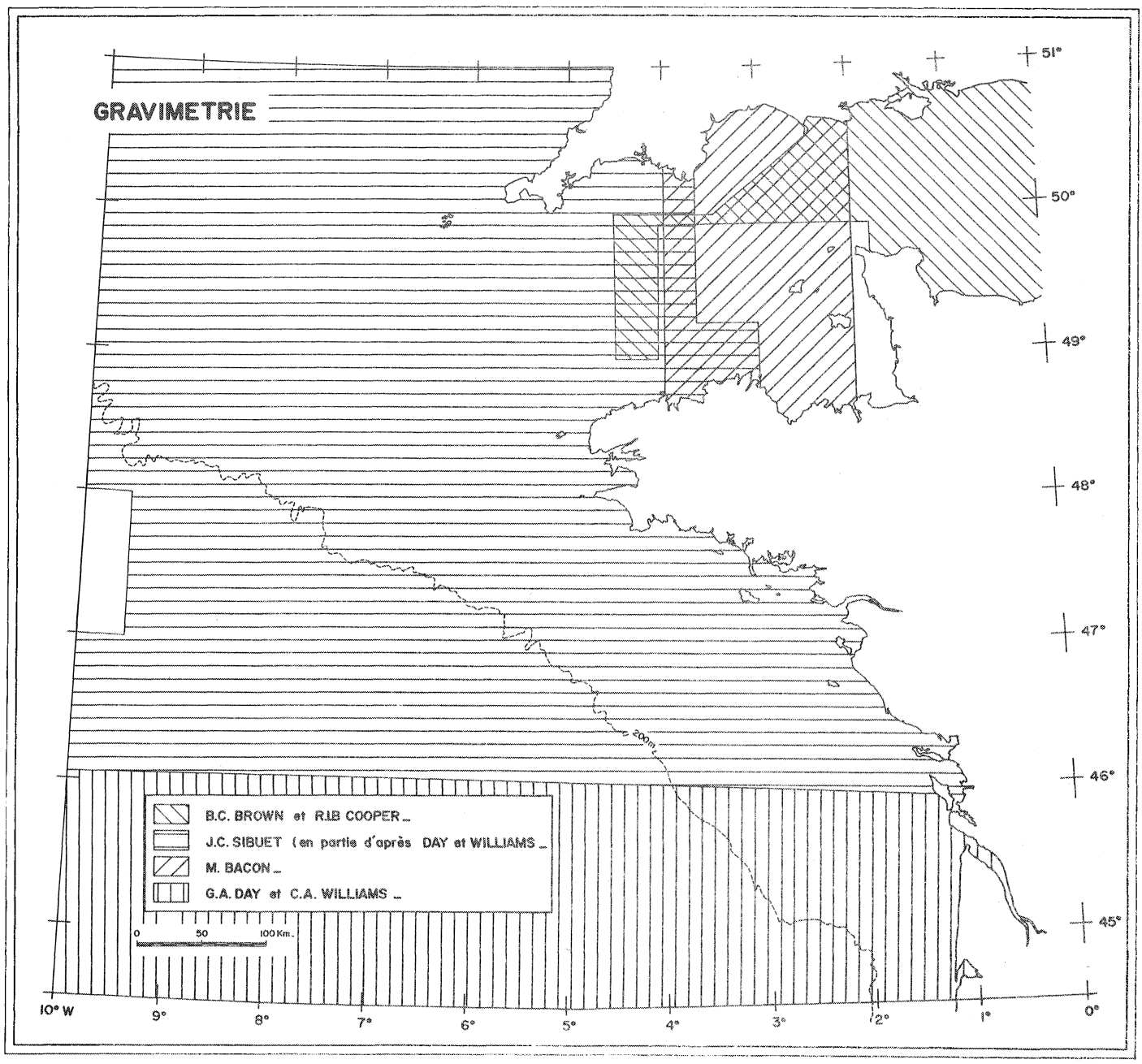


Figure 15.- La couverture gravimétrique péri-armoricaine .

lement inférieure à 2,55). Cette distinction n'est toutefois pas applicable aux granites dont les densités sont souvent plus proches des roches calcaires et argileuses que des formations métamorphiques et éruptives (WEBER, 1972). Les roches du socle sont globalement d'autant plus lourdes qu'elles sont plus basiques.

A partir de leurs effets gravifiques, trois groupes de roches ont été individualisés :

1°) Roches provoquant des anomalies gravimétriques négatives autres que celles liées à la couverture secondaire et tertiaire (- de 0 milligal) (granites, rhyolites, etc... de densité voisine de 2,55).

2°) Roches provoquant des anomalies gravimétriques positives :

a) roches provoquant des anomalies de forte amplitude (+ de 30 milligals) (basaltes, diorites, gabbros, amphibolites de densité comprise entre 2,70 et 3,00)

b) roches provoquant des anomalies d'amplitude intermédiaire (comprise entre 0 et 30 milligals) (amphibolites, diorites quartziques, schistes et grès de densité intermédiaire entre 2,55 et 2,70).

De même qu'il a été possible de comparer en magnétisme les amplitudes des anomalies provoquées par des corps submergés, peu profonds et celles qui caractérisaient des roches connues à l'affleurement, on peut, en gravimétrie, mettre en parallèle les valeurs mesurées en mer et celles levées à terre tant que la profondeur d'eau est faible et tant que l'épaisseur de la couver-

ture est réduite et constante. Ces conditions sont pratiquement remplies au nord du plateau sud-armoricain et au sud de la Manche occidentale. Là les cartes gravimétriques reflètent bien les variations de densité intrasocle.

En fin de compte, on peut dire que de bonnes corrélations peuvent être faites avec la partie exondée du Massif Armoricain tant que la longueur d'onde des anomalies magnétiques ou gravimétriques reste constante et égale à la longueur d'onde des anomalies soulignant les corps affleurant à terre. Au delà de ce cas particulier, l'interprétation est tributaire de nombreuses hypothèses.

Les informations géophysiques collectées autour du Massif Armoricain permettent ainsi, malgré leur insuffisance lorsqu'elles sont prises séparément, mais grâce à leur complémentarité lorsqu'elles sont considérées ensemble, de proposer une cartographie géologique du socle sous sa couverture secondaire et tertiaire.

-:-

- CHAPITRE DEUXIEME -

L'INTERPRETATION des DONNEES GEOPHYSIQUES et la CARTOGRAPHIE du SOCLE sous sa COUVERTURE SECONDAIRE et TERTIAIRE

La carte du socle périarmoricain a été dessinée principalement à partir de données géophysiques. Cette carte qui rend compte de la répartition des grandes structures du socle est hypothétique ; elle s'appuie principalement sur les interprétations semi-quantitatives suivantes :

A - STRATIGRAPHIE PROBABLE des ROCHES CONSTITUANT le SOCLE PERIARMORICAIN

I - Le Paléozoïque et le Briovérien

La discussion concernant les vitesses du Paléozoïque a déjà été abordée. Ces vitesses appartiennent incontestablement aux groupes 4 et 5 en Manche occidentale et entre 5 et 6 dans les Approches occidentales de la Manche. Le Paléozoïque forme, au nord de l'accident Aurigny-Ouessant (CURRY, HAMILTON et SMITH, 1971 ; AVEDIK, 1975), un long bassin, parfois profond de plusieurs milliers de mètres (figure 16)[x]. Au sud de cet axe, le Paléozoïque semble toujours moins épais (moins de 500 m ?).

---

[x] Les épaisseurs figurées sur cette carte sont de socle à l'Est et, en partie, de couverture à l'Ouest.

Au large de la baie d'Audierne, son épaisseur croît régulièrement jusqu'à largement dépasser le kilomètre en bordure de la pente continentale (AVEDIK, 1975). Les terrains paléozoïques semblent plus rapides (4 700/5 300 m/s) sur le plateau sud-armoricain (C. E. P., 1965) probablement à cause de la présence des quartzites armoricains que l'on sait être absents en Manche.

A la latitude de 47° N, une gouttière orientée approximativement est-ouest est remplie de 600 m de sédiments dans sa partie la plus occidentale (C. E. P., 1965). Cette structure, dont le toit est peu profond sous le niveau de la mer, est soulignée par une anomalie gravimétrique de + 20 milligals.

Les mesures gravimétriques réalisées dans les régions peu profondes de la Manche occidentale (graben du Trégor, par exemple) et sur la partie émergée du Massif Armoricain (zone centre armoricain, par exemple) montrent que les valeurs + 20 milligals cernent souvent les régions où l'on sait qu'il existe au moins quelques centaines de mètres de Paléozoïque (de densité moyenne égale à 2, 64). Il pourrait en être de même sur le plateau sud-armoricain où des contours de valeur identique coïncident étroitement avec les limites des horizons de vitesse 4 700/5 300 m/s. C'est à partir de cette observation qu'ont été dessinés les contours du "Paléozoïque" au sud de Belle-Ile. Aucun affleurement ne permet toutefois de confirmer cette façon de voir. Cette gouttière serait bordée de terrains cristallophylliens. Au sud de 46°30, les vitesses sismiques suggèrent que le Paléozoïque pourrait être moins épais (- de 100 mètres) et parfois même absent.

La forte anomalie magnétique (360 gammas) qui a été cartographie au sud de Plymouth serait due, selon ALLAN (1961), à la présence de gabbros identiques aux gabbros du Lizard. L'in-

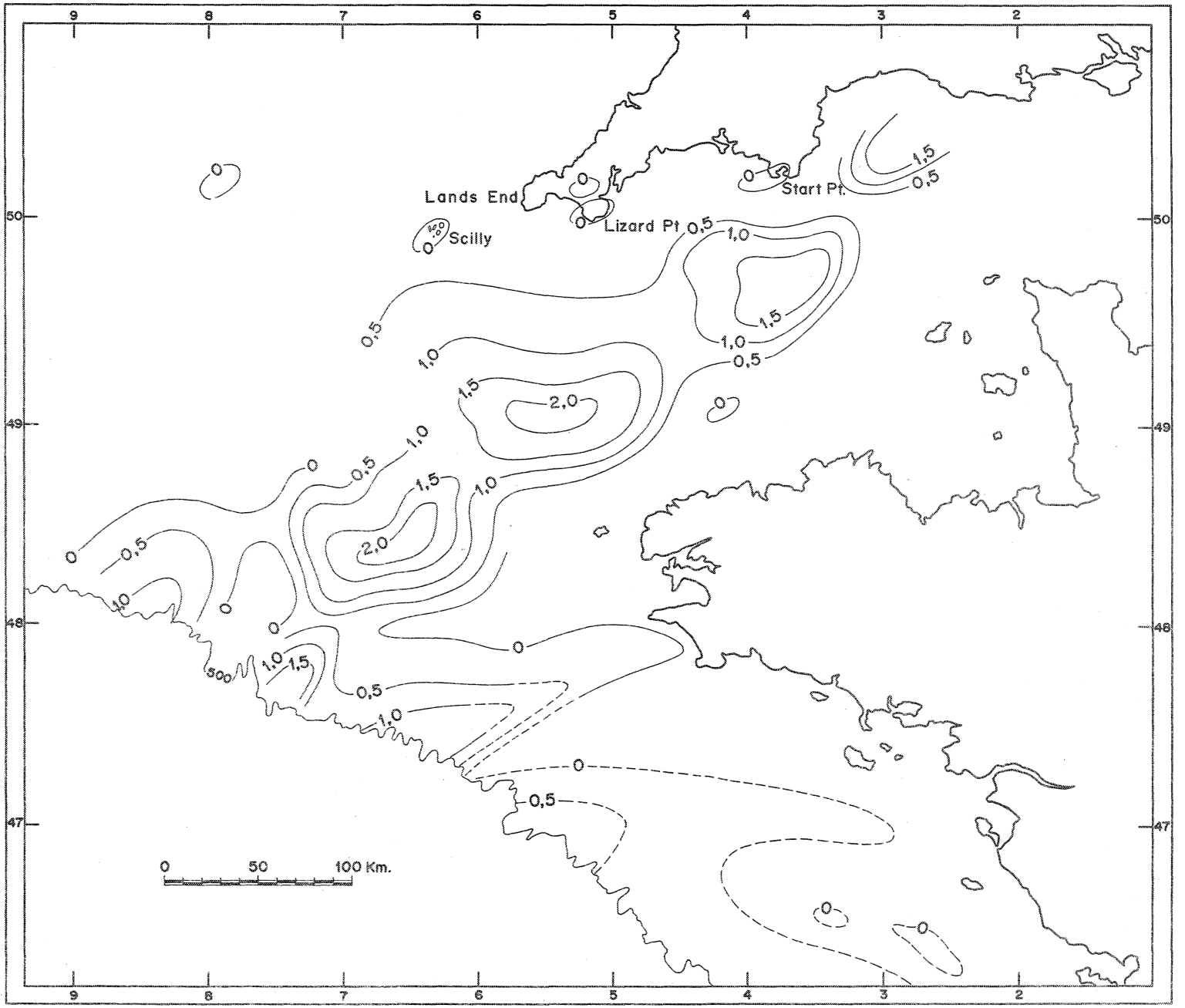


Figure 16.- Isopaques des terrains de vitesses comprises entre 4, 4 km/sec. et 5, 2 km/sec.

terprétation de l'anomalie selon la méthode de VACQUIER et al (1951) permet en effet de penser que le corps perturbateur, qui est à une profondeur de 1 900 mètres, a une susceptibilité de $1,7 \times 10^{-3}$ u.e.m.

Il semble qu'une autre interprétation puisse être proposée. L'anomalie magnétique décelée au sud de Plymouth se superpose en effet à une anomalie gravimétrique légère par rapport à l'anomalie qui souligne les micaschistes encaissants (dont la densité comprise entre 2,69 et 2,70 est inférieure à celle des gabbros (d = 2,84))[x]. Une station de sismique réfraction voisine montre en outre qu'il existe sous un kilomètre de couverture plus de 1 000 m de terrains paléozoïques à cet endroit. L'ensemble de ces arguments incite à penser que le corps magnétique a une densité inférieure à 2,69 et qu'il pourrait être d'origine sédimentaire : la susceptibilité calculée est parfaitement compatible avec l'hypothèse de magnétite intrapaléozoïque.

Peu de mesures ont été faites sur le Briovérien sédimentaire du Massif Armoricain. Celles que l'on connaît montrent que ses constantes physiques sont trop proches de celles du Paléozoïque (susceptibilité magnétique comprise entre 11 et 22.10^{-6} u.e.m., densité intermédiaire entre 2,62 et 2,69)pour que l'on puisse les distinguer.

Il est certain que le Briovérien sédimentaire est absent en baie d'Audierne (là le Paléozoïque est lui-même parfois métamorphisé dans le faciès "schiste vert"). Il est, par contre, possible qu'un tel Briovérien existe par endroits sous le Paléozoïque

---

[x] Les densités ont été mesurées sur des échantillons prélevés à terre entre Plymouth et le cap Lizard (DAY et al, 1955).

au nord de l'accident Aurigny-Ouessant. Il ne semble pas qu'il existe de Briovérien non métamorphique sur le plateau sud-armoricain, mais il ne s'agit là que d'une hypothèse suggérée par l'évolution structurale des régions émergées.

II - Les roches cristallophylliennes

Les micaschistes, dont les vitesses débutent vers 5 200 m/s, passent, du point de vue sismique, insensiblement aux gneiss. Ceux-ci montrent un large étalement des célérités qui peuvent atteindre celles des roches cristallines (6 200 m/s). Gneiss et micaschistes n'ont donc pu être différenciés ; ils ont été séparés des granites à l'aide de la gravimétrie.

Les densités des roches cristallophylliennes sont extrêmement variables : elles s'étalent de 2,57 (pour les orthogneiss) à 2,72 (pour les prasinites) et peuvent donc, suivant le cas, être plus lourdes ou plus légères que les roches paléozoïques (2,64). Si l'interprétation concernant les terrains paléozoïques situés au sud de Belle-Ile est exacte (on se souvient que ces terrains provoquent une anomalie lourde par rapport aux terrains encaissants), on pourrait en conclure que le plateau sud-armoricain est en partie constitué d'orthogneiss (ou de paragneiss ou de migmatites). C'est ce que confirment des études récentes effectuées à l'île d'Yeu et les prélèvements réalisés sur le haut-fond de Rochebonne (CAPDEVILA, IGLESIAS, LEFORT et VANNEY, 1975).

Au sud de la Cornouaille britannique, s'étend le complexe Lizard - Start-Point constitué de schistes à hornblende, de micaschistes et de roches ultrabasiques au niveau du cap Lizard, de chloritoschistes ou de micaschistes phylliteux au sud de Start-Point (EDMONDS, Mc KEOWN et WILLIAMS, 1969).

Les faciès basiques sont peu développés au delà du trait de côte. Les séries métamorphiques, par contre, sont plus étendues en mer qu'elles ne le sont à terre. Ces séries sont parfaitement cernées par l'isogal + 30 qui se raccorde harmonieusement aux contours connus à terre. Le modèle gravimétrique proposé par BACON (1975) coïncide exactement avec les limites qui sont proposées ici. Il est probable que le complexe Lizard - Start-Point se prolonge à l'ouest des Sorlingues. Compte tenu de son hétérogénéité pétrographique, ce complexe montre des vitesses qui varient entre 5 500 et 6 400 m/s.

Les roches cristallophylliennes possèdent dans l'ensemble des susceptibilités magnétiques supérieures à celles des roches paléozoïques (en général supérieures à 16.10^{-6} u. e. m.). C'est grâce à cette différence que les gneiss des Triagoz et des Roches Douvres ont été prolongés sous la couverture secondaire et tertiaire. Localement, les roches cristallophylliennes peuvent provoquer des anomalies magnétiques de forte amplitude : il s'agit alors d'horizons basiques métamorphisés. Il est certain, compte tenu de la variété des roches métamorphiques prélevées entre Belle-Ile et Groix, qu'une partie des roches "basiques" du plateau sud-armoricain appartient en réalité à ces horizons.

III - Les granitoïdes

Lorsqu'ils sont fracturés, les granites possèdent des vitesses sismiques relativement lentes, inférieures parfois à 5 650 m/s. Ces vitesses peuvent par contre atteindre plus de 6 500m/s lorsque la roche est saine et profonde.

Les granites sont généralement soulignés par des anomalies gravimétriques négatives (d = 2, 60) lorsqu'ils constituent

des masses de roches assez importantes (BOTT, DAY et MASSON-SMITH, 1958 ; WEBER, 1967). C'est ainsi qu'ont été détectés les granites de la ride du Lizard, du nord-est du Cotentin, de Penmarch, du Léon, du nord d'Aurigny et du sud de Belle-Ile ; tous ont pu être prélevés à l'exception du dernier cité. Si la masse granitique est insuffisante, il n'y a pas d'anomalie. C'est pourquoi, de façon générale, les granites de suture ne peuvent être reconnus en gravimétrie (granite de la pointe du Raz, granite de Quiberon-Noirmoutier). Il en est de même des granodiorites dont la densité égale parfois celle des terrains sédimentaires ou métamorphiques encaissants (granite de Rochebonne, granite de l'est du Trégor).

Il est aussi possible de localiser par magnétisme les zones de métamorphisme de contact, riches en magnétite, entourant les granites. C'est peut-être là l'origine des roches magnétiques associées aux granites du nord d'Aurigny, de Penmarch et de l'ouest de l'île d'Yeu. A l'ouest de la pointe du Raz, les granites du cisaillement armoricain provoquent un métamorphisme de contact dans le Paléozoïque encaissant (LEFORT et PEUCAT, 1974). Les effets magnétiques de ce métamorphisme ont pu être suivi de façon continue jusqu'à 7° sous la couverture secondaire et tertiaire (alors que les granites de suture qui sont à son origine ne sont plus décelables).

IV - Les instrusions basiques et semi-basiques

Si l'on excepte les roches métamorphiques renfermant des niveaux basiques, les cornéennes et les dépôts sédimentaires riches en magnétite, tous les corps magnétiques représentés sur la carte du socle périarmoricain doivent être de nature basique (les amphibolites étant associées à cet ensemble).

Certaines roches basiques ou semi-basiques sont aisément décelables sur les cartes magnétiques ; c'est le cas des diorites et des gabbros. Ces roches, bien connues à l'affleurement dans le golfe normano-breton, se signalent dans les terrains briovériens encaissants par des anomalies gravimétriques de 15 milligals et des anomalies magnétiques de 30 gammas (50 pour les gabbros à hypersthène des Minquiers). Il est possible que certaines roches "basiques" du domaine sud-armoricain marquées par des anomalies magnétiques d'amplitude moyenne soient de même nature (cette démarche n'a évidemment de sens que si les sources magnétiques sont à une profondeur équivalente). Les profils gravimétriques très lâches réalisés dans cette région ne permettent pas de confirmer ces attributions.

Les anomalies magnétiques de très forte amplitude (+ de 100 gammas) se superposent généralement à des anomalies gravimétriques importantes (+ 30 à 50 milligals) ; elles signalent alors sans conteste des roches basiques. Il s'agit parfois de masses subsphériques telles les intrusions du cap Lizard et de Start-Point ou celles du rebord externe du plateau continental ; mais les corps basiques sont le plus souvent oblongs telle l'intrusion médiane de la Manche occidentale, ses intrusions satellites, l'intrusion située à l'ouest de l'île d'Yeu, les intrusions du 46° parallèle et l'intrusion de la baie d'Audierne. Dans ce dernier cas, la nature basique du corps a été confirmée par des prélèvements (LEFORT et PEUCAT, 1974).

Le calcul de la profondeur du toit des corps magnétiques a permis de séparer ceux qui pourraient être intrasocles et dont l'âge est indéterminé (probablement antétriasiques pour la plupart) et ceux qui pourraient être intrusifs dans la couverture secondaire et tertiaire (voir carte hors texte du socle périarmori-

cain) ; il va sans dire que cette distinction dépend directement des vitesses sismiques attribuées au socle. Une seule intrusion est, avec certitude, post-permienne ; elle est située directement au nord de l'anomalie magnétique d'Ouessant. Intrusive dans le Crétacé supérieur d'après la sismique réflexion, cette intrusion pourrait être d'âge éocène (M. DUBOIS, communication personnelle). Les blocs basaltiques que j'ai dragués dans les terrains tertiaires du bord externe du plateau continental pourraient être issus des corps basiques semi-profonds détectés en bordure de marge. C'est peut-être aussi là l'origine des galets de basalte récoltés à Ouessant (DIDIER et JONIN, 1967).

On verra plus loin que l'interprétation de l'anomalie magnétique située par 47°50 N et 7°20 W est particulièrement importante quant aux conséquences qu'on peut en tirer. Il est en effet nécessaire de savoir si cette anomalie prolonge l'anomalie magnétique allongée de la Manche ou si elle est isolée.

Compte tenu de l'accroissement des vitesses des terrains mésozoïques et cénozoïques vers le large (voir la figure 25 et son commentaire), et en raison de la profondeur du corps perturbateur (2 900 mètres), il semble raisonnable de considérer cette intrusion comme perçant la couverture.

L'interprétation des trois anomalies situées au sud-ouest de l'anomalie d'Ouessant est délicate puisqu'on ignore les limites méridionales exactes du graben de la Manche. Les anomalies les plus allongées semblent pourtant bien faire partie du socle du Léon (comparer la carte géologique du socle périarmoricain et la carte des isobathes des terrains de vitesse supérieure à 4,5 kilomètre/seconde).

B - CONTRIBUTION de la GEOPHYSIQUE à la DETECTION des HORSTS et des GRABENS

Certaines structures, qui s'amorçaient dans le socle submergé affleurant, ont pu être suivies sous la couverture à l'aide de données géophysiques. C'est ainsi que le graben paléozoïque du Trégor souligné par une anomalie gravimétrique de + 20 milligals a pu être localisé.

D'autres structures, isolées au large, ont pu être interprétées comme des horsts : elles montrent toutes une anomalie magnétique de grande longueur d'onde, à contours rectilignes. Ces horsts sont parfois dépourvus de Paléozoïque.

Le horst localisé par 4° W et 47° N pourrait être de granite puisqu'il provoque, sous une faible épaisseur de couverture qui semble être de puissance constante, une anomalie gravimétrique pratiquement nulle au milieu de terrains "paléozoïques" plus lourds.

Le horst localisé par 7°30 W et 48°10 N pourrait être constitué de terrains paléozoïques puisqu'il montre des vitesses qui appartiennent au groupe 6 (on sait en effet qu'en profondeur les terrains paléozoïques appartiennent au groupe de vitesse 6). La présence de terrains cristallophylliens ne doit pourtant pas être exclue.

Le horst localisé par 9°30 W et 48°30 N provoque une anomalie gravimétrique importante (+ 50 milligals) qui doit être interprétée comme une remontée de terrains de densité 2,79 (BOTT et WATTS, 1970 ; BACON et GRAY, 1971). Leur vitesse est comprise entre 6 000 et 7 150 m/s. Ce horst, localisé en bor-

dure de la pente continentale, pourrait être constitué de roches ultramétamorphiques. Il semble en tous cas dépourvu de couverture paléozoïque. Nous verrons plus loin que l'on peut assimiler cette structure à un fragment du craton du Grand Banc de Terre-Neuve.

C - La FRACTURATION AUTOUR du MASSIF ARMORICAIN

La fracturation sous la couverture secondaire et tertiaire est analogue à celle qui a été reconnue dans le socle submergé affleurant. On y décèle trois grands systèmes qui semblent être apparus dans le même ordre chronologique :

1) Le système N 60°/70°, qui domine largement en Manche occidentale et dans ses Approches, se retrouve en baie d'Audierne. L'accident Aurigny-Ouessant constitue le trait le plus important de ce système.

2) Le système sud-cornouaillais et sud-armoricain, orienté N 90°/N 120°, recoupe le précédent. On y reconnaît quatre traits fondamentaux :

- l'accident Lizard - Start-Point qui semble avoir joué comme un cisaillement horizontal avant d'avoir été chevauchant. L'ampleur du cisaillement est difficile à quantifier, mais il doit être important, la trace de l'accident Aurigny-Ouessant ne se retrouvant pas dans la baie de Lyme. Le mouvement tangentiel vers le nord, bien connu à terre (HENDRIKS, 1959), se poursuit en mer et fait chevaucher le granite de Barfleur et le complexe Lizard - Start-Point sur le Paléozoïque (en sens inverse donc des écaillages hercyniens reconnus dans le golfe normano-breton).

- les prolongements submergés du cisaillement sud-armoricain qui mettent en contact le domaine de la Manche occidentale et le domaine sud-armoricain. Le rôle de cet accident est fondamental. L'ampleur de son décrochement horizontal sera discutée au chapitre suivant.

- la fracture du 47ème parallèle dont le rejet horizontal ne peut être estimé.

- la faille de Rochebonne qui pourrait présenter un jeu senestre.

3) Le système N 130°/N 150° recoupe les deux précédents et provoque, dans la majorité des cas, des rejets horizontaux destres. Il groupe un grand nombre de failles parallèles à la rupture de pente du plateau continental. Le trait le plus continu de ce système est le cisaillement Kerforne qui s'étend des îles Sorlingues (EDMONDS, Mc KEOWN et WILLIAMS, 1969) à l'embouchure de la Garonne (AUTRAN et WEBER, 1971 ; LEFORT, 1973). Des failles subméridiennes s'associent à cet ensemble et semblent jouer comme lui (est du graben du Trégor ; est du graben de Belle-Ile). Il est possible, ainsi que cela a été suggéré à propos des fractures reconnues dans le socle submergé affleurant, qu'il s'agisse là de directions associées aux systèmes N 60° et N 90°.

D - CONCLUSION

Après avoir défini les principaux ensembles pétrographiques et structuraux qui pouvaient être détectés, compte tenu de la qualité des informations géophysiques disponibles en mer, des comparaisons ont été tentées avec des régions émergées où

le socle convenablement cartographié montrait une bonne couverture géophysique. Cette confrontation, bien qu'incomplète (les mesures de sismique réfraction sont pratiquement inexistantes dans le Massif Armoricain), a permis de fixer les limites de l'analyse telle qu'elle a été pratiquée ici.

Il est ainsi apparu que les terrains cartographiés sous la couverture post-paléozoïque n'affleuraient pas nécessairement au toit du socle, mais qu'ils pouvaient être recouverts par des formations sédimentairesde faible épaisseur. Les diorites du golfe normano-breton, localisées par magnétisme au toit du socle mais recouvertes en réalité de quelques dizaines de mètres de Paléozoïque, en fournissent un bon exemple. Il convient donc de se souvenir que la carte du socle péri-armoricain que je propose intègre les informations réparties sur une tranche dont l'épaisseur peut atteindre 500 m dans les zones semi-profondes (1 000 à 3 000 m). Il ne s'agit donc pas d'un "écorché géologique" du socle au sens propre du terme.

Cette incertitude sur la profondeur est probablement plus grande encore en ce qui concerne les fractures détectées à l'aide des discontinuités magnétiques. C'est probablement là une des raisons pour laquelle le plateau périarmoricain paraît plus fracturé que ne l'est le Massif Armoricain. Il n'a pas non plus été possible d'établir une discrimination entre les accidents majeurs et les accidents mineurs.

Le découpage des différents ensembles stratigraphiques cartographiés a été choisi de telle façon qu'il puisse être utilisé sur tout le territoire à interpréter et, ceci, même là où les informations géophysiques étaient rares. Il est certain que la carte du socle périarmoricain a ainsi localement perdu des informations

précieuses, mais il est non moins évident qu'à grande échelle elle y a gagné en homogénéité.

La précision des contours n'est enfin pas la même pour les différents ensembles stratigraphiques choisis. Elle est bonne pour les roches basiques et granitiques, moins bonne pour le Paléozoïque et sommaire pour le Briovérien et les roches métamorphiques, le complexe Lizard - Start-Point excepté.

-:-

- CHAPITRE TROISIEME -

Les GRANDES UNITES de SOCLE RECONNUES AUTOUR du MASSIF ARMORICAIN

La carte géologique du socle périarmoricain montre l'extension probable sous la couverture secondaire et tertiaire des domaines reconnus dans le socle affleurant submergé. On élargira donc ici la notion de domaine et l'on distinguera le domaine de la Manche (s.l.) et le domaine sud-armoricain (s.l.).

A - Le DOMAINE de la MANCHE (s.l.)

Ce domaine s'étend entre 1° et 10° N et couvre la Manche occidentale et ses Approches ; il peut être divisé en quatre unités :

1 - Au nord, l'unité paléozoïque du sud-ouest de l'Angleterre (EDMONDS, Mc KEOWN et WILLIAMS, 1969) principalement composée de Dévonien, de Carbonifère inférieur et de Permien, se poursuit en mer et montre de fortes épaisseurs de terrains paléozoïques d'âge indéterminé jusqu'au sud de l'île de Wight (STUBBLEFIELD, 1966 ; LEFORT, WEBER et BEUGNIES, 1975).

A l'ouest de cette unité, des prélèvements sous-marins (DAY A.A., 1958 ; SMITH, STRIDE et WHITTARD, 1965) montrent que ces faciès s'étendent au moins jusqu'à l'ouest des îles Sorlingues. Ces terrains sont percés de granites hercyniens tardifs (BUTCHER, 1961 ; SABINE, 1965) qui constituent en mer une

échine orientée NE / SW affleurant par endroits (archipels des Sorlingues, haut-fond de Haig-Fraz). Cette zone a été énergiquement tectonisée et semble avoir été plissée par trois fois entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère terminal (DEARMAN, 1969 ; DODSON et REX, 1971 ; SANDERSON et DEARMAN, 1973) ; elle présente des écaillages plats déversés vers le nord. Sa limite méridionale est marquée par le chevauchement hercynien Lizard - Start-Point.

2 - Au centre, la "fosse" paléozoïque de la Manche occidentale orientée N 60° (figure 16) montre des terrains dont l'épaisseur décroît du sud vers le nord. Cette "fosse" prend en écharpe la Manche occidentale et ses Approches ; elle est interrompue au nord par l'accident du Lizard et au sud par le cisaillement sud-armoricain. La nature géologique des terrains qui la constitue est inconnue, mais les vitesses de "socle lent" qui y ont été mesurées suggèrent l'existence de roches grauwackeuses ou schisteuses. La "fosse" de la Manche est limitée au sud-est par le cortège basique Aurigny-Ouessant.

Au nord de cette unité, l'affleurement des roches du complexe Lizard - Start-Point métamorphisées tantôt dans "l'amphibolite facies", tantôt dans "le greenschist facies", pourrait en partie représenter l'horizon métamorphique profond sur lequel repose le Paléozoïque de la "fosse" de la Manche. Ces terrains auraient été remontés par le puissant écaillage que constitue le chevauchement Lizard - Start-Point. La présence de terrains métamorphiques en profondeur est confirmée par la continuité des vitesses semi-rapides mesurées sous les terrains de la "fosse" paléozoïque.

3 - L'unité méridionale, en partie émergée, est caractérisée par un socle antécambrien polymétamorphique percé d'in-

trusions dioritiques et gabbroïques et remobilisé par la tectonique cassante au Paléozoïque (horsts de terrains antécambriens et grabens de sédiments paléozoïques du domaine domnonéen et de la Normania septentrionale).

Neuf horsts ont été définis dans ce domaine complexe (figure 17) (LEFORT, 1974) : le Léon, le Trégor, le Goello, le Penthièvre, la région des Minquiers, le horst de Jersey, le horst de Roches Douvres, le horst de Guernesey et le horst d'Aurigny. Ces horsts présentent une suite de caractères lithologiques identiques qui a permis d'en proposer un "modèle" (figure 12 a).

L'évolution tectonique des terrains paléozoïques est directement liée à l'existence des noyaux antécambriens. Comme eux, ils ont subi une tectonique cisaillante de direction N 60°, puis N 90°, qui ne permet pas de reconstituer aisément leur position originelle. Un modèle synthétique a été proposé (figure 12 b).

Les horsts de terrains antécambriens bordés de leurs affleurements d'âge paléozoïque s'inscrivent dans un bloc d'allure sigmoïde limité par les fractures majeures de Molène-Montcontour (CHAURIS, 1969), de l'Elorn et de Dinan - Caen du côté des terres émergées ; par les cassures Aurigny-Ouessant (ANDREIEFF, BOUYSSE, HORN et MONCIARDINI, 1971 ; CURRY, HAMILTON et SMITH, 1971 ; LEFORT, 1972), nord-cotentine (DINGWALL, 1971 ; LARSONNEUR, 1971) et par la zone broyée sud-armoricaine du côté des terres immergées.

Le bloc ainsi défini correspond au domaine domnonéen (COGNÉ, 1962, 1972, 1974) et en donne les limites actuelles. Bordé au nord (fosse paléozoïque de la Manche) et au sud (zone centre-armoricaine et zone mancellienne) par de fortes épais-

seurs de terrains sédimentaires briovériens et paléozoïques, le domaine domnonéen se présente aujourd'hui comme un domaine surélevé sur lequel les sédiments primaires sont peu épais (PRUVOST, 1949).

4 - Un corps basique et étroit sépare la fosse paléozoïque de la Manche du socle antécambrien induré ; il est sectionné au nord par l'accident du Lizard et au sud par la zone broyée sud-armoricaine. Ce corps n'est pas monolithique, mais découpé en tronçons par des fractures de direction N 130° et subméridiennes. Il est limité au sud-est par l'accident Aurigny-Ouessant et parfois faillé au nord-ouest. Dans les Approches occidentales de la Manche, ce corps est doublé d'un corps d'âge peut-être différent qui le suit sur plus de 125 kilomètres. Les roches magnétiques qui constituent ce corps principal ont donné lieu à une tentative d'interprétation (GERARD, 1974) dont je reparlerai à la fin de ce chapitre.

B - Le DOMAINE SUD-ARMORICAIN (s. l.)

Ce domaine englobe la région de la baie d'Audierne et le "plateau" sud-armoricain. On a vu, lors de l'étude des formations submergées affleurantes, que la première était surtout constituée de terrains paléozoïques alors que la seconde regroupait des terrains généralement très métamorphisés.

1 - La région de la baie d'Audierne est interrompue au nord par les granites du cisaillement sud-armoricain. Sa limite méridionale sera fixée pour simplifier l'exposé au niveau de la pointe de Penmarch. On y reconnait trois unités : la "fosse" de la baie d'Audierne, le cortège basique et le socle induré.

La "fosse" de la baie d'Audierne, comblée de terrains paléozoïques grauwackeux, présente une structure superficielle de

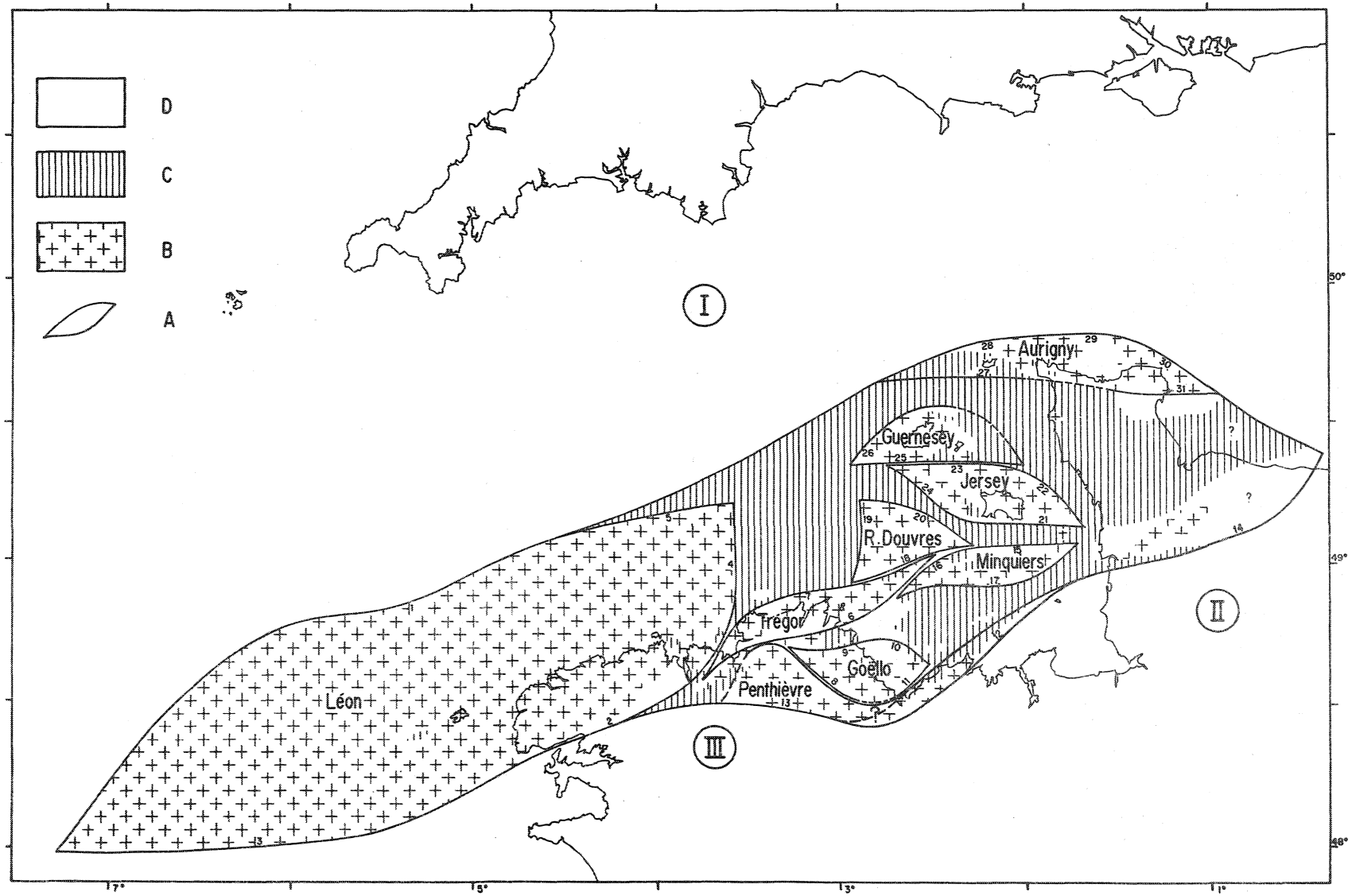


Figure 17.- Les unités structurales reconnues dans le domaine domnonéo-normanien :

I : Fosse de la Manche ; II : Mancellia ; III : Zone centre armoricaine ; A : horsts ;

B : terrains antécambriens ; C : Paléozoïque ; D : Zones extra-domnonéenes

synclinorium à synclinaux étroits (à moins qu'il ne s'agisse d'écailles). Sa profondeur décroît régulièrement depuis le bord de la pente continentale jusqu'aux grauwackes de la partie émergée de la baie (figure 16). Il est possible que les grauwackes émergées d'âge protérozoïque supérieur (?) (PEUCAT, 1973) et métamorphisées dans des climats variant du "greenschist facies" à "l'amphibolite facies" représentent un horizon sous-jacent continu sous les terrains paléozoïques (LEFORT et PEUCAT, 1974).

Le cortège de roches basiques (ophiolithiques) qui affleure dans la région de Tréogat et qui se prolonge régulièrement jusqu'au bord de la pente continentale, limite au sud la "fosse" paléozoïque ; il peut être suivi aisément par magnétisme sous la couverture. Ce cortège basique est fragmenté en divers segments par des accidents orientés N 90° et N 130°. D'autres fractures le séparent du socle polymétamorphique qui le borde au sud.

Le socle induré polymétamorphique méridional est, en majeure partie, composé de terrains antécambriens gneissiques micaschisteux.

2 - Le "plateau" sud-armoricain paraît constitué de deux horizons : un horizon métamorphique et un horizon sédimentaire, mais il est impossible de dater ces horizons sans faire appel aux connaissances réunies sur le continent.

Si l'on se réfère aux connaissances acquises au sud du Massif Armoricain, l'horizon non métamorphique qui affleurerait dans la "gouttière" localisée au sud de Belle-Ile, ne peut être que postérieur à la phase "sudète", identique par exemple au Namurien charbonneux prélevé au sud de l'île de Sein.

Si l'on essaie par contre de comparer ces terrains aux formations nord-ibériques voisines lorsque l'on referme le golfe de Gascogne (BARD, CAPDEVILA, MATTE, 1971 ; COGNÉ, 1971), on peut supposer qu'elles sont d'âge paléozoïque inférieur. Compte tenu de l'hypothèse sismique précédemment discutée, c'est l'attitude qui a été adoptée ici. Les formations paléozoïques (?) sud-armoricaines seraient ainsi l'équivalent des affleurements de Galice orientale. Les cisaillements tardifs (senestres ?) qui ont affecté le plateau sud-armoricain pourraient avoir mis en contact des terrains métamorphiques de type armoricain et des formations sédimentaires d'affinité ibérique.

L'âge des terrains métamorphisés sous la couverture secondaire et tertiaire reste inconnu.

Trois schémas interprétatifs simplifiés (figure 18) résument ces observations.

Cette confrontation montre qu'il existe de nombreuses analogies entre le domaine de la Manche et la région de la baie d'Audierne. Il existe en effet une zonéographie identique dans les deux régions, qui montre du nord au sud : une "fosse" paléozoïque, un alignement de roches basiques et un socle antécambrien. Les "fosses" paléozoïques semblent en outre reposer sur un substratum de même nature composé de roches sédimentaires métamorphisées dans les faciès "greenschist" ou "amphibolite". L'identité entre les deux ensembles serait parfaite s'il était possible de montrer que les deux alignements de corps basiques sont de nature identique.

C - ESSAI de CORRELATION ENTRE les ALIGNEMENTS BASIQUES de la MANCHE et CEUX de la BAIE d'AUDIERNE

Le corps basique allongé détecté en Manche occidentale et le cortège ophiolitique de la baie d'Audierne, provoquant tous

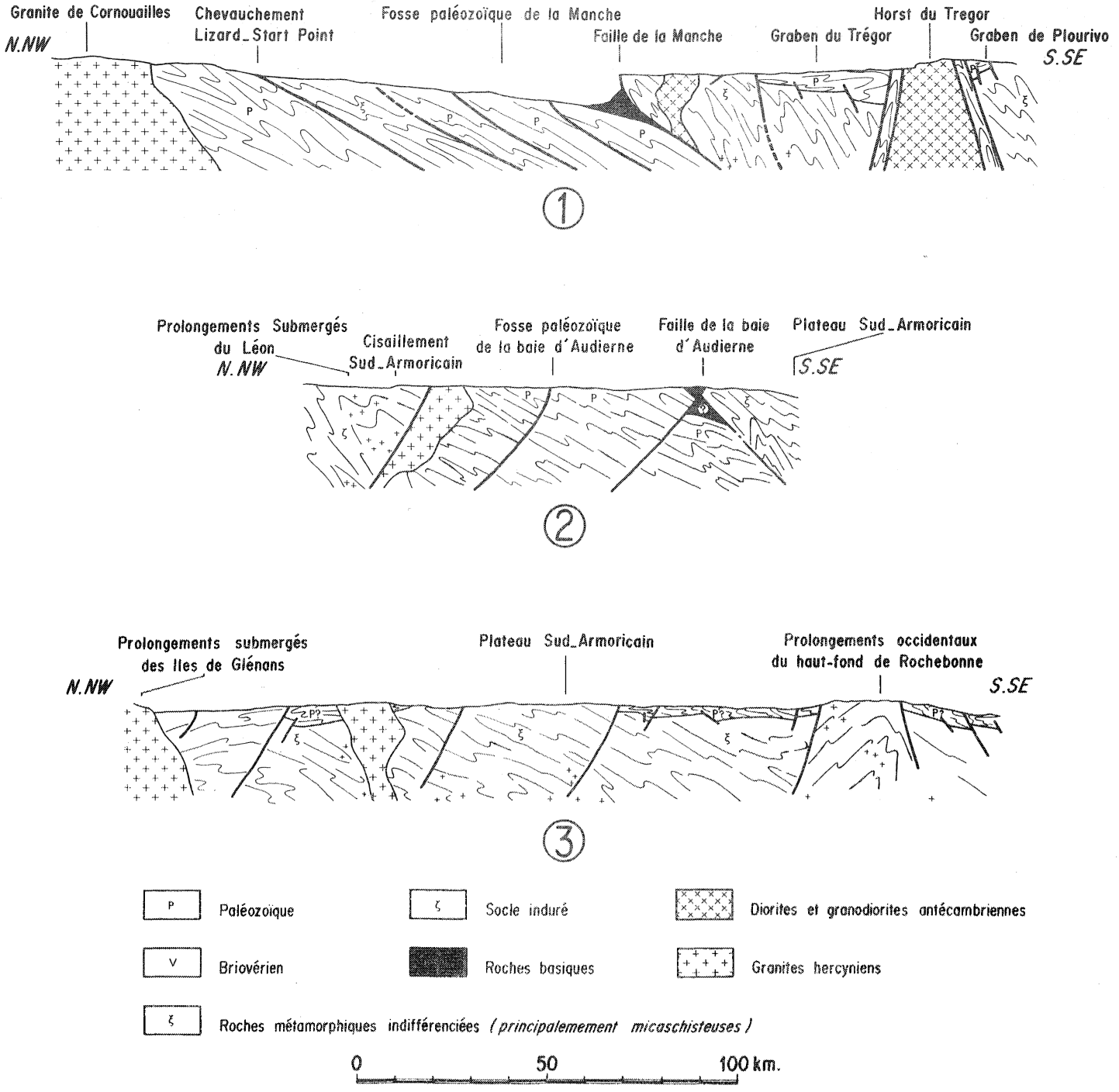


Figure 18.- Schéma interprétatif du socle de la Manche Occidentale (1 : Manche occidentale) et du plateau sud-armoricain (2 : baie d'Audierne ; 3 : plateau sud-armoricain). Schéma sans échelle.

deux une anomalie magnétique, une étude de ces anomalies a été entamée (LEFORT et SEGOUFIN, en préparation).

Dans le but de mieux caractériser les deux segments à comparer, une série de tests ont été effectués afin de rechercher :

. si l'anomalie magnétique de la Manche occidentale était bien due à un corps assimilable à un dyke

. et si la susceptibilité des roches qui constituent le cortège ophiolitique de la baie d'Audierne était réellement suffisante pour provoquer l'anomalie magnétique observée en Manche occidentale.

1°) Origine de l'anomalie magnétique de la Manche occidentale

Pour déterminer l'origine de l'anomalie magnétique, quatre coupes ont été effectuées sur la carte aéromagnétique de la France à l'échelle du 1/1 000 000e (feuille nord) (la position de ces coupes est portée sur la figure 19 a par des tiretés numérotés de 1 à 4). Il est difficile dans cette région de localiser avec exactitude les limites précises des anomalies et de les séparer des anomalies voisines ; l'interprétation que l'on peut en faire est donc délicate. Les profils obtenus montrent des anomalies dont l'amplitude est comprise entre 100 et 160 gammas. Ils ont été analysés en supposant que les corps perturbateurs pouvaient être assimilés à des dykes. Cette hypothèse a été testée à l'aide d'un programme de calcul mis au point à l'Institut de Physique du Globe de Paris (Laboratoire de Saint-Maur) qui permet de déterminer les paramètres d'un dyke en ajustant au mieux la courbe théorique au profil de l'anomalie observée (Mc GRATH et al, 1970). Si l'hypothèse de départ est bonne, cette méthode permet alors de déterminer avec une approximation convenable la profondeur et en admettant une aimantation

purement induite, le pendage et le contraste de susceptibilité du corps perturbateur.

Les résultats obtenus montrent une bonne concordance entre les courbes calculées et les profils observés (figure 19 b) ainsi que la convergence des écarts d'ajustement vers un minimum. Les anomalies étudiées semblent donc bien avoir pour origine des corps aimantés dont la forme peut être assimilée pour le calcul au type "dyke".

Au niveau des profils 1, 2, 3 et 4, les profondeurs du toit des différentes structures sont très homogènes et comprises entre 2 500 et 3 000 mètres, ce qui conduit à penser que nous avons affaire à un corps à l'origine unique, ultérieurement fracturé en plusieurs segments. Plus à l'ouest (anomalie d'Ouessant), les profondeurs varient entre 1 000 et 2 800 m.

A l'exception du corps localisé au niveau du profil 1 qui montre un pendage nord, résultant probablement d'interactions entre l'anomalie centrale de la Manche occidentale et les anomalies du sud de Start-Point (BULLERWELL, 1964), toutes les structures ont un pendage sud. Le sens du pendage est le même à la hauteur de la baie d'Audierne (SEGOUFIN, 1973 ; et communication personnelle).

Au niveau de l'anomalie d'Ouessant, ces conclusions diffèrent peu de celles avancées par GERARD (1975). A l'est de la Manche occidentale par contre, nos résultats divergent : cet auteur considère en effet qu'il existe là, non pas un, mais deux corps magnétiques superposés ; l'un serait à 3 000 m de profondeur, l'autre à 1 300m. Cette différence d'interprétation est probablement due à la méthode utilisée par GERARD : celui-ci a en effet calculé la profondeur des corps à partir de documents qui avaient au préalable subi un traitement du gradient vertical réduit au pôle. La sépara-

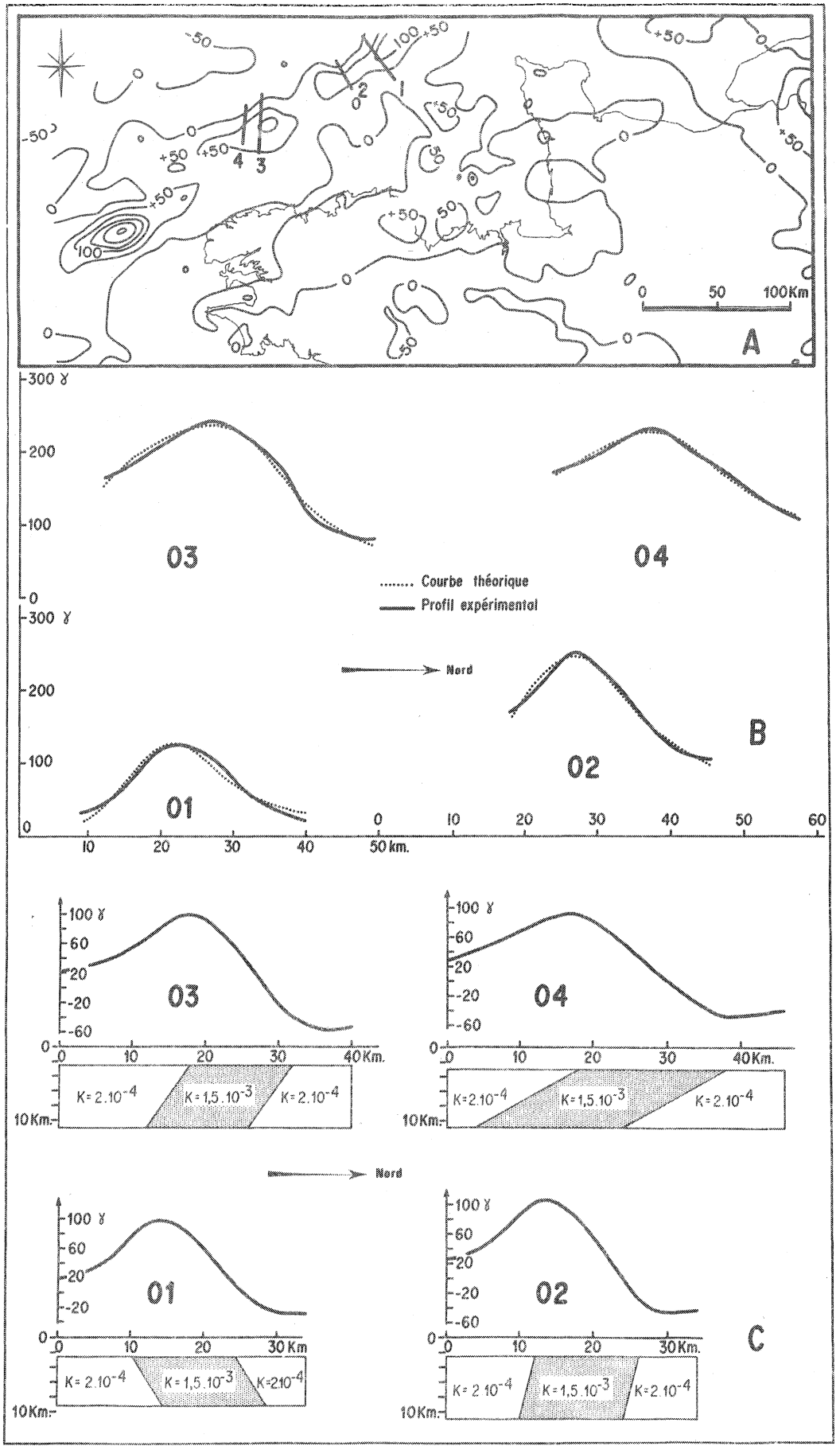


Figure 19.- Interprétation de l'anomalie magnétique de la Manche .

A : Localisation des profils magnétiques levés sur carte

B : Ajustement des courbes calculées aux profils expérimentaux

C : Représentation schématique des corps responsables de l'anomalie de la Manche .

Nature de l'échantillon	N° de l'échantilon	Poids (g)	Susceptibilité magnétique (u. e. m/g)
	1 - 1	120	$1,51 \times 10^{-3}$
Serpentinites	1 - 2	60	$1,59 \times 10^{-3}$
	1 - 3	1 800	$1,29 \times 10^{-3}$
	2 - 1	1 022	$7,96 \times 10^{-4}$
	2 - 2	610	$8,99 \times 10^{-4}$
Serpentinites	2 - 3	70	$1,01 \times 10^{-3}$
	2 - 4	161	$7,92 \times 10^{-4}$
	2 - 5	65	$1,22 \times 10^{-3}$
	3 - 1	2 040	$7,58 \times 10^{-4}$
Serpentinites	3 - 2	106	$8,34 \times 10^{-4}$
	4 - 1	112	$1,81 \times 10^{-5}$
Gabbros	4 - 2	695	$1,98 \times 10^{-5}$
	4 - 3	693	$1,82 \times 10^{-5}$
	5 - 1	159	$7,30 \times 10^{-6}$
Amphibolites	5 - 2	961	$8,30 \times 10^{-6}$
	5 - 3	886	$9,00 \times 10^{-6}$
	6 - 1	1 012	$1,00 \times 10^{-5}$
	6 - 2	570	$1,04 \times 10^{-5}$
Amphibolites litées	6 - 3	223	$1,10 \times 10^{-5}$
	6 - 4	150	$1,16 \times 10^{-5}$
	6 - 5	55	$1,05 \times 10^{-5}$
	7 - 1	475	$1,92 \times 10^{-5}$
	7 - 2	211	$1,92 \times 10^{-5}$
Amphibolites	7 - 3	98	$2,07 \times 10^{-5}$
	7 - 4	67	$1,95 \times 10^{-5}$
	7 - 5	1 085	$2,23 \times 10^{-5}$
	8 - 1	2 260	$1,35 \times 10^{-5}$
	8 - 2	115	$1,39 \times 10^{-5}$

Tableau 1. Susceptibilités magnétiques des roches constituant le cortège ophiolitique de la baie d'Audierne

tion en deux corps pourrait donc être un effet du calcul.

Le toit des structures magnétiques, que nous avons mises en évidence, semble toujours être un peu plus profond que le toit du socle paléozoïque mesuré par sismique réfraction. C'est là un point qui, sans être déterminant, suggère que ces structures peuvent être anti-permiennes.

2°) Recherche de la susceptibilité des roches constituant le cortège ophiolitique de la baie d'Audierne

Une série de prélèvements réalisés à Peumerit (Finistère) a permis de mesurer la susceptibilité des roches basiques affleurantes.

Les échantillons ont été découpés en plusieurs fragments selon leur taille. Finalement, les mesures ont porté sur 28 échantillons ; elles ont été effectuées avec un inductomètre tournant à la fréquence de 16 Hz dans un champ de 20 Oe crête-crête [x]. Les résultats sont présentés dans le tableau 1.

On note que les mesures présentent, pour chaque type de roche, une très bonne cohésion. Les susceptibilités magnétiques les plus faibles (8×10^{-6} u. e. m/g) appartiennent aux amphibolites ; les plus fortes caractérisent les serpentinites (8×10^{-4} a $^{\circ}, 6 \times 10^{-3}$ u. e. m/g). Malgré leur faible valeur moyenne, les susceptibilités mesurées sont suffisantes pour provoquer l'anomalie magnétique de la baie

---

[x] Je remercie MM. LE GOFF du Laboratoire de Géomagnétisme de Saint-Maur et SEGOUFIN du Laboratoire de Géophysique marine de l'Institut de Physique du Globe de Paris d'avoir effectué ces mesures.

d'Audierne.

Une analyse antérieure (SEGOUFIN, 1973) avait montré que les prolongements de cette anomalie en mer pouvaient être interprétés en terme de dyke. Les corps perturbateurs s'étagent dans cette dernière région entre 1 300 et 3 200 mètres sous le niveau de la mer.

3°) Comparaison entre l'anomalie magnétique de la baie d'Audierne et celle de la Manche occidentale

Afin de vérifier une éventuelle parenté entre les deux anomalies, il a été recherché si les roches constituant le cortège ophiolitique de la baie d'Audierne étaient capables de provoquer une anomalie équivalente à celle de la Manche occidentale, compte tenu de la profondeur à laquelle se trouvait le corps magnétique perturbateur dans cette région. Pour ce faire, les susceptibilités mesurées sur les roches du cortège ophiolitique ont été utilisées pour calculer des modèles d'anomalies magnétiques (VINE, 1965) qui tenaient compte de la profondeur, de la largeur et du pendage des dykes reconnus plus haut. Les calculs ont été faits en supposant une aimantation induite provoquée par un champ magnétique dont les caractéristiques sont : intensité F = 46 900 γ ; inclinaison I = 65° et déclinaison D = -9° qui sont les paramètres du champ local pour l'époque à laquelle a été dressée la carte magnétique sur laquelle nous avons travaillé.

Après plusieurs essais, les modèles suivants ont été adoptés (figure 19 c). Ces modèles sont constitués par une succession de prismes aimantés, limités vers le bas, dont les épaisseurs sont de 6, 6 ; 8, 4 ; 8, 4 et 8 km. Les largeurs sont de 14, 14, 14 et 20 km, et les pendages de 56° N, 72° S, 54° S et 30° S. La suscep-

tibilité du corps central a été prise égale à $K = 1,5.10^{-3}$ u.e.m. (susceptibilité des serpentinites) tandis que la susceptibilité de l'encaissant était estimée à $K = 2.10^{-4}$ u.e.m. (ce qui correspond à la valeur moyenne des susceptibilités des autres roches constituant le cortège ophiolitique de la baie d'Audierne).

Nous pensons (LEFORT et SEGOUFIN, en préparation) que ces prismes ont une forme proche de celle des corps qui sont à l'origine de l'anomalie magnétique de la Manche occidentale [x]. Il faut toutefois savoir que ces modèles ne montrent qu'une représentation simplifiée des corps perturbateurs et qu'une légère modification de la morphologie du toit des dykes suffirait par exemple à faire varier l'inclinaison des pendages (mais non leur sens). La valeur de ces pendages ne doit donc être retenue que comme une indication.

Les modèles calculés visant à reconstituer l'anomalie de la Manche ne fournissent pas, à eux seuls, les preuves définitives qui permettraient d'affirmer que les alignements lourds et magnétiques de la Manche occidentale et de la baie d'Audierne sont bien de même nature. Ils constituent néanmoins un argument de poids qui, joint à ceux évoqués plus haut (mise en évidence d'une zonéographie identique), permet de considérer que l'hypothèse de l'unicité première du cortège ophiolitique est raisonnable (figure 20).

Le parallèle qui vient d'être fait nous incite à considérer ce corps comme antémésozoïque. Il faut toutefois rappeler que certains auteurs (LE BORGNE, LE MOUEL et LE PICHON, 1971 ; BOILLOT et MUSELLEC, 1975 ; GERARD, 1975 ; SMITH et CURRY,

---

[x] J. SEGOUFIN a d'ailleurs montré que l'on pouvait, à l'aide des paramètres définis plus haut, reconstituer un corps dont la forme soit rigoureusement identique à celle du corps basique représenté sur la figure 18.1. Ce mode de représentation n'a toutefois pas été retenu à cause du long temps de calcul qu'il exige.

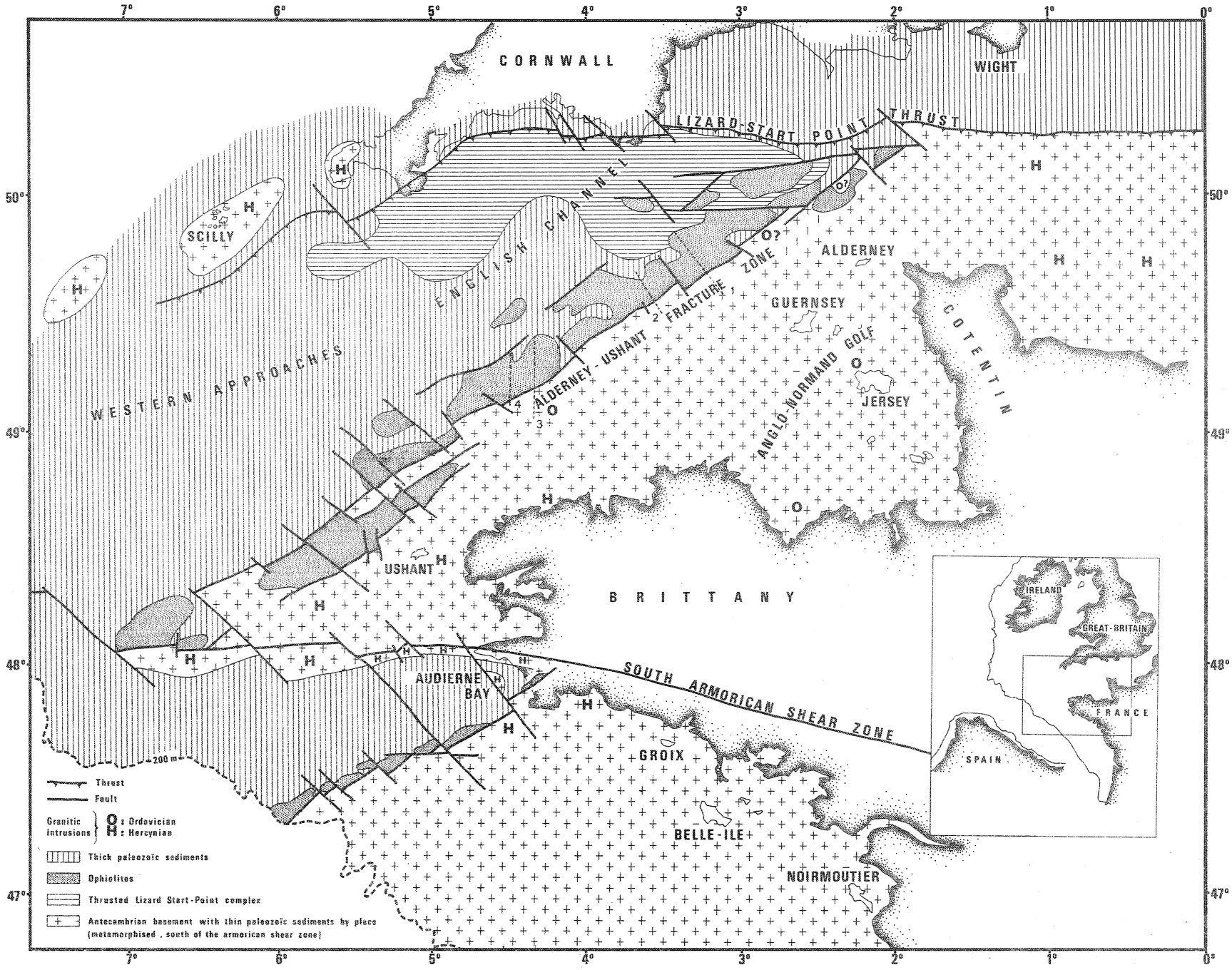


Figure 20.- Répartition supposée des ophiolites périarmoricaines .

1975) rapportent, malheureusement sans preuve, "l'intrusion de la Manche" au Mésozoïque.

CONCLUSIONS CONCERNANT les GRANDES UNITES de SOCLE RECONNUES AUTOUR du MASSIF ARMORICAIN

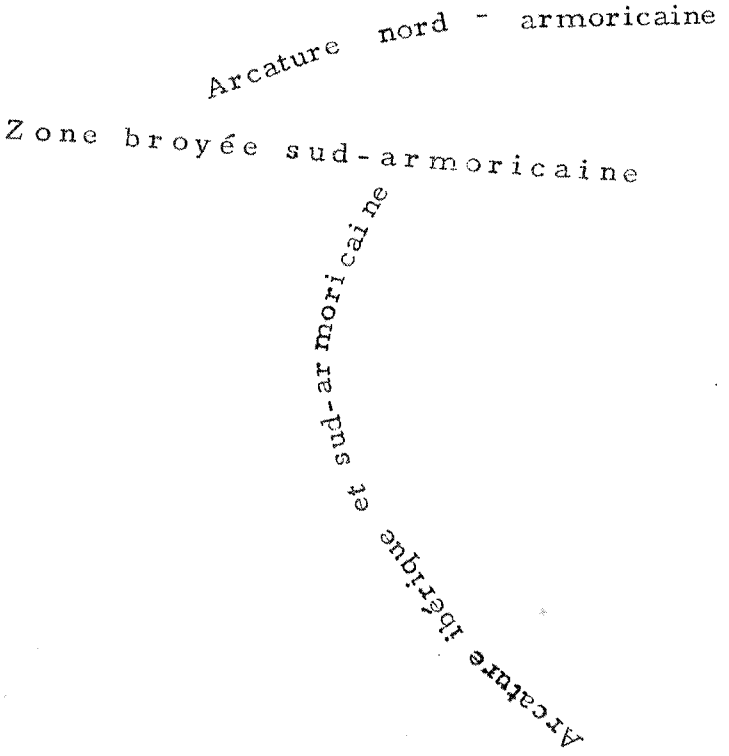
Compte tenu de la convergence des informations structurales et magnétiques réunies en Manche occidentale et en baie d'Audierne, on peut considérer que les structures profondes de ces deux régions sont identiques et qu'elles faisaient partie à l'origine d'une seule et même unité. Cette unité, constituée de fortes épaisseurs de Paléozoïque, bordait au nord un socle ancien recouvert d'un primaire peu épais (sauf au niveau de la Bretagne centrale où cet étage était mieux représenté). Au sud du Massif Armoricain, l'orogenèse hercynienne a remobilisé aussi bien le socle ancien que sa couverture sédimentaire. C'est au cours de cette orogenèse que le fond de la "fosse" paléozoïque aurait été écaillé sur les terrains paléozoïques du sud de l'Angleterre.

Les implications structurales liées à cette reconstitution sont nombreuses ; il en est même qui modifient certains concepts de la géologie armoricaine.

La mesure du décrochement des anomalies magnétiques linéaires, dont on vient de suggérer l'unicité première, confirme que le rejet horizontal global du cisaillement sud-armoricain n'est pas dextre (ARTHAUD et MATTE, 1974) mais senestre (COGNÉ, 1966). L'ampleur du déplacement serait de l'ordre de 180 kilomètres. Le rejet dextre d'une dizaine de kilomètres, actuellement mesuré, ne résulterait que de mouvements tardifs, vraisemblablement post-stéphaniens.

L'ampleur du coulissage mesuré à l'ouest de la baie d'Audierne n'est pas nécessairement constante sur toute la longueur du cisaillement, et il est probable que les fractures qui s'en détachent en formant une cyme ouverte vers l'est, divisent le déplacement initial et l'amortissent progressivement. Le cisaillement sud-armoricain serait une faille transcurrente type au sens défini par FREUND (1973).

Le fort déplacement provoqué par ce cisaillement expliquerait aussi pourquoi les corrélations qui ont été tentées pour reconstituer l'arc ibéro-armoricain (BARD, CAPDEVILA et MATTE, 1971 ; COGNÉ, 1971) ne permettent pas de dessiner réellement un arc entre l'ouest de la péninsule ibérique et la zone centre et nord-armoricaine, bien qu'il y ait de réelles identités de faciès entre ces deux régions. Le mouvement cisaillant senestre aurait juxtaposé l'arcature très accentuée que dessinent les granites de Penmarch et les structures du nord-ouest de l'Espagne à l'arc tendu décrit par la zone centrale du Massif Armoricain.



Il est probable qu'il a existé un décrochement d'ampleur identique au niveau du cap Lizard avant l'époque des mouvements de chevauchement. Ce cisaillement a d'ailleurs dû atteindre une ampleur au moins équivalente à celle du cisaillement sud-armoricain puisqu'il juxtapose une zone métamorphisée et granitisée (celle du nord du Cotentin) à un profond bassin paléozoïque non métamorphique (celui de l'île de Wight).

Il est difficile d'apprécier le rôle des fractures qui affectent le domaine sud-armoricain, mais il est probable que certaines ont eu un rôle équivalent aux cisaillements situés plus au nord. Les marqueurs sont malheureusement trop tenus pour que l'on puisse évaluer l'ampleur de ces déplacements.

L'étude des grandes unités de socle reconnues autour du Massif Armoricain montre ainsi le rôle prépondérant joué par les décrochements qu'ils soient orientés N 60° ou N 90°. C'est pourquoi il est nécessaire de déterminer, avant d'entreprendre des corrélations entre blocs, la nature et l'ampleur des mouvements qui ont provoqué tant de confrontations exotiques. C'est ce à quoi sera consacré le chapitre suivant.

-:-

- CHAPITRE QUATRIEME -

Les MOTEURS de la TECTONIQUE PERIARMORICAINE (HYPOTHESES)

Des essais de corrélation entre le socle périarmoricain et les régions voisines ont montré qu'une partie des terrains compris entre le sud de l'Angleterre et le nord de la péninsule ibérique avaient suivi une évolution structurale analogue à celle qui est connue dans le Massif Armoricain, mais que d'autres montraient des caractéristiques qui les apparentaient plutôt à des régions situées plus au nord ou plus à l'ouest.

Le socle périarmoricain a été "structuré" par six événements majeurs dont le moteur peut être recherché dans le mouvement des plaques qui constituaient l'ouest de l'Europe au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque. Le mouvement supposé de ces plaques est reconstitué dans une suite d'hypothèses présentées dans l'ordre chronologique :

A - Les DISTENSIONS PROTEROZOIQUES et la FERMETURE de l'OCEAN LONGMYNDIEN (figures 21A et 22)

A la suite de considérations relatives à la répartition des faunes marines, WILSON (1966) a montré qu'il existait entre le Protérozoïque et le Paléozoïque moyen un océan proto-atlantique séparant l'Amérique du nord de l'Europe. DEWEY (1969) a ensuite expliqué comment le mouvement des plaques, de part et d'autre de cet

LEGENDE de la FIGURE 21

A - Les distensions protérozoïques

1 - Domaine nord-américain
2 - Iapetus
3 - Microcontinent moinien
4 - Océan longmyndien
5 - "Midland Block"
6 - Proto océan marginal méridional (océan de la Manche)
7 - Domaine domnonéen
8 - Région du cap Ortegal
La croûte océanique est représentée en hachures noires.

B - Les subductions du Paléozoïque inférieur

9 - Subduction du Iapetus
10 - Suture moinienne
11 - Subduction de l'océan de la Manche

C - Les compressions hercyniennes

12 - Branche septentrionale des hercynides
13 - Arc ibéro-armoricain
14 - Extrémité orientale du craton du Grand Banc
15 - Front varisque
16 - Chevauchement Lizard - Start-Point

D - Les cisaillements hercyniens

17 - Cisaillement Lizard - Start-Point
18 - Cisaillement Molène - Montcontour
19 - Cisaillement sud-armoricain
20 - Faille nord-pyrénéenne
21 - Faille d'Avila

E - Les cisaillements proto-atlantiques

22 - Faille Kerforne
23 - Zonale Biscaye - Labrador
24 - Faille du bassin parisien
25 - Faille cantabrique

F - L'ouverture du Golfe de Gascogne avant la compression éocène (d'après LE PICHON et al, 1971)

26 - Direction transformante nord-pyrénéenne
27 - Direction transformante Biscaye
28 - Direction transformante cantabrique
29 - Pôle Iberi-Europe

Les flèches indiquent le sens des mouvements.

Avertissement : Afin de mieux localiser les structures, certains traits de côtes ont été conservés ; ils ne présentent à l'évidence aucune signification dans les schémas A, B, C, D et E.

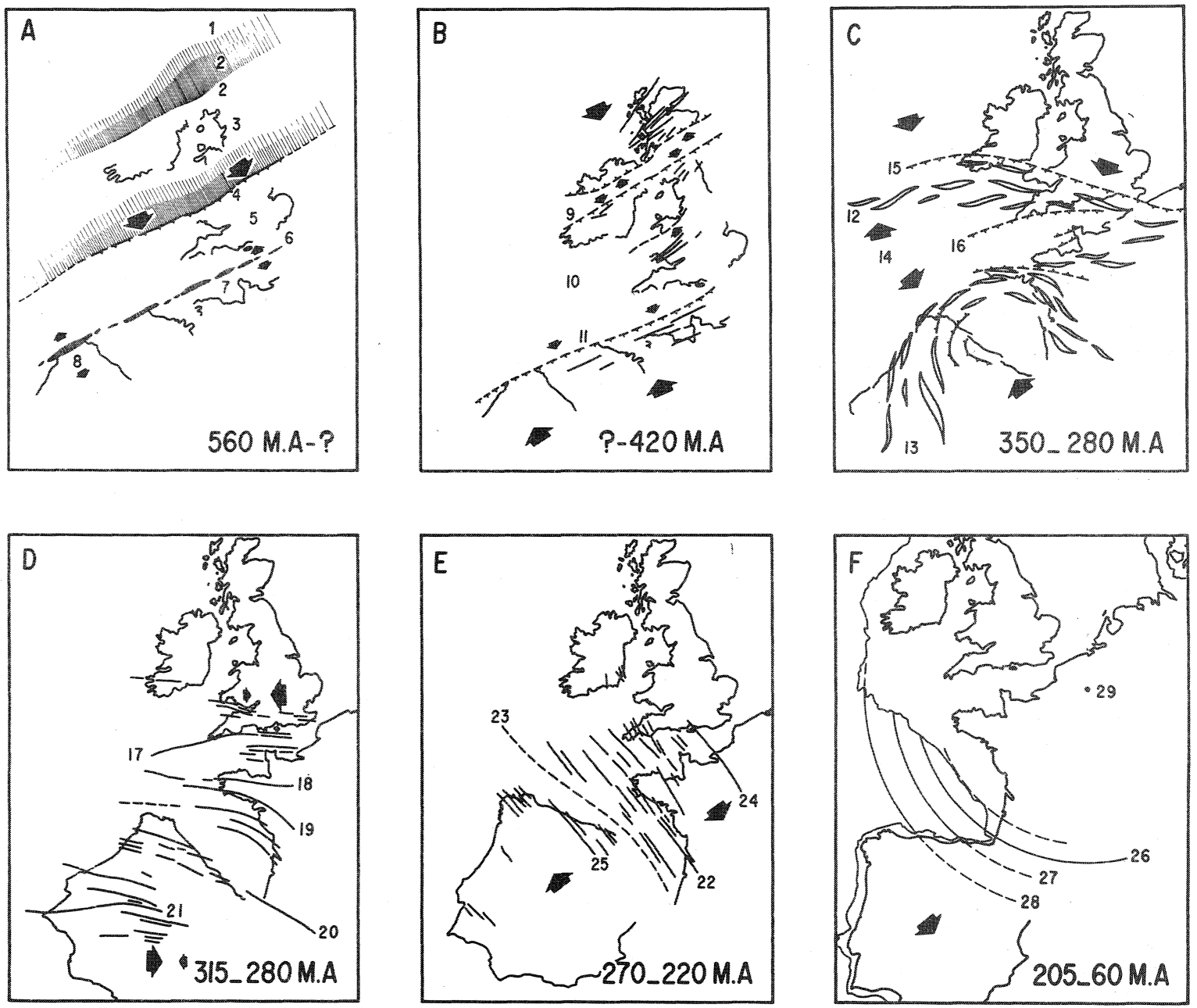


Figure 21.- Les moteurs de la tectonique périarmoricaine entre le Protérozoïque et l'Eocène .

océan, était à l'origine de l'orogène calédonien. HARLAND et GAYER (1972), afin d'éviter toute confusion dans la terminologie entre l'ouverture de l'Atlantique actuel et l'ouverture d'un océan antérieur, ont proposé d'attribuer à ce dernier le nom de Iapetus ; c'est le nom qui a été retenu ici.

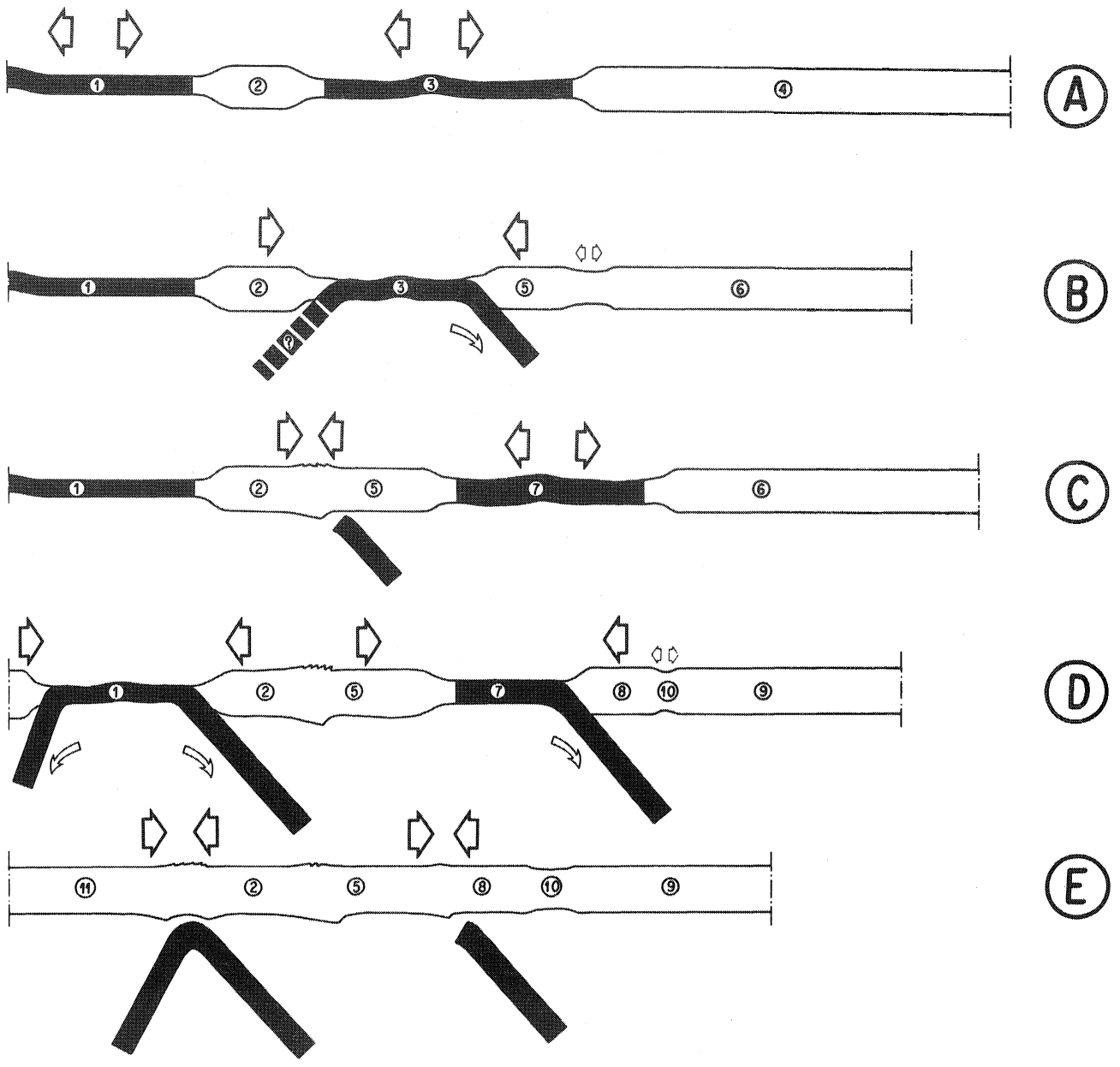
Si l'on adopte pour le Iapetus un schéma évolutif initial identique à celui que l'on connaît pour la Mer Rouge (DRAKE et GIRDLER, 1964 ; FAURE, 1973 ; BARBERI, BONATTI, MARINELLI et VARET, 1974), on peut imaginer qu'une intense fracturation s'est, dans un premier temps, développée sub-parallèlement à l'axe du futur océan. Cette fracturation a été suivie d'injections et d'épanchements de laves, à mesure qu'augmentait la distension précédant l'ouverture.

On suppose, de plus, que l'ouverture principale du Iapetus a été accompagnée d'une ouverture "satellite", plus ou moins contemporaine, qui aurait permis la création d'un océan secondaire (BAKER, 1973) au nord du Pays de Galles. Il ne s'agit là, en réalité, que d'une hypothèse car on ignore tout de la chronologie de ces ouvertures. Et l'on ne sait si ces océans se sont ouverts en même temps, ou l'un après l'autre, à la suite d'un saut de dorsale. Quoiqu'il en soit, cet océan était séparé du Iapetus par le micro-continent moinien. Pour simplifier l'exposé et pour éviter toute confusion, j'appellerai cet océan "l'océan longmyndien" dans le texte qui suit, puisqu'il s'est refermé à une époque comprise entre le Moinien et le Longmyndien (THORPE, 1972) (soit approximativement à la fin du Briovérien). Or on sait, en s'appuyant principalement sur des analyses chimiques (THORPE, 1972) que l'océan longmyndien s'est refermé à la suite d'une subduction qui se serait effectuée sous le Pays de Galles (subduction vers le sud) (figure 22). L'éventualité d'une subduction contemporaine vers le nord

(sous l'île d'Anglesey) a été soutenue (BAKER, 1973 ; THORPE, 1974) ; je ne m'attarderai pas à débattre ce problème puisque cette deuxième subduction n'aurait eu aucune conséquence sur l'évolution de la région que j'ai étudiée.

L'hypothèse que je présente ici (figures 22 B et C) est en relation avec la subduction de l'océan longmyndien vers le Sud ; je postule en effet que cette subduction a provoqué au sud du "Midland Block" (BAILEY, 1929) un amincissement de croûte (au niveau d'un fossé marginal), puis une ouverture qui aurait permis la création d'un océan marginal méridional : l'océan de la Manche. C'est de ce moment que daterait la séparation entre le "Midland Block" et le domaine domnonéen.

Il est remarquable de constater que c'est précisément à l'époque à laquelle se fermait l'océan longmyndien que s'est développé le volcanisme basique d'âge briovérien supérieur dans le nord du Massif Armoricain (volcanites du nord du Trégor, par exemple). Il est d'ailleurs possible que la période intrusive dite "fini-cadomienne" (diorites, gabbros et granites du golfe normano-breton, par exemple) matérialise en surface les effets de cette subduction : ces intrusions se seraient mises en place au niveau d'une zone de croûte amincie située au-dessus du plan de Benioff longmyndien ; c'est probablement à partir de cette zone que l'océan de la Manche s'est effectivement ouvert. L'ouverture pourrait avoir commencé il y a 560 M.A., soit juste après la mise en place des dernières intrusions "cadomiennes". Il est probable que la séparation entre le "Midland Block" et le domaine domnonéen a été facilitée par l'orientation des structures préexistantes ; on sait en effet que les structures cadomiennes sont orientées N 50°/N 60° au nord du Massif Armoricain (JEANNETTE, 1971).



① Iapétus
② Microcontinent moinien
③ Océan longmyndien
④ Bloc armoricano-midlandais
⑤ Midland block
⑥ Bloc armoricain
⑦ Océan de la Manche
⑧ Bloc domnonéo-centre armoricain
⑨ Domaine ligérien
⑩ Exogéosynclinal de St.Georges/Loire
⑪ Plaque américaine

Figure 22.- Reconstitution schématique des mouvements des plaques localisées au nord du Massif Armoricain entre le Protérozoïque et le Dévonien ; A : distensions protérozoïques ; B : Fermeture de l'océan Longmyndien ; C : ouverture de l'océan de la Manche ; D : Fermeture du Iapetus et de l'océan de la Manche ; E : verrouillage des plaques européenne et américaine .

L'ampleur des ouvertures d'âge protérozoïque moyen et supérieur ne peut être quantifiée ; elle peut être estimée à plus de 500 kilomètres pour le Iapetus (distance minimum pour que s'effectue une spéciation animale entre l'Amérique du Nord et l'Europe), mais pourrait avoir été moindre pour les autres océans.

B - Les SUBDUCTIONS du PALEOZOIQUE INFERIEUR

I - Les subductions reconnues dans les îles britanniques

Il est possible de montrer, sans aborder dans le détail la stratigraphie ou la tectonique calédonienne (GEORGE, 1963), que certains faciès du domaine calédonien témoignent de l'existence de zones de subduction (DEWEY, 1969), mais la reconstitution de ces phénomènes est fort délicate. C'est pourquoi tant de mécanismes ont été proposés (DEWEY, 1969 ; RAST et CRIMES, 1969 ; FITTON et HUGHES, 1970 ; BAKER, 1971 ; HARLAND et GAYER, 1972 ; THORPE, 1972 ; BAKER, 1973 ; BROWN et HUGHES, 1973 ; GUNN, 1973 ; JEANS, 1973 ; THORPES, 1974).

Bien que multiples (mais rarement contradictoires), les processus de subduction envisagés ne font que traduire un phénomène unique : le rapprochement des plaques nord-américaine et européenne dès le Cambrien. Il est, dès lors, raisonnable de penser que les océans situés entre ces deux plaques majeures se sont tous comportés de façon identique.

On considère habituellement que le Iapetus s'est refermé à la suite d'une double subduction (l'une orientée vers le nord-ouest, l'autre vers le sud-est) ; sa fermeture complète daterait de la fin du Silurien ou du début du Dévonien, date à laquelle l'orogenèse calédonienne semble s'achever (figure 22 D et E).

Qu'en est-il de l'océan de la Manche qui aurait séparé le "Midland Block" du domaine domnonéen ? Appartient-il, lui aussi, au cycle calédonien ? Y a-t-il eu subduction ? Quels sont les moyens de prouver cette subduction ?

II - Existence possible d'une zone de subduction au nord du domaine domnonéen (figure 21B)

a - Les arguments structuraux

La reconstitution des structures situées au nord-ouest du Massif Armoricain, avant la période des cisaillements hercyniens, montre qu'il existe en mer une zonéographie remarquable. On note du nord au sud :

1) une aire métamorphique (région du Lizard / Start-Point) constituée en majeure partie de schistes à hornblende, percés d'intrusions basiques localisées (péridotites fini-protérozoïques à cambriennes ; gabbros anté-dévoniens moyens ; basaltes ; dolérites et microgranites pré-hercyniens). Cette aire peut être interprétée comme une remontée tardive (hercynienne) du sous-basement de la fosse paléozoïque de la Manche ; elle ne doit donc pas être prise en compte dans la reconstitution de phénomènes qui se seraient déroulés entre la fin du Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque moyen.

2) une fosse paléozoïque résiduelle (partie septentrionale de la Manche et baie d'Audierne), profonde, dyssimétrique, constituée en majeure partie de grauwackes (tels les grauwackes de la baie d'Audierne), qui paraît injectée de lames basiques.

3) un cortège ophiolitique linéaire dont on a vu, à

l'aide du magnétisme, qu'il était limité vers le bas, d'origine vraisemblablement océanique.

4) un socle antécambrien (le domaine domnonéen) induré, en partie constitué de terrains pentévriens et marqué par des horsts et des grabens qui conservent des terrains de faciès différents, mais de même âge que ceux qui sont préservés dans la fosse paléozoïque (Paléozoïque inférieur et moyen, Briovérien terminal).

CADY (1973), dans une critique pertinente des différents critères permettant de reconnaître une subduction fossile, considère que cette zonéographie est un excellent argument pour montrer l'existence d'un ancien plan de Benioff. Ces critères sont utiles lorsqu'il est impossible de reconnaître le pluto-volcanisme et le métamorphisme (cas de sutures cryptiques totalement oblitérées par la couverture).

En Manche, la juxtaposition brutale entre le socle induré et la fosse paléozoïque n'est d'ailleurs pas un phénomène superficiel. Des mesures de sismique profonde (domaine crustal) réalisées à l'ouest de la Manche occidentale (HOLDER et BOTT, 1971) indiquent qu'il existe, au sud de la fosse résiduelle, une anomalie de propagation des ondes séismiques qui doit s'interpréter comme un fort approfondissement local des couches à faible vitesse (sédiments paléozoïques métamorphisés ?).

b - Les données pétrographiques

Il est nécessaire, avant d'aborder ce paragraphe, de rétablir la position qu'occupaient, l'un par rapport à l'autre, le domaine de la Manche et le domaine sud-armoricain à la fin des temps

protérozoïques. Cette reconstitution doit être menée en respectant les critères établis à la suite de l'étude des anomalies magnétiques de la Manche et de la baie d'Audierne. Ce n'est que lorsqu'un telle reconstitution a été faite que l'on remarque qu'il existe une organisation sommaire dans la répartition des roches métamorphiques, volcaniques et plutoniques qui affleurent dans la zone de socle induré située au sud des ophiolites (la description détaillée de ces roches a été faite dans le chapitre consacré à la stratigraphie et ne sera pas reprise ici).

1) Au sud des ophiolites, le socle est constitué de terrains parfois très anciens (Pentévrien de La Hague, d'Aurigny., de Guernesey, du Trégor ou du Léon) ou très métamorphisés (gneiss du Léon, du petit Trégor, des Roches-Douvres, des Minquiers ou de Guernesey). On ne retrouve plus de tels terrains (à l'exception du dôme de Saint-Malo) lorsqu'on s'éloigne vers le sud-est ; là le Briovérien et le Paléozoïque sont toujours beaucoup moins remobilisés. Et il semble (ainsi que cela a été noté dans le chapitre consacré à la stratigraphie du domaine de la Manche) qu'il existe des "zones sub-parallèles au cortège ophiolitique dans lesquelles les terrains sont globalement de plus en plus récents à mesure que l'on s'éloigne vers le sud-est ("zones" des témoins d'âge pentévrien, "zone" des gneiss, "zone" du Briovérien, "zone"des affleurements paléozoïques) ; seul le graben du Trégor rompt cette organisation fruste. On passe , en outre, souvent d'une zone à l'autre par l'intermédiaire d'une fracture orientée N 60° (voir carte hors-texte du socle périarmoricain).

Ces failles représenteraient soit des cisaillements horizontaux parallèles à la trace du plan (cas de subduction oblique : Oxburg, 1972) soit des failles à rejet vertical résultant du soulèvement du nord du craton domnonéen (phase liée à l'arrêt de la subduction : Miyashiro, 1972), soit encore le cumul des deux phéno-

mènes.

L'érosion plus intense des régions nordiques expliquerait la zonéographie fruste décrite plus haut. Cette érosion n'est, bien entendu, pas seulement due à l'arrêt de la subduction ; il s'y est ajouté l'érosion hercynienne et permienne qui pourraient toutefois avoir été de moindre importance.

2) Les volcanites se répartissent différemment selon qu'elles sont acides ou basiques. Les ignimbrites et les rhyolites cambriennes s'alignent, pour leur part, selon une bande parallèle au cortège ophiolitique (rhyolites du Trégor, de Jersey, du sud de Sercq et du Cotentin). Les spilites ordoviciennes et siluriennes sont dispersées, bien que toujours localisées au sud des rhyolites (spilites de l'Iroise, du Cap de la Chèvre, d'Erquy (?) et du golfe normano-breton, spilites de Belle-Ile (?)).

3) Le plutonisme, quant à lui, se répartit selon deux grands ensembles : l'ensemble des granites, des diorites, des diorites quartziques et des gabbros d'âge post ou fini-cadomien, qui a été interprété plus haut comme lié à la subduction de l'océan longmyndien ; et l'ensemble des granites et des microgranites cambro-siluriens (voir au paragraphe suivant) qui ne semble jamais dépasser vers le nord l'alignement des rhyolites (ce dernier ensemble se superpose, dans le golfe normano-breton, au premier cité).

c - Les arguments géochronologiques (fig. 23)

Bien que le nombre des granites datés du Paléozoïque inférieur et moyen soit réduit (ADAMS, 1967 ; VIDAL, thèse en cours), il est possible de montrer que leur répartition répond à une organisation sommaire.

On constate, en effet, s'il l'on excepte quelques granites cambriens dispersés (granite de Lanvaux I, granite énigmatique et probablement mal daté du nord de Roscoff), que l'âge des granitoïdes décroît lorsque l'on s'éloigne du cortège ophiolitique (les leucogranites séquants de la Mancellia et le microgranite du Verdelet s'éloignent très peu de cette zonéographie). Cette disposition rappelle celle qui a été mise en évidence en Ecosse (BROWN et HUGHES, 1973), en bordure des zones de subduction calédoniennes.

d - Les données géochimiques

Les quelques analyses chimiques se rapportant aux roches granitiques d'âge paléozoïque inférieur et moyen (JONIN, 1969 ; BARRIERE, 1970 ; VIDAL, 1975) montrent que les plutons paléozoïques anté-hercyniens sont généralement de nature calco-alcaline (granite de Moëlan I, de Lanvaux I et II, de Lanhelin, du Menez (?), d'Hillion, Trondhjemite de Douarnenez). Les granites de même âge, pauvres en CaO, présentent le plus souvent des caractères d'orthogneiss, ce qui pourrait expliquer la perte éventuelle de cet élément. Les analyses sont malheureusement trop rares (11) pour que l'on puisse rechercher les variations chimiques selon des axes perpendiculaires au cortège ophiolitique (DIKINSON, 1970 ; MYASHIRO, 1972 ; LEFEVRE, 1973 ; RINGWOOD, 1974).

Il faut remarquer, de plus, bien que là encore il y ait peu de données chimiques, qu'il semble exister deux lots de rhyolites dans la bande "cambrienne" dessinée sur la figure 23. Certaines (telles celles du Trégor) sont riches en potasse (AUVRAY, 1975), d'autres s'apparentent aux rhyodacites (sud de Bercq) : ce changement de composition chimique pourrait correspondre au début de la subduction, d'autant plus qu'il existe à Jersey (SQUIRE, 1974) des andésites d'âge fini à post-briovérien, associées à des

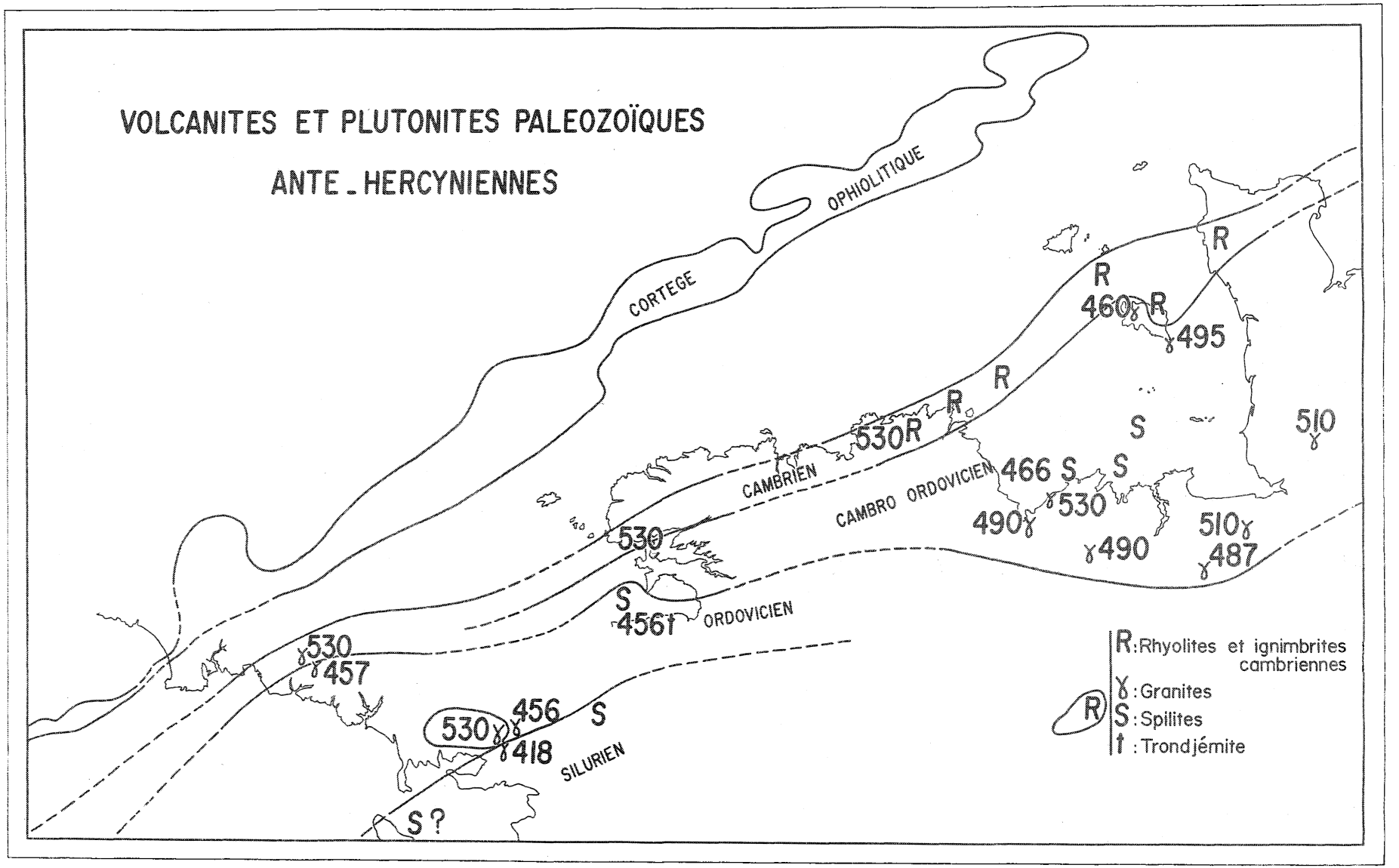


Figure 23.- Répartition des volcanites et des plutonites paléozoïques anté-hercyniennes dans le Massif Armoricain .

rhyolites de composition chimique identique aux rhyolites du Trégor. Or, on sait (MIYASHIRO, 1975) que les andésites et les dacites des séries tholéitiques et calco-alcalines sont caractéristiques des subductions sous les croûts continentales épaisses (cas probable du domaine domnonéen).

e - Les données paléontologiques

On sait qu'il existe, de part et d'autre de la Manche occidentale, deux provinces fauniques différentes à l'Ordovicien (SPJELDNAES, 1961). Ces différences s'expriment particulièrement bien à l'Arenig, au Caradocien et à l'Ashgillien inférieur. A ces époques, la province anglo-scandinave montrait des associations fauniques différentes de celles que l'on connaît en Bretagne et en Espagne : cette différence matérialise, sans aucun doute, la présence d'un océan aujourd'hui disparu. Il faut pourtant se rappeler que quelques espèces de Trilobites semblent avoir existé en même temps au sud de l'Angleterre et dans le Massif Armoricain (SADLER, 1974): ceci pourrait signifier que cet océan n'était pas d'une très grande largeur (on verra d'ailleurs plus loin que la période d'ouverture a dû être relativement courte).

f - Le modèle (figures 24 a et b)

Le modèle proposé est constitué d'éléments cohérants et semblable à certaines reconstitutions actuellement acceptées (DEWEY et BIRD, 1970 ; LE PICHON, FRANCHETEAU et BONNIN, 1973 ; ROEDER, 1973 ; MIYASHIRO, 1974 ; OXBURGH, 1974 ; RINGWOOD, 1974) (figure 23) ; il est remarquablement proche, même s'il présente des structures à une échelle plus réduite, d'un schéma proposé par DEWEY et BURKE (1973) pour interpréter les réactivations subies par un socle induré lors d'une subduction, suivie de collision (collision entre une marge de type continental

atlantique et une marge de type andin).

Bien que les informations soient lacunaires, il est possible d'envisager, à titre spéculatif, quelles pouvaient être les principales caractéristiques de cette subduction :

1) Le temps dont aurait disposé "l'océan de la Manche" pour s'ouvrir n'a pas dû excéder 40 M.A. (temps compris entre les dernières intrusions basiques cadomiennes du Golfe normano-breton et les premières ignimbrites cambriennes du Trégor). Ceci semble sans commune mesure avec les 110 M.A. qu'il a mis à se refermer (temps compris entre les premières rhyolites cambriennes et les derniers granites siluriens). Cette différence implique presque nécessairement une subduction lente.

Ce trait, fréquemment reconnu dans les zones de subduction anciennes (MIYASHIRO, 1972) explique l'absence de roches métamorphisées dans les conditions de haute pression - basse température et la rareté des roches plutoniques. Il est d'ailleurs cohérent que le Paléozoïque ne soit pas métamorphisé à un niveau supérieur à celui de l'épizone au nord du Massif Armoricain (compte tenu du bas niveau du métamorphisme hercynien) puisqu'il semble que l'érosion n'a pas dépassé le niveau des granites calco-alcalins (anté-hercyniens). On sait en effet que, lors d'une subduction, ces granites "montent" généralement plus haut que le front de métamorphisme de haute température et de basse pression.

2) La subduction lente, qui s'exerçait sous une croûte déjà épaisse (épaisseur qui n'a fait que croître pendant la subduction - DEWEY et BURKE, 1973), aurait induit une tectonique verticale discrète de horsts et de grabens selon un processus probablement identique à celui proposé par LOWELL (1974) ou WOODWARD

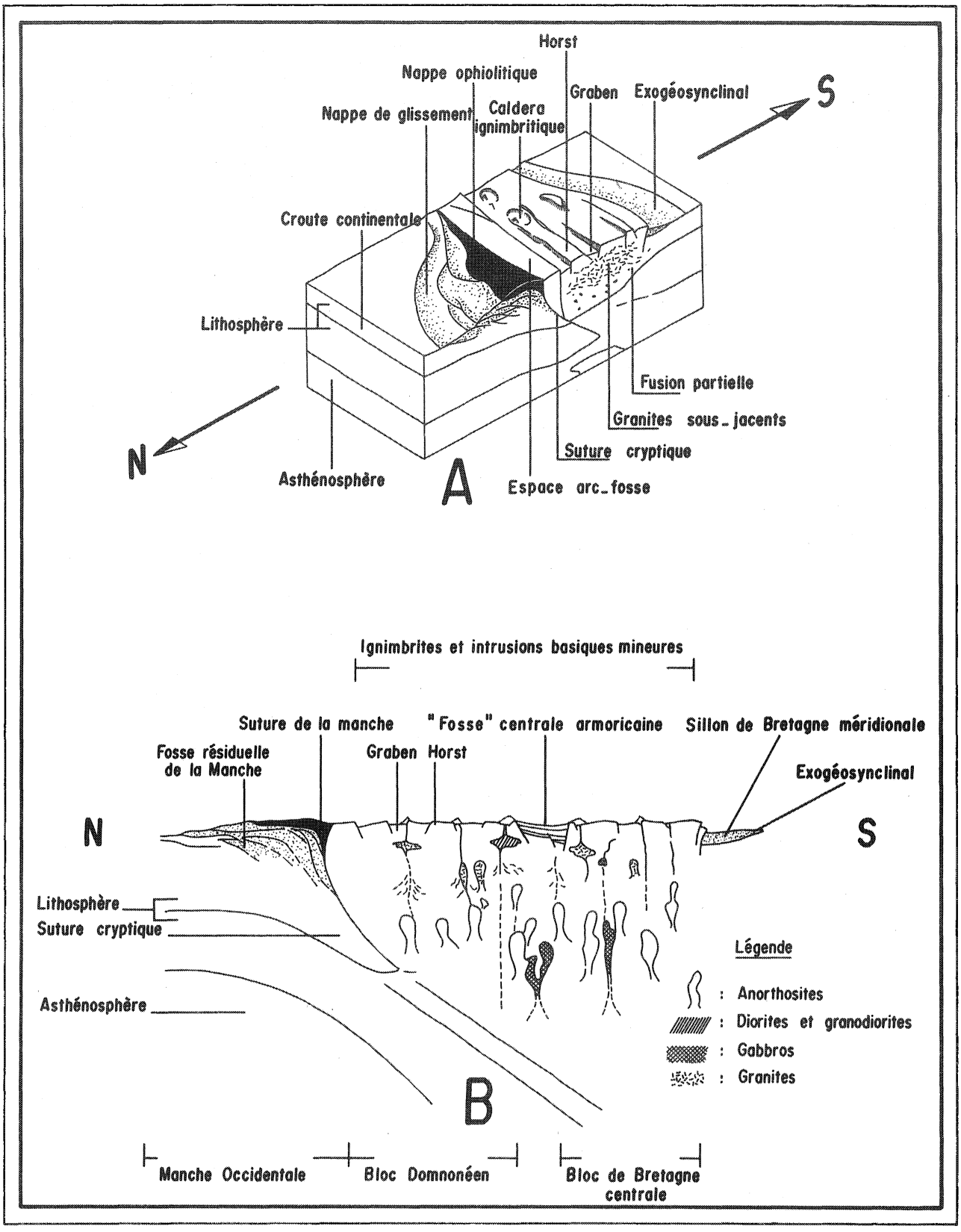


Figure 24.- Représentation schématique du phénomène de subduction proposé ; A : bloc diagramme ; B : coupe méridienne (en partie d'après Dewey et Burke, 1973 ; schémas sans échelles).

(1974) : c'est probablement là l'origine de la réactivation des grabens initiaux (voir en première partie). Cette subduction lente aurait aussi provoqué des cisaillements orientés N 60° parallèles à la trace du plan de subduction (à cause vraisemblablement d'une subduction oblique). La lacune stratigraphique qui s'étend au sud de la Manche actuelle entre le Cambrien moyen et le Llandvirn correspond peut-être à la phase majeure de cette tectonique.

3) Les variations de largeur du cortège ophiolitique (que l'on constate sur la carte du socle périarmoricain) peuvent être dues à des érosions différentes, mais aussi à des sutures plus ou moins fermées (DEWEY et KID, 1974). Il est fort probable, en outre, que la fermeture (stade de collision) n'a pas été synchrone sur toute la longueur de cet océan.

4) L'activité plutonique (granite de Lanvaux III) et volcanique (spilites de Saint-Georges-sur-Loire) silurienne (ARNAUD, 1966 ; VIDAL, thèse en cours) pourrait marquer l'épisode terminal de la subduction de l'océan de la Manche. C'est probablement la raison pour laquelle ces terrains sont les plus éloignés de la zone de subduction proposée. La présence d'ophiolites fini-ordoviciennes au niveau du cap Ortegal (DEN TEX, 1974) et l'existence de grauwackes peut-être ordoviciennes en contact anormal avec les ophiolites de la baie d'Audierne (LEFORT et PEUCAT, 1974) suggèrent que la fermeture océanique pourrait avoir eu lieu entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur.

DEN TEX émet d'ailleurs une hypothèse identique pour la Galice où il reconnaît un plutonisme alcalin et hyperalcalin ordovicien (460 - 430 M.A.) suivi d'un volcanisme silurien contemporain d'extrusion d'ophiolites au contact du socle antécambrien.

5) Au Silurien et au Dévonien après l'arrêt de la subduction, la remontée du bord externe de la Domnonée (remontée répondant à des phénomènes isostatiques) est certainement à l'origine de l'érosion qui a mis à jour les terrains pentévriens et cadomiens. Il est vraisemblable que les grabens ont, à nouveau, été remobilisés à cette époque.

Il est donc raisonnable de penser qu'un océan marginal, parallèle à l'océan longmyndien, a pu exister au nord du Massif Armoricain (domaine domnonéen). Son histoire serait parallèle à celle du cycle calédonien ; ce "calédonien" dont les effets ont tant de fois été soupçonnés en Bretagne (KERFORNE, 1920, 1922 ; COGNÉ, 1974).

g - Réponses à quelques objections possibles

Deux objections principales peuvent être opposées à cette thèse : l'une concerne l'âge des ophiolites reconnues en baie d'Audierne, l'autre la répartition de ces mêmes (?) ophiolites au nord-ouest de la péninsule ibérique. Il s'agit, en réalité, d'une seule et même question : n'est-il pas possible de proposer une autre histoire pour ces ophiolites ?

La réponse ne peut être faite qu'après avoir évoqué quelques généralités. Parmi les roches basiques que l'on peu trouver au niveau d'une suture cryptique, il en est de très diverses : on peut ainsi reconnaître côte à côte des roches basiques issues de la distension initiale (FAURE, 1973), des fragments de croûte océanique obductés (COLEMAN, 1971) d'âge quelconque et des restes généralement anciens du plancher de l'océan qui vient de se refermer (DEWEY et BIRD, 1970) ; il est donc inutile, dans la plupart des cas, de chercher à dater une subduction à l'aide de ces témoins.

C'est sans doute ce qui se passe en baie d'Audierne (voir la discussion à propos des flaser-gabbros) et au Cap Ortegal où il semble exister deux cortèges ophiolitiques. Dans les deux régions, les roches basiques anciennes pourraient correspondre à des fragments de croûte océanique d'âge tardi-protérozoïque. Le niveau de métamorphisme relativement élevé (catazone ?) que l'on décèle dans ces roches (il s'agit du métamorphisme antéhercynien) suggère qu'elles ont été enfouies assez profondément, puis remontées avant le dépôt des séries sédimentaires qui les recouvrent (Paléozoïque s.l.). Une telle remontée a pu s'effectuer soit à la suite d'un arrêt momentané de la subduction, soit plus vraisemblablement à cause d'un déplacement de la zone de Bénioff vers l'océan (cette migration aurait eu pour effet de faire remonter en arrière du nouveau plan les terrains subductés les premiers) (MIYASHIRO, 1974).

Il n'est toutefois pas certain que les flaser-gabbros de la baie d'Audierne soient contemporains des ophiolites siluriennes (DEN TEX, 1974) du nord-ouest de l'Espagne. On peut en effet considérer que les roches basiques non tectonisées de la baie d'Audierne sont, elles aussi, anté cambriennes, mais qu'elles sont restées relativement indemnes parce qu'elles se sont mises en place par obduction.

L'autre objection que l'on peut faire se rapporte aux séries ophiolitiques situées au sud du cap Ortegal ; elles sont en effet localisées au sud des formations sédimentaires ordoviciennes du Buçaco (lorsque l'on referme le Golfe de Gascogne). Il y aurait là une contradiction avec le schéma que j'ai proposé pour le domaine de la Manche dans lequel, on s'en souvient, les ophiolites sont localisées au nord des formations ordoviciennes du synclinorium médian ; or, on sait que les formations ordoviciennes du Buçaco sont identiques à celles du synclinorium médian (HENRY, thèse en

cours).

Il n'y a, en réalité, aucune raison de penser que les massifs ophiolitiques situés au sud du cap Ortegal sont la trace (reprise dans la virgation de la chaîne hercynienne) du cortège ophiolitique linéaire reconnu en Manche et en baie d'Audierne. On peut en effet penser (compte tenu de l'aire relativement restreinte dans laquelle affleurent les roches espagnoles) que l'alignement des formations étudiées en Manche se prolonge en mer au sud-ouest du cap Ortegal (figures 21A et B). Les formations ophiolitiques siluriennes du nord-ouest de la péninsule ibérique représenteraient alors des montées diapiriques d'ophiolites en arrière de la zone de subduction , tel que cela a été montré dans les Appalaches (STEVENS, STRONG et KEAN, 1974).

C - Les COMPRESSIONS HERCYNIENNES (figure 21 C)

Les informations collectées en mer permettent d'apporter quelques compléments aux nombreuses reconstitutions déjà proposées pour les hercynides (HAMILTON, 1970 ; BURRETT, 1972 ; NICOLAS, 1972 ; DEWEY et BURKE, 1973 ; JOHNSON, 1973 ; RAST et GRANT, 1973 ; RIDING, 1974 ; BADHAM et HALLS, 1975 ; BURRETT et GRIFFITH, 1975 ; DUNNING, 1975). La discussion concernant l'existence d'un éventuel océan médio-européen a été entamée ailleurs (LEFORT, WEBER et BEUGNIES, 1974) ; elle s'appuie principalement sur l'interprétation des données géophysiques réunies dans le bassin anglo-franco-belge. Cette publication montre que le schéma structural du socle anté-triasique qui a été reconstitué entre le Pays de Galles et les Ardennes (BOTT, DAY et MASSO-SMITH, 1958 ; WEBER et LEFORT, 1975) peut servir à appuyer l'hypothèse de BURRETT. Il faut toutefois savoir que des études pétrographiques (ANTHONIOZ, 1975) et géochimiques récen-

tes (BEBIEN, FLOYD, JUTEAU et ROCCI, 1974) donnent des arguments convaincants à ceux qui nient la présence de croûte océanique dans cette région. Le propos de ce travail n'étant pas de discuter de l'hypothèse d'une subduction hercynienne au sud de l'Angleterre (la majorité des informations sont localisées dans les régions émergées), on abordera seulement ici les problèmes soulevés par la dichotomie de la chaîne qui se divise précisément au niveau de la région que j'ai étudiée.

1) On sait depuis longtemps (DEMAY, 1934 ; CHOUBERT, 1935 ; STILLE, 1951) que la chaîne hercynienne se divise en deux branches qui sont séparées par la ride alémanique (encore appelée Armorique-Bohême). La branche septentrionale se dirige vers Terre-Neuve tandis que la branche méridionale forme un arc : l'arc ibéro-armoricain (COGNÉ, 1971). Cette division semble particulièrement nette au niveau de la Manche et de ses Approches. C'est sans doute pourquoi BARD, CAPDEVILA et MATTE (1971) ont proposé l'hypothèse selon laquelle il aurait existé à l'ouest de Terre-Neuve un craton résiduel (fragment de plaque précambrienne) qui aurait séparé au Paléozoïque deux "géosynclinaux" précurseurs de deux branches de l'orogène.

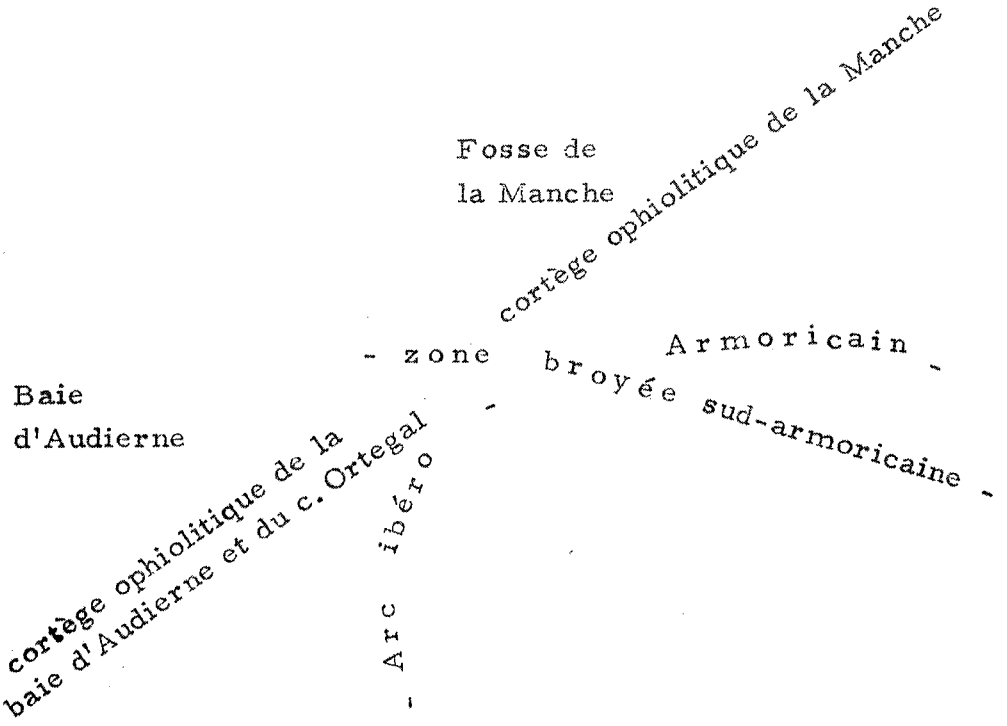
Il semble que cette hypothèse puisse être retenue. Les prélèvements de granodiorites fini-cadomiennes réalisés sur le Flemish Cap (PELLETIER, 1971) et d'Avalonien sur les Virgin Rocks (LILLY, 1966) montrent en effet que le soubassement du Grand Banc est antérieur au Paléozoïque. Le horst de socle induré que j'ai cru reconnaître à la sortie des Approches occidentales de la Manche par 48°30 N et 9°30 W (voir le chapitre consacré à l'interprétation des données géophysiques) représente peut-être un témoin du craton du Grand Banc de Terre-Neuve (proche de la Manche si l'on referme l'Atlantique actuel).

Il est remarquable de constater que les chevauchements westphaliens sont de sens contraire dans les deux branches de l'orogène ; ils sont du sud vers le nord dans la branche septentrionale (où ils utilisent aussi bien les fractures hercyniennes que les anciens linéaments calédoniens) et du nord vers le sud dans l'arc ibéro-armoricain. Il faut peut-être voir là une confirmation de la présence du craton médian évoqué ci-dessus.

Compte tenu de la présence de ce craton et à cause de l'évolution calédonienne précédemment postulée, le Paléozoïque de la Manche occidentale ne peut plus être assimilé à la bordure méridionale de la branche "rhéno-hercynienne" de l'édifice "géosynclinal hercynien" (COGNÉ, 1971). On sait d'ailleurs maintenant que cette zone s'étend plus au nord et dessine, entre le bassin de Dinan et le Pays de Galles, une gouttière qui ne dépasse pas, vers le sud, le chevauchement Lizard - Start-Point (LEFORT, WEBER et BEUGNIES, 1974).

2) L'arc ibéro-armoricain (BARD, CAPDEVILA, MATTE, 1971 ; COGNÉ, 1971) n'est plus décelable en mer et la zonéographie des faciès que proposaient ces auteurs n'a pu être reconnue. Seul le dessin des leucogranites de Pont-Labbé (en partie submergés) suggère qu'il a existé une virgation nette et de court rayon. La carte du socle périarmoricain montre (voir cartes hors-texte) que les structures de la baie d'Audierne n'ont pas été organisées selon cet arc. Là, les axes des synclinaux sont rectilignes et ne se raccordent pas à l'arcature accentuée qui caractérise la Galice. De plus, le cortège ophiolitique linéaire décrit plus haut reste pratiquement intact jusqu'au bord de la pente continentale et paraît avoir échappé à la restructuration énergique qui a affecté, à l'Hercynien, les ophiolites du nord-ouest de l'Espagne. Cette disposition s'explique aisément si l'on admet un

fort décrochement senestre au niveau de la zone broyée sud-armoricaine (voir le paragraphe suivant). Les granites de Pont-Labbé figureraient la partie la plus externe de cet arc. Le calligramme suivant figure la position supposée de ces structures avant l'époque des cisaillements hercyniens :



Le cylindrisme des premières reconstitutions de l'arc, un temps critiqué, pourrait bien correspondre à la réalité.

3) L'hypothèse de la subduction, qui a été développée plus haut (figure 24), implique qu'il se soit créé en arrière du craton de terrains indurés un èxogéosynclinal (DEWEY et BURKE, 1973). Peut-être faut-il voir dans le sillon de Saint-Georges-sur-Loire (CAVET, 1970) in "èxogéosynclinal" ; celui-ci, comblé de sédiments de type grauwackeux, se serait développé pendant la fermeture de l'océan de la Manche.

D - Les CISAILLEMENTS HERCYNIENS (figure 21D)

Séparés de la figure précédente pour une meilleure clarté, les cisaillements hercyniens ne doivent pas, à l'exception de ceux qui sont avec certitude post-stéphaniens être séparés de l'orogène lui-même.

Aucune distinction n'a été tentée entre les failles à jeux dextres et celles à jeux senestres, d'autant que nombre d'entre elles passent pour avoir subi les deux types de déplacement (COGNÉ, 1966 ; ARTHAUD, MATTE et PROUST, 1975). Mis à part quelques exceptions, et bien qu'une chronologie soit difficile à établir, il semble que les jeux senestres, généralement considérés comme anté-stéphaniens (COGNÉ, 1974), aient été de plus grande ampleur que les rejeux dextres post-stéphaniens (ARTHAUD et MATTE, 1975 ; LEFORT et SEGOUFIN, 1975).

Cette tectonique cisaillante a surtout laissé des traces au nord du Cotentin et sur le plateau sud-armoricain. Les forts cisaillements (senestres (?)) qui ont affecté cette région sont responsables de la désorganisation de l'arc ibéro-armoricain ; ils ont juxtaposé, au nord, le synclinorium médian et la fosse de la baie d'Audierne (dont les faciès paléozoïques sont d'obédience extra-armoricaine), au sud, les faciès sédimentaires espagnols et les terrains métamorphiques armoricains. Ces mouvements ont segmenté la suture océanique qui s'étendait du cap Ortegal au sud de l'île de Wight.

Il est difficile de déceler les moteurs qui sont à l'origine de ces cisaillements : ceux qui sont tardifs ont récemment été interprétés comme liés au plissement des Appalaches et de l'Oural (ARTHAUD, MATTE et PROUST, 1975) ; une partie de ceux

qui sont précoces pourrait être rapportée à la fermeture de l'océan médio-européen (il y aurait alors eu subduction oblique).

Il faut enfin noter que dans la péninsule ibérique les cisaillements "tardi-hercyniens" (PARGA, 1969) sont associés à des fractures moins importantes orientées N 130°/N 150° (lorsqu'on referme le Golfe de Gascogne). Les failles qui possèdent cette dernière direction sont généralement considérées comme plus récentes dans le Massif Armoricain ; il n'est toutefois pas exclu qu'une partie d'entre elles résulte du rejeu de fractures anciennes.

Ainsi, bien que les informations apportées par la géologie marine aient permis de préciser certains points concernant l'histoire de la chaîne hercynienne, il n'a pas été possible, faute de données suffisamment sûres, de proposer une évolution de l'arc ibéro-armoricain en terme de tectonique de plaques. Aucun des faits nouveaux consignés dans ce mémoire n'exclut toutefois la possibilité d'une subduction entre le Dévonien et le Carbonifère au sud du Massif Armoricain (l'éventualité d'une subduction vers le nord constitue actuellement une hypothèse de travail pour nombre de géologues armoricains.

Bien que l'objet de ce travail ne soit pas de discuter dans le détail des problèmes relatifs à la séparation des continents nord-américain et européen d'une part, ni d'intervenir dans l'évolution du Golfe de Gascogne d'autre part, je prolongerai, pour être complet, ma reconstitution jusqu'au début du Mésozoïque. Les données réunies sur le socle périarmoricain permettent en effet d'apporter quelques éléments nouveaux aux différentes hypothèses présentées pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne.

E - Les CISAILLEMENTS PROTO-ATLANTIQUES (figure 21E)

Les failles de direction N 130°/N 150°, dont le jeu est globalement dextre, ont souvent été confondues sur le plateau sud-armoricain avec les directions hercyniennes. Ces structures sont en effet parallèles au sud du méridien de l'île d'Yeu. Il est pourtant certain qu'il s'agit là de systèmes différents puisqu'ils deviennent séquents vers le nord à partir du méridien de Noirmoutier. Les fractures de direction N 130°/N 150° recoupent les failles fini-hercyniennes et sont parfois injectées de dolérites datées ; ceci permet d'affirmer que leur activité cisaillante est post-stéphanienne et anté-jurassique (LEUTWEIN et al, 1972). Ce système, dont les traces sont nombreuses à terre en France (on le suit de la Bretagne au Rouergue), en Espagne (si on restitue sa position avant l'ouverture du Golfe de Gascogne [x]), en Angleterre, en Irlande, au Groënland et au Labrador (KRANCK, 1947 ; GIOT, 1948 ; GUILCHER, 1948 ; COGNÉ, 1950 ; DEARMAN, 1963 ; ALLAART, 1967 ; EDMONDS et Mc KEOWN, 1969 ; PARGA, 1969 ; AUTRAN et WEBER, 1971 ; JULIVERT, RAMIREZ del POZO et TRUJOLS, 1971), décale toutes les structures antérieures sur le plateau continental ouest-européen et forme une véritable zonale au sens défini par SANDER (1956). C'est à cette zonale qu'appartient la faille Biscaye-Labrador. Cette faille présente dans les reconstitutions de l'Atlantique nord un rejet horizontal dextre qui est à l'origine du décrochement des Calédonides par rapport à l'ensemble Taconides-Acadides (KAY, 1968). Plus tard, elle a joué un rôle prépondérant dans l'ouverture du Golfe de Gascogne et de la mer du Labrador.

---

[x] Là, les failles sont généralement considérées comme issues du rejeu de fractures tardi-hercyniennes (PARGA, 1969) mais il en est probablement qui ont pour origine l'ouverture du Golfe de Gascogne (LE PICHON et al, 1971).

F - L'OUVERTURE du GOLFE de GASCOGNE (figure 21F)

Il existe plusieurs hypothèses pour expliquer l'ouverture du Golfe de Gascogne. L'époque à laquelle s'est effectuée cette ouverture a souvent été discutée (CHOUBERT, 1935 ; CAREY, 1955 ; BULLARD, EVERETT et SMITH, 1965 ; LE PICHON, BONNIN, FRANCHETEAU et SIBUET, 1971). L'analyse des données géologiques montre qu'il faut peut-être, comme le proposent MATTAUER et SEGURET (1971), faire débuter le mouvement senestre décrit par LE PICHON et al, non pas au Crétacé, mais au Trias. On sait, en effet, que le Golfe de Gascogne était déjà profond au Jurassique supérieur (BOILLOT, DUPEUBLE, DURAND-DELGA et d'OZOUVILLE, 1971) et qu'il a dû s'ouvrir en deux temps (au Trias et au Crétacé inférieur). La première ouverture serait donc plus précoce qu'on ne le pensait. Il reste que rien ne permet de prouver qu'il existait dans le Golfe une croûte océanique au Trias, d'autant que les intrusions de dolérites parallèles à la marge et datées de 190 - 205 M.A. pourraient bien marquer le début réel de l'écartement entre l'Europe et la Péninsule ibérique. Le mouvement de rotation aurait ainsi été surtout cisaillant pendant le Trias et ce n'est, qu'à la fin de cette période, que la distension effective aurait eu lieu.

Le mouvement des plaques qui vient d'être proposé soulève deux problèmes importants : l'un concerne les relations entre l'océan marginal "calédonien" de la Manche et un éventuel océan médio-européen ; l'autre se rapporte à l'individualisation de la plaque ibérique et à l'ouverture de l'Atlantique nord.

1°) Certains auteurs admettent en effet (BURRETT, 1972 ; JOHNSON, 1973 ; DUNNING, 1975) sur la base de reconstitutions paléogéographiques (ZIEGLER, 1970 ; WITTINGTON et HUGHES, 1972) que l'océan médio-européen existait déjà à l'Ordovicien et qu'il se serait perpétué jusqu'à la fin du Paléozoïque moyen. Si cette hypothèse est exacte, la fermeture d'un océan "calédonien" au Silurien dans la même région paraît difficilement acceptable. Il est possible, en réalité, que l'océan médio-européen, s'il a existé, ne se soit pas ouvert aussi tôt. C'est ce que laissent penser les reconstitutions de HOUSE (1968), de JOHNSON et DASCH (1972) et ce que suggèrent les observations de BEUGNIES (1964) et de JOHNSON (1971) : l'océan médio-européen pourrait ne s'être développé qu'au Dévonien. Les différences fauniques tranchées que l'on relève à l'Ordovicien entre l'ensemble péninsule ibérique - Massif Armoricain d'une part et les îles britanniques d'autre part (SPJELDNAES, 1961) s'expliquent bien mieux par un océan marginal calédonien que par un océan médio-européen précoce. Le calligramme suivant résume l'ensemble des concepts qui viennent d'être développés ; il suggère qu'il existait au Dévonien un craton composite séparant, à l'ouest de l'Europe, les deux branches du futur orogène hercynien :

Océan médio-européen (?)

craton du Grand Banc

cicatrice de l'océan de la Manche

socle "armoricain"

sillon de Saint-Georges s/Loire

socle "ligérien"

2°) L'individualisation de la plaque ibérique pose, elle aussi, quelques problèmes. Il est en effet admis, depuis que LE PICHON et al (1971) ont proposé leur hypothèse, que la séparation de l'Europe et de l'Espagne résultait d'un mouvement unique de rotation senestre autour d'un pôle situé à l'est de la zonale Biscaye-Labrador. Un jeu senestre antérieur à l'ouverture de l'Atlantique nord actuel a aussi été postulé par ROY (1971) qui a montré, à l'aide du paléomagnétisme, qu'il y avait eu déplacement entre les plaques américaine et européenne dès le Trias inférieur ou moyen. Or, les cisaillements "proto-atlantiques" reconnus sur le plateau continental armoricain montrent tous des mouvements dextres et une courbure générale qui incite à chercher une rotation à partir d'un pôle situé à l'ouest de la zonale (voir carte hors texte) ; il s'agirait donc là de deux mouvements différents.

Force est d'admettre que la séparation de la plaque américaine et de la plaque européenne remonte à une époque antérieure au Trias inférieur ou moyen et que c'est le phénomène d'ouverture qui est à l'origine du mouvement senestre. Les failles senestres à concavité tournée vers l'Est sont d'ailleurs absentes du plateau continental sud-armoricain. De telles fractures sont, par contre, abondantes dans la croûte océanique du Golfe de Gascogne (LE PICHON et al, 1971). Cette dualité plaide en faveur de l'interprétation qui vient d'être proposée. Il faut donc séparer dans l'ouverture du Golfe de Gascogne les mouvements dextres liés à l'individualisation des plaques et ceux senestres dépendant de l'ouverture elle-même. Cette analyse rejoint celle de CHOUKROUNE (1974 qui, à l'aide d'arguments structuraux pris dans les Pyrénées, montre que l'ouverture du Golfe n'a pu se faire en un seul temps (cet auteur considère toutefois que le déplacement dextre de la péninsule ibérique est lié aux mouvements tardi-hercyniens).

CONCLUSIONS CONCERNANT les MOTEURS de la TECTONIQUE PERIARMORICAINE

Les corrélations qui ont été proposées pour expliquer la tectonique périarmoricaine montrent qu'il est parfois possible d'utiliser les mécanismes de la tectonique des plaques actuelles pour interpréter des phénomènes passés. L'adaptation du modèle récent au modèle ancien est relativement aisée (même s'il y a des lacunes dans l'information) lorsque l'on dispose de structures linéaires ou de faisceaux de fractures parallèles. Il n'en est pas de même lorsqu'on s'attache à reconstituer l'évolution d'un segment de chaîne tel que les hercynides et l'on peut parfois douter qu'une simple transposition des processus actuellement connus suffise à expliquer la formation de cette chaîne.

Les solutions qui viennent d'être suggérées ne constituent, en aucun cas, des explications définitives. Il semble pourtant qu'il était nécessaire de les proposer malgré leur imperfection, soit parce que la surface réduite du socle armoricain émergé ne permet pas toujours d'appréhender les problèmes géologiques dans leur totalité, soit parce qu'il est apparu que certaines découvertes étaient assez intéressantes pour que l'on puisse tenter de les replacer dans un contexte plus large.

-:-

- TROISIEME PARTIE -

Le ROLE du SOCLE dans l'EVOLUTION de la COUVERTURE PERIARMORICAINE

Avant d'aborder le problème du rôle du socle dans l'évolution de la couverture secondaire et tertiaire périarmoricaine, il paraît utile de préciser dans un bref rappel l'origine des données concernant cette couverture afin de mieux situer le type d'informations dont on dispose.

A - Les DONNEES d'ENSEMBLE CONCERNANT la COUVERTURE

L'étude de la couverture secondaire et tertiaire qui entoure le Massif Armoricain a été menée différemment selon que l'intérêt des chercheurs qui y travaillaient les portaient vers la stratigraphie ou vers l'étude structurale. Cette division correspond aussi à deux temps de l'investigation. Les résultats stratigraphiques ont principalement été réunis par DANGEARD, 1928 ; KING, 1954 ; BERTHOIS, 1955 ; DAY, 1958, 1959 ; CURRY, 1960 ; BOILLOT et LE CALVEZ, 1961 ; CURRY, MARTINI, SMITH et WHITTARD, 1965 ; BARTHE, BOILLOT, DELOFFRE, 1967 ; BOULANGER, ROUVILLOIS, PINOT et STREIFF, 1967 ; HOMMERIL, 1967 ; ANDREIEFF, BOILLOT et GENNESSEAUX, 1968 ; ANDREIEFF, BOUYSSE, HORN et L'HOMER, 1968 ; BIGNOT, HOMMERIL et LARSONNEUR, 1968 ; ANDREIEFF, BOILLOT, BUGE et GENNESSEAUX, 1969 ; HINSCHBERGER, 1969 ; ANDREIEFF, BOUYSSE, HORN et MONCIARDINI, 1970 ; CURRY, HAMILTON et SMITH, 1970 ; LEFORT, 1970 a et b ;

SAINT-REQUIER, 1970 ; ANDREIEFF et LEFORT, 1971 ; BARBAROUX, BLONDEAU et MARGEREL, 1971 ; BOUYSSE et HORN, 1971 ; FILY, 1971 ; LARSONNEUR, 1971 ; DELANOE, DIEUCHOT et PINOT, 1972 ; ANDREIEFF, LEFORT, MAREC et MONCIARDINI, 1973 ; BARUSSEAU, 1973 ; BOUYSSE, CHATEAUNEUF et TERS, 1974 ; PASTOURET, MASSE, PHILIP et AUFFRET, 1974 ; PINOT, 1974 ; ANDREIEFF, BOUYSSE, CURRY, FLETCHER, HAMILTON et SMITH, 1975. Ma participation à cet effort de connaissance (fig. 25) a principalement été de compléter la série stratigraphique alors connue en Manche par la découverte de Callovien, de Thanétien, de Lutétien inférieur, de Bartonien, de Sannoisien et de Stampien. En Manche occidentale, la série marine ne comporte que deux lacunes importantes : l'une au Crétacé inférieur où les seuls terrains prélevés sont de faciès continental (Wealdien), l'autre à l'Aquitanien pourtant reconnu plus à l'Ouest. Il semble que dans les Approches de la Manche la série soit complète ; elle est caractérisée par la présence de Crétacé inférieur marin de type récifal en bordure de marge. Sur le plateau sud-armoricain, les terrains secondaires connus ne commencent qu'à l'Oxfordien et montrent une lacune au Crétacé inférieur. Le Crétacé supérieur débute au Cénomanien ; l'Albo-Aptien n'a été trouvé qu'au pied de la marge. La série stratigraphique est ici dans son ensemble moins bien connue qu'en Manche, probablement à cause de la faible densité des prélèvements de roche.

Ces informations stratigraphiques ont permis une interprétation d'autant plus fine des profils de sismique réflexion que les prélèvements étaient plus denses (BULLARD et GASKELL, 1941 ; HILL et KING, 1953 ; CURRY, HERSEY, MARTINI et WHITTARD, 1965 ; BOILLOT et HORN, 1966 ; CURRAY, MOORE, BELDERSON et STRIDE, 1966 ; HERSEY et WHITTARD, 1966 ; HORN, VANNEY, BOILLOT, BOUYSSE et LECLAIRE, 1966 ;

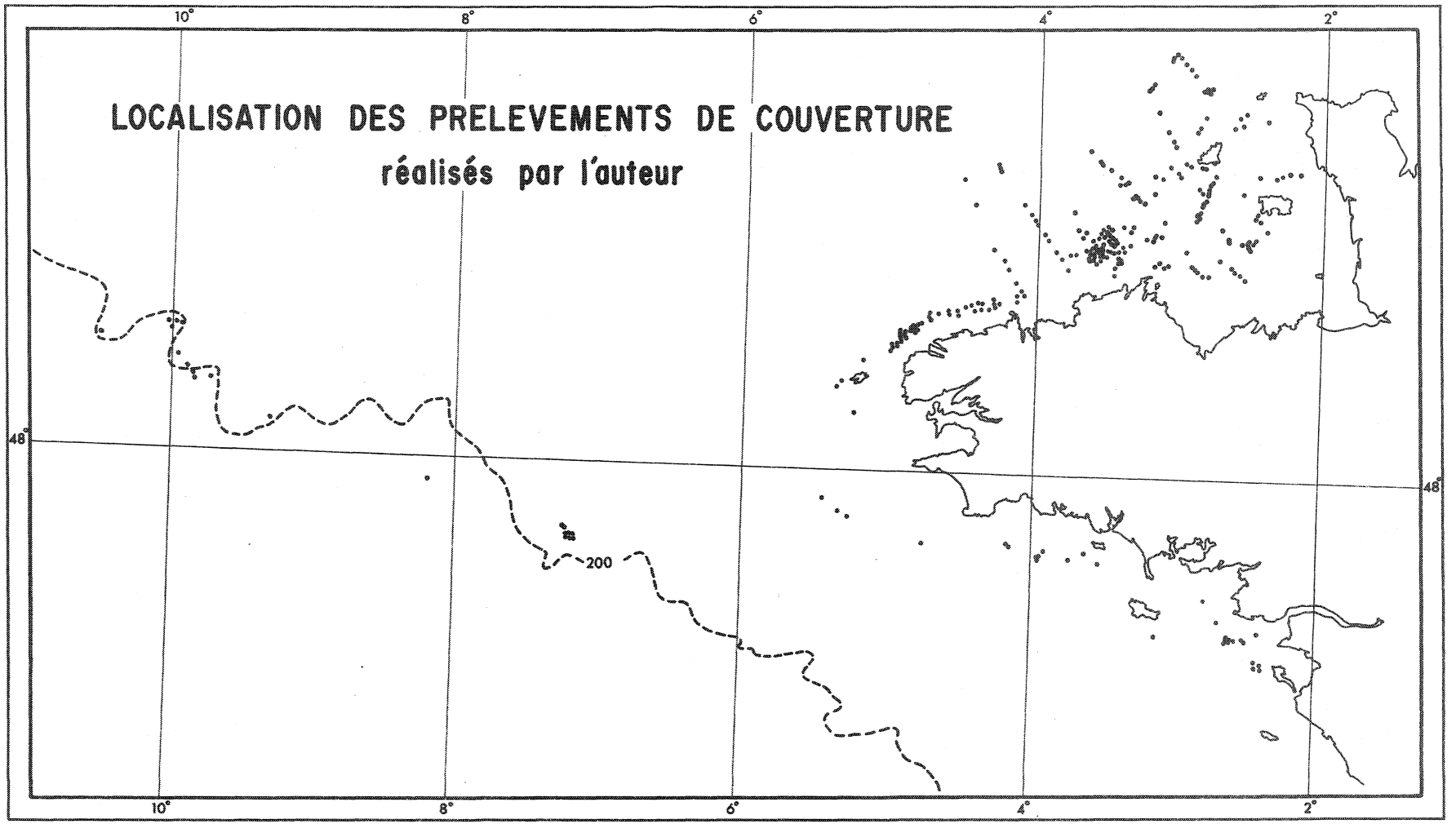


Figure 25.- Localisation des prélèvements de couverture secondaire et tertiaire réalisés par l'auteur.

ROBERT, 1969 ; VANNEY, 1969 ; CURRY, HAMILTON et SMITH, 1970 ; MONTADERT, DAMOTTE, DEBYSER, FAIL, DELTEIL et VALERY, 1970 ; BOUYSSE et HORN, 1971 ; CARALP, DUMON, FRAPPA, KLINGEBIEL, LATOUCHE, MARTIN, MOYES, MURAOUR, PRUD'HOMME et VIGNEAUX, 1971 ; MONTADERT, DAMOTTE, DELTEIL, VALERY et WINNOCK, 1971 ; BOILLOT, HORN et LEFORT, 1972 ; LAPIERRE, 1972 ; VANNEY, HORN et MARTIN, 1972 ; DELANOE et PINCT, 1974 ; BOUYSSE, HORN, LEFORT et LE LANN, 1975.

La plupart des documents originaux ont à nouveau été examinés lors de la rédaction des cartes géologiques de la Manche et du plateau continental du Golfe de Gascogne à l'échelle de 1/1 000 000^{e}(BOILLOT, LEFORT, CRESSARD et MUSELLEC, 1974 ; BOILLOT, LEFORT et MUSELLEC, 1975) ; la figure 26 est un montage de ces deux cartes.

Deux tentatives ont enfin récemment été faites pour reconstituer l'évolution géologique et structurale de la Manche au Secondaire et au Tertiaire (BOILLOT et MUSELLEC, 1975 ; SMITH et CURRY, 1975). Ces essais viennent compléter les synthèses déjà proposées par KING (1954), WHITTARD (1962) et CURRY, HAMILTON, SMITH (1971).

Les nombreux documents analytiques que j'ai personnellement réunis sur la couverture de la Manche occidentale ne seront pas incérés dans le présent mémoire qui est principalement consacré au socle et à ses réactivations ; le lecteur intéressé par ces données devra se référer aux publications originales qui viennent d'être citées.

LEGENDE de la FIGURE 26

m-p : Mio-pliocène

g : Oligocène

e^2 : Eocène moyen et supérieur

e^1 : Eocène inférieur

c^2 : Crétacé supérieur

c^1 : Crétacé inférieur

j : Jurassique indifférencié

rt : Permo-Trias

Les zones circonscrites ne comportant pas d'indice correspondent, en mer, à des affleurements de socle anté-permien.

-:-

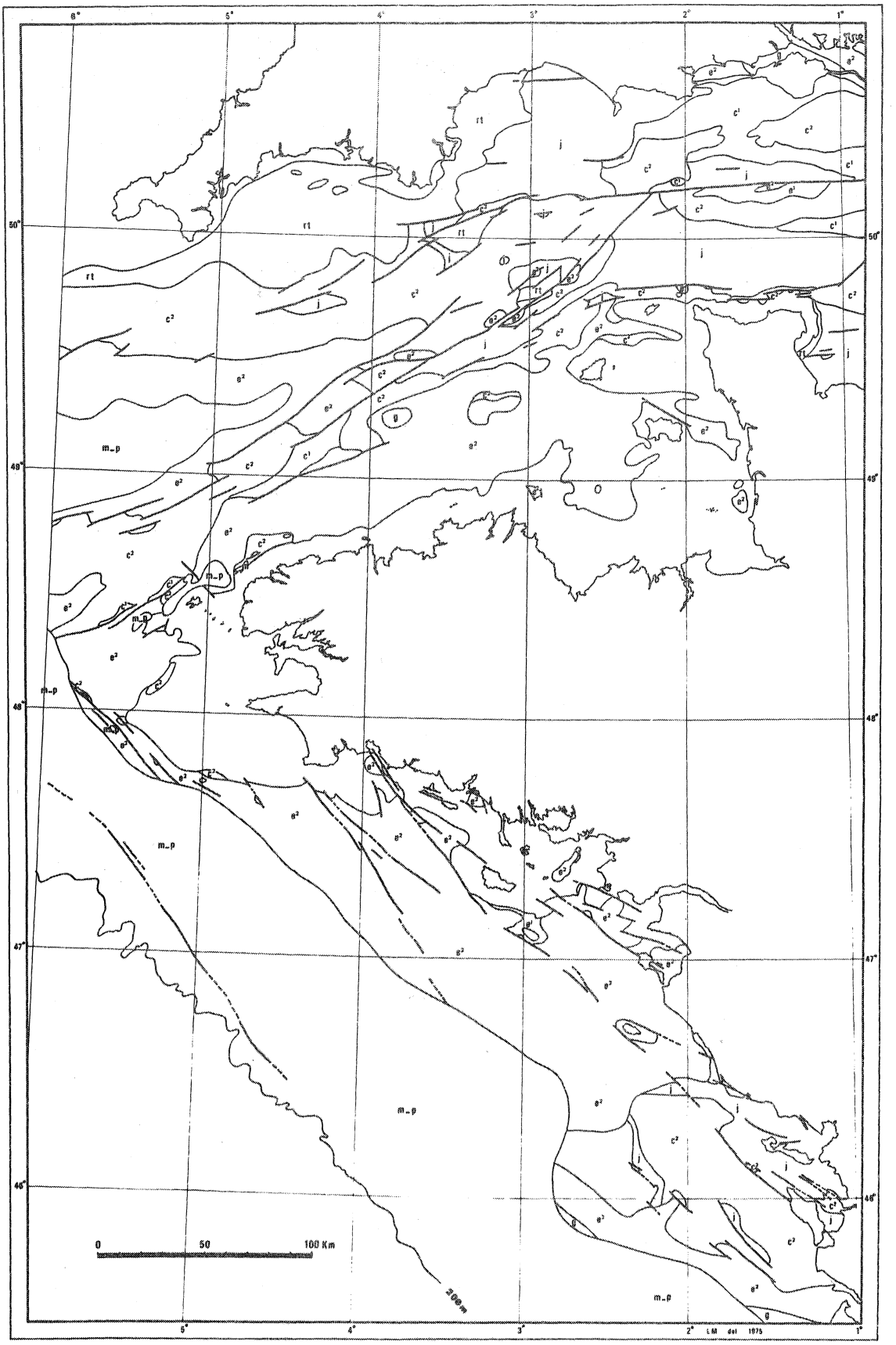


Figure 26.- La couverture secondaire et tertiaire autour du Massif Armoricain (d'après la carte géologique du plateau continental français à l'échelle du 1/1 000 000ème)

B - Le CONTROLE du SOCLE dans l'EVOLUTION de la SEDIMENTATION au SECONDAIRE et au TERTIAIRE

Les terrains secondaires et tertiaires montrent, autour du Massif Armoricain, des épaisseurs très dissemblables selon que l'on se trouve au sud ou au nord de la Manche occidentale, dans les Approches de la Manche ou sur le plateau sud-armoricain. L'estimation de ces épaisseurs est évidemment liée à l'âge que l'on attribue aux différentes classes de vitesses reconnues par sismique réfraction ; ce problème déjà brièvement abordé sera repris ici plus en détail. La carte des isobathes du toit des terrains de vitesses supérieures à 4,5 km/s. (fig. 27) donne une bonne idée des variations de l'épaisseur de cette couverture, la platitude relative des régions périarmoricaines autorisant, à cette échelle, une assimilation entre les isobathes du toit de ces terrains et les isopaques des séries supérieures. L'interprétation de cette carte reste délicate dans la mesure où certains terrains peuvent changer de vitesse, soit en s'approfondissant, soit en variant de faciès. Il est vraisemblable, si l'on s'en tient aux prélèvements géologiques et aux vitesses mesurées en laboratoire sur des terrains identiques (BULLARD et GASKELL, 1941 ; HILL et KING, 1953), que ces isobathes figurent le toit du socle dans les régions proches de la Bretagne et du sud de l'Angleterre. Une discussion doit être entreprise pour savoir s'il en est de même dans les Approches occidentales de la Manche où seuls, à ce jour, ont été réalisés des prélèvements de Néogène et de Paléogène.

I - Le problème du Mésozoïque en Manche et dans ses Approches

La sismique réfraction (DAY, HILL, LAUGHTON et SWALLOW, 1956) montre que les terrains jurassiques connus en Manche occidentale possèdent des vitesses bien contrôlées toujours

inférieures à 3 900 m/s. (x). Les reconstitutions paléogéographiques suggèrent, quant à elles (DONOVAN, 1971 ; LARSONNEUR, 1974), que ces terrains ont été déposés par une mer venue de l'Est, qui se serait retirée vers l'Est (ANDREIEFF et LEFORT, 1971) et qui pourrait ne pas avoir dépassé vers l'Ouest le méridien de Plymouth.

Le Crétacé supérieur pour sa part est sismiquement plus lent et de faciès identique du Cotentin à la pente continentale.

Les fortes vitesses parfois attribuées au Mésozoïque des Approches occidentales de la Manche (hypothèse pétrolière) impliquent donc qu'il existe sous le Crétacé supérieur de cette région des faciès d'âge mésozoïque inférieur et moyen différents de ceux que l'on connaît en Manche occidentale, à moins d'imaginer que les faciès connus en Manche occidentale se prolongent vers l'Ouest, mais qu'ils se trouvent enfouis dans les Approches à de fortes profondeurs.

L'existence de Jurassique rapide de faciès identique à celui que l'on connaît au Portugal (données pétrolières in MUSELLEC, 1974) et sur le grand banc de Terre-Neuve (MAYHEW, 1974), ou de Crétacé inférieur de type récifal semblable à celui qui a été dragué sur l'éperon de Meriadzec (PASTOURET, MASSE, PHILIP et AUFFRET, 1974) ne doit pas être mise en doute, mais il n'est pas certain que ces faciès constituent des séries puissantes dans les Approches. La faible ouverture du Golfe de Gascogne au Jurassique (DEWEY, PITMAN, RYAN et BONNIN, 1973 ; WILSON, 1974) et la permanence des rides cristallines et cristallophylliennes

---

(x) Il en est de même dans le canal de Bristol (LLOYD, SAVAGE, STRIDE et DONOVAN, 1973 ; BROOKS et JAMES, 1975).

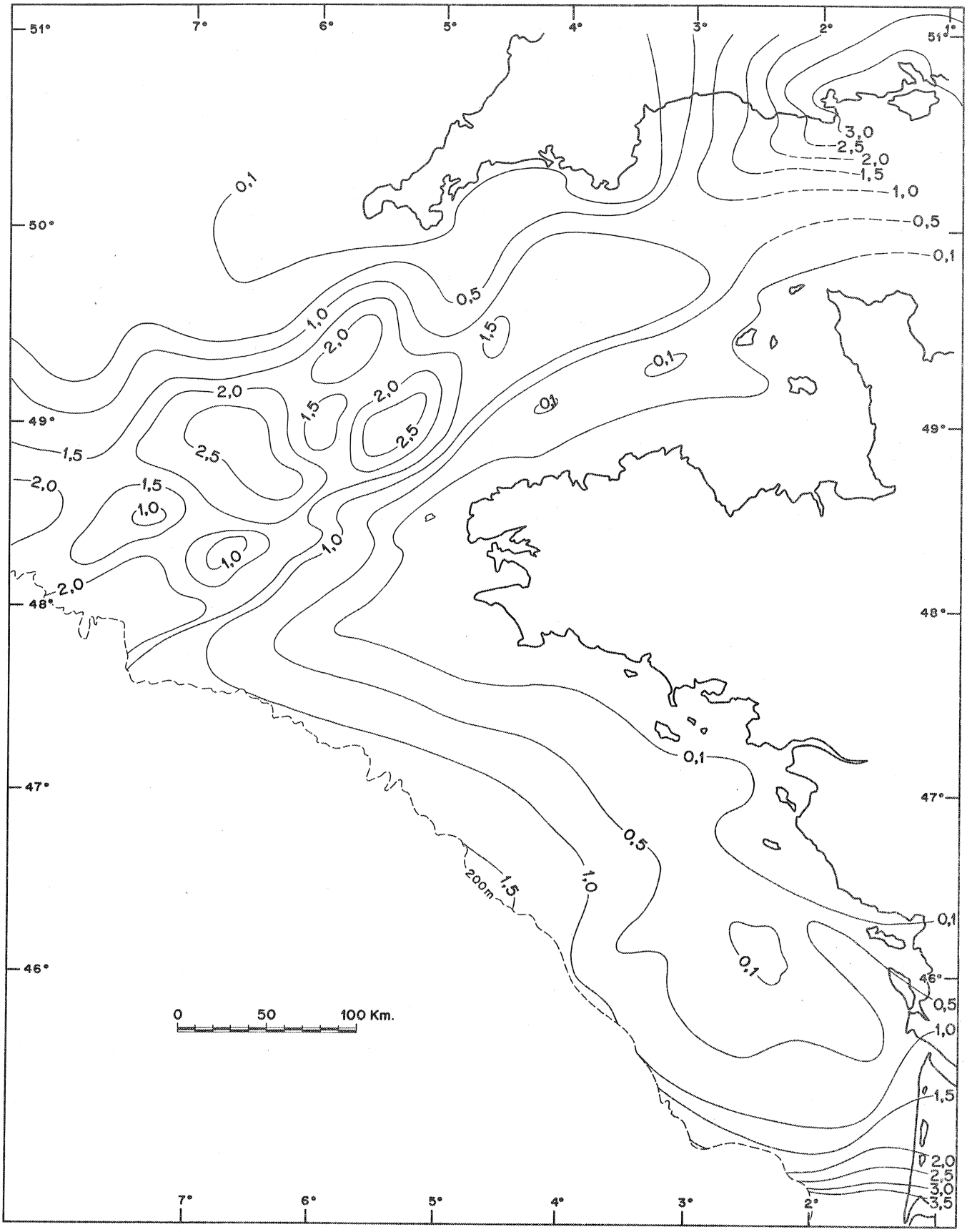


Figure 27.- Carte des isobathes des terrains de vitesse supérieure à 4, 5 km/sec.

du Lizard et du Léon (DAY, HILL, LAUGHTON et SWALLOW, 1956 ; AVEDIK, 1974) ne devaient, en tous cas, guère favoriser les échanges entre les bassins qui bordaient la marge continentale à cette époque.

A l'encontre de ce raisonnement, les données de la sismique réfraction (ANDREIEFF, BOUYSSE, HORN et MONCIARDINI, 1971) et celles de la sismique réflexion (NAYLOR et MOUNTENEY, 1975) montrent que le centre des Approches occidentales de la Manche est occupé par un graben qui pourrait être rempli d'une épaisse couche de Mésozoïque ; ce graben se raccorde au demi-graben déjà connu en Manche occidentale (CURRY, HAMILTON et SMITH, 1971 ; BOILLOT et MUSELLEC, 1975 ; LEFORT, 1975).

Si cette interprétation est exacte - la présence de réflecteurs jusqu'à 3 secondes /T. D. de profondeur entre Plymouth et et Ouessant l'appuie fortement - on peut penser que, pour un terrain donné, les vitesses mesurées en Manche occidentale s'accroîtront régulièrement vers le centre des Approches. Il est possible qu'un Mésozoïque différent (s'il y a passage latéral de faciès) et plus rapide (puisque plus profond) que celui de la Manche occidentale ait été préservé sous le Crétacé supérieur des Approches. Le toit des formations de vitesse supérieure à 4,5 km/s. (fig. 27) ne serait plus le toit du socle à l'Ouest du méridien d'Ouessant (voir la discussion sur la séparation des classes de vitesses au chapitre I, deuxième partie).

II - Le contrôle du socle dans l'évolution de la sédimentation en Manche occidentale et dans ses Approches

L'apparente simplicité des structures de surface en Manche occidentale cache en réalité une grande complexité au niveau du socle et de la couverture profonde. Les variations dans

l'épaisseur des sédiments paraissent résulter de l'action conjuguée de deux sortes de mécanismes indépendants qui se seraient exercés l'un dans le sens longitudinal, l'autre dans le sens transversal de la Manche.

a - La répartition des sédiments dans le sens longitudinal (N E - S W)

Le lissage et l'étude critique des dromochrones publiées à l'issue des campagnes de sismique réfraction montre que l'on peut suivre trois groupes de vitesses en Manche occidentale et dans ses Approches :

A l'Est, la tranche de vitesse comprise entre 3 000 et 3 600 m/s, qui correspond vraisemblablement à l'ensemble permo-triasique et jurassique révèle des épaisseurs de terrain variables du Cotentin à l'île d'Ouessant (entre 600 et 1 300 m). A l'Ouest de l'île d'Ouessant, cette tranche de vitesse semble disparaître et passer latéralement à des célérités toujours supérieures à 3 800 m/s. Ces horizons sont souvent plus épais que ceux reconnus en Manche occidentale : il se pourrait qu'il s'agisse là du Mésozoïque précédemment évoqué.

Si une partie des vitesses supérieures à 3 800 m/s. pouvait dans les Approches être effectivement corrélée avec le Jurassique, il ne faudrait plus considérer la Manche occidentale comme dépendant uniquement d'une mer orientale à cette époque, mais adopter l'hypothèse que RIOULT a émise à ce sujet (1968) ; celui-ci pense en effet, en se basant sur l'étude des caractères lithologiques et paléontologiques d'échantillons liasiques récoltés au sud d'Eddystone, que le Jurassique de la Manche occidentale représente les restes d'un détroit qui faisait communiquer cette

mer avec le bassin portugais. Il faudrait aussi abandonner la notion précédemment exprimée selon laquelle le "golfe jurassique du bassin anglo-parisien" se fermait à la hauteur de Plymouth et imaginer que c'est précisément à ce niveau que la mer parisienne communiquait avec une mer occidentale de type mésogéen ; la trouée de la Manche de DOUVILLE (1903) serait alors localisée.

La présence de Permo-Trias est, quant à elle, très mal établie, mais il se pourrait par analogie avec ce que l'on connaît au sud de l'Angleterre que de tels sédiments comblent dans les Approches de profondes dépressions du socle, vestiges de l'orogène hercynien (NAYLOR et MOUNTENEY, 1975). L'épaisseur de ces sédiments pourrait être considérable.

Le groupe de vitesses comprises entre 2 200 et 2 900 m/s. caractérise des terrains dont l'épaisseur décroît régulièrement depuis le bord de la pente continentale jusqu'à 3° W. Cet ensemble qui comprend principalement le Crétacé supérieur englobe peut-être une partie du Tertiaire inférieur. Sa puissance n'est jamais considérable et correspond tout au plus au quart de la série mésozoïque en Manche occidentale et seulement au huitième, et souvent moins, de la même série (?) dans les Approches de la Manche. Tous les auteurs s'accordent pour admettre que les dépôts de cet âge sont liés à une transgression qui est venue de l'Ouest. Le Crétacé inférieur ne peut, quant à lui, être caractérisé par sa vitesse puisque les faciès récifaux qui annoncent la transgression crétacée appartiennent dans les Approches au groupe des vitesses permo-jurassiques alors que les faciès continentaux de même âge ont, en Manche occidentale, des célérités proches de celles mesurées dans le Crétacé supérieur.

L'épaisseur des sédiments d'âge miocène et plio-pléistocène, dont les vitesses s'étagent entre 1 700 et 2 200 m/s.

s'accroît rapidement à l'Ouest de 4° pour rester à peu près constante ensuite jusqu'au bord de la pente continentale où elle peut dépasser 400 mètres.

b - Les perturbations de la sédimentation dans le sens longitudinal (N E - S W)

La perturbation majeure, qui intervient à la fin du Jurassique et qui semble être à l'origine de sa régression vers l'Est, a été provoquée par un vaste soulèvement du socle qui est à l'origine d'une érosion intense des assises du Jurassique terminal. C'est un phénomène général qui correspond à "l'orogenèse cimérienne récente" ; celle-ci a affecté tout l'Ouest de l'Europe occidentale (DARDEL, 1971 ; POMEROL, 1974 ; WINNOCK, 1974) et semble surtout avoir été caractérisée par des mouvements verticaux. Ces mouvements, d'origine vraisemblablement thermique, ont sans aucun doute matérialisé l'intumescence précédant la deuxième phase d'ouverture de l'Atlantique nord. La morphologie jurassique a été enfouie au Crétacé inférieur sous des dépôts de sables continentaux, d'argiles et d'arènes issus du socle proche (cf. le Wealdien du nord de Roscoff). Le Wealdien de la Manche occidentale a alors séparé deux régions où se déposaient des sédiments marins de types différents, boreaux à l'Est et tethysiens à l'Ouest (ALLEN, 1965) : l'Albien est d'affinité nordique au large de Cherbourg (LARSONNEUR, 1972) ; le Bédoulien est d'obédience méridionale à Meriadzec (PASTOURET et al, 1974). L'exondation générale d'âge fini-jurassique qui caractérise la marge ouest-européenne est ainsi particulièrement bien marquée en Manche occidentale ; mais il n'est pas certain que cette exondation ait longtemps isolé les régions immergées à l'Est et à l'Ouest. ALLEN (in KING, 1954) croit en effet déceler dans les "Lower Greensands" du sud de l'Angleterre des traces d'influences ibériques et émet l'hypothèse

qu'il existait déjà un bras de mer en Manche occidentale à cette époque. Pour LARSONNEUR (1972), la limite occidentale de l'Albien d'origine orientale ne dépasse pas la ligne Exeter-Cotentin et l'existence d'une zone émergée, ou tout au moins d'un haut fond, reste possible jusqu'au Cénomanien inférieur en Manche occidentale.

La mesure de l'épaisseur des sédiments post-paléozoïques, à l'aide des méthodes sismiques, permet de mettre en évidence entre Start-Point et Guernesey d'une part, et entre le Cap Lizard et l'île de Batz d'autre part (fig. 28), deux rides de socle orientées N 130°. Ces rides semblent avoir contrôlé le dépôt des sédiments pendant une partie du Secondaire et du Tertiaire ; elles montrent une direction parallèle aux accidents qui ont cisaillé l'Ouest européen avant l'ouverture de l'Atlantique nord (LEFORT, 1973) : les rides qui courent de Guernesey à Start-Point et de l'île de Batz au Lizard ont vraisemblablement pour origine de telles cassures. Le rejeu vertical initial qui a permis à ces accidents de socle, à l'origine cisaillants, de perturber la sédimentation en Manche occidentale, pourrait dater de la phase de soulèvement d'âge fini-jurassique. Le Trias supérieur et le Jurassique montrent, en tous cas entre Guernesey et Start-Point, une forme anticlinale nette ; cet anticlinal pourrait être faillé sur toute sa longueur.

Les tableaux 2 et 3 montrent les variations possibles d'épaisseur des sédiments mésozoïques et cénozoïques au voisinage des rides :

	S.W. de la ride	Ride Guernesey Start-Point	N.E. de la ride
Epaisseur du Crétacé supérieur (jusqu'au Sénonien inclus)	250 m^{x}	60 m^{x}	180 m^{x}
Epaisseur du Crétacé inférieur	?	0	?
Epaisseur probable de la couverture mésozoïque	1 100 m^{+}	600 m^{+}	870 m^{+} (sans le Crétacé supérieur

Tableau N° 2

	S.W. de la ride	Ride Lizard Ile de Batz	N.E. de la ride
Epaisseur du Cénozoïque (sans le Danien)	100 m^{x}	60 m^{x}	90 m^{x}
Epaisseur probable du Mésozoïque (plus le Danien)	1 700 m^{+}	900 m^{+}	1 000 m^{+}

Tableau N° 3

x épaisseurs mesurées par sismique réflexion

\+ épaisseurs mesurées par sismique réfraction

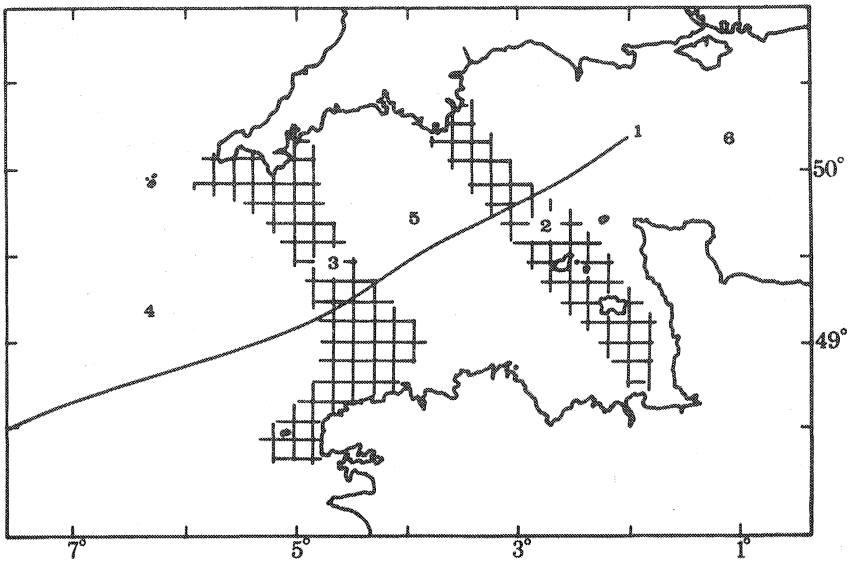


Figure 28.- Localisation des rides Start-Point/Guernesey et Lizard/Ile de Batz ; 1 : Accident Aurigny-Ouessant ; 2 : ride Start-Point/Guernesey ; 3 : ride Lizard-Ile de Batz ; 4 : approches occidentales de la Manche ; 5 : Manche Occidentale ; 6 : Manche centrale et orientale.

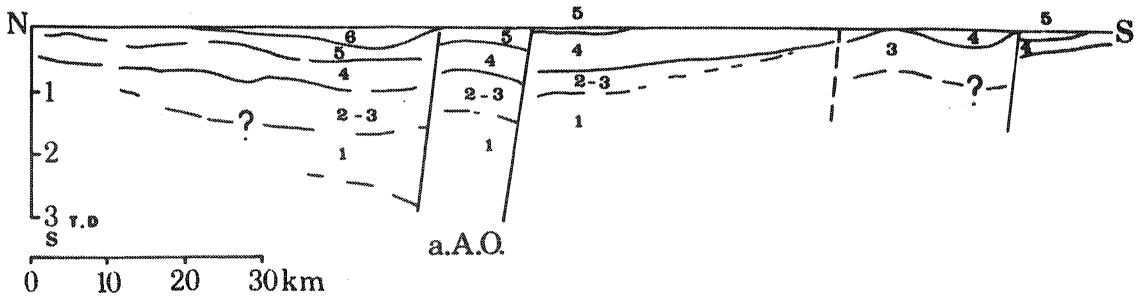


Figure 29.- Interprétation d'une coupe sismique (Flexotir) réalisée entre l'Ile d'Ouessant et les Iles Sorlingues (d'après un profil réalisé pour la S.N.P.A.)

1. Permo-Trias ; 2. Jurassique ; 3. Crétacé inférieur ; 4. Crétacé supérieur ; 5. Paléogène ; 6. Néogène.

Il est certain que les mesures effectuées sur le Crétacé supérieur seul, d'une part, et sur l'ensemble de la couverture mésozoïque, d'autre part, ne présentent pas la même signification. On peut en effet penser qu'à la suite des mouvements verticaux fini-jurassiques l'érosion a plus volontiers attaqué les structures qui étaient morphologiquement hautes. Or, on sait que les rides orientées N 130° ont rejoué à cette époque ; il est donc possible que les variations d'épaisseur que l'on mesure dans le Jurassique ne reflètent pas la puissance initiale des dépôts.

Il ne semble pas que l'on doive avancer la même explication pour rendre compte des différences de puissances que l'on constate dans les terrains du Crétacé supérieur et du Tertiaire qui affleurent au voisinage des rides. Toutes les structures qui affectent ces horizons sont en effet orientées N 60°, c'est-à-dire qu'elles sont parallèles à la direction selon laquelle ont été faites les mesures. Il est possible que l'érosion qui a suivi la mise en place de ces structures (à l'Eocène inférieur et au Quaternaire) ait fait décroître la puissance totale de ces terrains, mais il est douteux que cette érosion ait affecté préférentiellement les structures orientées N 130° qui n'avaient pas rejoué. En l'absence de rejeux au niveau de ces rides après le Crétacé supérieur, les variations de puissance relevées à leur voisinage seront interprétées comme liées à la sédimentation.

L'existence de rides transversales et l'exondation temporaire du fond de la mer sont des phénomènes suffisants pour expliquer les différences d'épaisseur et de faciès qui ont été décelées au Mésozoïque moyen en Manche occidentale, en Manche orientale et dans ses Approches (voir fig. 27).

c - Evolution de la sédimentation dans le sens transversal (N N W - S S E)

Les données géologiques et géophysiques réunies en Manche occidentale montrent toutes que ce, qui naguère était considéré comme un bassin symétrique et régulier (WHITTARD, 1962), est en réalité constitué de deux régions séparées par l'accident Aurigny-Ouessant dans lesquelles les épaisseurs des sédiments mésozoïques et cénozoïques sont inégales.

Entre le Léon et la Cornouaille, par exemple, on peut montrer que la puissance de la série post-paléozoïque peut être estimée à 350 mètres au sud de l'accident, tandis qu'au nord elle dépasse presque toujours 1 000 mètres. Ceci peut s'expliquer par une inégale subsidence du socle domnonéen (compartiment sud) et de la fosse paléozoïque de la Manche (compartiment nord) au Secondaire et au Tertiaire, mais aussi, comme cela a été suggéré plus haut, par l'effondrement d'un demi-graben pendant le Mésozoïque.

Dans les Approches occidentales de la Manche, le profond graben reconnu par sismique réflexion pourrait provoquer des disparités de puissances identiques entre les formations localisées en son centre et celles qui subsistent de part et d'autre.

d - Les perturbations de la sédimentation dans le sens transversal (N N E - S S E)

L'interprétation d'un profil de sismique réflexion (Flexotir [x]) localisé dans la partie orientale des Approches occidentales

---

[x] Je remercie M. CHERBONNIER de la S.N.P.A. qui m'a autorisé à consulter cet enregistrement.

de la Manche (fig. 29) permet de proposer la succession stratigraphique suivante :

1 - Le Permo-Trias, épais au nord de l'accident Aurigny-Ouessant, semble absent au sud ; il est discordant sur un socle peudiffractant.

2 - Le Jurassique est d'épaisseur presque identique. On discerne mal la nature de son contact avec le socle au nord du Léon.

3 - Le Crétacé inférieur a seulement été localisé au niveau de l'anticlinal wealdien du sud de la Manche occidentale. Ailleurs, il doit être confondu avec le Jurassique.

4 - Le Crétacé supérieur est plus épais au sud de l'accident qu'au nord.

5 - Le Paléogène est peu puissant sur le compartiment domnonéen et mieux développé au centre de la Manche occidentale.

6 - Le Néogène reste localisé au nord de la fracture majeure.

Cette description suggère que le comportement du socle n'a pas toujours été le même de part et d'autre de l'accident Aurigny-Ouessant : il se pourrait par exemple que la subsidence ait été plus forte au sud de l'accident au Crétacé, puis que le mouvement se soit inversé au Tertiaire. Des érosions différentes peuvent, tout aussi bien, expliquer ce phénomène.

Hypothèse I -

La première hypothèse suppose que les mouvements post-paléozoïques qui ont été reconnus en Manche occidentale résultent tous de la réactivation d'une structure qui a pris la signification d'une faille inverse en cas de compression et d'une faille normale en cas de distension. Cette structure serait matérialisée en surface par les failles qui limitent au sud le graben de la Manche ; leur pendage serait tourné vers le Nord.

Toute compression aurait ainsi eu pour effet de ralentir la subsidence du compartiment septentrional et aurait même pu provoquer son soulèvement et son érosion. Toute distension aurait eu pour effet d'aider la subsidence du compartiment septentrional qui aurait alors joué comme un demi-graben.

Or il existe, précisément en Manche occidentale, des mouvements tectoniques postérieurs aux dépôts du Crétacé supérieur. Ces mouvements semblent dûs à une légère compression. Cette compression pourrait avoir provoqué l'émersion et l'érosion du Crétacé supérieur dans le compartiment septentrional : ceci expliquerait pourquoi la plupart des affleurements d'âge crétacé supérieur localisés au sud de la fracture Aurigny-Ouessant sont d'âge maestrichtien alors que les prélèvements réalisés au nord sont dans l'ensemble plus ancien.

Cette hypothèse présente une difficulté dans la mesure où l'on ignore tout du pendage des failles au niveau de l'accident Aurigny-Ouessant ; il est possible qu'il existe au niveau de la couverture des failles à pendage vers le Nord-Ouest (failles liées à la formation du graben de la Manche), bien que l'on sache qu'il existe dans le socle des failles à pendage vers le Sud-Est (failles liées à la subduction proposée plus haut).

Hypothèse II -

La composition pétrographique différente de la région domnonéenne et de la fosse paléozoïque de la Manche occidentale suggère une autre hypothèse : on peut en effet supposer que le bombement qui semble avoir séparé à la fin du Jurassique et au début du Crétacé inférieur la Manche orientale d'une mer occidentale située à l'Ouest des Approches était d'origine thermique. Il est possible que ce bombement ait précédé ou ait été contemporain d'une reprise de l'effondrement du graben de la Manche selon un type d'évolution proche de celui proposé pour la Mer Rouge à ses débuts (FAURE, 1973). La conductibilité thermique moyenne (CLARK, 1966) de la région domnonéenne étant plus forte (granite : $6/9.10^{-3}$ cal/cm sec°C ; gneiss $5/11.10^{-3}$ cal/cm sec°C) que celle de la fosse paléozoïque (schiste : $3/6.10^{-3}$ cal/cm sec°C), la perte de chaleur, la détumescence et la sédimentation qui ont suivi l'effondrement ont pu, dans un premier temps, être plus rapides au sud qu'au nord. La région de la fosse paléozoïque, plus lente à refroidir et à accomplir sa détumescence, a ensuite dû continuer à subsider alors que la Domnonée était déjà refroidie. L'inversion des vitesses de subsidence correspondrait en Manche occidentale au passage Crétacé supérieur / Tertiaire. Ce mouvement d'affaissement s'est prolongé jusqu'après le Miocène bien que l'équilibre thermique ait été rétabli depuis longtemps. Les implications structurales liées à cette proposition seront développées dans le paragraphe consacré à la tectonique.

En résumé, il existe deux processus permettant d'expliquer pourquoi le Crétacé supérieur est plus épais au sud de l'accident Aurigny-Ouessant qu'au nord : cette différence peut être attribuée soit à l'érosion du demi-graben de la Manche à l'issue de la compression anté-lutétienne, soit à une subsidence plus active de la marge domnonéenne après la réactivation du demi-graben au Ju-

rassique terminal ou au Crétacé inférieur. Il est possible que ces deux mécanismes se soient succédés dans le temps.

III - Le contrôle du socle dans l'évolution de la sédimentation sur le plateau continental sud-armoricain

a - L'aspect général de la sédimentation

Les informations réunies sur le plateau sud-armoricain sont trop fragmentaires pour que l'on puisse reconstituer une histoire précise de la sédimentation dans cette région. Les profils de sismique réflexion profonde ne débutant ici qu'au niveau de la pente continentale (MONTADERT et al, 1971), force est de ne s'appuyer que sur les résultats de la sismique réfraction (C.E.P., 1968 ; MARTIN et al, 1968) et sur la géologie de surface. L'interprétation de ces données montre :

. un horizon de vitesse égaleà 2 500 m/s. qui se développe régulièrement vers le large depuis Belle-Ile jusqu'au niveau de la pente continentale. Il passe de 20 à 700 mètres de puissance. Les prélèvements réalisés au sud de Belle-Ile permettent d'attribuer ce réflecteur au Paléogène. Il est toutefois probable que, plus à l'ouest, le Crétacé supérieur constitue la majeure partie de cet horizon.

. ces terrains sont surmontés d'une couche mince dont les vitesses sont toujours proches de 2 000 m/s. et qui s'épaissit sur le bord de la pente continentale ; on peut assimiler cette couche au Tertiaire supérieur (Aquitanien, Miocène et Pliocène).

. sous ces deux couches, on détecte vers l'extérieur du plateau des vitesses variées, souvent voisines de 3 300 m/s.,

qui pourraient être attribuées à des terrains d'âge proche de l'Albien prélevé sur la pente continentale. Les affleurements jurassiques localisés à l'Est de Rochebonne ne peuvent être reliés de façon continue aux horizons possédant une vitesse de 4 000 m/s. décelés sur la pente continentale. On ne sait donc pas, bien que cela soit probable, s'il existe du Jurassique entre le socle et l'Albien au sud du Massif Armoricain.

L'ensemble de la série mésozoïque et cénozoïque s'épaissit vers le large jusqu'à atteindre une puissance totale de l'ordre de 1 200 à 1 600 mètres ; cette épaisseur a été corroborée par les résultats de la sismique réflexion en bordure de marge (MONTADERT et al, 1971) et par le calcul de la profondeur du toit du socle sur le plateau lui-même (VAILLANT, 1972). Ce dispositif simple est interrompu vers le sud au niveau de la flexure du Cap Ferret ; là, l'épaisseur des sédiments s'accroît brusquement jusqu'à atteindre 1 840 m (Direction des Carburants : fiche de forages marins) ; plus au sud encore (bassin de Parentis), la couverture atteint 10 000 mètres d'épaisseur (WINNOCK, 1971).

b - Les perturbations de la sédimentation sur le plateau sud-armoricain (fig. 27)

Deux antiformes de socle ont été localisées sur le plateau sud-armoricain ; elles sont de taille inégale :

- la première, orientée suivant la direction proto-atlantique, est étroite et forme une ride qui passe par l'île de Ré, l'île d'Yeu et Belle-Ile. Cette ride paraît être limitée à l'Ouest par les prolongements submergés de la faille Kerforne : il s'agit donc plutôt d'un accident structural peut-être tardif que d'un haut-fond qui aurait contrôlé la sédimentation au Mésozoïque et au Cénozoïque, encore que cette ride semble constituer une limite orientale pour

le Crétacé supérieur jusque dans le Bassin d'Aquitaine.

- la seconde constitue un vaste dôme centré sur le haut-fond de Rochebonne. Son extension dépasse largement la structure affleurante ; le dôme est séparé de la ride Belle-Ile-île de Ré par un étroit "fossé" qui s'interrompt entre l'île de Ré elle-même et le haut-fond de Rochebonne. L'influence de ce dôme se fait sentir jusqu'au bord de la pente continentale où l'épaisseur de la couverture n'atteint plus que 900 mètres à l'endroit où le socle est le plus haut. Bien que la structure sommitale de ce dôme (le banc de Rochebonne) puisse être interprétée comme un horst, le dôme lui-même n'en est pas un : les profils de sismique réfraction (C.E.P., 1965) semblent en effet montrer que les différents horizons de la couverture se biseautent à la hauteur de cette remontée de socle.

Des flexures orientées approximativement N 60° provoquent des approfondissements locaux et réduits du toit du socle. La plus importante de ces structures naît aux environs de l'embouchure de la Loire.

Au sud du Finistère, les variations d'épaisseur de la couverture sont mal connues et il semble que les isobathes du toit du socle qui ont été dessinées au sud de Penmarch (BOUYSSE et HORN, 1971) représentent en réalité, en de nombreux endroits, le toit du Crétacé supérieur.

Les irrégularités du socle ont, selon les endroits, été oblitérées par le Jurassique, le Crétacé supérieur ou l'Eocène (très largement transgressif). Le Mio-pliocène occupe une vaste surface sur le bord externe du plateau sud-armoricain et se raccorde aux formations de même âge qui constituent le coeur du bassin de la Manche occidentale.

Le plateau sud-armoricain présente toutes les caractéristiques d'une marge inactive typique : sa structure monoclinale a été imposée par une subsidence progressive du socle vers le Sud-Ouest.

C - La "STRUCTURATION" de la COUVERTURE PERIARMORICAINE

Il était délicat d'évoquer l'histoire sédimentaire des terrains secondaires et tertiaires sans faire appel parfois aux grands évènements qui ont affecté la région. Ces emprunts à la tectonique ont toutefois été insuffisants pour que l'on puisse comprendre l'organisation de la couverture périarmoricaine : c'est ce que ce paragraphe s'efforcera de combler.

I - Les différentes phases tectoniques reconnues dans la couverture périarmoricaine

Les exemples concernant l'évolution structurale de la couverture périarmoricaine seront pris en Manche occidentale où les horizons sismiques sont bien datés ; c'est aussi la région que je connais le mieux puisque j'ai participé à sa cartographie. La couverture du plateau sud-armoricain montre à peu de choses près une évolution identique à partir du Crétacé supérieur. On connaît mal son histoire jurassique et crétacée inférieure.

J'énumèrerai ici les différentes phases tectoniques que l'on peut reconnaître dans le domaine périarmoricain et les illustrerai. L'existence de phases mal établies ou postulées sera aussi discutée.

a - La distension anté-jurassique

Certains auteurs (BOILLOT et MUSELLEC, 1975 ; SMITH et CURRY, 1975) ont récemment postulé qu'il existait une

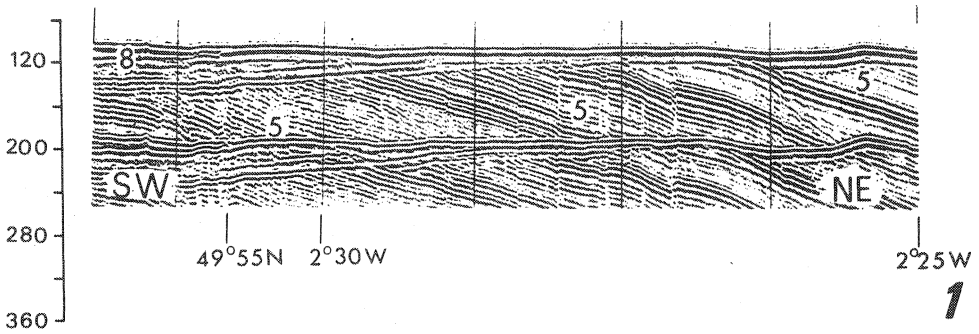
phase de distension triasique au niveau de l'accident Aurigny-Ouessant ; ils se basent pour ce faire à la fois sur l'absence apparente de sédiments de cet âge sur la rive domnonéenne du demi-graben de la Manche occidentale et sur l'existence possible d'une intrusion triasique au niveau de l'accident Aurigny-Ouessant. On peut certes penser qu'il a existé en Manche un phénomène de fracturation qui pourrait avoir été consécutif à l'ouverture initiale du Golfe de Gascogne, mais les preuves manquent pour affirmer qu'il y ait eu formation d'un graben dès cette époque.

Certains auteurs (NAYLOR et MOUNTENEY, 1975) rappellent, d'ailleurs, que les vallées creusées au toit des terrains dévono-carbonifères de Cornouailles sont parfois comblées de plus de 1 200 m de "nouveaux grès rouges" et qu'il n'est pas nécessaire de faire appel à des effondrements pour expliquer les accumulations de Permien.

Il faut pourtant bien admettre que ce mode de gisement est insuffisant pour expliquer l'énorme quantité de Permo-Trias que l'industrie pétrolière croît avoir reconnu dans les Approches (NAYLOR et MOUNTENEY, 1975). L'hypothèse actuellement en vigueur suggère que la Manche occidentale et que ses Approches sont installées sur un graben (limité au sud par l'accident Aurigny-Ouessant) qui se serait développé dès le début du Mésozoïque. Cette région aurait évolué comme un "rift" continental pendant l'ouverture initiale de l'Atlantique nord : le volcanisme permien d'Exeter (TIDMARSH, 1932) et les galets d'affinité armoricaine recueillis dans le Permien du sud de l'Angleterre (LAMING, 1966) sont des indices qui pourraient dater le début du "rifting". L'injection de dolérites dans la faille Kerforne entre 190 et 205 M.A. marque peut-être la phase d'effondrement. Cet effondrement n'aurait pas affecté les terrains situés de part et d'autre du graben (le Trias et le Jurassique sont concordants au sud de l'Angleterre).

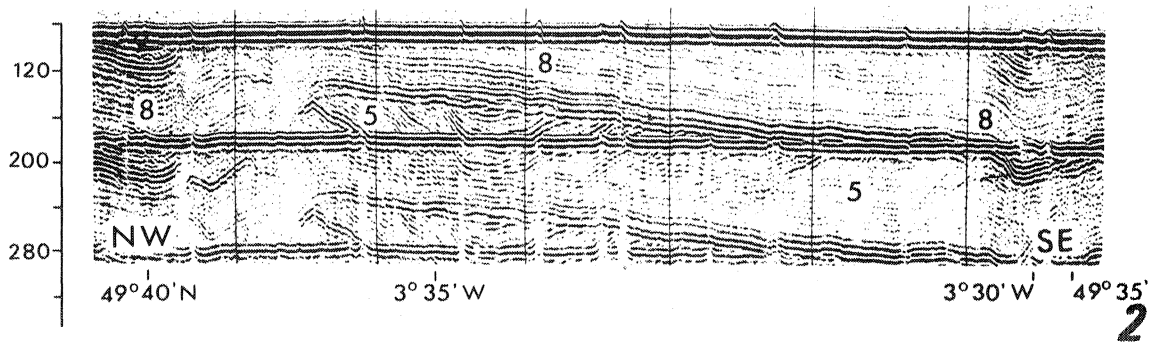
PLANCHE 7

Exagérations verticales approximatives : 10 fois.
Indices utilisés : 5. Jurassique. 8. Crétacé supérieur (essentiellement Sénonien).
Clichés B.R.G.M.



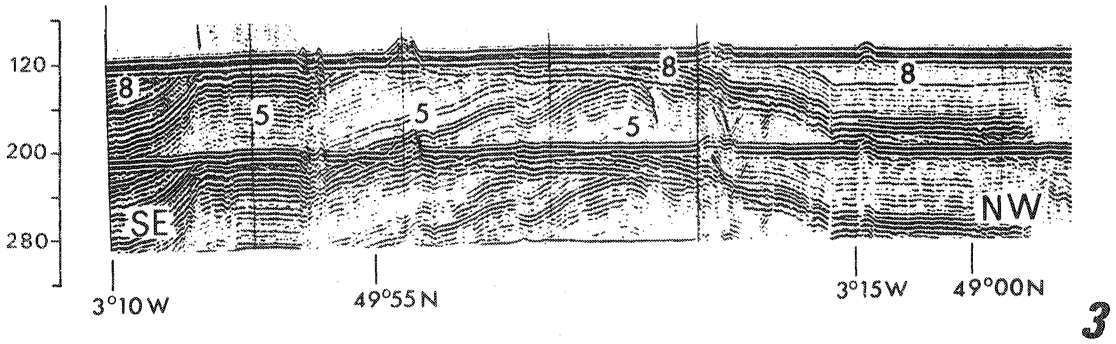
1

Discordance Jurassique/Crétacé supérieur (Manche occidentale).
Longueur approximative de la coupe : 11 km.



2

Jurassique plissé sous le Crétacé supérieur (Manche occidentale).
Longueur approximative de la coupe : 14 km.



3

Jurassique faillé sous le Crétacé supérieur (Manche occidentale).
Longueur approximative de la coupe : 13 km.

Temps double en ms

b - La fracturation du Jurassique

Les informations livrées par la sismique réflexion montrent que la Jurassique est souvent abondamment faillé (photo. 3, planche 7). Il présente parfois l'aspect de plis coffrés, à moins qu'il ne montre des plis de taille hectométrique (photo. 2, planche 7) parfois très fracturés (photo. 3, planche 7). Il est remarquable de noter que le Jurassique est le seul étage dans lequel on retrouve toutes les directions de fractures connues dans le socle : ceci prouve à l'évidence qu'il s'agit d'une tectonique de socle ; les jeux semblent avoir été principalement verticaux (HORN, in GERARD, 1974). Là où le socle ne montre pas de cassures, le Jurassique prend l'allure d'un monoclinal simple (photo. 1, planche 7).

L'âge de cette fracturation reste délicat à déterminer, d'autant que l'on ne sait quelle importance attacher en Manche occidentale et dans ses Approches aux mouvements boulonnais (post-purbeckiens, anté-wealdiens) reconnus plus à l'Est (PRUVOST, 1925 ; LARSONNEUR, 1971). Il est probable que le Jurassique a été abondamment fracturé lors de son émersion (phase cimérienne récente), mais il est impossible, en l'absence d'observations sismiques adéquates, de mettre en évidence une telle phase (on ne trouve jamais de Wealdien cachetant des fractures jurassiques).

Il semble qu'il existe des rapports étroits entre la fracturation et l'érosion du toit du Jurassique : ces terrains sont en effet d'autant plus fracturés qu'ils montrent une morphologie plus nette (photo. 1, 2 et 3, planche 7). Ceci suggère, si l'on réintroduit la notion de bombement thermique précédemment évoqué, que la fracturation est une conséquence de l'intumescence. Compte tenu du fait que l'ouverture de l'Atlantique nord (DEWEY, PITMAN, RYAN et BONNIN, 1973) s'est faite à la suite de cette intumescence,

il est délicat de dire si la fracturation majeure date de l'époque du bombement (fini-jurassique) ou de la phase de distension (Crétacé inférieur).

A ce stade du raisonnement, rien ne permet d'affirmer (ainsi que cela a été allégué) que la fracturation du Jurassique a été contemporaine d'un nouvel effondrement du graben de la Manche (BOILLOT et MUSELLEC, 1975).

c - La dislocation post-wealdienne et anté-albienne

Cette dislocation doit être étudiée ailleurs que dans le domaine périarmoricain immédiat puisque le Jurassique n'a été observé, sous le Wealdien, ni en Manche occidentale, ni au sud de la Bretagne, et que les informations livrées par le flexotir dans les Approches de la Manche sont insuffisantes pour résoudre un tel problème. Or on sait, que dans le Dorset voisin (PHILIPS, 1964), des mouvements ont eu lieu après le dépôt du Wealdien (qui est ici en continuité avec le Jurassique supérieur) et avant la transgression albienne ; ces mouvements ont été retrouvés en Manche orientale (GUYADER et LAPIERRE, 1972) où l'on peut montrer (LAPIERRE, ROBERT et VILLE, 1970) que le Jurassique et le Wealdien ont été affectés par une même phase cassante : Wealdien plastique et Jurassique rigide répondant différemment aux mêmes contraintes. Cette phase de distension est corroborée par la présence de phonolites datées du Crétacé inférieur (MILLER et al, 1964) au sud-ouest de la côte anglaise (phonolites de Wolf Rock et d'Epson Shoals).

Il est pourtant impossible de savoir si cette distension est la conséquence de l'intumescence des terrains d'âge jurassique ou s'il y a eu une distension fini-jurassique antérieure aux dé-

pôts du Wealdien. En l'absence de Jurassique supérieur, on ignore tout des événements post-calloviens inférieurs / anté-wealdiens en Manche occidentale. Si l'on tient compte, à la fois, des résultats acquis par BURKE et WHITEMAN (1973) sur les grabens africains (ceux-ci ont en effet montré qu'au cours de l'évolution d'un graben les phases d'intumescence et d'effondrement n'étaient pas contemporaines, mais successives) et de l'âge de cette intumescence sur la marge armoricaine (elle s'est manifestée par de larges bombements au Jurassique terminal - DARDEL, 1971), force est d'admettre que la phase majeure d'effondrement est post-wealdienne / anté-albienne et non fini-jurassique ; ces effondrements seraient consécutifs à l'ouverture active de l'Atlantique nord.

Une difficulté persiste toutefois : on sait qu'en Manche occidentale le Jurassique est plus épais au niveau du graben que sur ses bords (BUNCE et al, 1964 ; BOILLOT et al, 1972), mais on ignore s'il en est de même pour le Wealdien. L'âge exact de ces derniers terrains semble d'ailleurs mal établi :

> Les prélèvements datés du Wealdien actuellement connus en Manche occidentale se divisent en deux groupes : ceux, azoïques, qui ont été assimilés au Wealdien pour des raisons de faciès et ceux qui ont été datés à l'aide de leurs spores (BARTHE, BOILLOT et DELOFFRE, 1967 ; ANDREIEFF, BOUYSSE et MONCIARDINI, 1972). Or, parmi les deux échantillons datés que je connais, l'un est d'âge cénomanien inférieur / albien supérieur et l'autre wealdien (s. l.) et ceci bien qu'ils soient apparemment de même faciès.

Compte tenu des incertitudes concernant la stratigraphie et la puissance des séries, trois cas peuvent être envisagés :

- le "Wealdien" est, en réalité, de l'Albo-Cénomanien détritique et son épaisseur est constante dans le graben et sur ses bords. Dans ce cas, l'effondrement des terrains jurassiques peut dater de la distension anté-albienne / post-wealdienne.

- le "Wealdien" est effectivement du Wealdien (s.s.), et d'épaisseur constante dans le graben et sur ses bords. Dans ce cas, l'effondrement des terrains jurassiques date de la fin du Jurassique.

- le "Wealdien" est effectivement du Wealdien (s.s.) et son épaisseur est plus grande au centre du graben que sur ses bords. Dans ce cas, l'effondrement est, avec certitude, post-wealdien / anté-albien.

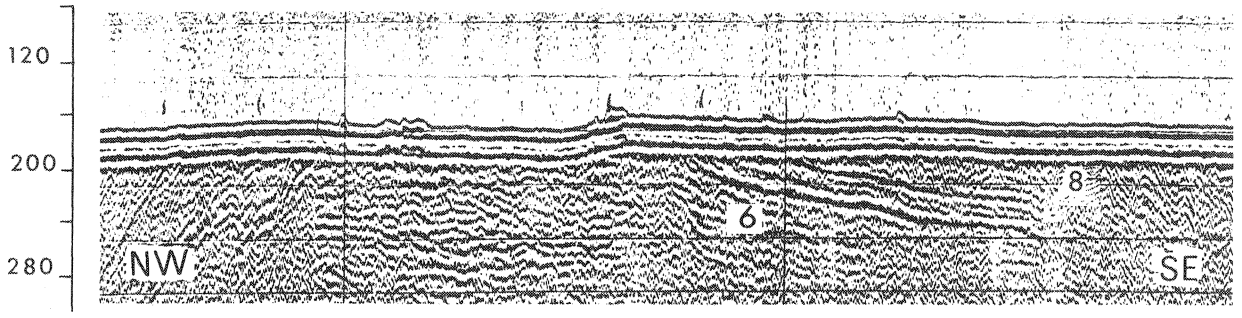
En l'absence dedonnées sismiques convaincantes, il faut attendre les résultats d'un forage pour privilégier l'une ou l'autre phase.

Dans le cas où des effondrements fini-jurassiques seraient découverts, il faudrait considérer que la référence aux "rifts" africains était abusive et que l'histoire de la Manche est franchement différente de celle du Bassin de Parentis (DARDEL, 1971). L'évolution des grabens orientés perpendiculairement à la marge pourrait en fin de compte ne pas être contemporaine parce que l'ouverture de l'Atlantique n'a pas été partout rigoureusement synchrone.

Il faut enfin rappeler que, pour NAYLOR et MOUNTENEY (1975), la remobilisation du graben de la Manche au Crétacé inférieur (?) pourrait avoir été lié à l'activité d'un point triple

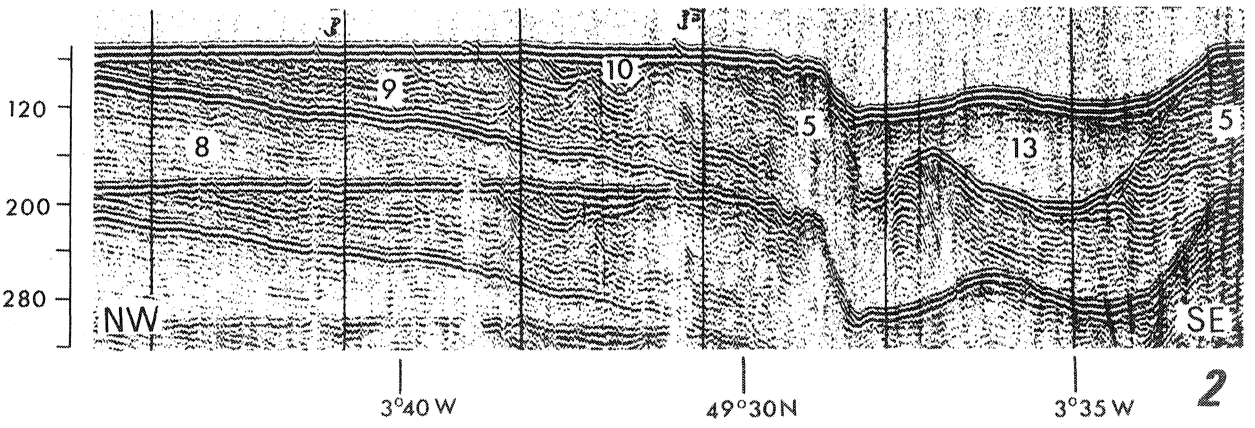
PLANCHE 8

Indices utilisés : 5. Jurassique. 6. Crétacé inférieur. 8. Crétacé supérieur (essentiellement Sénonien. 9. Paléocène (essentiellement Danien). 10a. Eocène inférieur probable. 10. Eocène-Oligocène (essentiellement Eocène). 12. Néogène. 13. Quaternaire. Clichés B.R.G.M.



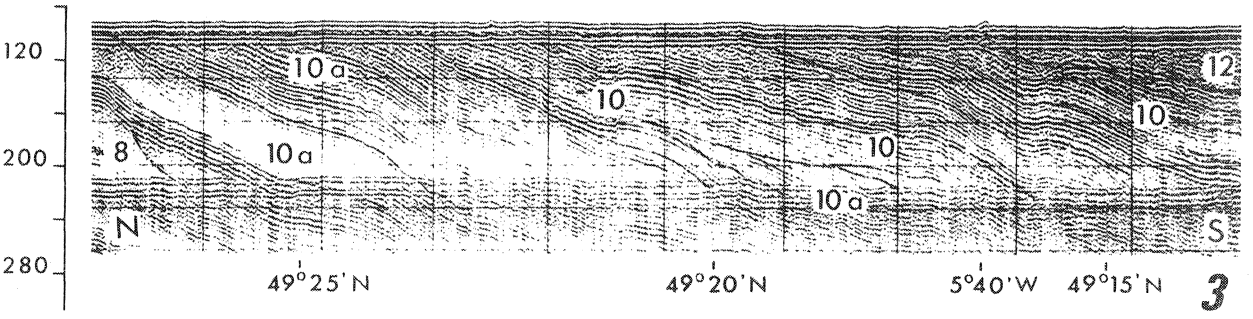
1

Discordance Crétacé inférieur/Crétacé supérieur (Approches occidentales de la Manche). Longueur approximative de la coupe : 5 km. Exagération verticale approximative : 13 fois.



2

Discordance Crétacé supérieur-Paléocène/Eocène (Manche occidentale). Longueur approximative de la coupe : 13 km. Exagération verticale approximative : 14 fois.



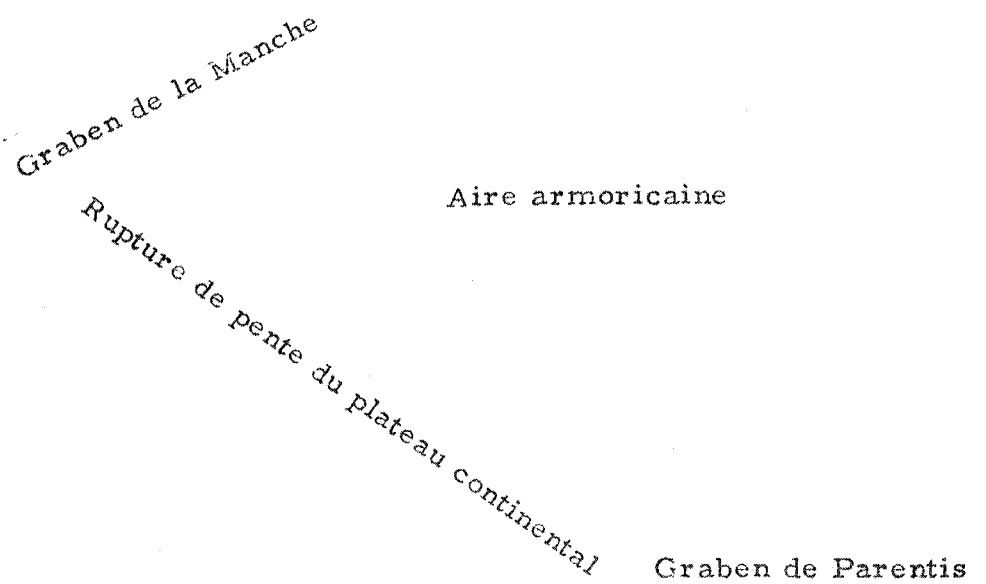
3

Discordance Eocène/Miocène (Approches occidentales de la Manche). Longueur approximative de la coupe : 20 km. Exagération verticale approximative : 16 fois.

Temps double en ms

(Mc KENSIE et MORGAN, 1969) qui aurait été localisé entre le grand banc de Terre-Neuve et les Approches de la Manche.

La localisation des zones de distension maximum qui se sont développées, soit à la fin du Jurassique, soit pendant le Crétacé inférieur, permet de situer les vraies limites de l'aire armoricaine. Ces limites séparent encore de nos jours les régions où le socle est subaffleurant et celles où il gît sous de fortes épaisseurs de sédiment. Le calligramme suivant schématise cette constatation :



d - Le plissement du Crétacé supérieur

Après la large transgression du Crétacé supérieur (photo. 1, 2, 3, planche 7) qui résultait de l'affaissement général du socle armoricain vers l'Ouest et qui a fossilisé, soit la topographie jurassique, soit le Crétacé inférieur érodé (photo.1, planche 8), la couverture périarmoricaine a été reprise dans une nouvelle phase tectonique. Cette phase qui semble correspondre à une remontée vers le Nord de la plaque ibérique (LE PICHON, BONNIN,

FRANCHETEAU et SIBUET, 1971) peut être datée de l'Eocène inférieur ; elle a induit des anticlinaux et des synclinaux à très grand rayon de courbure qui doivent correspondre en profondeur à des mouvements verticaux. L'intense fracturation qui affectait le Jurassique n'est plus perceptible ici. Ces mouvements de fond ont permis, tantôt au Jurassique (fosse de la Manche, est de Rochebonne), tantôt au Crétacé inférieur (anticlinaux d'Ouessant), tantôt encore au socle (granite du nord de Roscoff ?, plateau de Rochebonne) de percer la couverture crétacée (BOILLOT, HORN et LEFORT, 1972). Danien et Thanétien font partie de cet étage structural : le plissement est donc post-thanétien (BOUYSSE, HORN, LEFORT et LE LANN, 1974). A cette époque, les plis semblent s'orienter rectangulairement en Manche et dans ses Approches. En Manche, ils ont une direction N 60° ; ils sont N 130° sur le plateau sud-armoricain ; plus à l'Est au niveau du Cotentin, ils sont est-ouest. La présence d'Eocène inférieur de faciès continental en mer (BOILLOT, 1964 ; LEFORT, 1970) montre qu'il y a eu émersion au Paléogène inférieur au moins au niveau de la Domnonée. Cette émersion est sans doute responsable du dégagement des affleurements de socle isolés au milieu de la couverture (monadnocks) et de l'altération profonde que montrent certains granites prélevés en mer (cette altération a pu commencer au Crétacé supérieur dans les zones où il existait des îles de socle).

e - L'alerte yprésienne

Une très légère discordance (photo. 3, planche 8) affecte en Manche occidentale des terrains rapportés à l'Yprésien, sous le Lutétien inférieur. Cette phase discrète est contemporaine de mouvements décelés dans la boutonnière de Bray (BLONDEAU, CAVELIER, POMEROL, 1964) ; elle n'a pas été reconnue ailleurs dans le domaine périarmoricain.

f - L'éventualité de mouvements post-éocènes / anté-stampiens

Au nord-est de Belle-Ile, DELANOE et PINOT (1974) ont cru reconnaître l'existence d'une phase qui aurait plissé le Lutétien supérieur après une exondation et avant le Stampien. La découverte de cette discordance, déduite d'observations morphologiques et de prélèvements mal localisés, n'a pas donné lieu à la publication de profils de sismique réflexion qui, seuls, pourraient convaincre.

En Manche occidentale, l'Oligocène saumâtre (ANDREIEFF et LEFORT, 1972) repose sur le Lutétien supérieur apparemment sans discordance. Il existe seulement une tendance régressive.

g - La fracturation anté-néogène

Après le Lutétien largement transgressif (photo. 3, planche 8), une série de mouvements, vraisemblablement verticaux, ont affecté, après le Stampien (?) et avant l'Aquitanien, l'ensemble de la couverture. C'est à cette phase que l'on doit l'organisation structurale actuelle du plateau périarmoricain ; elle a permis à nombre de structures du Jurassique et du Crétacé d'affleurer, soit dans des horsts (zone centrale de la Manche occidentale), soit dans des demi-horsts (région sud-armoricaine). Les regards des failles qui limitent les horsts ne sont pas quelconques ; ils sont la plupart du temps orientés vers le Nord-Ouest en Manche occidentale et vers le Sud-Ouest sur le plateau sud-armoricain. Lorsque la couverture était peu épaisse, ces mouvements ont permis au socle d'apparaître au milieu des sédiments (Belle-Ile, île d'Yeu, granite du nord de Roscoff), à moins qu'ils n'aient favorisé l'emprisonnement de minces lanières d'Eocène au milieu d'affleurements de

socle (entre Aurigny et Guernesey, entre Guernesey et Jersey, à l'Est de Jersey). Il s'agit parfois aussi d'une tectonique en touches de piano qui isole de petits grabens très près de la côte (graben de Bréhat, de Concarneau, etc...). Les fractures de cet âge sont souvent cachetées par le Néogène (sud de Belle-Ile, nord d'Ouessant).

h - La fracturation post-helvétienne

Des rejeux tardifs ont permis, en bordure de marge, de remobiliser une couverture mio-pliocène qui est largement transgressive (photo. 3, planche 8) dans les Approches de la Manche et sur le plateau sud-armoricain. Il semble que le petit graben qui, au nord des Abers (ANDREIEFF, LEFORT, MAREC et MONCIARDINI, 1973) limite étroitement des terrains de cet âge, soit récent. On trouve d'ailleurs sur le Massif Armoricain des structures identiques et des dénivellations de plus de 80 mètres dans les faluns helvétiens (DURAND, 1960).

D - CORRELATIONS ENTRE les FRACTURES du SOCLE et CELLES de la COUVERTURE

I - La densité de la fracturation dans la couverture

L'étude comparée des structures cassantes affectant le toit du Jurassique et le toit du socle montre qu'il est des failles du socle qui n'ont pas rejoué au Jurassique. Il en est de même lorsqu'on passe du Jurassique au Crétacé supérieur, du Crétacé supérieur au Lutétien supérieur, ou du Paléogène au Néogène.

La diminution de la fracturation qui a été observée lorsqu'on s'élève vers les horizons structuraux supérieurs est doublée

d'une évolution dans le style des structures : aux horsts et aux grabens du socle correspond une fracturation verticale du Jurassique et du Crétacé inférieur, des bombements de longueur d'onde hectométrique dans le Crétacé supérieur et de faibles ondulations dans l'Eocène. Le Mio-pliocène n'est, quant à lui, ni plissé, ni faillé en Manche occidentale, sauf peut-être dans le petit graben des Abers. Il n'en est évidemment pas de même sur le plateau sud-armoricain où une couverture peu épaisse montre, à niveau structural égal, une fracturation plus poussée qu'en Manche occidentale ; le Mio-pliocène est là, lui-même fracturé.

Il est, en général, impossible de déceler si la fracturation de la couverture est due à des cisaillements horizontaux ou à des jeux verticaux du socle, ni même s'il s'agit de compression ou de distension. Le pendage des failles généralement inconnu ne permet d'ailleurs pas de reconstituer le mécanisme des contraintes qui se sont exercées sur la couverture. Dans ces conditions, force est d'admettre que les phases de distension et de compression, qui ont été citées plus haut, expliquent la cinématique régionale, mais ne s'appliquent pas nécessairement à des accidents précis, certains d'entre eux pouvant même jouer en sens inverse du mouvement général.

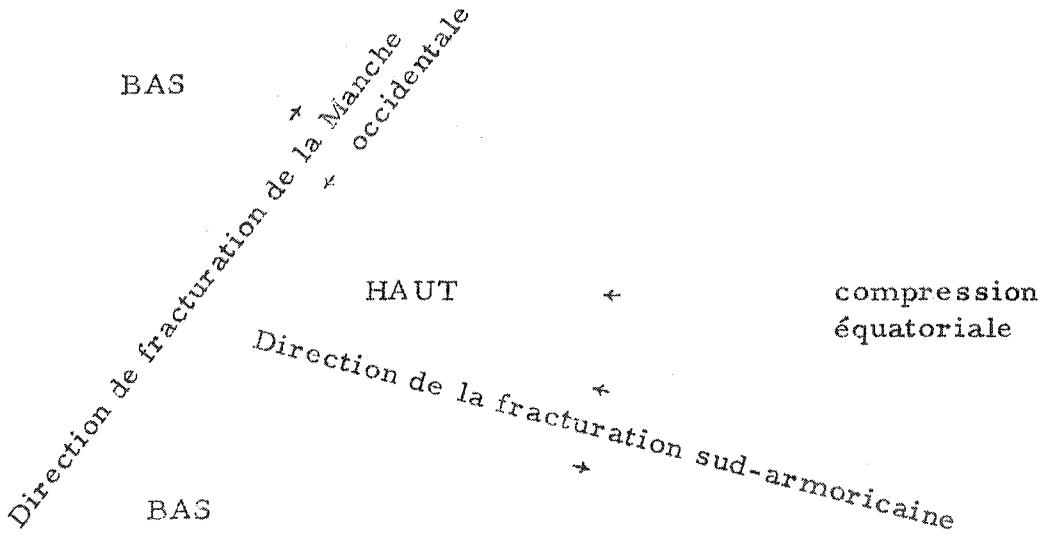
II - La réutilisation sélective des fractures du socle

On remarquera d'abord (figure 30) que les accidents du socle ont été d'autant plus facilement remobilisés qu'ils étaient plus importants. Ceci n'est toutefois vrai que pour une partie des cassures puisque l'on trouve des fractures majeures qui n'ont donné lieu à aucun rejeu, tel le cisaillement sud-armoricain ou les fractures "armoricaines" du plateau de Bretagne méridionale. L'orientation des accidents par rapport aux directions des contraintes a

donc dû, elle aussi, intervenir.

On note ainsi que la réactivation des accidents du socle (N 60°, N 90°, N 0° et N 130°) varie d'un horizon structural à un autre. La cartographie des failles par niveau structural est malheureusement trop parcellaire (les réflecteurs ne pouvant être, en général, suivis sur de grandes distances) pour que l'on puisse tenter de dégager une chronologie des contraintes post-permiennes. Seules les cassures anté-aquitaniennes, dont les traces sont restées pratiquement intactes jusqu'à nos jours, se prêtent à ce genre d'analyse.

Il est certain que l'Eocène a été fracturé par des mouvements "verticaux", mais il se pourrait qu'il ait été aussi affecté par des jeux horizontaux. On peut en effet remarquer (figure 30) que la phase anté-aquitanienne n'a réutilisé que les accidents N 60° en Manche occidentale, N 130° sur le plateau sud-armoricain et que les deux types de fractures ne se recoupent pas. Cette disposition suggère (MOODY, 1973) que le Massif Armoricain a subi, à la fin de l'Oligocène, une compression d'est en ouest. Le calligramme suivant restitue le mouvement d'ensemble :



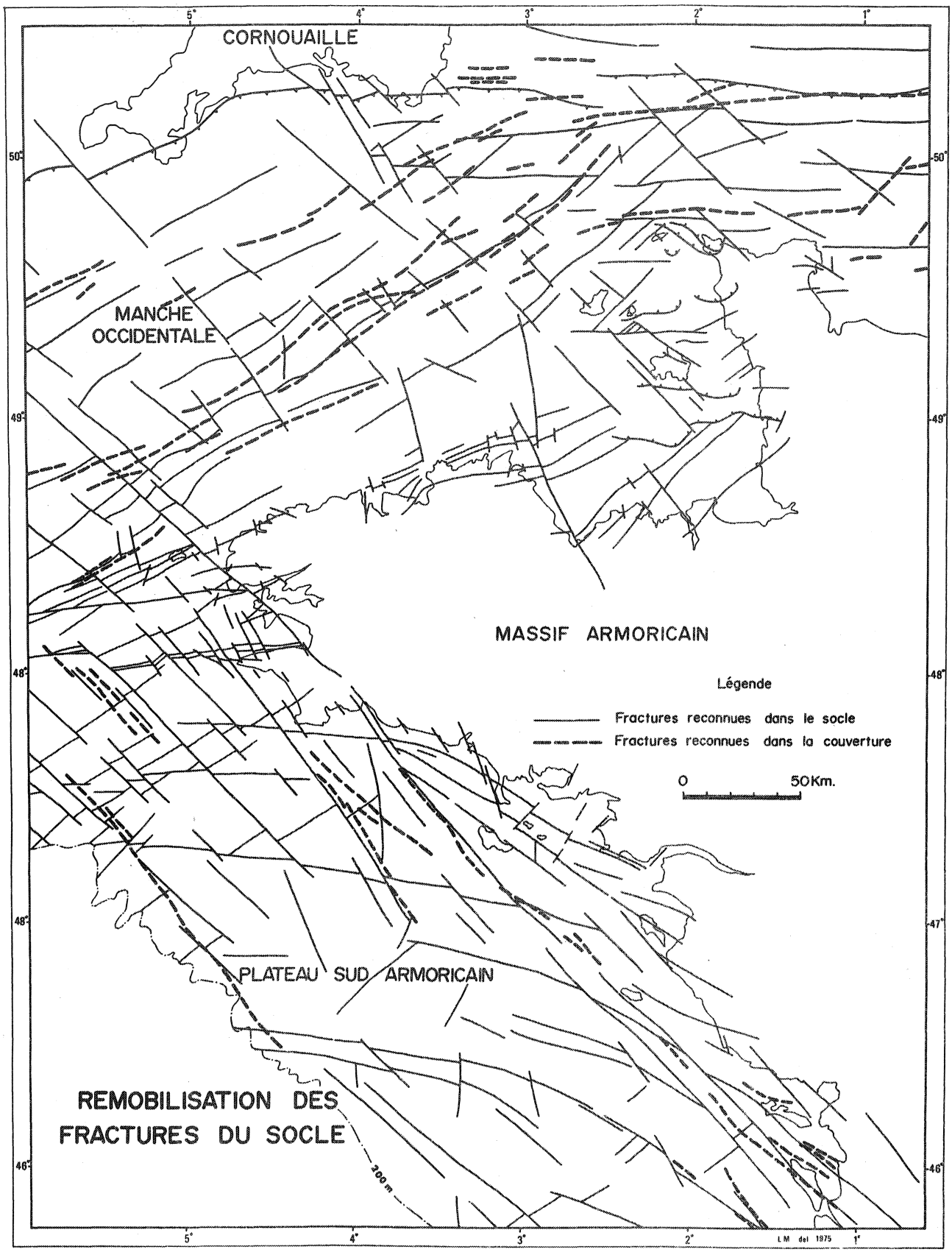


Figure 30.- La fracturation dans le socle (reconnue par magnétisme et gravimétrie) et dans sa couverture (reconnue par sismique réflexion).

L'orientation globale des regards des failles affectant les terrains éocènes (nord-ouest en Manche occidentale et sud-ouest sur le plateau sud-armoricain) appuie cette interprétation, une pression orientée est-ouest induisant en effet des cisaillements dextres le long des directions N 60°, senestres le long des failles N 130°, et un soulèvement général du compartiment qui se trouve dans le cadran de compression.

Cette remontée du Massif Armoricain a probablement été favorisée par le pendage des plans de faille. On se souvient que, dans le socle, les fractures de direction sud-armoricaine ont un pendage vers le nord-est et que la fracture majeure de la Manche pourrait montrer un pendage vers le sud-est.

Ce mouvement peut être corrélé avec celui qui a été responsable du plissement paroxismique des Alpes (DEBELMAS, 1974).

La mise en évidence d'un tel mouvement montre que la compression post-thanétienne n'est pas unique et que, parmi les phases de distension déjà citées, il existe deux phases de compression successives.

Deux traits majeurs paraissent avoir perdurés à travers les différentes phases qui ont affecté le domaine périarmoricain : ce sont l'accident Aurigny-Ouessant et la faille Kerforne. Il est malheureusement impossible d'effectuer des comparaisons continues des rejeux de ces deux accidents : l'histoire jurassique et crétacée inférieure de la faille Kerforne est pour l'instant inconnue et les remobilisations post-aquitaniennes de l'accident Aurigny-Ouessant ne peuvent être décelées. Une chronologie comparative a pourtant été tentée (tableau 4) ; elle prend en compte aussi bien les phénomènes observés que les hypothèses précédemment évoquées.

	Faille Aurigny-Ouessant	Faille Kerforne
Distension triasique	Mouvements "verticaux" Intrusions (?)	Mouvements "verticaux" (?) Intrusion
Intumescence jurassique	Mouvements "verticaux" (?)	Mouvements "verticaux" (?)
Distension du Crétacé inférieur (?)	Mouvements "verticaux"	?
Compression éocène (N - S)	Cisaillementssenestres- Jeu en faille inverse (?)	Cisaillements dextres - Jeu en faille inverse (?)
Compression oligocène (E - W)	Cisaillements dextres - Jeu en faille inverse	Cisaillements senestres - Jeu en faille inverse (?)
Fracturation post-helvétienne	?	Mouvements "verticaux"
Mouvements actuels	Rejeux profonds	?

Tableau 4

Cinématique possible des accidents Aurigny-Ouessant et Kerforne après le Paléozoïque

Il semble que la fracture Aurigny-Ouessant a toujours été plus active que la faille Kerforne, probablement parce qu'elle correspondait à une discontinuité fondamentale du socle. Cette fracture joue d'ailleurs encore de nos jours et correspond à un centre de séismicité connu (MOURANT, 1933).

Dans les Approches occidentales de la Manche, les failles parallèles à ces deux accidents s'entrecroisent et dessinent, au niveau du socle, une mosaïque qui semble avoir joué en horsts et en grabens au Mésozoïque (figure 27 et carte hors texte du socle périarmoricain).

La confrontation des documents qui viennent d'être cités suggère une autre remarque : on note, en effet, que les fortes épaisseurs de couverture connues en Manche et dans ses Approches se prolongent au sud de la zone broyée sud-armoricaine bien que l'accident Aurigny-Ouessant, qui contrôlait le graben de la Manche occidentale, soit interrompu au niveau de cette zone. Force est d'admettre qu'une cassure mineure orientée, elle aussi, N 60° relaie aux environs de 7° de latitude la fracture majeure de la Manche et joue son rôle vers le sud-ouest. Cette promotion pourrait dater du Trias et serait à l'origine de l'effondrement du graben des Approches occidentales de la Manche.

Cette observation, qui pourrait à première vue faire douter du rôle prépondérant joué par le cisaillement sud-armoricain, ne constitue pas en réalité une objection. Il existe en effet de nombreuses fractures orientées N 60° qui auraient pu, à l'ouest du Massif Armoricain, remplir un tel rôle et il n'est pas curieux que l'une d'entre elles, plus au moins alignée avec l'accident Aurigny-Ouessant, se soit comportée comme une direction associée à la direction d'ouverture de l'Atlantique nord.

Il n'est pas exclu que la région de la baie d'Audierne dont l'organisation semble répéter, au sud du cisaillement sud-armoricain, la structure de la Manche occidentale (hypothèse du chapitre III, deuxième partie) ait évolué comme elle. La fracture orientée N 60° qui limite la partie méridionale de la baie

d'Audierne a pu réagir comme l'accident Aurigny-Cuessant. Les données de la sismique réfraction sont malheureusement trop éparses pour que l'on puisse rechercher s'il existe un graben d'âge mésozoïque inférieur sous le Tertiaire qui affleure à l'ouest de la baie d'Audierne.

CONCLUSIONS CONCERNANT le ROLE du SOCLE dans l'EVOLUTION de la COUVERTURE PERIARMORICAINE

Le socle périarmoricain a été remobilisé de nombreuses fois après la fin des temps hercyniens. Son histoire post-permienne est très liée à l'évolution de l'Atlantique nord.

1. Il a d'abord subi un soulèvement et un basculement général vers l'Est lors de l'intumescence qui a précédé la formation du "rift" initiateur de l'ouverture de l'Atlantique nord. Ce bombement principal se "digitait" peut-être localement au niveau du futur graben de la Manche. L'érosion des sédiments paléozoïques exondés a participé à l'élaboration des 'houveaux grès rouges". La rareté des affleurements d'âge paléozoïque à l'ouest de la Domnonée peut s'expliquer de cette façon.

2. Les rapports chronologiques existant entre cette intumescence et les cisaillements dextres post-stéphaniens / antétrias moyen qui ont été responsables de la séparation initiale des plaques européenne et américaine ne peuvent actuellement être précisés ; il n'est pas possible de savoir si ces mouvements ont précédé, suivi ou accompagné le bombement thermique initial.

3. Au Trias moyen ou terminal, le début d'expansion de l'Atlantique nord (c'est à cette époque un phénomène limité) et l'éloignement ménagé du "rift" provoquent la détumescence de la marge et l'abaissement des reliefs exondés. Une communication par la Manche entre la mer anglo-parisienne et l'océan atlantique doit être envisagé au Jurassique. Cette communication pourrait avoir été facilitée par l'existence des grabens nouvellement formés.

4. Au Jurassique supérieur, l'orogenèse "cimérienne récente" exonde les terrains qui viennent d'être déposés et provoque une fracturation et une érosion active au toit de ceux-ci. Ces mouvements datent la reprise du flux thermique ; ils ont surtout été sensibles en Manche et en bordure de marge.

5. Au Crétacé inférieur, la reprise de l'ouverture de l'Atlantique nord est contemporaine d'une nouvelle fracturation. Il est actuellement impossible de savoir si la réactivation du graben de la Manche date de la fin du Jurassique ou du Crétacé inférieur.

6. Au Crétacé supérieur, à l'Eocène et au Miocène, la subsidence continue de la marge, abaisse le niveau du toit du socle et favorise les transgressions dans les bassins bordiers.

7. A la fin du Thanétien, une compression liée à la fermeture partielle du Golfe de Gascogne induit en profondeur des horsts et des grabens qui se traduisent dans la couverture par des légères ondulations synclinales et anticlinales.

8. A l'Yprésien, de petits mouvements pourraient avoir existé en Manche occidentale.

9. Une compression probablement originaire de l'est provoque à la fin de l'Oligocène le cisaillement des fractures N 60° et N 130° ainsi que l'affaissement des régions "extra-armoricaines" (zone septentrionale de la Manche occidentale, bord externe de la marge sud-armoricaine).

10. A la fin de l'Helvétien, des effondrements marginaux remobilisent le socle. Il est possible qu'il s'agisse là d'un phénomène général bien qu'il n'ait été détecté que sur la marge externe sud-armoricaine.

Ce schéma montre, dans ses grands traits, de fortes ressemblances avec celui qui a été proposé pour le Black Plateau (SCHNEIDER et JOHNSON, 1970) et souligne la symétrie de l'évolution des marges est- américaine et ouest-européenne après le Paléozoïque.

L'étude comparée des structures qui affleurent tant au toit du socle qu'au toit de la couverture a permis de montrer que l'organisation de la couverture périarmoricaine était sous l'entière dépendance de la tectonique de socle. On note aussi que, parmi les divers événements qui ont remobilisé ce socle, il n'en est aucun dont le moteur doive être recherché dans le Massif Armoricain lui-même.

-:-

RESUME et CONCLUSIONS

La rédaction de ce mémoire a été abordée avec un esprit synthétique : seules les données analytiques nécessaires à l'argumentation ont été reprises. C'est pourquoi l'on n'y a trouvé que peu de descriptions pétrographiques ou paléontologiques, aucune photographie de plaque mince, aucun calcul, peu de tableaux de valeurset peu de courbes. Tous ces documents ont été publiés ou sont sous presse ; il a paru inutile de les réinsérer ici : ils n'auraient fait qu'alourdir ma démarche.

Une clef précède la bibliographie ; elle doit permettre au lecteur de retrouver les données analytiques qui pourraient l'intéresser ainsi que la position géographique des prélèvements et des mesures.

Les chapitres qui constituent ce mémoire comportent pour la plupart des résumés. Certaines conclusions ont déjà été avancées et des corrélations ont été tentées. On ne trouvera donc dans le résumé qui précède ma conclusion générale que ce qui me paraît être l'essentiel des faits que j'ai cru devoir étudier et des interprétations qu'ils suggèrent.

Le socle antépermien submergé dessine autour du Massif Armoricain une auréole large de 10 à 60 kilomètres, selon les endroits. Il affleure depuis l'est du Cotentin jusqu'à la latitude de l'île de Ré ; plus au large, il perce localement la couverture sédimentaire, mais reste le plus souvent caché sous les marnes et les calcaires du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Une étude dir cte de ce socle peut être tentée à l'aide de prélèvements géologiques, partout où il affleure. Lorsqu'il n'affleure pas, les méthodes géophysiques sont les seules qui permettent d'appréhender sa nature et sa structure.

A - Le SOCLE SUBMERGE AFFLEURANT

se divise en deux domaines : le domaine de la Manche et le domaine sud-armoricain qui inclut la baie d'Audierne.

Le domaine de la Manche est caractérisé par l'existence d'un "vieux socle" pentévrien recouvert de sédiments et de volcanites briovériennes qui ont été métamorphisés lors des deux phases majeures de l'orogenèse cadomienne. De façon générale, le métamorphisme paraît plus intense au Cadomien I qu'au Cadomien II. A l'ouest du Massif, il pourrait en être autrement.

Ces terrains ont été injectés d'intrusions basiques et acides avant le début du Paléozoïque. Le Paléozoïque transgressif y est peu épais et se répartit inégalement. Le Cambrien qui débute par des faciès grossiers et un volcanisme acide n'existe que dans le golfe normano-breton ; il est suivi par les "grès armoricains" qui affleurent seulement en Iroise. On ignore si l'exondation qui a affecté le golfe normano-breton entre le Cambrien moyen et l'Ordovicien inférieur s'est aussi manifestée dans le Léon ou si celui-ci est resté exondé pendant tout le Paléozoïque inférieur. A partir du Llandélien, la mer ordovicienne recouvre l'ensemble du domaine de la Manche. Les dépôts sont fins et associés à un volcanisme sous-marin discret au nord et à l'ouest de la Bretagne.

Le Dévonien s'étend largement sur ce domaine. Des mouvements verticaux antérieurs à cette époque avaient modelé le

paysage en horsts et en grabens de telle façon que la transgression dévonienne a laissé des dépôts différents selon les endroits : grossiers dans les régions exondées, fins entre celles-ci. Le Carbonifère manque le plus souvent.

L'orogenèse hercynienne a plissé, écaillé et faillé le Paléozoïque qui se trouve aujourd'hui préservé dans des fonds de synclinaux, des grabens ou des couloirs tectoniques localisés entre des noyaux de socle ancien ; ces terrains ont été peu métamorphisés. Le plutonisme est rare à l'Ordovicien et peu développé au Carbonifère où il est presque partout intrusif.

Le domaine sud-armoricain est séparé du domaine de la Manche par la zone broyée sud-armoricaine. Il est constitué de deux régions dissemblables : la baie d'Audierne où les terrains sont encore assez peu métamorphisés pour que l'on puisse les dater paléontologiquement et la région orientale où le niveau de métamorphisme est souvent élevé. Ces deux régions sont séparées par une série ophiolitique rectiligne associée à des terrains polymétamorphiques.

En baie d'Audierne, les terrains paléozoïques (grauwackes ordoviciennes (?), volcano-sédimentaire siluro-dévonien ou carbonifère) monostructurés et monométamorphisés dans un climat proche du "greenschist facies", s'opposent aux terrains qui les bordent au sud et qui montrent au moins deux phases de plissement et de métamorphisme. Dans ces derniers terrains, le second métamorphisme, de même niveau que celui qui a été reconnu plus au nord, rétromorphose des roches de faciès amphibolite ou granulite. A terre, les terrains polymétamorphiques sont rapportés au Briovérien.

A l'est de l'échine granitique qui court de Quiberon à

Noirmoutier, on trouve les terrains cristallophylliens dont les plus jeunes ne doivent pas être postérieurs au Briovérien moyen. Certains sont polymétamorphiques et montrent des roches méso et catazonales rétromorphosées dans le faciès amphibolite, d'autres sont détritiques et épimétamorphiques. Les équivalents émergés correspondant à ces affleurements sont généralement considérés comme antécambriens.

Entre le massif granitique Pont-Labbé - Les Glénans et l'échine Quiberon - Noirmoutier, un graben tardif préserve des micaschistes qui pourraient être monométamorphiques au sud et polymétamorphiques au nord. La plupart de ces roches atteignent le faciès "schiste vert" et montrent, selon les cas, une, deux ou trois phases de plissement. Il se pourrait qu'une partie de ces terrains (ceux qui entourent Belle-Ile) soit l'équivalent des affleurements monostructurés et monométamorphiques reconnus en baie d'Audierne.

Les intrusions granitiques précoces qui recoupent les séries cristallophylliennes polyphasées sont de type granodioritique. Les relations qui existent entre ces deux types de roche montrent l'antériorité des séries métamorphiques ; elles sont d'ailleurs considérées à terre comme anté-hercyniennes (s. s.) ; ces intrusions ont été suivies par la mise en place de leucogranites cicatriciels à l'époque où de puissants cisaillements ont découpé la retombée méridionale de l'anticlinal de Cornouaille.

La fracturation du domaine périarmoricain semble s'organiser selon la chronologie suivante : 1. fracturation N 60° ; 2. fracturation N 90° ; 3. fracturation N 130°. Les cassures subméridiennes pourraient correspondre à des fractures associées aux deux derniers systèmes.

La synthèse des informations stratigraphiques et structurales, réunies autour de la Bretagne, a permis de dessiner quatre cartes à l'échelle du 1/320 000e : Rennes-Cherbourg, Brest-Lorient, Belle-Ile et Nantes-La Rochelle ; celles-ci sont présentées en hors-texte.

B - Le SOCLE SUBMERGE NON AFFLEURANT

Une carte du socle périarmoricain a été dessinée à l'aide des données magnétiques, gravimétriques et sismiques ; elle montre la répartition probable des terrains antépermiens sous la couverture entre la côte de la Bretagne, l'isobathe 200 mètres, le parallèle d'Arcachon et une ligne allant des îles Sorlingues au banc de la Grande Sole. Ce document est plus hypothétique que ceux qui représentent le socle submergé affleurant. Plusieurs grandes régions y sont figurées ; on distingue :

- au nord, les "fosses" paléozoïques de la Manche et de la baie d'Audierne sont toutes deux comblées de sédiments d'âge paléozoïque, peu ou pas métamorphisés, qui vont en s'épaississant du nord vers le sud ; elles sont interrompues par des fractures majeures linéaires, orientées N 60°. La "fosse" de la baie d'Audierne pourrait être en partie constituée de terrains d'âge ordovicien. Ces deux "fosses" sont bordées (au nord pour la fosse de la Manche et à l'est pour la fosse de la baie d'Audierne) par des terrains métamorphiques ; ceux-ci ont été interprétés comme des remontées d'horizons sous-jacents aux "fosses", qui seraient apparues à la suite d'événements tectoniques tardifs (hercyniens).

- au sud, ces "fosses" sont bordées par des affleurements d'âge antépaléozoïque indurés et granitisés, recouverts d'une faible épaisseur de Paléozoïque. Les terrains antépaléozoïques sont acciden-

tés de horsts et de grabens et ont été le siège d'une intense activité cisaillante. Au sud de la fosse de la Manche, on trouve le domaine complexe domnonéo-normanien ; il est constitué de neuf noyaux de taille inégale, d'âge antécambrien, entre lesquels sont préservés des sédiments paléozoïques. Au sud de la fosse de la baie d'Audierne, les terrains antécambriens, injectés de granites hercyniens et recouverts de peu de Paléozoïque ont été cisaillés selon des accidents sub-parallèles au cisaillement sud-armoricain.

Des horsts de "vieux socle" ont enfin été décelés en bordure de marge (à la sortie de la Manche) au large du Finistère et au sud de Penmarch. Leur individualisation pourrait avoir été postérieure au Paléozoïque.

- entre les "fosses" paléozoïques et les zones de socle induré qui les bordent au sud s'étendent des anomalies magnétiques et gravimétriques, allongées, qui ont été attribuées à des corps basiques. L'étude pétrographique du corps basique localisé au sud de la fosse de la baie d'Audierne montre qu'il appartient à une série ophiolitique. Des arguments géophysiques et structuraux incitent à penser que le corps basique reconnu en Manche occidentale est de même nature.

C - VERS UNE EXPLICATIONS GLOBALE

Il semble que le domaine périarmoricain doive ses grandes structures aux crises qui ont affecté l'aire périatlantique depuis l'antécambrien.

La subduction qui s'est opérée au sud de l'océan longmyndien (océan qui était localisé au niveau de l'île d'Anglesey G.B.) paraît avoir été responsable de la création d'un océan mar-

ginal ; cet océan allongé, orienté N 60° et occupant approximativement l'emplacement de la Manche occidentale s'est vraisemblablement ouvert entre la fin du Cadomien et le début du Paléozoïque.

La fermeture de l'océan de la Manche, plus ou moins contemporaine de celle du Iapetus (océan qui était situé au niveau de l'Ecosse), pourrait avoir provoqué une subduction sous le craton armoricain. La répartition des volcanites et des plutonites antéhercyniennes montre qu'une subduction lente aurait pu se dérouler entre le Cambrien et le Silurien, induisant des horsts, des grabens et des fractures orientées N 60°. Le cortège ophiolitique linéaire reconnu en baie d'Audierne et l'alignement de roches basiques décelé en Manche occidentale sont interprétés comme des restes de croûte océanique fossilisant une suture cryptique.

Les deux branches de l'orogène hercynien, séparées par la ride armorique-bohême, se divisent à la hauteur des approches occidentales de la Manche. Le craton du grand banc de Terre-Neuve semble prolonger cette ride vers l'ouest ; la branche méridionale correspond à l'arc ibéro-armoricain. Les deux segments de cet orogène ont été disloqués par les cisaillements hercyniens : le cisaillement sud-armoricain et le cisaillement du Lizard semble avoir provoqué des décrochements de grande ampleur (senestre ?).

Au Permien, l'individualisation des plaques américaine et européenne s'est faite à la suite d'un mouvement cisaillant dextre. Ce cisaillement pourrait correspondre à une rotation autour d'un pôle situé sur la plaque américaine. Les failles dextres sont bien visibles sur le plateau continental.

Au Trias moyen, la rotation de la péninsule ibérique autour d'un pôle situé sur la plaque européenne provoque un début

d'ouverture (au Trias supérieur). Les traces de ce mouvement sont visibles dans la croûte océanique du golfe de Gascogne.

Vers la fin du Jurassique, l'orogenèse cimérienne récente exonde la Manche occidentale et la marge sud-armoricaine. Cette intumescence marque probablement le début d'une nouvelle ouverture.

Au Crétacé inférieur et au Jurassique supérieur terminal, la reprise de l'ouverture de l'Atlantique nord et du golfe de Gascogne est subcontemporaine de l'effondrement des grabens de la Manche et de Parentis. Les mers du Crétacé supérieur ont ensuite été largement transgressives sur tout le plateau continental. En Manche occidentale, à cette époque, la subsidence paraît plus forte au sud de l'accident Aurigny-Cuessant qu'au nord.

A l'Eocène inférieur, la fermeture limitée du golfe de Gascogne occasionne une remobilisation des structures profondes du socle armoricain et induit dans la couverture des synclinaux et des anticlinaux.

Il se pourrait qu'il y ait eu de légers mouvements à l'Yprésien. L'amplitude de ceux-ci semble toutefois avoir été sans rapport avec ceux qui se sont développés après l'Oligocène et qui ont donné sa physionomie actuelle au domaine périarmoricain. La fracturation paraît, à cette époque, avoir été en partie cisaillante.

Après l'Helvétien, les fractures orientées N 130° rejouent en bordure de marge et remobilisent le Néogène.

D - CONCLUSIONS

Le moteur des mouvements de compression (calédoniens, hercyniens, thanétiens et yprésiens ?) et de distension (briovériens, triasiques, jurassiques supérieurs/crétacés inférieurs et post-helvétiens), qui ont été décelés autour de la Bretagne, peut être recherché dans le déplacement des plaques qui ont entouré le domaine armoricain depuis l'Antécambrien. On doit toutefois distinguer parmi ces mouvements ceux qui ont été assez puissants pour structurer le socle et ceux qui n'ont fait que remobiliser les structures préexistantes sans en créer de nouvelles de même ampleur. Il semble que le passage Paléozoïque/Mésozoïque constitue à cet égard une coupure majeure. La remobilisation des accidents du socle armoricain après le Permien montre que celui-ci ne doit pas être considéré pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque comme un bloc inerte sur lequel l'histoire de la couverture se serait inscrite sans référence au passé, mais plutôt comme un guide auquel aucun terrain récent n'aurait pu échapper.

L'hypothèse mobiliste que j'ai proposée pour rendre compte de l'organisation du socle péri-armoricain dépasse largement le cadre de ce massif ; on note ainsi que les relations étroites qui existent entre les phénomènes de fermeture et d'ouverture océanique (ouverture d'un océan du côté continental, au-dessus de la zone de subduction) peuvent expliquer comment la partie méridionale du bouclier baltique s'est fragmentée. L'individualisation des microcontinents (microcontinent moinien, Midland block, domaine domnonéen entre les plaques américaine et ligérienne (?)) a peut-être eu pour origine la propagation des ouvertures océaniques vers le sud. Il est important de noter que le processus n'a pu évoluer dans cette direction que parce qu'il semble que les subductions se soient longtemps faites au sud des paléo-océans. Ce

phénomène pourrait avoir été interrompu au niveau de la Bretagne méridionale à la suite d'une subduction vers le nord. Cette ultime fermeture a pu induire, à son tour, un nouvel approfondissement du bassin de la Manche pendant le Carbonifère.

Il est possible que les terrains très anciens qui caractérisent actuellement la partie septentrionale du Massif Armoricain (Pentévrien) n'affleurent là que parce qu'il a, un moment, existé immédiatement au nord un océan aujourd'hui disparu. L'isolement géographique de ces terrains a été expliqué plus haut ; leur remontée vers la surface pourrait avoir été consécutive à l'arrêt d'une subduction.

Au sud de la Bretagne, la collision qui est à l'origine de l'orogène hercynien peut elle-même être considérée comme une conséquence éloignée de la subduction de l'océan de la Manche (fermeture d'un océan (?) ouvert au Paléozoïque moyen au niveau de la Bretagne méridionale).

Le Massif Armoricain paraît aujourd'hui limité par cinq grandes cassures qui affectent probablement la croûte sur toute son épaisseur. Ce sont : la fracture de la Manche (qui vient d'être interprétée comme une suture cryptique calédonienne), le cisaillement du Lizard (qui est considéré comme un chevauchement hercynien consécutif à la fermeture de l'océan médio-européen), la fracture du bassin de Paris (que l'on peut assimiler à un rift continental cadomien (?)), la suture sud-armoricaine (qui, bien que non encore localisée, pourrait correspondre à une deuxième suture cryptique hercynienne) et la rupture de pente du plateau continental atlantique.

Ces limites permettent de définir le Massif Armoricain comme une "plaque potentielle". Toutes les conditions sont

aujourd'hui requises pour qu'une autonomie complète se manifeste le cas échéant ; n'est-ce pas ainsi que la plaque ibérique s'est désolidarisée du reste de l'Europe ?

L'installation des bassins sédimentaires mésozoïques et cénozoïques au niveau de ces accidents montre, en tous cas, que le Massif Armoricain possède une liberté relative par rapport à l'ensemble du bâti ouest-européen.

Il est probable que la moisson des informations réunies autour de la Bretagne survivra aux explications qui ont été proposées pour les réunir. Les hypothèses émises dans ce mémoire auront pourtant eu leur utilité si elles ont réussi à convaincre que nombre de problèmes armoricains doivent être abordés à une échelle dépassant celle du Massif pour être compris. Je souhaite que ce travail qui se trouve à la croisée de la géologie, de la géophysique et de l'océanographie apporte effectivement quelques solutions à ces problèmes.

-:-

CLEFS pour RETROUVER la NATURE des DONNEES ANALYTIQUES REUNIES par l'AUTEUR

(les références complètes des publications citées ci-dessous sont données dans la bibliographie)

A - Liste chronologique des publications

1. La plage de Pors-Mabo
2. Etude géologique de la Manche au nord du Trégor
   a. les dépôts pléistocènes
   b. le problème des sables calcaires
   c. géologie du substrat rocheux et morphologique
3. Découverte de Paléozoïque à microplancton au sud de la Manche occidentale
4. Sur la présence de Lutétien inférieur au sud de la Manche occidentale
5. Esquisse géologique de la partie méridionale du Golfe normano-breton
6. Le microplancton ludlovien des formations immergées des Minquiers
7. Etude des terrains antécambriens et paléozoïques immergés au large du Petit Trégor
8. Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère
9. Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale
10. Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire
11. Le socle anté-paléozoïque de la Manche occidentale et son évolution à la fin du Paléozoïque
12. Carte sédimentologique à l'échelle du 1/100 000e des côtes de France : feuille de Perros-Guirrec [x]

---

[x] sous presse.

13. Les terrains antécambriens et paléozoïques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche

14. La zone Biscaye-Labrador : mise en évidence de cisaillements dextres orientés N 130° antérieurs à l'ouverture de l'Atlantique nord

15. Tectonique et structures post-paléozoïques en Manche occidentale

15 bis. Idem

16. Etude du socle antémésozoïque de la partie septentrionale du Golfe normano-breton

17. Le contrôle du socle dans l'évolution de la sédimentation en Manche occidentale après le Paléozoïque

18. Le socle anté-mésozoïque submergé à l'ouest de la baie d'Audierne

19. Etude du socle anté-mésozoïque au nord du Massif Armoricain

20. Carte géologique de la Manche à l'échelle du 1/1 000 000e

21. Carte géologique à l'échelle du 1/50 000e : feuille de Tréguier [x]

22. Carte géologique à l'échelle du 1/50 000e : feuille de Douarnenez

23. Carte géologique de la Manche à l'échelle du 1/250 000e : feuille de Guernesey [x]

24. Carte géologique du Quaternaire et des formations superficielles de la France à l'échelle du 1/1 000 000e

25. Cinématique de l'accident Aurigny-Ouessant

26. Le socle anté-permien sous le bassin anglo-franco-belge d'après les données géophysiques. Essai de corrélation entre les massifs hercyniens périphériques [x]

26 bis. Idem

27. Reconstitution d'une zone de suture océanique anté-hercynienne au nord-ouest du Massif Armoricain

28. Etude des structures profondes et des anomalies magnétiques linéaires reconnues en Manche occidentale et en baie d'Audierne [+]

---

[x] sous presse.
[+] en préparation.

29. Première dat tion d'un granite ubmergé en Manche occidentale : mise en évidence d'une intrusion d'âge paléozoïque +

30. Etude magnétique de quelques fractures périarmoricaines +

31. Etude des structures profondes du Golfe normano-breton à l'aide du traitement des données aéromagnétiques +

32. Géologie des affleurements de socle localisés entre les îles de Glénans et l'île de Noirmoutier +

33. Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne à l'échelle du 1/1 000 000e

B - Clef analytique

1. Publications concernant la sédimentologie

   1 - 2^a - 2^b - 12 - 24

2. Publications concernant la stratigraphie du socle et ses structures

   2^c - 3 - 5 - 6 - 7 - 8 - 13 - 16 - 18 - 29 - 32

3. Publications concernant la stratigraphie de la couverture et ses structures

   4 - 9 - 10 - 13 - 15 - 17 - 20 - 33

4. Mégatectonique et synthèses partielles concernant le socle

   11 - 14 - 19 - 25 - 26 - 27 - 28 - 30 - 31

5. Cartographie

   12 - 20 - 21 - 22 - 23 - 24 - 33

C - Clef pour localiser les régions prospectées

1. Manche occidentale

   1 - 2^a - ^{b} - ^{c} - 3 - 4 - 5 - 6 - 7 - 9 - 10 - 11 - 12 - 13 - 15 - 16 - 17 - 19 - 20 - 21 - 23 - 25 - 27 - 28 - 29 - 30 - 31

2. Cuest- Bretagne

   8 - 14 - 17 - 18 - 22 - 27 - 28 - 30

+ en préparation.

3. Sud - Bretagne

   30 - 32 - 33

4. Autres zones

   24 - 26

D - Publications montrant les coordonnées géographiques des prélèvements et des mesures

1 - 2[a - b - c] - 3 - 4 - 5 - 6 - 7 - 8 - 9 - 10 - 13 - 15 - 16 - 18 - 29 - 30 - 32

-:-

TABLE de FIGURES

Figure 1 - Localisation de la zone étudiée

Figure 2 - Localisation des principaux noms de lieux cités dans ce texte

Figure 3 - Localisation probable des affleurements d'âge pentévrien

Figure 4 - Localisation des affleurements d'âge briovérien

Figure 5 - Localisation des affleurements d'âge cambrien

Figure 6 - Localisation des affleurements d'âge siluro-ordovicien

Figure 7 - Localisation des affleurements d'âge dévonien

Figure 8 - Localisation des affleurements d'âge carbonifère

Figure 9 - Localisation des affleurements de roches métamorphiques

Figure 10 - Localisation des affleurements de granitoïdes

Figure 11 - Localisation des prélèvements de socle réalisés autour du Massif Armoricain

Figure 12 - Modèles de horst et de graben

Figure 13 - Localisation des mesures de sismique réfraction réalisées autour du Massif Armoricain

Figure 14 - La couverture magnétique périarmoricaine

Figure 15 - La couverture gravimétrique périarmoricaine

Figure 16 - Isopaques des terrains de vitesse comprise entre 4,4 et 5,2 km/s.

Figure 17 - Les unités structurales reconnues dans le domaine domnonéo-normanien

Figure 18 - Coupes interprétatives du socle de la Manche occidentale, de la baie d'Audierne et du plateau sud-armoricain

Figure 19 - Interprétation de l'anomalie magnétique de la Manche

Figure 20 - Répartition supposée des ophiolites périarmoricaines

Figure 21 - Les moteurs de la tectonique périarmoricaine entre le Paléozoïque et l'Eocène

Figure 22 - Reconstitution schématique des mouvements des plaques localisées au nord du Massif Armoricain

Figure 23 - Répartition des volcanites et des plutonites paléozoïques anté-hercyniennes dans le Massif Armoricain

Figure 24 - Représentation schématique du phénomène de subduction proposé

Figure 25 - Localisation des prélèvements de couverture réalisés par l'auteur

Figure 26 - La couverture secondaire et tertiaire autour du Massif Armoricain

Figure 27 - Carte des isobathes des terrains de vitesse supérieure à 4,5 km/sec.

Figure 28 - Localisation des rides Start-Point / Guernesey et Lizard / île de Batz

Figure 29 - Interprétation d'une coupe sismique réalisée entre l'île d'Ouessant et les îles Sorlingues

Figure 30 - La fracturation dans le socle et dans sa couverture.

-:-

BIBLIOGRAPHIE
ET
CARTES UTILISEES

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS, C.J.D. 1967 - A geochronological and related - isotopic study of rocks from North-western France and Channel islands. Thesis Univ., Oxford : 142 p.

ALLAART, J.H. 1967 - Basic and intermediate igneous activity and its relationships to the evaluation of Julianehäb granite South Greenland. Medd. Grønland, V. 175 : 1 - 136

ALLAN, T.D. 1961 - A magnetic survey in the western English Channel. Quart. J. geol. Soc. Lond., 117 : 157 - 168

ALLEGRE, C.J. ; MONTIGNY, R. et BOTTINGA, Y. 1973 - Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. Bull. Soc. geol. Fr., 7, XV, 5-6 : 461 - 477

ALLEN, P. 1965 - L'âge du Purbecko - wealdien d'Angleterre. Coll. cret. inf. Lyon, Mem. B.R.G.M., 34 : 321 - 326

ANDREIEFF, P. ; BOILLOT, G. et GENNESSEAUX, M. 1968 - Prérecconnaissance géologique au sud du Massif Armoricain : affleurements de dépôts aquitaniens. C.R. Acad. Sc., Paris, 226 : 1 220 - 1 222

ANDERSON, T.A. 1975 - Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. Geol. Soc. Am. Bull., 86 : 77 - 82

ANDREIEFF, P. ; BOUYSSE, Ph. ; HORN, R. et L'HOMER, A. 1968 - Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale. C.R. Somm. S. Soc. geol. Fr., S : 161 - 162

ANDREIEFF, P. ; BOILLOT, G. ; BUGE, E. et GENNESSEAUX, M. 1969 - La couverture sédimentaire, tertiaire, à l'ouest et au sud-ouest du Massif Armoricain. Bull. B.R.G.M., 2, IV, 4. 23. 37

ANDREIEFF, P. ; BOUYSSE, Ph. ; HORN, R. et MONCIARDINI, C. 1970 - Contribution à l'étude géologique des Approches occidentales de la Manche. Colloque sur la géologie de la Manche. Mem. B.R.G.M., Fr., 79 : 31 - 48

ANDREIEFF, P. et LEFORT, J.P. 1971 - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale. Colloque sur la géologie de la Manche. Mem. B.R.G.M., 79 : 49 - 56

ANDREIEFF, P. ; LEFORT, J.P. ; MAREC, A. et MONCIARDINI, C. 1973 - Les terrains antécambriens et paléozoïques émergés au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. Bull. Soc. geol. Mineral. Bretagne, C, V, 1 : 13 - 20

ANDREIEFF, P. ; BOUYSSE, Ph. ; CURRY, D. ; FLETCHER, B.N. ; HAMILTON, D. ; MONCIARDINI, C. et SMITH, A.J. 1975 - Stratigraphy of post-paleozoïc sequences in part of the western Channel. A discussion on the Geology of the English Channel. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 279, A : 79 - 97

ANTHONIOZ, P.M. 1975 - Quelques réflexions sur la géologie des roches basiques et ultrabasiques du Cap Lizard (Cornwall, G.B.). C.R. Acad. Sc., Paris, 280 : 399 - 402

ARNAUD, A. 1966 - Une série spilite - keratophyre dans le Silurien du M.A., la série de St Georges sur Loire. Thèse III. cycle, Nantes, 68 p.

ARTHAUD, F. et MATTE, Ph. 1975 - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe - Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25 : 139 - 171

ARTHAUD, F. ; MATTE, Ph. et PROUST, F. 1975 - Relations entre les décrochements tardi-hercyniens d'Europe et les plissements des Appalaches et de l'Oural. 3ème Réunion des Sciences de la Terre, Montpellier : 16

AUDREN, C. 1971 - Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine. Thèse de 3ème cycle. Rennes : 84 p.

AUDREN, C. 1974 - Les schistes cristallins de la Vilaine. Soc. geol. Min. Bret., C, VI, 1 : 1 - 41

AUDREN, C. et LEFORT, J.P. 1975 - Géologie des affleurements de socle localisés entre les îles de Glenans et l'île de Noirmoutier. (en préparation)

AUSTIN, G.H. et HOWIE, R.D. 1973 - Regional Geology of offshore eastern Canada, Earth. Sc. Symp. off. Can., Geol. Surv. Can. pap. 71 - 23 : 73 - 107

AUTRAN, A. et WEBER, C. 1971 - Données sur les anomalies magnétiques du Bassin d'Aquitaine et de sa marge continentale. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publ. Inst. Fr. Pétrol., 1, (IV, 10) : 1 - 8

AUVRAY, B. et LEFORT, J.P. 1971 - Etude des terrains antécambriens et paléozoïques émergés au large du Petit Trégor (Manche occidentale). Essai cartographique. Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, C, III, 2 : 77 - 82

AUVRAY, B. et VIDAL, Ph. 1973 - Chronologie et évènements géologiques dans le Trégor. Réun. Sc. de la Terre, Paris : 54

AUVRAY, B. 1975 - Relation entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique. Petrologie, 1, 2 : 125 - 128

AUVRAY, B. ; MONNIER, Y. et LEFORT, J.P. 1975 - Notice explicative de la feuille de Tréguier à l'échelle du 1/50 000e (sous presse)

AVEDIK, F. 1975[a] - Seismic refraction survey in the western approaches. Preliminary results. Colloque sur la Géologie de la Manche, Londres, 1974. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 279 : 29 - 39

AVEDIK, F. 1975[b] - Contribution on Bay of Biscay north and Channel Approaches : the seismic structures of the western approaches and the south armorican continental shelf and its geological interpretation. Pet. Symp. (sous presse)

BABIN, C. ; DIDIER, J. ; MOIGN, A. et PLUSQUELLEC, Y. 1969 - Goulet et rade de Brest. Essai de géologie sous-marine. Rev. Geogr. Phys. geol. Dyn. XI, 1 : 55 - 63

BACON, M. et GRAY, F. 1971 - Evidence for crust in the deep ocean derived from continental crust. Nature, 229 : 331 - 332

BACON, M. 1974 - A gravity survey of the western English Channel between Lyme Bay and St Brieuc Bay. Réunion sur la géologie de la Manche. Londres 1974. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 279 : 69 - 78

BADHAM, J.P.N. et HALLS, C. 1975 - Microplate tectonics, oblique collisions and evolution of the hercynian orogenic systems. Geology : 373 - 376

BAILEY, E.B. 1929 - The paleozoïc mountain systems of Europe and America. Rept. British Assoc. Glasgow : 57 - 76

BAKER, J.W. 1971 - The proterozoïc history of Southern Britain. Geol. Assoc. England. Proc., 82 : 249 - 266

BAKER, J. 1973 - A marginal late proterozoïc ocean basin in the Welsh region. Geol. Mag., 110 : 447 - 455

BARBAROUX, L. ; BLONDEAU, A. ; MARGEREL, J.P. 1971 - Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'ouest du plateau du Four. C.R. Acad. Sc., Paris, 273 : 12 - 15

BARBERI, F. ; BOUATTI, E. ; MARINELLI, G. et VARET, J. 1974 - Transverse tectonics during the split of a continent - data from the Afar rift. Tectonophysics, 23 : 17 - 29

BARD, J.P. ; CAPDEVILA, R. ; MATTE, Ph. 1971 - La structure de la chaîne hercynienne de la meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins. Hist. Struct. Golfe Gascogne, Pub. I.F.P., 1, 4 : 1 - 68

BARRIERE, M. 1970 - La trondjhemite de Douarnenez. Thèse de IIIème cycle, Brest : 167 p.

BARTHE, A. ; BOILLOT, G. et DELOFFRE, R. 1967 - Anticlinaux affectant le Crétacé à l'entrée de la Manche occidentale. C.R. Acad. Sc. Paris, D, 264 : 2 725 - 2728

BARUSSEAU, J.P. 1973 - Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pleistocène terminal et de l'Holocène. Thèse. Bordeaux : 363 p.

BEBIEN, J. ; FLOYD, P.A. ; JUTEAU, T. et ROCCI, G. 1974 - Le volcanisme devono-dinantien, élèment déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. Colloque international - La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes (sous presse)

BERTHOIS, L. 1955 - Contribution à l'étude de la sédimentation et la géologie sous-marine dans le Golfe de Gascogne. Rev. Trav. Inst. Pêches marit., 19, 4 : 168 - 173

BERTHOIS, L. ; BRENOT, R. et DEBYSER, J. 1963 - Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le Cap Finistère. Rev. Inst. Franc. Pet., XXIII, 9 : 1 046 - 1 049

BEUGNIES, A. 1964 - Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. Rev. Geogr. phys. et geol. dyn.,(2), 6. 4 : 269 - 277

BHATTACHARYYA, B.K. 1966 - A method for computing the total magnetization vector and the dimensions of a rectangular block - shaped body from magnetic anomalies. Geophysics, 31 : 74 - 96

BHATTACHARYYA, B.K. 1967 - Semi-automatic methods of interpretation of magnetic data. Mining and ground water geoph., 32. 45. Geol. Surv. Can. ed.

BIGNOT, G. ; HOMMERIL, P. et LARSONNEUR, C. 1968 - Le Lutetien au large du Cotentin. Mem. B.R.G.M., 58 : 405 - 416

BLONDEAU, A. ; CAVELIER, C. et POMEROL, C. 1964 - Influence de la tectonique du Pays de Bray sur les formations paléogènes au voisinage de sa terminaison orientale. Mem. B.R.G.M., 79 : 79 - 86

BOILLOT, G. et LE CALVEZ, Y. 1961 - Etude de l'Eocène au large de Roscoff (Finistère) et au sud de la Manche occidentale. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., Paris (2), IV : 15 - 30.

BOILLOT, G. 1964 - Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Thèse. Ann. Inst. Ocean., Paris XLII, 1 : 1 - 219

BOILLOT, G. et HORN, R. 1966 - Prospection sismique de la Fosse d'Ouessant par la méthode "sparker". C.R. Acad. Sc., Paris, 263 : 1 677 - 1 680

BOILLOT, G. ; DUPEUBLE, P.A. ; DURAND-DELGA, M. et D'OZOUVILLE, L. 1971 - Age minimum de l'Atlantique nord d'après la découverte de calcaires tithoniques à calpionelles dans le Golfe de Gascogne. C.R. Acad. Sci., Paris, 273, : 671 - 674

BOILLOT, G. ; HORN, R. ; LEFORT, J.P. 1972 - Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. Mem. B.R.G.M., 79 : 49 - 56

BOILLOT, G. ; LEFORT, J.P. ; CRESSARD, A. et MUSELLEC, P. 1974 - Carte géologique de la Manche au 1/1 000 000e (1ère édition)

BOILLOT, G. et MUSELLEC, P. 1975 - Origine de la Manche d'après une carte géologique au 1/1 000 000e The geol. Engl. Chann. Roy. Soc. Meet., Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 279 : 21 - 27

BOILLOT, G. ; LEFORT, J.P. et MUSELLEC, P. 1975 - Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne au 1/1 000 000e. (édition provisoire)

BOTT, M.H.P. ; DAY, A.A. et MASSON-SMITH, O. 1958 - The geological interpretation of gravity and magnetic surveys in Devon and Cornwall. Phil. Trans. Roy. Soc. London A 992 - 251 : 166 - 191

BOTT, M.H.P. ; HOLDER, A.P. ; LONG, R.E. et LUCAS, A.L. 1970 - Crustal structure beneath the granites of south-west-England. Geol. jnl. spec. Issue : 2

BOTT, M.H.P. et WATTS, A.B. 1970 - Deep structure of the continental margin adjacent to the British Isles. I.G.S. report, 70/14, 2 : 93 - 109

BOTT, M.H.P. 1973 - Shelf subsidence in relation to the evolution of young continental margin. Implications of continental drift to the earth of Sciences - 2, 614 : 675 - 692. Tarling and Runcorn ed.

BOULANGER, D. ; ROUVILLOIS, A. ; PINOT, J.P. et STREIFF, G. 1967 - Géologie, sédimentologie et microfaune de la Butte d'Ar Vein. Cah. Ocean, XX, 3 : 217 - 223

BOUYSSE, Ph. et HORN, R. 1971 - Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. Cah. Oceanogr., XXIII, 6 : 497 - 517

BOUYSSE, Ph. ; CHATEAUNEUF, J.J. et TERS, M. 1974 - Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en Baie de la Vilaine. C.R. Acad. Sc., Paris, 279 : 1 421 - 1 424

BOUYSSE, Ph. ; HORN, R. ; LEFORT, J.P. et LE LANN, F. 1974 - Tectonique et structures post-paléozoïques en Manche occidentale. The geol. Engl. Chann. Roy. Soc. Meeting (sous presse)

BRADSHAW, J.D. ; RENOUF, J.T. et TAYLOR, R.T. 1967 - The development of brioverian structures and brioverian/paleozoïc relationships in west Finistere (France). Sonder. aus. der geol. Rund. Band 56 : 567 - 596

BROOKS, M. et JAMES, D.G. 1975 - The geological results of seismic refraction surveys in the Bristol Channel. Jour. geol. Soc., Lond, 131 : 163 - 182

BROWNE, B.C. et COOPER, R.I.B. 1951 - Gravity measurements in the English Channel. Proc. Roy. Soc., B 139 : 426 - 447

BROWN, G.C. ; HUGHES, D.J. 1973 - Great Glen fault and Timing of granite Intrusion, on the proto-atlantic continental margins. Nature phys. Ser., 244 : 129 - 132

BRUCK, P.M. 1971 - Fossil content and age of the greywacke formation west of the Leinster granite in Counties Dublin - Kildare and Wicklow - Ireland. Geol. Mag., 108 (4) : 303 - 310

BRUCKSHAW, J.M. et KUNARATNAM, K. 1963 - The interpretation of magnetic anomalies dues to dykes. Geophys. Prosp., II : 509 - 522

BULLARD, E.C. et GASKELL, T.F. 1941 - Submarine seismic investigations. Proc. Rog. Soc., Lond., A, 177 : 476 - 499

BULLARD, E.C. ; EVERETT, J.E. et SMITH, A.G. 1965 - The fit of the continents around the Atlantic. In a symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc., London, A, 258 : 41 - 51

BULLERWELL, W. 1964 - Aeromagnetic map of part of great Britain and Northern Ireland sheets 1 and 2. Geological survey of great Britain.

BUNCE, E.T. ; CRAMPIN, S. ; HERSEY, J.B. et HILL, M.N. 1964 - Seismic refraction observation on the continental boundary west of Great Britain. J. Geophs. Res., 69 (18) : 3 853 - 3 863

BURKE, K. et WHITEMAN, A.J. 1973 - Uplift, rifting and the Break-up of Africa. Implications of continental drift to the earth sciences. Academic Press. London. 2, 7 - 2 : 735 - 755

BURRETT, C.F. 1972 - Plate tectonics and the Hercynian orogeny. Nature, 239 : 155 - 157

BURRETT, C.F. et GRIFFITH, J. 1975 - The case for a mid - european ocean. Colloque inter. C.N.R.S. la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes (sous presse)

BUTCHER, N.E. 1961 - Age of orogeny and granites in SW England. Nature, Lond. 190 : 253

CABANIS, B. et SAGON, J.P. 1973 - Le volcanisme dinantien en Bretagne occidentale. Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, C, V, 1 : 1 - 11

CADY, W.M. 1964 - The earmarks of subduction. Implications of continental drift to the earth sciences, 2, 9, 1 : 955 - 962. Tarling and Runcorn ed. Academic. Press - London

CABIOCH, L. ; LEFORT, J.P. et VIDAL, Ph. - Première datation d'un granite submergé en Manche occidentale : mise en évidence d'une intrusion d'âge paléozoïque inférieur (en préparation)

CALLAME, B. 1965 - Note sur une exploration du haut fond sous-marin de Rochebonne. Ann. Soc. Sc. Nat. Charente Maritime, 4, 4.
- Nouvelles observations sur le haut fond sous-marin de Rochebonne, Ann. Soc. Sc. Nat. Charente Maritime, IV, 6

CAPDEVILA, R. ; LAMBOY, M. et LEPRETRE, J.P. 1974 - Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord espagnole. C. R. Acad. Sc., Paris, D, 278 : 17 - 20

CAPDEVILA, R. ; IGLESIAS, M. ; LEFORT, J.P. et VANNEY, J.R. - Géologie du banc de Rochebonne (en préparation)

CARALP, M. ; DUMON, J.C. ; FRAPPA, M. ; KLINGEBIEL, A. ; LATOUCHE, C. ; MARTIN, G. ; MOYES, J. ; MURAOUR, P. ; PRUD'HOMME, R. et VIGNEAUX, M. 1971 - Contribution à la connaissance géophysique et géologique du Golfe de Gascogne. Bull. Inst. Geol. Bassin Aquit., N° sp. 142 p.

CAREY, W.S. 1955 - The orocline concept in Geotectonics. Pap. proc. Rog. Soc. Tasmania, 89 : 255 - 288

CAVET, P. 1970 - Notice explicative pour la carte géologique, feuille "Chalonnes" au 1/50 000. B.R.G.M.

C.E.P., 1965 - Réinterprétation sismique n° 181 - Golfe de Gascogne rédigé par G. Betz. Rapport interne.

CHAURIS, L. 1966 - Vue d'ensemble sur la géologie de l'Île d'Ouessant (Finistère). Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, N.S. : 87 - 119

CHAURIS, L. 1969 - Sur un important accident structural dans le nord-ouest de l'Armorique. C.R. Acad. Sc., Paris, 268 : 2 859 - 2 861

CHAURIS, L. 1969 - Les confins occidentaux du pays de Léon (Finistère). Bull. Soc. Geol et Mineral. Bretagne, N.S. : 119 - 145

CHAURIS, L. ; DEUNFF, J. ; LAPIERRE, F. ; LEFORT, J.P. ; PLUSQUELLEC, Y. 1972 - Les formations précambriennes et paléozoïques au large des côtes occidentales du Finistère. C.R. Acad. Sc., Paris, 274 : 2 624 - 2 626

CHAUVEL, J.J. ; AUDREN, C. et AUVRAY, B. - 1975 - Mise en évidence d'une série volcano-sédimentaire dans la partie orientale de Belle-Ile en mer (Bretagne méridionale). R.A.S.T. Montpellier : 98

CHOUBERT, B. 1935 - Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. Rev. Geogr. Phys. Geol. dyn., 8 : 5 - 50

CHOUKROUNE, P. 1974 - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Thèse. Montpellier. 276 p.

CLARK, J.P., J.R. 1966 - "Handbook of Physical constants". Geol. Soc. Am. Mem., 97

COGNÉ, J. 1959 - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'ouest de la France, Pentévrien et Briovérien en Baie de St Brieuc. Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, 112 - 117

COGNÉ, J. 1960 - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mem. expl. Carte géol. Ev., 382 p.

COGNÉ, J. 1962 - Le Briovérien : esquisse des caractères de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, IV : 413 - 430

COGNÉ, J. 1965 - Le gneiss oeillé de Languidou (sud-Finistère) : un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. C.R. Acad. Sc., Paris, 261 : 3 849 - 3 852

COGNÉ, J. 1965 - Quiberon - Belle-Ile - Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/80 000, 103 : 1 - 16

COGNÉ, J. et SHELLEY, D. 1966 - Structure géologique du secteur des Abers. Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 19, 1 : 40

COGNÉ, J. 1971 - L'arc ibéro-armoricain. Hist. struct. Golfe de Gascogne, 1. I : 1 - 23

COGNÉ, J. 1972 - Le Briovérien et le cycle orogenique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Coll. Intern., CNRS, Rabat, 192 : 193 - 218

COGNÉ, J. et VIDAL, Ph. 1972 - Résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : signification géodynamique de l'axe structural de Moëlan-Lanvaux au cours de l'Ordovicien et du Silurien. Bull. Soc. géol. Fr., 3 : 117 - 119

COGNÉ, J. et HORRENBERGER, J.C. 1973 - Notice explicative de la feuille de Lorient. B.R.G.M., 383 - VII - 20 : 1 - 19

COGNÉ, J. 1974 - Le Massif Armoricain. Géologie de la France, 1 : 105 - 161, Douin ed.

COLLIN, L. 1921 - 1923 - Géologie probable du fond de la Rade de Brest et des environs. Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, 2 : 354 - 372 et 4 : 85 - 101

COLMAN, R.G. 1971 - Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Jour. Géol. Res., 76, 5 : 1 212 - 1 222

CURRAY, J.R. ; MOORE, D.G. ; BELDERSON, R.H. et STRIDE, A.H. 1966 - Continental margin of western Europe : slope progadation and erosion. Sci., 154, 3 746 -: 265 - 266

CURRY, D. 1960 - Eocène limestone to the west of Jersey. Geol. Mag., 97 : 289 - 298

CURRY, D. ; MARTINI, E. ; SMITH, A.J. et WHITTARD, W.F. 1962 - The geology of the western Approaches of the English Channel I : chalky rocks from the upper reaches of the continental slope. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., B, 245 : 267 - 290

CURRY, D. ; HERSEY, J.B. ; MARTINI, E. et WHITTARD, W.F. 1965 - The geology of the western Approaches of the English Channel II : geological interpretation aided by Boomer and sparker records. Phil. Trans. Roy. Soc. London, B, 149, 248 : 315 - 351

CURRY, D. ; MURRAY, J.W. ; WHITTARD, W.F. 1965 - The geology of the western Approaches of the English Channel III : the globigerina silts and associated rocks. Colston Pap., XVII : 239 - 264

CURRY, D. ; HAMILTON, D. et SMITH, A.J. 1970 - Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the western Approaches to the English Channel. Inst. Geol. Sc. Rep., n° 70/3 : 1 - 12

CURRY, D. ; HAMILTON, D. et SMITH, A.J. 1971 - Geological evolution of the western English Channel basin and its relation to the nearby continental margin. S.C.O.R. Symposium. Rep. 70/14 : 129 - 142

DANGEARD, L. 1929 - Observations de géologie sous-marine et d'océanographiegraphie relatives à la Manche. Am. Inst. océan, Paris, N.S, 4, 1, 296 p.

DARBOUX, J.R. 1973 - Le Briovérien de la Baie de Douarnenez. Thèse de IIIe cycle. Brest : 170 p.

DARDEL, R.A. 1971 - Histoire géologique et structurale du bassin de Parentis et de son prolongement en mer. Hist. struct. Golfe Gasc., 1, IV, 2 : 1 - 17

DAY, A.A. 1958 - The pretertiary geology of the western Approaches to the English Channel. Geol. Mag., 95 : 137 - 148

DAY, A.A. ; HILL, M.N. ; LAUGHTON, A.S. et SWALLOW, J.C. 1956 - Seismic prospecting in the western Approaches of the English Channel. Quart. J. Geol. Soc., London, 112 : 15 - 44

DAY, A.A. 1959 - The continental margin between Brittany and Ireland. Deep Sea Res., 5 : 249 - 265

DAY, G.A. et WILLIAMS, C.A. 1970 - Gravity compilation in the N.E. Atlantic and interpretation of gravity in the celtic sea. Earth and Planet. Sc. Let., 8 : 205 - 213

DELBEGIA, N. ; GERARD, A. et GRIVEAU, P. 1972 - Interpretation tridimensionnelle de cartes magnétiques en techniques fréquentielles. 34ème Congrès E.A.E.G., Paris : 2 - 17

DEARMAN, W.R. 1963 - Wrench-faulting in Cornwall and South Devon. Proc. Geol. Assoc. 74 : 265 - 287

DEARMAN, W.R. 1969 - The structures of the culm measures at Meldon near Okelaughton, north Devon. Q. Jl. geol. Soc. London, 115 : 65 - 106

DEBELMAS, J. 1974 - Les Alpes franco-italiennes. Géologie de la France, 2 : 387 - 437. Douin ed.

DELANOE, Y. ; DIEUCHO, A. ; PINOT, J.P. 1972 - La zone prélittorale entre les îles de Glenan et l'île de Houat. Etude géomorphologique et géologique. Bull. Soc. geol. Fr., 7, XIV : 248 - 260

DELANOE, Y. ; GALLENNE, B. ; LASNIER, B. et PINOT, J.P. 1972 - Découverte par carottage sous-marin d'une association pétrographique de micaschistes à chloritoïdes et de schistes verts à glaucophane autour de la Baz Moullek, à 11 km au sud-est de l'île de Groix (Morbihan). C.R. Acad. Sc. Paris, D, 274 : 644 - 646

DELANOE, Y. ; GALLENNE, B. ; MARCHAND, J. 1974 - Reconnaissance par carottage sous-marin de la nature pétrographique des pointements rocheux de la Baie de Bourgneuf (Bretagne méridionale). C.R. Acad. Sc., Paris, D 278 : 1 681 - 1 684

DELANOE, Y. et PINOT, J.P. 1974 - Etude structurale du Tertiaire de la région du Banc Bertin, entre Belle-Ile et les îles de Glenans (Bretagne méridionale). Bull. In. Oc. Fr., VI, 1 : 59 - 64

DELEPINE, G. 1930 - La faune du calcaire de Regneville. Mem. Soc. Linn. Normandie, N^{lle} S^{ie} 1, 1 : 1 - 40

DEMAY, A. 1934 - Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. Etude du plan axial de l'évolution et de l'orogenèse hercynienne. Bull. Soc. Geol. Fr., 5, IV : 311 - 346

DEN TEX, E. et FLOOR, P. 1971 - A synopsis of the Geology of western Galicia. Hist. Struct. Golfe Gascogne. I.F.P., 1.3. : 1 - 13

DEN TEX, E. 1974 - Le socle polycyclique et son rôle dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice. Colloque international sur la chaîne varisque, Rennes (sous presse)

DEUNFF, J. ; LEFORT, J.P. et PARIS, F. 1971 - Le microplancton ludlovien des formations immergées des Minquiers (Manche) et sa place dans la distribution du paléoplancton silurien. Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, C, III, 1 : 9 - 20

DEUNFF, J. ; AUVRAY, B. ; COGNÉ, J. ; HAMEURT, J. ; JEANNETTE, D. et VIDAL, Ph. 1973 - Confirmation micropaléontologique de l'âge radiométrique ordovicien inférieur du groupe spilitique d'Erquy. C.R. Acad. Sc., Paris, D, 276 : 935 - 937

DEVOIR, A. 1908 - Essai sur les mouvements de la mer aux abords du Mont Saint Michel. Bull. Inst. Ocean. 125, 15 nov. 1908

DEWEY, J.F. 1969 - Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. Nature, 22 : 124 - 129

DEWEY, J.F. et BIRD, J.M. 1970 - Mountain belts and the new global tectonics. Journ. Geophys. Research., 75 : 2 625 - 2 647

DEWEY, J.F. et BURKE, K.C.A. 1973 - Tibetan variscan and precambrian basement reactivations : products of continental collision. Journ. Geol., 81 : 683 - 692

DEWEY, J.F. ; PITMANN III, W.C. ; RYAN, W.B.F. et BONNIN, J. 1973 - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Am. Bull., 84 : 3 137 - 3 180

DEWEY, J.F. et KIDD, W.S.F. 1974 - Continental collisions in the Appalachian-Caledonian orogenic-belt : variations related to complete and incomplete suturing. Geology, 2 : 543 - 546

DIDIER, J. et JONIN, M. 1967 - Les galets de basalte de la pointe de Pern (île d'Ouessant), Bull. Soc. Geol. Miner. Bret., : 85 - 86

DIKINSON, W.R. 1970 - Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trends tectonics. Rev. Geophys. Space Phys., U.S.A., 8, 4 : 813 - 860

DINGWALL, R.G. 1971 - The structural and stratigraphical geology of a portion of the eastern English Channel.I.G.S. Report, 71/8 : 1 - 24

DODSON, M.H. et REX, D.C. 1971 - Potassium-argon ages of slates and phyllites from South-west England. Q. Jl. Geol. Soc., London, 126 : 465 - 499

DONOVAN, D.T. 1971 - Geology of the central English Channel. Colloque sur la géologie de la Manche. Mem., B.R.G.M., 79 : 215 - 220

DORE, F. 1969 - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse. Caen. 790 p.

DOUVILLE, H. 1903 - Sur la trouée de la Manche. Bull. Soc. Geol. Fr., 4, 111 : 652 - 653

DRAKE, C.L. et GIRDLER, R.W. 1964 - A geophysical study of the Red Sea. Geophys. J.R. Astr. Soc., 8 : 473 - 496

DUNNING, F.W. 1975 - Caledonian - variscan relations in north-west Europe. Symposium international du CNRS, la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale - Rennes (sous presse)

DURAND, S. 1960 - Le Tertiaire de Bretagne. Thèse, Rennes, 389 p.

EDMONDS, E.A. ; MC KEOWN, M.C. ; WILLIAMS, M. 1969 - South west England. N.E.R.C., 130 p.

FAURE, H. 1973 - Le modèle géodynamique cénozoïque de l'Afar appliqué à l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque. Proc. "2nd conférence on African Geology" Addis - Ababa ; 28 - 31 déc. (in press)

FILY, G. 1971 - Sedimentologie et géologie des fonds sous-marins entre Guernesey et les Casquets - Aurigny. Mem., B.R.G.M., 79 : 171 - 183

FITTON, J.G. et HUGHES, D.J. 1970 - Volcanism and plate tectonics in the british ordovician. Earth. Planet. Sc. Let., 8 : 223 - 228

FRAPPA, M. et HORN, R. 1971 - Etude par sismique réfraction du plateau continental au large d'Ouessant. Bull. Inst. geol. Bassin Aquitaine. II. 2 : 401 - 410

FREUND, R. 1973 - Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics, 21 : 93 - 134

FURNESTIN, J. 1937 - Compte-rendu des dragages géologiques de la 4ème croisière du Président Théodore Tissier. Rev. Trav. off. Pêches maritimes, 10, 2 : 233 - 258

GEORGE, T.N. 1963 - Paleozoïc growth of the british caledonides in the British Caledonides eds. M.R.W. Johnson and F.H. Steward, Oliver and Boyd. Edinburgh.

GERARD, A. et GRIVEAU, P. 1972 - Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir de cartes transformées de gradient vertical. Geophys. Prospect., XX, 2 : 459 - 481

GERARD, A. 1974 - La tectonique du socle sous la Manche occidentale d'après les données du magnétisme aéroporté. Colloque sur la géologie de la Manche, London (sous presse)

GIOT, P.R. 1946 - Sur la prolongation de la faille Kerforme dans le sud Finistère. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 230 - 231

GIOT, P.R. 1948 - Le cap Sizun. Bull. Serv. Carte geol. Fr. XLVII, 225 : 57 - 60

GIOT, P. R. et COGNE, J. 1948 - A propos des relations des granites et des "granulites" en Cornouaille bretonne. C.R. Somm. Soc. geol. Fr., : 296 - 297

GOGUEL, J. 1955 - Utilisation géologique des prospections gravimétriques. Publ. Bur. Rech. geol. et Min., 17 : 1 - 37

GRAINDOR, M.J. 1957 - Le Briovérien dans le nord-est du Massif Armoricain. Mem. Expli. Cart. geol. Fr., 211 p.

GRAINDOR, M.J. et ROBLOT, M.M. 1957 - Géologie des Minquiers. Premières observations. Bull. Soc. geol. France, 6, VII,: 221 - 228

GRAINDOR, M.J. et S.E.U.M. 1958 - Carte géologique des îles Chausey à Cancale à l'échelle du 1/20 000ème. Documents S.E.U.M.

GRIFFITHS, D.H. et KING, R.F. - Applied geophysics for engeneers and geologists. Pergamon Press. Oxford.

GRIVEAU, P. 1970 - Analysis and multiple processing of gravity or magnetic fields by a controlable Fourier method. Abstracts, Edinburgh meeting, Geophys. Prospect., 18 : 469 - 470

GUILCHER, A. 1948 - Le relief de la Bretagne méridionale de la Baie de Douarnenez à la Vilaine. H. Potier, La Roche-sur-Yon, Thèse, 682 p.

GUNN, P.J. 1973 - Location of Proto-Atlantic-suture in the British Isles. Nature, 242 : 111 - 112

GUYADER, J. et LAPIERRE, F. 1972 - Le passage Jurassique-Crétacé au large du cap d'Antifer. Colloque sur la géologie de la Manche, Mem. B.R.G.M., 79 : 185 - 191

HADLEY, M.L. 1964 - The continental margin soutwest of the English Channel. Deep-sea research, 11, 767 - 779

HAMEURT, J. et JEANNETTE, D. 1971 - Mise en évidence d'un terme lithostratigraphique nouveau du Briovérien. Le groupe détritique de Saint-Cast. C.R.Acad. Sc., Paris, 273 : 1 767 - 1 770

HAMILTON, W. 1970 - The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platform. Bull. Geol. Soc. Am., 81 : 2 553 - 2 576

HARLAND, W.B. et GAYER, R.A. 1972 - The artic caledonides and earlier oceans. Geol. Mag., 109 : 289 - 314

HENDRIKS, E.M.L. 1959 - A summary of present views on the structure of Cornwall and Devon. Geol. Mag., 96 : 253

HERSEY, J.B. et WHITTARD, W.F. 1966 - The geology of the western Approaches of the English Channel. V. The continental margin and shelf under the south celtic sea. Geol. Surv. Can. Paj., 66 - 15 : 80 - 106

HILL, M.N. et KING, W.B.R. 1953 - Seismic prospecting in the English Channel and its geological interpretation. Quart. J. Geol. Soc. Lon., 44 : 380 - 390

HILL, M.N. et VINE, F.J. 1965 - A preleminary survey of the western Approaches to the English Channel. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 121 : 463 - 475

HINSCHBERGER, F. 1969 - L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude morphologique et sédimentologique sous-marine. Thèse, Publ. Univ., Caen 309 p.

HOLDER, A.P. et BOTT, M.H.P. 1971 - Crustal structure in the vicinity of south-west England. Geophys. J.R. Astr. Soc., 23 ; 465 - 489

HOMMERIL, P. 1967 - Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. Thèse, Caen, 304 p.

HOMMERIL, P. et PONCET, J. 1971 - Prolongement en mer des affleurements dévoniens de Surtainville et de Siouville-Dielette. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 4 : 216 - 217

HORN, R. 1970 - Remarques sur les résultats de sismique réfraction, zone des approches occidentales de la Manche. B.R.G.M., Rapport interne : 1 - 7

HORN, R. ; MUNCK, F. et MURAOUR, P. 1974 - Quelques remarques sur la tectonique du socle sous la plateforme continentale atlantique d'après le magnétisme aéroporté. Colloque international sur l'exploitation des océans. Bx, 128 : 1 - 6

HOUSE, M.R. 1968 - Continental drift and the Devonian system. Inaugural lecture series. Un. Hull. Yorks, : 1 - 24

HUNT, A.R. 1889 - On block of granite from the Salcombe fishing grounds. Trans. Devonsh. Assoc.,

. idem, 1879 - 1880 - 1881 - 1883 - 1885 - 1889 -. Notes on the submarine geology of the English Channel off the south coast of the Devon. Trans. Devonsh. Assoc.,

ILLIES, J.H. 1974 - Taphrogenesis and platetectonics, Taphrogenesis : 433 - 460, Schweizerbart, Stuttgart.

JEANNETTE, D. et COGNE, J. 1968 - Une discordance majeure au sein du Briovérien, au flanc ouest de la Baie de Saint-Brieuc. C.R. Acad. Sci., 266 : 2 211 - 2 214

JEANNETTE, D. 1971 - Analyse tectonique des formations précambriennes du nord-est de la Bretagne. Thèse, Strasbourg. 251 p.

JEANS, P.J.F. 1973 - Plate tectonic reconstruction of the southern caledonides of Great Britain. Nature Phys. Sciences, 245 : 120 - 122

JOHNSON, G.A.L. 1971 - Crustal margins and plate tectonics during the Carboniferous. C.R. 7th Int. Kougr. für Statigr. und geol. des Karhous. Krefeld.

JOHNSON, J.G. et DASH, E.J. 1972 - Origin of the Appalachian Faunal province of the Devonian. Nature, 236 : 125 - 126

JOHNSON, G.A.L. 1973 - Closing of the carboniferous sea in western Europe. Implicat. Cont. drift, to earth Sc., 2, 8, 1 : 843 - 850 Academic press - London.

JONIN, M. 1969 - Etude pétrographique du Massif granitique de Bonnemain. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand : 84 p.

JULIVERT, M. ; RAMIREZ DEL POZO, J. et TRUYOLS, J. 1971 - Le réseau de failles et la couverture posthercynienne dans la chaîne cantabrique. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publ. Inst. Fr. Pétrol., V (3) : 1 - 33

JUTEAU, T. 1970 - Pétrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalaya (Taurus Lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur. Sc. Terre. T., XV, 3 : 265 - 288

KERFORNE, F. 1920 - Sur la tectonique du Massif Armoricain. C.R. Acad. Sc., 271 : 639 - 640

KERFORNE, F. 1922 - Contribution à l'étude de la tectonique du Massif Armoricain. C.R., 13ème Congr. geol. Intern., Bruxelles, 1 : 557 - 563

KING, W.B.R. 1954 - The geological history of the English Channel. Quart. J. geol. Soc. London, T, CX : 77 - 102

KOTHE, A. 1974 - Interprétations magnétiques dans les Vosges et dans le Massif Central. Dipl. Ing. Geoph., Strasbourg 106 p.

KOULOMZINE, Th. ; LAMONTAGNE, Y. et NADEAU, A. 1970 - New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dykes length. Geophysics, 35, 5 : 812 - 830

KRANCK, E.H. 1947 - Indication of movements of the earth crust along the coast of Newfoundland-Labrador. Finl. Comm. Geol. Bull., 140 : 89 - 96

LAMING, D.J.C. 1966 - Imbrication, paleocurrents and other sedimentary factures in the lower new red sandstone, Devonshire, England. J. Sed. Pet, 36 : 940 - 959

LAPIERRE, F. ; ROBERT, J.P. et VILLE, P. 1970 - Esquisse géologique de la Manche orientale. C.R. Acad. Sci., Paris, 271 : 381 - 384

LAPIERRE, F. 1972 - Etude structurale du plateau continental de l'ouest de la Bretagne. Rev. Inst. Fr. Pet. et ann. comb. Liq., XXVII, 1 : 73 - 89

LARSONNEUR, C. 1968 - Géologie sous-marine au large du Cotentin : le socle antécambrien et sa couverture paléozoïque. Rev. Soc. Sav. H^te Norm., Sc., 52 : 49 - 61

LARSONNEUR, C. 1971 - Manche centrale et baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse, Caen. 394 p.

LAURENT, R. 1972 - The Hercynides of south Europe, a model. Int. geol. Cong., Tectonics, 3 : 363 - 370

LE BORGNE, E. et LE MOUEL, J.L. 1969 - La nouvelle carte magnétique de la France. Ann. Inst. Phys. Globe, 35 : 197 - 224

LEFEVRE, C. 1973 - Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. Contr. Mineral. Petrol., 41 : 259 - 272

LEFORT, J.P. 1970[a] - Sur la présence de Lutétien inférieur au sud de la Manche occidentale. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., f., 3 : 80

LEFORT, J.P. 1970[b] - Etude géologique de la Manche au nord du Trégor :
1. les dépôts pleistocènes, Bull. Soc. geol. Min. Bret., C, I, 2 : 95 - 115
2. le problème des sables calcaires, ibid, C, II, 1 : 11 - 23
3. géologie du substrat rocheux et morphologie, ibid, C, II, 2 : 89 - 103

LEFORT, J.P. et DEUNFF, J. 1970 - Découverte de Paléozoïque à microplancton au sud de la Manche occidentale. C.R. Acad. Sc., Paris, 270 : 271 - 274

LEFORT, J.P. 1t DEUNFF, J. 1971 - Esquisse géologique de la partie méridionale du Golfe normano-breton (Manche). C.R. Acad. Sc., Paris, 272 : 16 - 19

LEFORT, J.P. 1972 - Le socle antémésozoïque de la Manche occidentale et son évolution à la fin du Paléozoïque. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 3 : 129 - 132

LEFORT, J.P. 1973 - La "zonale " Biscaye-Labrador" : mise en évidence de cisaillements dextres antérieurs à l'ouverture de l'Atlantique nord. Marine geology, 14, M : 33 - 38

LEFORT, J.P. et DEUNFF, J. 1973 - Etude géologique de la partie septentrionale du golfe normano-breton. Bull. B.R.G.M., IV, 2 : 73 - 83

LEFORT, J.P. 1974 - Cinématique de l'accident Aurigny-Ouessant (Manche occidentale). 2ème R.A.S.T., Pont-à-Mousson, p. 252

LEFORT, J.P. 1974 - Le contrôle du socle dans l'évolution de la sédimentation en Manche occidentale après le Paléozoïque. The geol. Engl. Chann., Roy. Soc. Meet. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A., 279 : 137 - 143

LEFORT, J.P. 1974 - Etude géologique du socle anté-mésozoïque au nord du Massif Armoricain : limite et structures de la Domnonée. Colloque sur la géologie de la Manche, Roy. Soc. London, 1974 Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 279 : 123 - 135

LEFORT, J.P. et PEUCAT J.J. 1974 - Le socle anté-mésozoïque à l'ouest de la Baie d'Audierne (Finistère). C.R. Acad. Sc., Paris, D 279 : 635 - 637

LEFORT, J.P. 1975 - Etude des structures profondes du Golfe normano-breton à l'aide du traitement des données aéromagnétiques. (en préparation)

LEFORT, J.P. et SEGOUFIN, J. 1975 - Etude des structures profondes et des anomalies magnétiques linéaires reconnues en Manche occidentale et en Baie d'Audierne (en préparation)

LEFORT, J.P. et SEGOUFIN, J. 1975 - Etude magnétique de quelques fractures périarmoricaines. (en préparation)

LEFORT, J.P. et SEGOUFIN, J. 1975 - Reconstitution d'une zone de suture océanique anté-hercynienne au nord-ouest du Massif Armoricain. 3ème Réun. Ann. Sc. T., : 226

LEFORT, J.P.; WEBER, C. et BEUGNIES, A. 1975 - Le socle antépermien sous le bassin anglo-franco-belge, d'après les données géophysiques. Essai de corrélation entre les massifs hercyniens périphériques. Symposium international du CNRS. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Rennes (sous presse)

LE MOUEL, J.L. et LE BORGNE, E. 1971 - La cartographie magnétique du Golfe de Gascogne. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, T_2 - VI. 3 : 1 - 11

LE PICHON, X. ; BONNIN, J. ; FRANCHETEAU, J. et SIBUET, J.C. 1971 - Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2, VI, 11 : 1 - 44

LE PICHON, X. ; FRANCHETEAU, J. et BONNIN, J. 1973 - Plate tectonics. Elsevier ed., 300 p.

LEPRETRE, J.P. 1974 - Traitement et utilisation de données magnétiques ; application à la marge continentale nord espagnole située entre 3° et 6° de longitude ouest. Thèse IIIe cycle, Rennes, 115 pages

LEUTWEIN, F. ; SONET, J. ; ZIMMERMANN, J.L. 1968 - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricain. Sc. de la Terre, 11 : 1 - 84

LEUTWEIN, F. ; CHAURIS, L. ; SONET, J. et ZIMMERMANN, J.L. 1969 - Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le nord-Finistère. Sc. de la Terre, XIV, 4 : 329 - 358

LEUTWEIN, F. ; SONET, J. et ZIMMERMANN, J.L. 1972 - Dykes basiques du Massif Armoricain septentrional. C.R. Acad. Sci., 275 : 1 327 - 1 330

LILLY, H.D. 1966 - Submarine surveys on the Great Bank and in the Golf of St. Lawrence. Maritime Sediments, 2 : 12 - 14

LIPMAN, P.W. 1970 - Relation between cenozoïc andesitic and rhyolitic volcanism, western interior united States. Proceed. Geol. Soc. London, 1 662 : 36 - 39

LLOYD, A. ; SAVAGE, R.J.Q. ; STRIDE, A.H. et DONOVAN, D.T. 1973 - The geology of the british Channel floor. Phil. Trans. Roy. Soc., 274, A : 1 224

LOWELL, J.D. 1974 - Plate tectonics and foreland basement deformation. Geology, 2, 6 : 275 - 278

MC GRATH, P.M. et HOOD, P.J. 1970 - The dipping dyke case : a computer curve matching methode of magnetic interpretation. Geophysics, 35.5 : 831 - 848

MC KENZIE, D.P. et MORGAN, W.J. - 1969 - Evolution of triple junctions. Nature, 224 : 125 - 133

MARTIN, G. ; MURAOUR, P. et RICOLVI, M. 1968 - Etude par sismique réfraction du plateau continental au large de Belle-Ile. Travaux L.G.A.O., Un. Montpellier, 2 : 1 - 7

MATTAUER, M. et SEGURET, M. 1971 - Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, I, IV, 4 : 1 - 24. Technip. Ed.

MAYHEW, M.A. 1974 - Basement to east coast continental margin of North America. Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 58, 6, II : 1 069 - 1 088

MELOU, M. et PLUSQUELLEC, Y. 1967 - Répartition de la pyrophyllite dans quelques niveaux du Briovérien et du Primaire armoricain. C.R. Acad. Sc., Paris, 265, D : 14 - 16.

MILLER, J.A. et MOHR, P.A. 1974 - Potassium-Argon measurement of the granites and some associated rocks from southwest England. Geol. 1 : 105 - 126.

MIYASHIRO, A. 1972 - Métamorphisme et magmatisme dans le cadre de la tectonique des plaques. Am. Jour. Science, 272 : 629 - 656

MIYASHIRO, A. 1975 - Classification, characteristics and origin of ophiolithes, Journ. Geol., 83 : 249 - 281

MONTADERT, L. ; DAMOTTE, B. ; DEBYSER, J. ; FAIL, J.P. ; DETEIL, J.R. et VALERY, P. 1970 - Continental margin in the Bay of Biscay. S.C.O.R., symposium on the geology of the east atlantic continental margin, Report 70/15 : 43 - 74

MONTADERT, L. ; DAMOTTE, B. ; DELTEIL, J.L. ; VALERY, P. et WINNOCK, E. 1971 - Structure géologique de la marge continentale septentrionale du Golfe de Gascogne (Bretagne et entrées de la Manche) in : Histoire structurale du Golfe de Gascogne, I, III - 2 : 1 - 22

MOODY, J.D. 1973 - Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics. Am. Ass. Pet. Geol. Bull, 57, 3 : 449 - 476

MOURANT, A.E. 1933 - The geology of eastern Jersey. Quat. Jour. Geol. Soc. London, 89, 3 : 273 - 307

MOURANT, A.E. 1933 - A seismological and historical account. Soc.jers.: 1 - 67

MUSELLEÇ, P 1974 - Géologie du plateau continental portugais au nord du Cap Carvoeiro. Thèse IIIème cycle, Rennes, 70 p., 35 fig., 10 pl.

NAYLOR, D. et MOUNTENEY, N. 1975 - Geology of the north-west european continental shelf. Graham Trotman Dudley Pub. Lond.

NICOLAS, A. 1972 - Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type ? Nature, 236 : 221 - 223

NORTH ATLANTIC GEOLOGY AND CONTINENTAL DRIFT. Am. Ass. Pet. Geol., 12 : 1 - 10 082. Mc Kay ed.

NOURY, Ch. 1886 - Géologie de Jersey. Thèse, Paris, 177 p. Savy ed.

OXBURGH, E.R. 1972 - Flake tectonics and continental collision. Nature, 239 : 202 - 204

PARGA, J.R. 1969 - Sistema de fracturas tardi hercinicas del Macizo Hesperico. Trab. Lab. Geol. Lage, 37 : 3 - 15

PASTOURET, L. ; MASSE, J.P. ; PHILIP, J. et AUFFRET, G.A. 1975 - Sur la présence d'Aptien inférieur à faciès urgonien sur la marge continentale armoricaine. C.R. Acad. Sc. Paris, 278. D : 2 011 - 2 014

PELHATE, A. 1967 - Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Thèse, Rennes. Mem. Soc. Geol. Min. Bret. 15

PELHATE, A. et PONCET, J. 1970 - Précision sur l'âge de la partie basale du Dinantien du "synclinal" de Montmartin. C.R. Somm. S.G.F. 109 - 110

PELLETIER, B.R. 1971 - A granodioritic drill core from the Flemish Cap, eastern Canadian continental margin. Can. Journ. Earth. Sci., 8 : 1 499 - 1 503

PERVINQUIERE, L. 1910 - Sur la nature géologique du plateau sous-marin de Rochebonne (Charente inférieure). Bull. Soc. Geol. France, 4, X : 28

PEUCAT, J.J. 1973 - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne. Thèse 3ème cycle, Rennes, 108 p.

PEUCAT, J.J. 1974 - Confirmation de l'origine ophiolitique des métabasites mésozonales et catazonales de la Baie d'Audierne. Réun. An. Sc. Terre. Pont-à-Mousson : 313

PEUCAT, J.J. et COGNE, J. 1974 - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (sud-Finistère) : un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Méseta ibérique et les régions sud-armoricaines. C.R. Acad. Sc., Paris, D, 278 : 1 809 - 1 812

PHILLIPS, W.J. 1964 - The structures in the Jurassic and cretaceous rocks on the Dorset coast between White Nothe and Mope Bay. Proc. geol. Ass., 75 : 373 - 405

PINOT, J.P. 1974 - Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental. Thèse, Univ. Nantes. Lannion, Impram, 256 p.

POMEROL, Ch. 1974 - Le Bassin Parisien. Géologie de la France : 230 - 258. Douin ed.

PONCET, J. 1968 - Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du Dévonien de Basse-Normandie. Thèse, Caen, 367 p.

PRUVOST, P. 1925 - Observations sur la structure du cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays Boulonnais après le dépôt du Jurassique. Bull. Serv. Carte. Geol. Fr., 156, XXVIII : 167 - 238

PRUVOST, P. 1949 - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Ann. Hébert et Ing., VII : 345 - 362

RAST, N. et CRIMES, T.P. 1969 - Caledonian orogenic episodes in the British Isles and their tectonic and chronological interpretation. Tectonophysics, 7 : 277 - 307

RAST, N. et GRANT, R. 1973 - Transatlantic correlation of the variscan appalachian orogeny. Am. journ. of Sc., 273 : 572 - 579

RAT, P. 1965 - Rapport sur les formations non marines du Crétacé inférieur français. Colloque sur le Crétacé inférieur, B.R.G.M., 34: 333 - 343

RIDING, R. 1974 - Model of the hercynian foldbelt. Earth and planet. Sc. Lett., 24 : 125 - 135

RINGWOOD, A.E. 1974 - The petrological evolution of island arc systems. Jour. Geol. Soc. Lond., 130 : 183 - 204

RIOULT, M. 1968 - Sédiments et milieux du Jurassique normand : essai de paléogéologie et de sédimentologie comparée. Thèse compl., Caen, 94 p.

ROACH, R.A. 1966 - Outline and guide of the geology of Guernesey. Rep. Trans. Soc. Guern., XVIII : 751 - 774

ROBARDET, M. 1973 - Evolution géodynamique du nord-est du Massif Armoricain au Paléozoïque. Thèse, Paris, 551 p.

ROBERT, J.P. 1969 - Géologie du plateau continental français. Rev. Inst. Fr. Petr. et Am. Comb. liq., XXIV, 4 : 383 - 440

ROEDER, D.H. 1973 - Subduction and orogeny. Journ. Geoph. Res., 78, 23 : 5 005 - 5 024

ROY, J.L. 1971 - A pattern of rupture of the eastern north america-western european paleoblock. Earth and Planet. Sc. Lett. 14 : 103 - 114

SABINE, P.A. 1965 - Petrology of specimens from Haig Fras. Colston Pap., IV, 17 : 299 - 301

SADLER, P.M. 1974 - Trilobites from the Gorran quartzites, Ordovician of south Cornwall. Paleontology, 17, 1 : 71 - 93

SAINT-REQUIER, A. 1970 - La Baie d'Audierne, Thèse 3ème cycle, Inst. Geogr., Paris, 223 p.

SANDER, R.A. 1956 - Mekanik der Erde. Schweizerbart, Stuttgart.

SANDERSON, D.J. et DEARMAN, W.R. 1973 - Structural zones of the variscan fold belt in Sw England. Their location and development. Jl. geol. Soc. London, 129 : 527 - 536

SANDREA, H. 1968 - Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne. Bull. Serv. Carte. Geol. Fr., 258, LVI

SCHNEIDER, E. et JONHSON, G. 1970 - Deep ocean diapir occurence. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54, 11 : 2 151 - 2 159

SCHOEFFLER, J. 1971 - Cours de gravimétrie appliquée aux recherches structurales. Bull. I.G.B.A., 10 : 3 - 100

SEGOUFIN, J. 1973 - Cartographie magnétique du plateau continental armoricain. Thèse IIIème cycle, Un. Paris VI (ined.)

SEGOUFIN, J. 1974 - Structure du plateau continental armoricain. Réunion sur la géologie de la Manche, London (sous presse)

SHERIDAN, R.E. 1974 - Conceptual model for the block-fault origin of the North American atlantic continental margin geosyncline. Geology, 465 : 468

SIBUET, J.C. 1972 - Contribution de la gravimétrie à l'étude de la Bretagne et du plateau continental adjacent. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 3 : 124

SMITH, A.J. ; STRIDE, A.H. et WHITTARD, W.P. 1965 - The geology of the western Approaches of the English Channel ; IV : a recently discovered variscan granite west-north-west of the Scilly Isles. Colston Pap., 17 : 287 - 298

SMITH, A.J. et CURRY, D. 1975 - The structure and geological evolution of the English Channel. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 279 : 3 - 20

SPECTOR, A. et GRANT, F.S. 1970 - Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysical Prospect., 35 : 293 - 302

SPJELDNAES, N. 1961 - Ordovician climatic zone. Norsk. geol. Tids., 41 : ; 5 - 77

SQUIRE, A.D. 1974 - The geology of Jersey (Channel Islands, U.K.). Conférence faite à l'Université de Rennes.

STEVENS, R. 1970 - Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west New-Foundland and their possible bearing on a proto-atlantic ocean. Geol. Ass. Can., Spec. pap. 7 - 165

STEVENS, R.K. ; STRONG, D.F. et KEAN, B.F. 1974 - Do some Appalachian ultramafic rocks represent mantle diapirs produced above a subduction zone ? - Geology, 175 - 178

STILLE, H. 1951 - Das mitteleuropaïsch varisziche grundgebirge im Bilde des gesamteuropaïschen. Geol. Jahr. Beih., 2

TERS, M. 1968 - Notice explicative de la carte géologique au 1/80 000. Nantes - Île du Pilier - 2ed - BRGM

THORPE, R.S. 1972 - Possible subduction zone origine for two Precambrian calc-Alkaline Plutonic complexes from Southern Britain. Geol. Soc. Am. Bull., 83 : 3 663 - 3 668

THORPE, R.S. 1974 - Aspects of magmatisme and plate tectonics in the Precambrian of England and Wales. Geol. Journ., 9, 2 : 115 - 136

TIDMARSH, W.G. 1931 - The Permian lavas of Devon. Quat. J. geol. Soc. Lond., A. 272 : 99 - 113

TRIBOULET, C. 1974 - Les glaucophanites et roches associées de l'Île de Groix (Morbihan - France) : étude minéralogique et pétrographique. Contr. Mineral. and Petrol., 45 : 65 - 90

VACQUIER, V. ; STEENLAND, N.C. ; ROLAND, G. ; HENDERSON, G. et ZIETZ, I. 1951 - Interpretation of aeromagnetic maps. Geol. Soc. America, Mem. n° 47 : 1 - 150

VAILLANT, F.X. 1972 - Contribution à l'étude géologique de la plate-forme continentale sud-armoricaine et de la zone ouest du Golfe de Gascogne par les méthodes sismique et magnétique. Thèse IIIème cycle, Bordeaux, 75 p.

VANNEY, J.R. 1969 - Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne, Recherches géomorphologiques. Dinand. Geomorph. E.P.H.E., 16 365 p.

VANNEY, J.R. ; HORN, R. et MARTIN, G. 1972 - La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sous la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine. C.R. Acad. Sc., Paris, 275 : 2 829 - 2 832

VERDIER, P. 1968 - Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental. Thèse 3ème cycle, Fac. Sc., Strasbourg.

VIDAL, Ph. 1973 - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armoricain. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XV, 34 : 238 - 251

VIDAL, Ph. - n. int. - Thèse en cours, Fac. Sc. Rennes.

VIDAL, F. 1975 - Table des analyses effectuées au laboratoire de géochimie. Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (1970 - 1974). Ronéo. publ. int : 14 p

VIDAL, Ph. ; AUVRAY B. ; CHAUVET, J.F. et COGNE, J. 1972 - L'âge radiométrique de la diorite de St Quay-Portrieux. C.R. Acad. Sc., Paris, 275 : 1 323 - 1 326

VINE, F.J. 1965 - Thesis - Unpublished, Un. Cambridge

WEBER, C. 1967 - Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Mem. B.R.G.M. Fr., 52 : 83 - 90

WEBER, C. 1972 - Le socle antétriasique dans la partie sud du Bassin de Paris, d'après les données géophysiques. Bull. B.R.G.M., 2ème s^{ie}, II, 3 - 4 : 219 - 343

WEBER, C. et LEFORT, J.P. 1975 - Le socle anté-permien sous le bassin anglo-franco-belge d'après les données géophysiques. Essai de corrélation entre les massifs hercyniens périphériques. 3ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier : 387

WHITTARD, W.F. 1962 - Geology of the western Approaches of the English Channel, a progress report. Proc. Roy. Soc. London, A. 265 : 395 - 406

WITTINGTON, H.B. et HUGHES, C.P. 1972 - Ordovician geopraphy and faunal provinces deduced from tribolite distribution. Phil. Trans. R. Soc. Lond., B, 263 : 235 - 278

WILSON, J.T. 1966 - Did the atlantic close and then re-open ? Nature, 211 : 676 - 681

WILSON, R.C.L. 1974 - Atlantic opening and mesozoïc continental margin basins of Iberia. Earth and Planet. Sc. Lett., 25 : 33 - 43

WINNOCK, E. 1974 - Le Bassin d'Aquitaine. Géologie de la France : 259 - 293. Dovin ed.

WOODWARD, L.A. 1974 - Plate tectonics and foreland deformation : comment. Geology, 2, 12 : 570

WORTH, R.H. 1908 - The dredgings of the Marine biological association (1895 - 1906) as a contribution to the knowledge of the geology of the English Channel. Journ. Marine biol. Assoc., VIII - 2

WORZEL, J.L. 1968 - Survey of continental margins. In Geology of shelf seas : 117 - 154. Donovan ed. London.

ZIEGLER, A.M. 1970 - Geosynclinal development of the British isles during the Silurian period. J. Geol., 78 : 445 - 479

LISTE DES DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES UTILISES

A. Cartes de navigation marine

1. Service hydrographique de la Marine (Paris)

Manche occidentale : la Manche (5 400). Atterage de l'entrée de la Manche et de la côte nord-ouest de France (4 587) ; île d'Aurigny et les Casquets (5 123) ; île de Guernesey, Herm et Sercq (3 155) ; de Port Bail à la pointe de Barfleur (881) ; du Cap Fréhel au hâvre de Carteret (880) ; de Cancale à Bricqueville (824) ; de Portrieux au Cap Fréhel (833) ; des Héaux de Bréhat à Paimpol (831) ; île de Bréhat et environs (882) ; de l'île de Bréhat aux roches de St Quay (832) ; de l'île Grande aux Héaux (967) ; les entrées de Perros et du Port Blanc (974) ; de l'île de Batz aux Sept Iles (5 950) ; de Beg an Fry à l'île Tomé (956) ; de la pointe des Bloscons à la Pointe de Primel (5 827) ; de Pontusval à l'île de Batz (996) ; des roches de Portsal à Pontusval (964) ; de Portsal à la Pointe St Mathieu (5 287) ; de la pointe de Corsen au cap de la Chêvre (5 288).

sud Bretagne : de l'île d'Ouessant au cap Finistère (5 381) ; du cap de la Chêvre à Audierne (5 309) ; d'Audierne à la Pointe de Penmarch' (6 377) ; îles de Glenans (5 285) ; de la Pointe de Trevignon à Lorient (5 479) ; entrée du port de Lorient, presqu'île de Quiberon, Quiberon, et partie septentrionale de Belle-Ile (132) ; Belle-Ile et la baie de Quiberon (135).

2. Hydrographic office (London)

Manche occidentale : English Channel and Western Approaches L (D_1) 1598 ; English Channel (western portion) L (D_1) 2 649 ; the Channel islands and adjacent coast of France L (D_1) 2 669 ; Lannion to Erquy including Guernesey, Sark and the Casquets L (D_1) 2 668 ; île d'Ouessant to the Sept Iles L (D_1) 2 644 ; Raz de Sein to Goulven, including Brest and Ushant L (D_1) 2 643 ; Ushant to plateau de Roches Douvres L (D_1) 2 644 ;

sud Bretagne : île d'Ouessant to Saint-Nazaire L (D_1) 20.

3. Institut scientifique et technique des Pêches maritimes (La Rochelle)

carte de croche n° 2 (entre 46 et 47°) ; carte de croche n° 3 (entre 47 et 48°)

BIBLIOTHÈQUE CNRS - UPR 4361

B. Cartes de Géologie

1. Bureau de Recherches géologiques et minières (Paris)

- cartes à l'échelle du 1/320 000 : Rennes-Cherbourg ; Brest-Lorient ; La Rochelle.
- cartes à l'échelle du 1/80 000 : St Lo (28) ; Cherbourg (17) ; Les Pieux (16) ; Barneville (27) ; Coutances (44) ; Dinan (60) ; Saint Brieuc (59) ; Tréguier (42) ; Lannion (41) ; Plouguerneau/île d'Ouessant (40) ; Brest (57) ; Quimper (72) ; Pont-Labbé (87) ; Lorient (88) ; Vannes (89) ; Quiberon/Belle-Ile (103) ; Nantes/île du Pilier (117) ; Palluau/île d'Yeu, les Sables d'Olonne (140) ; La Rochelle/Tour de Chassiron (152) ; Saintes (161) ; Lesparre (170).

C. Cartes géophysiques

1. Cartes magnétiques

- cartes aéromagnétiques à l'échelle du 1/1 000 000ème ; aeromagnetic map of great Britain - sheet 2 - (geol. Surv.) ; carte magnétique de la France à l'échelle du 1/1 000 000ème - anomalie du champ total, feuilles nord et sud (B.R.G.M.) ; carte magnétique du Golfe de Gascogne, anomalie du champ (I.P.G.)
- cartes aéromagnétiques à l'échelle du 1/200 000ème ; Cherbourg,Caen, Grandville, Caen, Lannion, Brest, Manche 1, Manche 2, Nantes, Lorient, Vannes, (B.R.P.)
- cartes aéromagnétiques traitées ; Manche occidentale,; Golfe de Gascogne (B.R.G.M.) ; Golfe normano-breton (fac. Sc. Rennes)
- cartes de magnétisme tr. cté en mer : Approches de la Manche occidentale (D.G.G. Cambridge), Baie de Lyme et nord Cotentin (I.G.S.) ; sud et ouest de Plymouth (D.G.G. Cambridge) ; carte magnétique du plateau continental atlantique, feuilles nord et sud (I.P.G. Paris)

2. Cartes gravimétriques

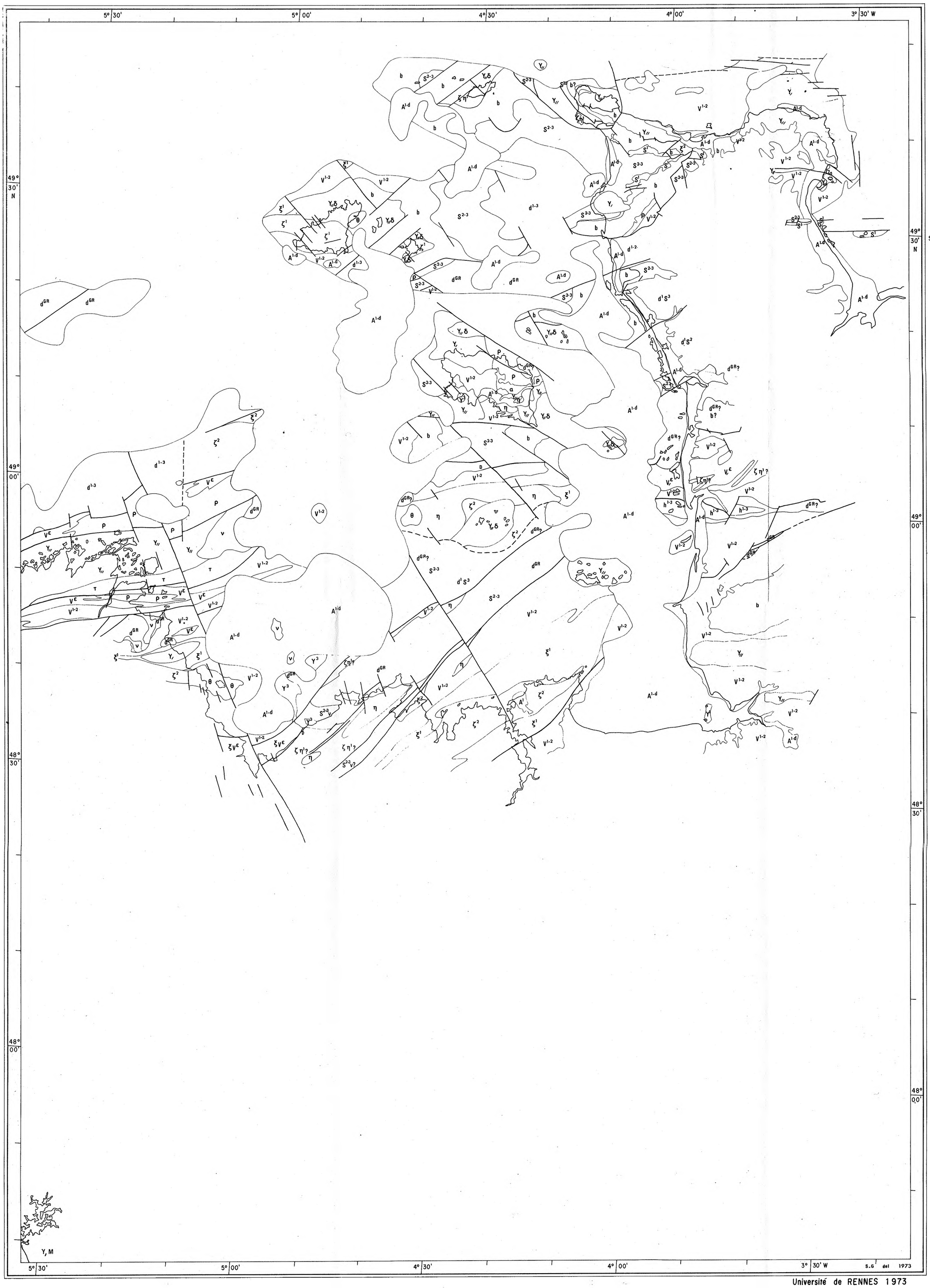
Gravity measurement in the English Channel (D.G.G. Cambridge) ; carte gravimétrique du nord-est de l'Atlantique et de la mer celtique (D.G.G. Cambridge) ; carte gravimétrique entre Lyme Bay et la Baie de Saint-Brieuc (I.G.S.) ; carte gravimétrique du plateau périarmoricain (C.O.B.)

OBS. OCEANOGR. - GEOL. - MINES
12762
BIBLIOTHÈQUE
CNRS - URA 1361

Carte géologique du socle submergé

RENNES — CHERBOURG

établie par J-P · Lefort (1973)



Terrains sédimentaires

A^{1-d} — Dunes et alluvions

h^{1-3} — Carbonifère

d^{1-3} / d^{GR} — Dévonien et faciès " Vieux grès rouges"

S^{2-3} / v — Silurien et Ordovicien supérieur et moyen et volcanites ordoviciennes

S^{1} — Ordovicien inférieur (*grès armoricain*)

b — Cambrien

V^{1-2} — Briovérien supérieur et moyen

V^{ϵ} — Volcanites Briovériennes

Schistes cristallins

cycle cadomien

ξ^{2} — Schistes satinés

ξ^{1} — Micaschistes

ξV^{ϵ} — Amphibolites

ζ^{2} — Gneiss des Roches Douvres et de St Malo

$\zeta\eta^{2}$ — Gneiss dioritiques

cycle pentévrien

ζ^{1} — Gneiss et amphibolites

$\zeta\eta^{1}$ — Gneiss dioritiques et diorites

Roches intrusives

Y^{3} — Microgranites

Y^{1} — Granites à muscovite et biotite

$Y_{/}$ — Granites calco-alcalins à biotite

$Y_{//}$ — Granites anciens (cadomiens)

$Y_{//}\delta$ / η — Différenciations granodioritiques et diorites cadomiennes

θ — Gabbros

ρ — Rhyolites

$\alpha\,\tau$ — Andésites et trachytes

ν — Porphyrites

0 — 10 — 20 — 30 Km

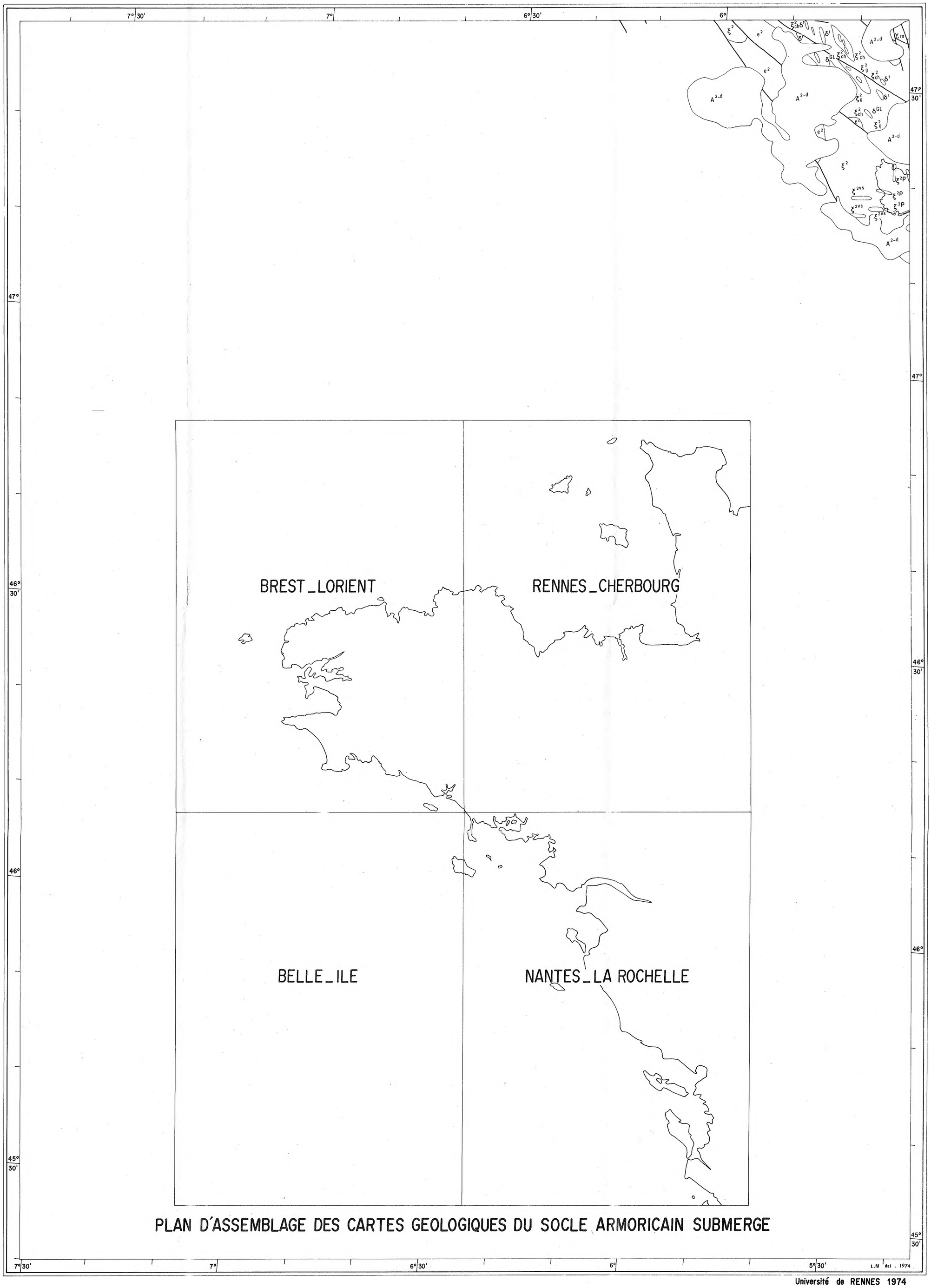
Université de RENNES 1973

12762

Carte géologique du socle submergé

BELLE _ ILE

établie par J.P Lefort (1974)



Terrains sédimentaires

A^{2-d} Alluvions modernes et dunes

e^2 Eocène

Terrains métamorphiques

ξ^2 Micaschistes indifferenciés

ξ^{2P} Porphyroïdes

δ^1 Amphibolites et Prasinites

δ^{GL} Glaucophanites

Q_g Quartzites graphitiques

σ Serpentinites

Granitoïdes

γ, m Granites tardi _ migmatiques

0 10 20 30 km

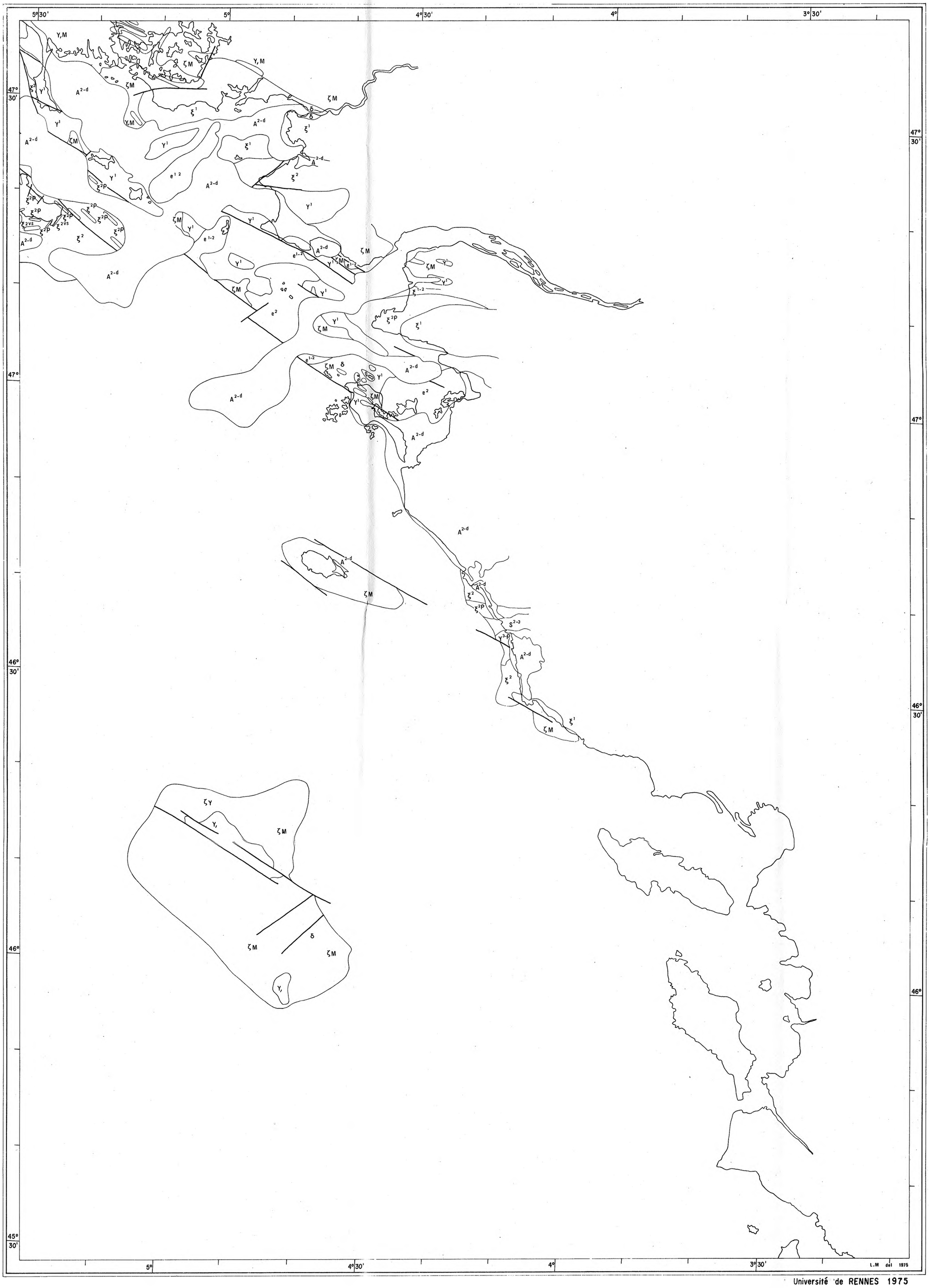
Université de RENNES 1974

12762
BIBLIOTHÈQUE
CNRS - UPR 4661

Carte géologique du socle submergé

NANTES _ LA ROCHELLE

établie par J.P Lefort (1975)



Terrains sédimentaires

A^{2-d} Alluvions modernes et dunes

e^{1-2} Paléocène et Eocène

S^{2-3} Siluro _ ordovicien

Terrains métamorphiques

ξ^{2} Schistes sériciteux et chloriteux

ξ^{2P} Porphyroïdes

ξ^{2vs} Volcano _ sédimentaire

ξ^{1} Micaschiste à deux micas

ζM Gneiss divers et migmatites

ζY Granito _ gneiss

δ Amphibolites

Roches éruptives

Y^{1} Granite à muscovite et biotite

$Y,$ Granite à biotite

Y,M Granite à biotite tardi _ migmatique

Y^{3-P} Porphyre rhyolitique

0 10 20 30 km.

Université de RENNES 1975

CENTRE DE DOCUMENTATION SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE BIBLIOTHÈQUE 1276 CNRS - URA 1278

Carte géologique du socle submergé

BREST – LORIENT

établie par J.P. Lefort (1973)

Terrains sédimentaires

A^{2-d} — Alluvions modernes et dunes

h^{1-3}/v — Carbonifère et Volcanites Dévono-dinantiennes

d^{1-3} — Dévonien

S^{2-3} — Silurien et Ordovicien supérieur et moyen

S^{1}/b — Ordovicien inférieur (*grès armoricain*) et Cambro-trémadocien

V^{1-2} — Briovérien supérieur et moyen

V^{ϵ} — Volcanites Briovériennes

Schistes cristallins

ξ^{2} — Schistes satinés

ξ^{1}/g — Micaschistes et métagraywackes

ζ^{2} — Gneiss et granito-gneiss

ζY_{II} — Orthogneiss de Brest et Trondhjémite de la pointe du Van

$\zeta \eta^{1}$ — Orthogneiss et Diorites de la baie de Lannion

Migmatites

MY — Migmatites et Granites associés

Roches intrusives

$Y^{1}t$ — Granites à muscovite et tourmaline

Y^{1} — Granites alcalins à muscovite et biotite

Y_{I}^{m} — Granites à muscovite

Y_{I}^{b} — Granites roses à biotite

Y_{I}, Y^{1} — Granite de Saint-Renan.

Y_{I} — Granites calco-alcalins à biotite

Y_{II} — Granites anciens de Perros et de la Chaussée des Pierres Noires

θ — Gabbros et épidiorites

0 10 20 30 Km

8° 00' 7° 30' 7° 00' 6° 30' 6° 00' W

49° 30' N

49° 00'

48° 30'

48° 00'

47° 30'

S.G – L.M del 1974

Université de RENNES 1973