



HAL
open science

Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale: Nature, mise en place et évolution

Evelyne Denis

► **To cite this version:**

Evelyne Denis. Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale: Nature, mise en place et évolution. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1987. Français. NNT: . tel-00630157

HAL Id: tel-00630157

<https://theses.hal.science/tel-00630157>

Submitted on 7 Oct 2011

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.

E. DENIS

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-17-3

**les sédiments briovériens
(protérozoïque supérieur)
de Bretagne
septentrionale et occidentale**

NATURE, MISE EN PLACE ET EVOLUTION

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 18

Rennes 1988



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N° 18

E. DENIS

**Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur)
de Bretagne septentrionale et occidentale :
Nature, mise en place et évolution.**

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 13 Mars 1987.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
(France)
1987**



ISS N : 0 755-978-X

ISBN : 2-905532-17-3

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I-Campus de Beaulieu
35042 RENNES Cédex (France).**

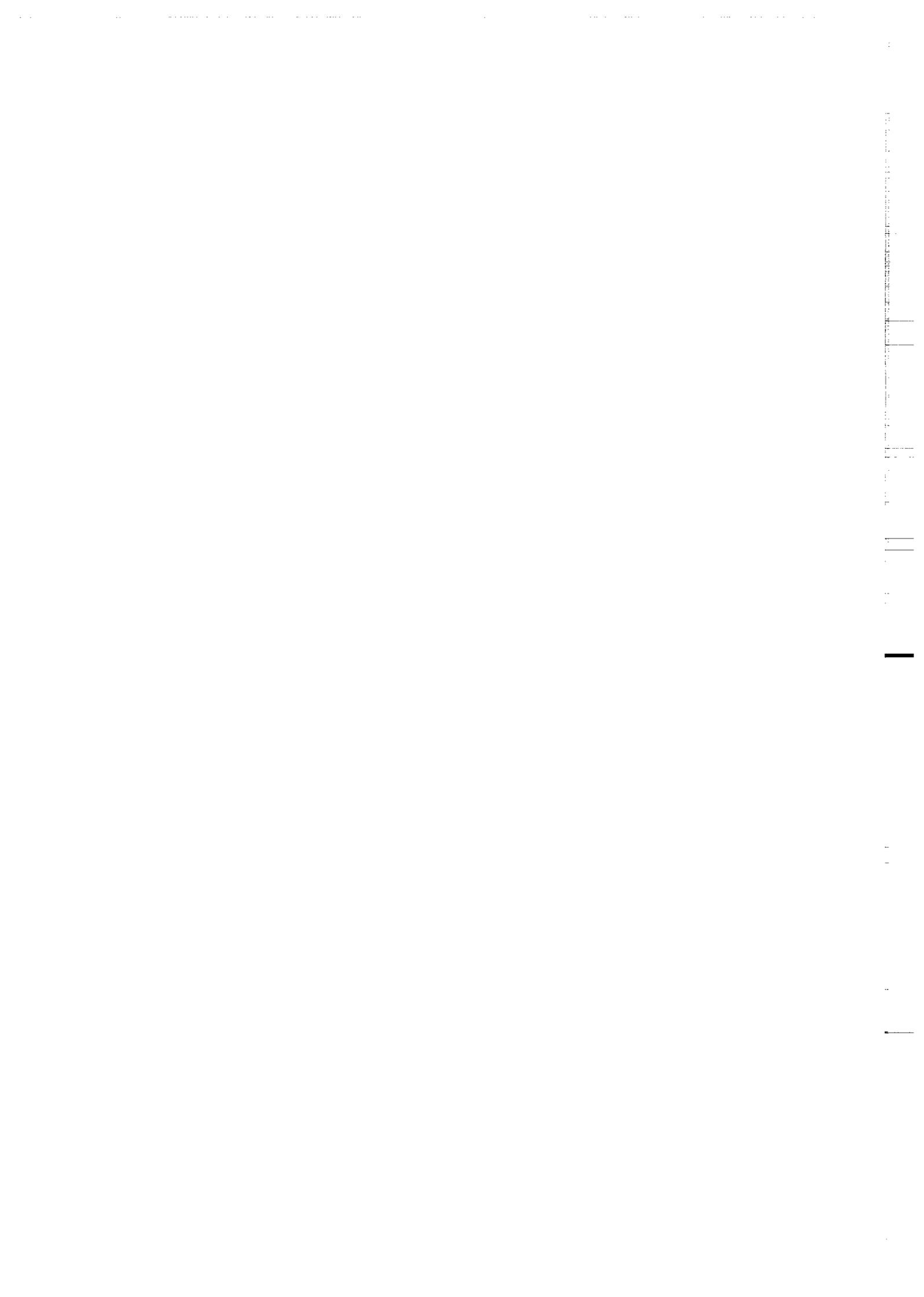
E. DENIS (1987)

**Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale
et occidentale : Nature, mise en place et évolution.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes 18, 263 p.



Merci très vivement à tous ceux qui, par
leur soutien scientifique, matériel ou
affectif, ont permis à ce travail d'aboutir.



Ils cassent le monde
En petits morceaux
Ils cassent le monde
A coups de marteau
Mais ça m'est égal
Ca m'est bien égal
Il en reste assez pour moi ...

(Boris Vian)



SOMMAIRE

<u>Ière PARTIE : INTRODUCTION</u>	p. 1
I - Rappels sur l'organisation de la chaîne Cadomienne.....	p. 3
I. 1. Les synthèses antérieures.....	p. 3
I. 2. Les travaux récents.....	p. 4
II - Age du Briovérien.....	p. 5
III - Cadre géologique et géographique.....	p. 7
III. 1. Les Formations de Bretagne Septentrionale.....	p. 7
III. 2. Les Formations de Bretagne Occidentale.....	p. 9
IV - Résumé des travaux antérieurs.....	p. 9
IV. 1. Bretagne Septentrionale.....	p. 9
IV. 2. Bretagne Occidentale.....	p. 9
V - Présentation structurale des formations.....	p. 10
V. 1. Les formations de Bretagne Septentrionale.....	p. 10
V. 2. Les formations de Bretagne Occidentale.....	p. 13
VI - Buts	p. 13
VII - Techniques d'étude.....	p. 13
<u>IIème PARTIE : CARACTERISATION DES CONSTITUANTS</u>	p. 15
1er Chapitre : Etude pétrographique.....	p. 17
I - Introduction.....	p. 19
II - Les sablites.....	p. 19
II. 1. Caractères généraux.....	p. 19
II. 2. Description des éléments figurés.....	p. 21
2. 1. Le quartz.....	p. 21
2. 2. Les feldspaths.....	p. 21
2. 3. Les fragments lithiques.....	p. 23
2. 4. Les minéraux lourds.....	p. 24
2. 5. Les minéraux opaques.....	p. 25
2. 6. Les micas.....	p. 25
II. 3. La matrice.....	p. 25
II. 4. Remarque sur la détermination de certains constituants.....	p. 26
II. 5. Analyses géochimiques de certains constituants.....	p. 27

5. 1. Les débris de laves.....	p. 28
5. 2. Analyse des feldspaths.....	p. 29
II. 6. Les analyses modales.....	p. 36
6. 1. Résultats et classification.....	p. 36
6. 2. Provenance du matériel.....	p. 42
6. 3. Conclusions.....	p. 46
III - Les faciès fins.....	p. 47
IV - Les faciès particuliers.....	p. 49
IV. 1. Les niveaux d'affinité volcanique.....	p. 49
IV. 2. Les faciès carbonatés.....	p. 53
IV. 3. Les faciès conglomératiques.....	p. 55
3. 1. En Bretagne Occidentale.....	p. 55
3. 2. Dans la Formation de Binic.....	p. 58
V - Conclusion	p. 59
2ème Chapitre : Etude géochimique.....	p. 61
I - Introduction.....	p. 63
II - Nature géochimique des sédiments.....	p. 65
II. 1. Les éléments majeurs.....	p. 65
1. 1. Caractérisation.....	p. 65
1. 2. Discussion sur la teneur en CaO.....	p. 70
II. 2. Les éléments traces et les terres rares.....	p. 72
2. 1. Les éléments traces.....	p. 72
2. 2. Les Terres rares.....	p. 76
2. 3. Discussion sur l'anomalie en Europium.....	p. 79
III - Evolution des sédiments et recherche de la zone source.....	p. 83
IV - Site géotectonique de mise en place.....	p. 87
IV. 1. Données fournies par les éléments majeurs.....	p. 87
IV. 2. Données fournies par l'étude des éléments traces et terres rares.....	p. 89
V - Conclusion.....	p. 93
<u>IIIème PARTIE : ANALYSE DES DEPOTS.....</u>	p. 95
1er Chapitre : Etude des structures sédimentaires.....	p. 97
I - Introduction.....	p. 99
II - Les figures de base de banc.....	p. 99
II. 1. Les scour-marks.....	p. 100
1. 1. Les flute-marks.....	p. 100
1. 2. Les rides longitudinales.....	p. 101
II. 2. Les figures produites par des objets.....	p. 102
2. 1. Les marques en croissant.....	p. 102
2. 2. Les groove-marks	p. 104
2. 3. Les bounce-marks.....	p. 104
III - Les figures de sommet de banc.....	p. 104
IV - Les figures internes synsédimentaires.....	p. 105
IV. 1. Le granoclassement.....	p. 105
1. 1. Dans les grès.....	p. 105
1. 1. a. Granoclassement normal.....	p. 105
1. 1. b. Granoclassement inverse puis normal.....	p. 106
1. 2. Dans les niveaux fins silteux.....	p. 107

IV. 2. La lamination.....	p. 107
IV. 3. Le litage de rides.....	p. 108
3. 1. Les rides progradantes.....	p. 108
3. 2. Les rides d'aggradations.....	p. 110
3. 3. Cas particulier.....	p. 111
3. 3. a. Les rides de vagues.....	p. 111
3. 3. b. Dans les faciès grossiers.....	p. 111
IV. 4. Les "copeaux de boue".....	p. 111
V - Les figures post-dépôt.....	p. 113
V. 1. Les figures de charge.....	p. 113
1. 1. Les pseudonodules.....	p. 113
1. 2. Les figures de charge interfaciales.....	p. 113
1. 3. Les structures convolutées.....	p. 115
V. 2. Les figures d'échappement d'eau.....	p. 117
V. 3. Les structures cassantes.....	p. 120
V. 4. Les concrétions.....	p. 121
V. 5. Les structures de flux.....	p. 123
VI - Recherche des paléocourants.....	p. 123
VI. 1. La Méthode.....	p. 123
VI. 2. Les résultats.....	p. 127
VI. 3. Limites des résultats.....	p. 128
2ème Chapitre : Les faciès ou séquences-unités.....	p. 131
I - Description des faciès ou séquences-unité.....	p. 133
I. 1. Introduction.....	p. 133
I. 2. Faciès I.....	p. 133
2. 1. Faciès I-A.....	p. 133
2. 2. Faciès I-B.....	p. 135
I. 3. Faciès II.....	p. 135
I. 4. Faciès III.....	p. 136
I. 5. Faciès IV.....	p. 136
I. 6. Faciès V.....	p. 138
I. 7. Faciès VI.....	p. 140
I. 8. Faciès VII.....	p. 140
I. 9. Faciès VIII.....	p. 141
I. 10. Faciès IX.....	p. 141
I. 11. Faciès X.....	p. 143
I. 12. Faciès divers.....	p. 143
II - Origine et mécanisme de formation des faciès.....	p. 143
II. 1. Faciès I-A et I-B.....	p. 143
II. 2. Faciès II.....	p. 146
II. 3. Faciès III.....	p. 146
II. 4. Faciès IV et V.....	p. 147
II. 5. Faciès VI.....	p. 150
II. 6. Faciès VII.....	p. 151
II. 7. Faciès VIII.....	p. 152
II. 8. Faciès IX.....	p. 152
II. 9. Faciès X.....	p. 153

II. 10. Conclusion.....	p. 154
3ème Chapitre : Agencement des faciès.....	p. 157
I - Introduction.....	p. 159
II - Variation de puissance.....	p. 163
III - Caractérisation des différents environnements en Bretagne Nord.....	p. 166
III. 1. Les dépôts chenalisés.....	p. 167
III. 2. Les dépôts non chenalisés.....	p. 173
2. 1. Les dépôts de lobes.....	p. 173
III. 3. Les dépôts atypiques.....	p. 181
IV - Organisation des dépôts en Bretagne Occidentale.....	p. 184
IV. 1. En Baie de Douarnenez.....	p. 184
IV. 2. En Presqu'île de Crozon.....	p. 189
<u>IVème PARTIE : MISE EN PLACE ET EVOLUTION DES BASSINS.....</u>	<u>p. 193</u>
<u>Vème PARTIE : CONCLUSION.....</u>	<u>p. 201</u>
Références bibliographiques.....	p. 209
Planches photographiques	
Annexes	

AVANT-PROPOS

L'intérêt présenté par les terrains précambriens du Massif Armoricain a toujours été reconnu, cependant l'accent a le plus souvent été mis sur l'aspect magmatique ou structural de ces roches, en particulier dans le domaine domnonéen. L'étude des sédiments antérieurs au Paléozoïque régional armoricain et désignés sous le nom de Briovérien a par contre été longtemps négligée en raison sans doute de l'apparente monotonie et azoïcité de ces terrains.

La découverte de l'amas sulfuré de Rouez (Etude faite par Safa en 1980) et de nombreux indices miniers a mis en évidence la nécessité de rechercher des repères stratigraphiques et a donné un regain d'intérêt à l'étude du Briovérien. Plusieurs thèmes de recherche ont ainsi été abordés afin de tenter de combler cette lacune (micropaléontologie, lithologie, géochimie et structurologie ; Mansuy, 1983 ; Rabu et al., 1983).

Les résultats obtenus n'ayant pas tous complètement permis d'atteindre le but recherché, il était nécessaire d'aborder l'étude de ces formations par d'autres disciplines et en particulier la sédimentologie qui n'a été appliquée que très ponctuellement (Squire en 1974 sur Jersey).

Dans le cadre de la mise au point de modèles cohérents pour l'organisation des segments armoricains au sein de la chaîne cadomienne, la reconstitution des sites de sédimentation est rapidement apparue indispensable. Parce que la lithologie et la structuration du système briovérien commencent à être appréhendées, il est donc devenu possible de préciser la nature des mécanismes ayant régi le dépôt des sédiments. C'est dans ce but qu'une caractérisation pétrographique, géochimique et séquentielle des formations briovériennes a été recherchée ici.

D'autre part, une étude similaire a été menée en Normandie permettant de comparer les résultats obtenus pour les différentes régions (Carlan, 1985).



1ère PARTIE

INTRODUCTION

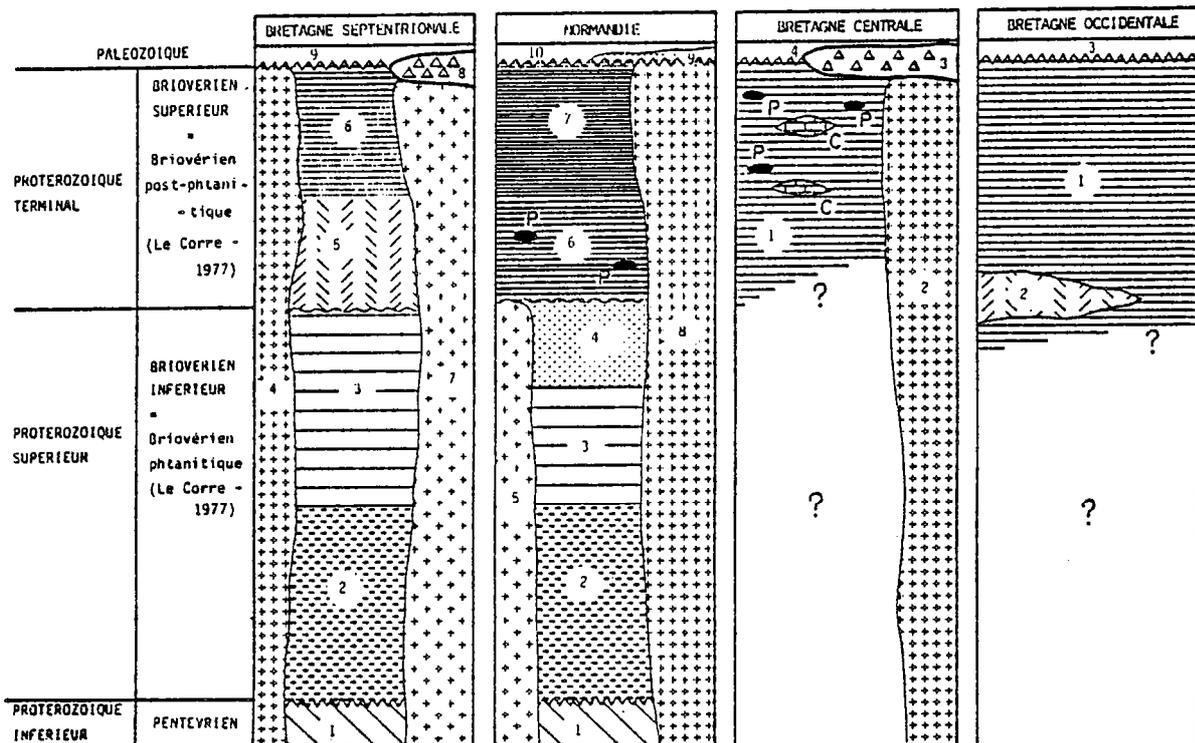


Figure 1 : REPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GEOGRAPHIQUE DES DIVERSES FORMATIONS PROTEROZOIQUES DANS LE MASSIF ARMORICAIN*.

BRETAGNE SEPTENTRIONALE (d'après Auvray, 1979 et Graviou, 1984)

- 1 : Gneiss de Port-Béni, Morguignen et Trébeurden (2000 M. a. - 1800 M. a.)
- 2 : Amphibolites et leptynites de Lanvollon et l'Armorique
- 3 : Schistes et phtanites de Lamballe
- 4 : Batholite Nord-Trégorrois (615 ± 10 M. a.)
- 5 : Volcanites de Paimpol et Tréguier (642 ± 46 M. a.)
- 6 : Formations de Binic et de la Roche-Derrien
- 7 : Diorites de Saint-Quay-Portrieux et de Coëtmeux (583 ± 40 et 593 ± 15 M. a.)
- 8 : Magmatisme acide éocambrien (Granite de Porz-Scarff et Ignimbrites de Lézardrieux (555 ± 19 M. a.) et 547 ± 12 M. a.)
- 9 : Sédiments paléozoïques

NORMANDIE (d'après Dupret, 1986 ; Guerrot et al., 1986)

- 1 : Gneiss d'Icart, Aurigny et La Hague (2000 M. a.)
- 2 : Amphibolites, micaschistes et volcanites basiques (complexe spilito-kératophyrique de Montsurvent)
- 3 : Schistes et phtanites de la Landa des Vardes
- 4 : Schistes et quartzites de Saint-Pair
- 5 : Diorite quartzique de Coutances (584 ± 4 M. a.)
- 6 : Schistes, grauwackes et conglomérat (P) de Granville
- 7 : Schistes de la Laize
- 8 : Granites mancelliens (610 à 540 M. a.)
- 9 : Volcanites de Saint-Germain-le-Gaillard
- 10 : Sédiments du Cambrien inférieur

BRETAGNE CENTRALE (d'après Le Corre, 1977)

- 1 : Schistes de Néant avec lentilles du conglomérat de Gourin (P) et du calcaire de Saint-Thurial (C)
- 2 : Granites mancelliens (610 à 540 M. a.)
- 3 : Volcanites de Rémeliac
- 4 : Sédiments cambro-trémadociens

BRETAGNE OCCIDENTALE (d'après Darboux, 1973)

- 1 : Schistes et conglomérats de Douarnenez
- 2 : Volcanites de Pen Ar Vir (640 ± 20 M. a.)
- 3 : Sédiments cambro-trémadociens.

* Tous les âges fournis ont été calculés avec les constantes suivantes :

$$\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1} ; \lambda^{238}\text{U} = 0,15512 \cdot 10^{-9} \text{an}^{-1} ; \lambda^{235}\text{U} = 0,98485 \cdot 10^{-9} \text{an}^{-1}$$

Modifié d'après Mansuy (1983)

I - RAPPELS SUR L'ORGANISATION DE LA CHAÎNE CADOMIENNE

I - 1 - LES SYNTHÈSES ANTERIEURES

Suite aux travaux synthétiques de Graindor (1957), Cogné (1962, 1972) et Cogné et Wright (1980), la structure de la chaîne cadomienne était considérée comme résultant d'un cycle constitué de deux phases successives : le cadomien I et le cadomien II, d'après les observations faites essentiellement dans les régions domnonéo-mancelliennes (Fig. 1).

Sur un socle daté aux alentours de 2000 m. a. (Adams, 1967 ; Auvray et al., 1980 ; Calvez et Vidal, 1978 ; Vidal, 1976), les séries du Briovérien inférieur reposent en discordance et sont affectées par une tectonique tangentielle vers 700-650 m. a. (= Cadomien I) - Poudingue de Cesson et Locquirec, metabasites de l'Armorique et Lanvollon, schistes et phanites de Lamballe et de la Lande des Vardes -. L'étape suivante débute par des formations volcaniques (Tufs et Tréguiers, spilites de Paimpol) suivies par des formations essentiellement sédimentaires (Formation de la Roche-Derrien et Binic), faiblement plissées au cours d'une deuxième phase (cadomien II) scellée par l'intrusion des plutons granodioritiques aux alentours de 580 m. a. (Vidal et al., 1972, 1974).

D'un point de vue paléogéodynamique ces terrains sont interprétés comme résultant d'un processus de subduction le long d'une marge d'âge protérozoïque inférieur (Auvray, 1979) (Fig. 2).

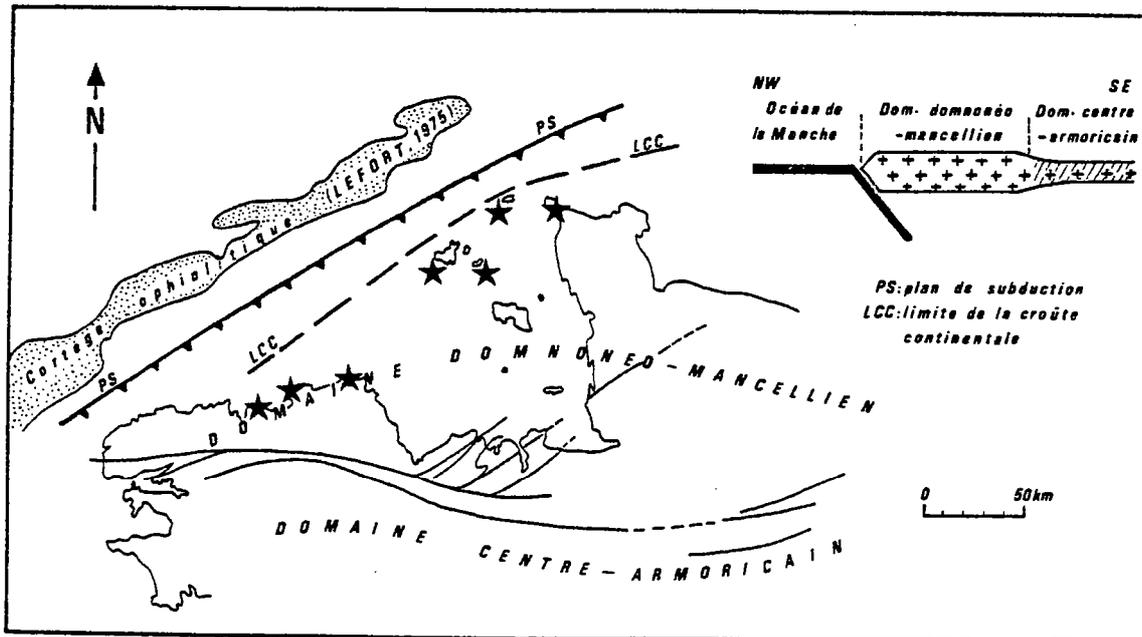


Figure 2. - Reconstitution schématique de la subduction à la fin des temps précambriens dans le domaine nord-armoricain (d'après Auvray, 1979). Les étoiles indiquent les affleurements connus de socle à 2000 m. a.

En arrière de la chaîne cadomienne se forme un bassin marginal dont le comblement résulte de l'érosion des séries inférieures. Les niveaux à phanites intercalés dans le Briovérien inférieur ont ainsi été largement remaniés et ont permis d'établir une stratigraphie relative au sein du système briovérien (Le Corre, 1977) :

- un étage inférieur caractérisé dans le domaine domnonéo-mancellien par des phtanites interstratifiés
- un étage supérieur défini par la présence de grains de phtanite dans les unités centre-armoricaine et mancellienne.

I - 2 - LES TRAVAUX RECENTS

Les divergences importantes apparues à la suite des travaux récents portent essentiellement sur le polyphasage du cycle cadomien et remettent en cause la notion d'axe pentévrien (Rabu et al., 1982, 1983 ; Balé et Brun, 1983) (Fig. 3).

	COGNÉ 1980	RABU ET AL 1982	
	CADOMIEN II (600-570)	CADOMIEN (600-570)	
BRIOVERIEN SUP.	FORMATION DE BINIC ET LA ROCHE-DERRIEN	FORM. DE BINIC (S.L.)	BRIOVERIEN
	FORMATION DE PAIMPOL	{ BINIC LE LÉGUÉ PORT-MARTIN	
	FORM. DE LOCQUIREC ET TRÉGUIER (640)	FORM. DE LA ROCHE-DERRIEN ET TRÉDREZ-PLESTIN	
	CADOMIEN I (700 - 650)		
BRIOVERIEN INF.	FORM. DE PORT-MARTIN ET DE LA CÔTE DE TRÉDREZ	FORM. DE LANVOLLON L'ARMORIQUE ET PAIMPOL	BRIOVERIEN
	FORM. DE LANVOLLON ET DE L'ARMORIQUE	FORM. DE LOCQUIREC ET TRÉGUIER (640)	
	FORMATION DE CESSON	FORMATION DE CESSON	
PENTÉ VRIEN	COMPLEXE DE PENTHIÈVRE	COMPLEXE DE LANGUEUX-YFFINIAC	PENTÉ VRIEN

Figure 3. - Tableau synoptique comparatif de la lithostratigraphie en Baie de Saint-Brieuc.

En effet en 1982 Rabu et al. montrent que les Séries de Cesson, Lanvollon et Binic n'ont subi qu'un seul cycle orogénique et que les différences structurales observées correspondent à un gradient évoluant depuis la mésozone jusqu'à l'épizone. En 1983, Balé et Brun confortent cette hypothèse en montrant que les discordances stratigraphiques décrites en Baie de Saint-Brieuc représentent en fait des cisaillements tangentiels d'intensité croissante vers le Sud-Ouest. L'implication du complexe gabbroïque de Langueux-Yffiniac dans les phénomènes de chevauchement, en tant que base de la pile affectée, et la détermination à $602 \pm$ m. a. (Guerrot, 1985) de son âge - valeur devant s'appliquer à la majorité du complexe - remettent donc en cause la notion d'axe pentévrien en arrière de la chaîne volcanique.

Ces hypothèses semblent étayées par une autre donnée géochronologique puisque le poudingue de Cesson, situé à la base du Briovérien inférieur, a livré des galets de granodiorite

datés à 656 ± 5 m.a. (Guerrot, 1985), donc plus jeunes que la limite proposée pour la phase cadomienne I. La définition de deux étages au sein du Briovérien antérieur à 580 m. a. en Bretagne Septentrionale semble donc devoir être abandonnée.

En Bretagne Centrale, le domaine cristallophyllien de Plouguenast, seul représentant supposé du Briovérien inférieur, s'est révélé lui aussi être constitué à l'origine de formations sédimentaires assimilables à celles du Briovérien supérieur régional (Saunier, 1985).

II - AGE DU BRIOVERIEN

Si la genèse de la chaîne cadomienne semble se préciser, la période pendant laquelle s'effectue son édification reste relativement floue. La limite inférieure peut être appréhendée en Domnonée où elle semble se situer aux alentours de 660 m. a. (volcanites de la Roche-Derrien à 642 ± 46 m. a. et galets du poudingue de Cesson à 656 ± 5 m. a.) mais demeure imprécise dans les autres régions car il paraît impossible, avec les données actuellement disponibles, de définir la position stratigraphique relative du Briovérien des différents domaines.

En ce qui concerne l'âge minimal du Briovérien les données varient beaucoup selon les domaines structuraux.

- *En Bretagne Nord*, les derniers sédiments sont soit recoupés par des plutons vers 580 m. a., soit recouverts par des formations paléozoïques dont la base est mal datée (Séries rouges de Plouézec-Plourivo et d'Erquy-Fréhel avec volcanisme interstratifié respectivement à 472 ± 5 m. a. et 482 ± 10 m. a.) (Auvray et al., 1980 ; Vidal et al., 1971).

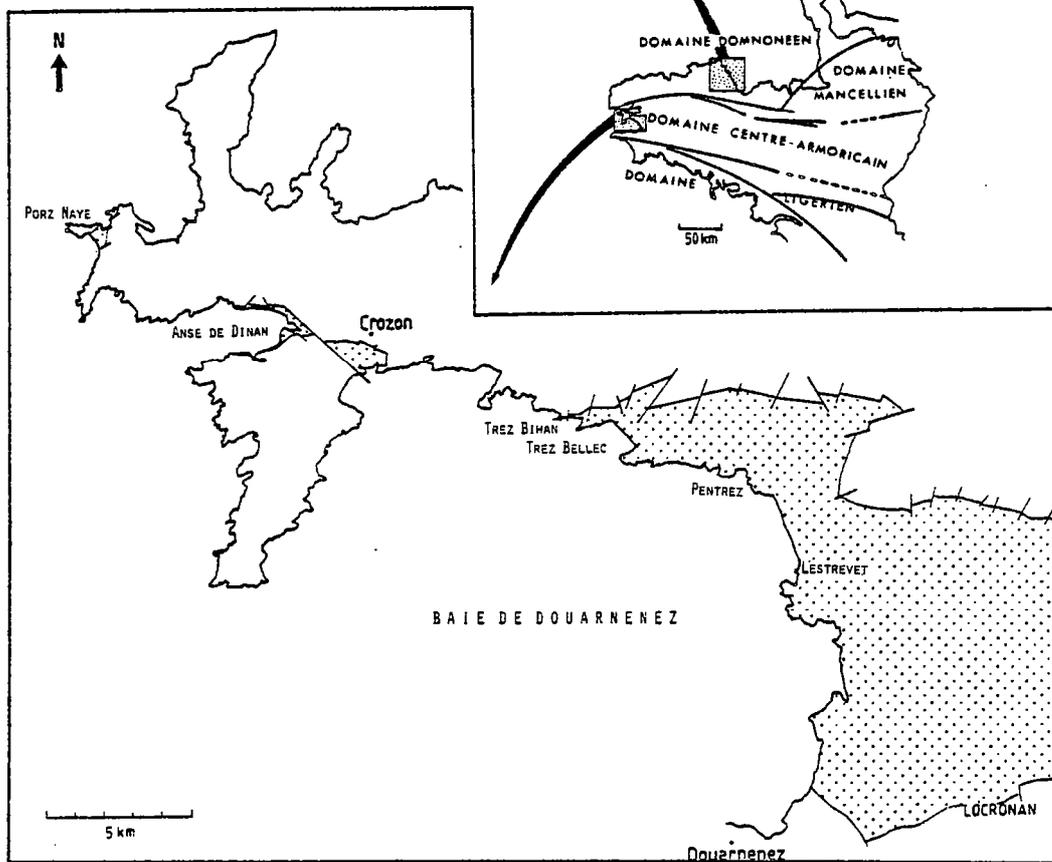
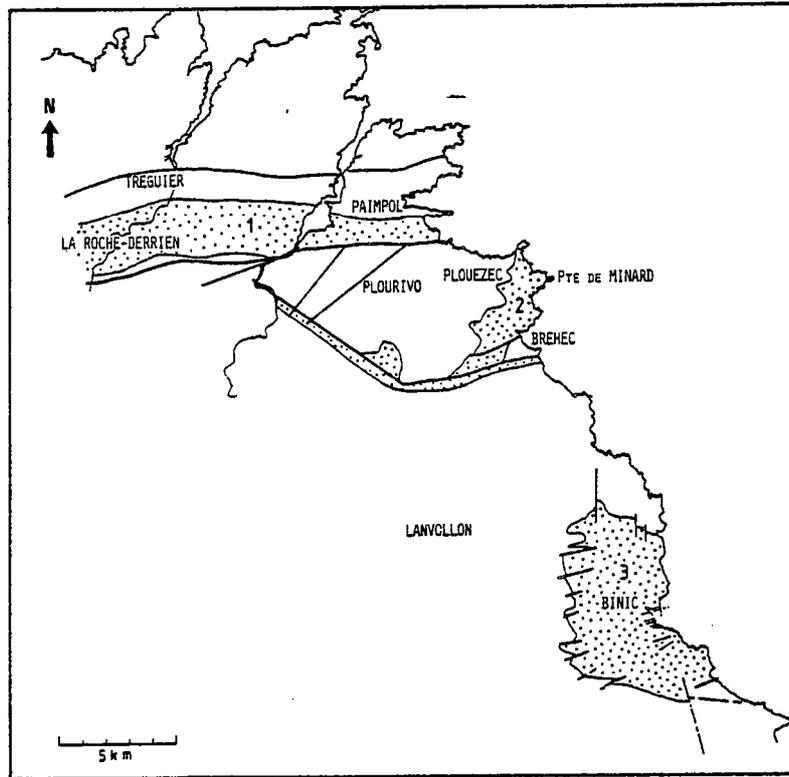
- *En Normandie*, ce sont, d'une part les plutons mancelliens datés à 540 ± 10 m. a. (Pasteels et Doré, 1982) intrusifs dans les formations sédimentaires briovériennes, d'autre part les premières faunes à squelette de la couverture cambrienne mais qui ne permettent pas une attribution stratigraphique précise (Vendian terminal à Atdabanien) (Doré, 1984).

- *En Bretagne Centrale*, l'âge de la transgression paléozoïque est considéré comme trémadocien ou arénigien, ce qui a permis récemment de suggérer la possibilité d'un âge cambrien pour les formations briovériennes de cette région. Les datations en cours sur les séries rouges de la base du Paléozoïque permettront peut-être de lever cette ambiguïté (Bonjour, travaux en cours).

L'intervalle de temps maximal durant lequel s'est édifié la chaîne cadomienne paraît donc compris entre les valeurs extrêmes de - 650 et - 530 m. a., ce qui explique sans doute en partie la difficulté à établir une stratigraphie fine du système briovérien.

La caractérisation des sédiments situés dans le domaine interne de la chaîne cadomienne (en Bretagne Septentrionale) - dont l'intérêt est apparu évident à la suite des données chronologiques, structurales et géochimiques - devrait donc permettre d'apporter "une pierre" à l'édifice briovérien et de mettre au point un modèle cohérent d'organisation et d'évolution.

Figure 4. - Cadre géographique des Formations étudiées
 A = Bretagne Septentrionale (1 - La Roche-Derrien ; 2 = Le Minard ; 3 = Binic) ; B = Bretagne Occidentale.



III - CADRE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE (VOIR FIG 4)

Le degré de connaissance des sédiments briovériens avant cette étude était très variable. L'étude structurale et la reconnaissance des principaux faciès pétrographiques des formations de Binic et de Bretagne Occidentale avait déjà été effectuées respectivement par Darboux(1973) et Rabu et al.(1982, 1983). Concernant les Formations de La Roche-Derrien et plus encore du Minard, pratiquement aucune donnée précise n'avait été établie.

III - 1 - LES FORMATIONS DE BRETAGNE SEPTENTRIONALE (Fig. 5)

En Bretagne Septentrionale, les formations sédimentaires briovériennes sont toutes situées dans le domaine domnonéen mais ne montrent jamais leurs relations mutuelles.

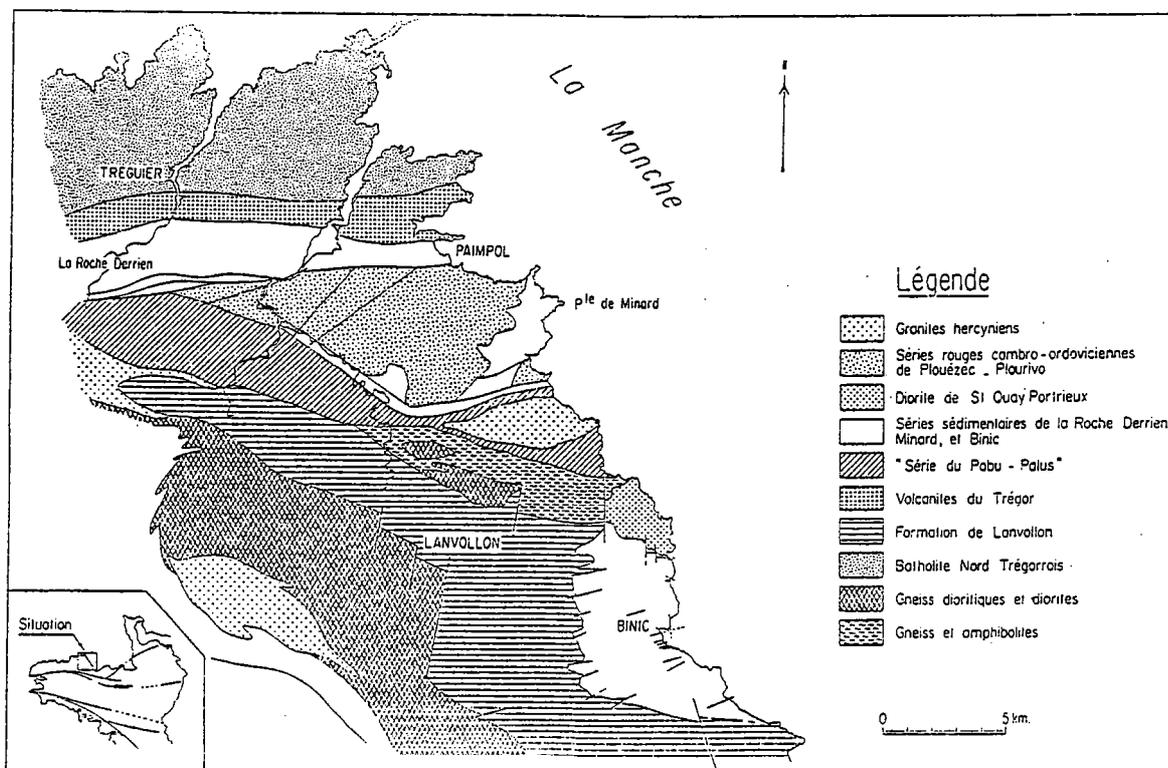


Figure 5. - Cadre géologique des Formations de Bretagne Septentrionale

Du Nord vers le Sud on rencontre :

- La Formation de La Roche-Derrien apparemment concordante sur les spilites de Paimpol et dessinant une bande d'orientation Est-Ouest. Son extrémité occidentale est biseautée et se prolonge cartographiquement par l'épidiorite de Plestin.

- La Formation du Minard, séparée de la première par la faille du Trégor. Elle est recouverte en discordance par les Séries rouges cambro-ordoviciennes de Plouézec-Plourivo et jouxte au Sud un complexe métamorphique très mal connu.

- La Formation de Binic constitue un synclinal en contact tectonique sur la série métamorphique de Lanvollon. Elle est intrudée au Nord par la granodiorite de Saint-Quay-Portrieux fini-cado-mienne (583 ± 40 m.a., Vidal et al., 1972).

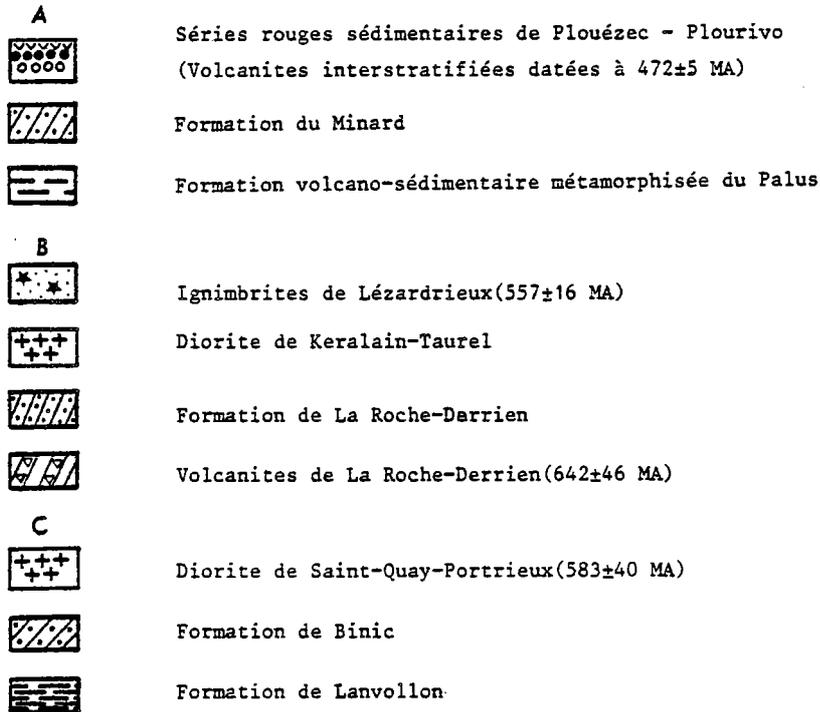
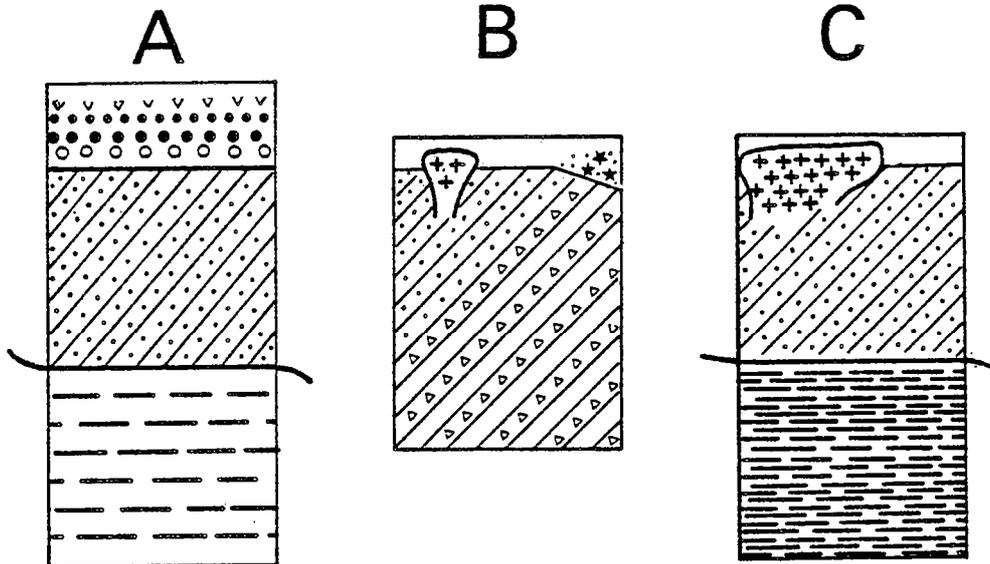


Figure 6. - Cadre lithostratigraphique des Formations de Bretagne Septentrionale.

- A - pour la Formation du Minard
- B - pour la Formation de La Roche-Derrien
- C - pour la Formation de Binic

III - 2 - LES FORMATIONS DE BRETAGNE OCCIDENTALE

La majeure partie des roches étudiées dans ce secteur correspond au Briovérien de la Baie de Douarnenez, situé cartographiquement dans le prolongement du domaine centre-armoricain. Il occupe une vaste dépression qui est limitée au Nord par les formations paléozoïques discordantes, débutant à ce niveau par la série rouge du Cap de la Chèvre, et au Sud par le leucogranite intrusif hercynien de Locronan.

En presqu'île de Crozon, les formations briovériennes recouvertes en discordance par le Grès Armoricaïn peuvent être rattachées à l'ensemble précédent malgré l'importance de la tectonique cassante

IV - RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS

IV - 1 - BRETAGNE SEPTENTRIONALE

Barrois en 1895, 1896, 1908, rapporte tous les sédiments précambriens de Bretagne Nord au groupe des "schistes et phyllades de Saint-Lô", même s'il introduit des différences de faciès entre certaines formations. Ainsi par exemple les sédiments constituant l'actuelle série de Binic sont désignés comme *faciès de Saint-Brieuc, formé aux dépens de roches volcaniques*" (Barrois, 1895).

Il faut ensuite attendre Jeannette et Cogné (1968) pour voir se modifier les positions stratigraphiques : la Formation de Binic est alors apparentée au Briovérien supérieur de Normandie défini par l'étage de La Laize. En 1973, Auvray et Vidal précisent indirectement l'âge précambrien des sédiments trégorrois en publiant un âge de 640 m. a. pour les volcanites de Tréguier-Paimpol sur lesquelles ils reposent en concordance.

Auvray (1979), dans son étude générale sur le Trégor, envisage pour la Série de la Roche-Derrien un paléoenvironnement "*en bordure d'une zone continentale nourricière*" ainsi qu'un transport du matériel sur une courte distance. Il est aussi le premier à mettre en parallèle les sédiments de la Roche-Derrien (s. l.) et de Binic.

Plus récemment Rabu et al. (1983), dans le cadre d'un inventaire du Précambrien de la Baie de Saint-Brieuc, ont mis en évidence l'importance de l'héritage volcanique subodoré par Barrois en 1895 dans la Formation de Binic. Ils ont également souligné l'absence totale de grains de phanites remaniés, caractère qui oppose cette Formation aux sédiments supposés de même âge du Briovérien post-phanitique de Bretagne Centrale.

IV - 2 - BRETAGNE OCCIDENTALE

Dans cette région, Barrois en 1876 distingue les sédiments de la Presqu'île de Crozon, dénommés "schistes de Porz Naye" et rattachés au Paléozoïque, de ceux de la Baie de Douarnenez constituant les "Phyllades de Douarnenez" rapportées à l'Infra-Cambrien. En 1889, au sein de ces dernières il reconnaît sur des critères lithologiques deux formations superposées :

- Au Sud un étage inférieur formé par les schistes et phyllades satinés
- Au Nord un étage supérieur caractérisé par la présence de nombreux filons et roches volcaniques interstratifiés.

Kerforne (1901) reconnaît quant à lui l'appartenance des schistes de Porz Naye au "système infra-Cambrien" puisqu'il les relie aux phyllades de Saint-Lô. Une confirmation de l'âge précambrien est apportée par Leutwein et al. en 1969 par la détermination d'un âge à 620 ± 20 m.a. pour les pillow-lavas de Pen Ar Vir, interstratifiés dans la série.

Les descriptions les plus précises du Briovérien de l'Ouest de la Bretagne sont dues à Bradshaw (1963) pour la presqu'île de Crozon et surtout à Darboux (1973) pour la Baie de Douarnenez. Ce dernier démontre l'unicité du système briovérien ainsi que l'existence de deux phases de déformation, dont la seconde, synschisteuse et symmétamorphe, pourrait être d'âge paléozoïque dans ce secteur rattaché au domaine centre-armoricain (Darboux et Richard-Coutelle, 1982). D'autre part, Maillet (1977), puis Cabanis et Darboux (1984) ont mis en évidence le caractère compressif du volcanisme associé, les derniers auteurs précisant sa nature intermédiaire entre des séries calco-alcalines et tholéitiques. Maillet (1977) est de plus le premier à envisager l'appartenance du Briovérien de la Baie de Douarnenez au domaine domnonéen plutôt que centre-armoricain, en s'appuyant sur la nature du volcanisme interstratifié, assez proche de celui du Trégor.

V - PRESENTATION STRUCTURALE DES FORMATIONS

V - 1 - LES FORMATIONS DE BRETAGNE SEPTENTRIONALE

Une étude structurale succincte de la Formation du Minard montre que les bancs y sont disposés selon une structure synclinale orientée Est-Ouest légèrement dissymétrique. Cette disposition, associée à une schistosité verticale de plan axial, se termine au Sud par un anticlinal, au contact avec la série rouge paléozoïque. De nombreuses failles d'orientation N 20 - N 30° interrompent localement cet agencement, même si la mesure systématique de ces failles n'a pas été entreprise.

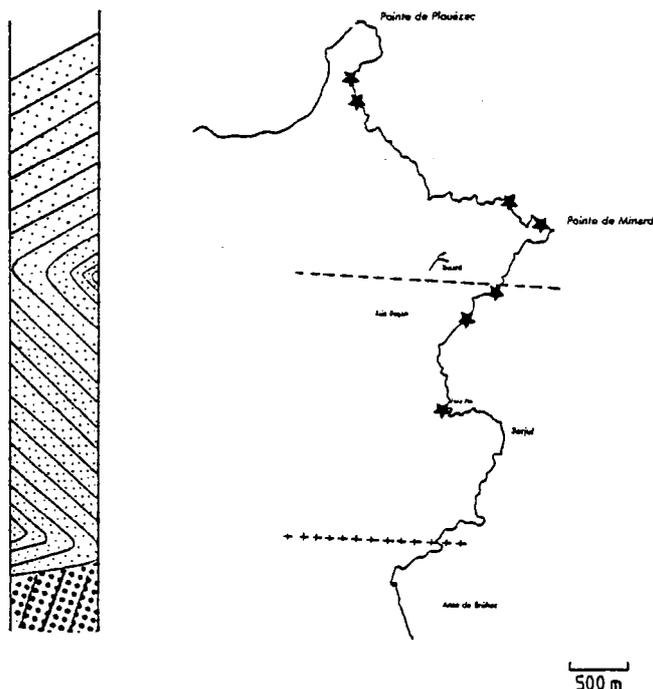


Figure 7. - La Formation du Minard: localisation des coupes présentées dans cette étude (étoiles) et coupe schématique (les gros points représentent la Série rouge de Bréhec).

La puissance de cette formation peut être estimée cartographiquement à partir d'un pendage moyen (45-50°). La valeur obtenue est de l'ordre de 2000 m mais n'est qu'indicative en raison des nombreuses failles et plis locaux associés qui perturbent l'empilement régulier des couches.

Les coupes étudiées sont toutes localisées sur la côte (Fig. 7) et ont été choisies selon différents critères: conditions d'accès, qualité et puissance de l'affleurement, représentativité. Elles ont été levées banc par banc, au 1/40ème.

Concernant la Formation de la Roche-Derrien, Auvray en donne une estimation de 2500 m qui doit sans doute être excessive car basée sur le caractère supposé monoclinale de la Série. Le problème dans l'étude de la Formation de la Roche-Derrien réside dans la rareté des affleurements. Cependant les quelques points d'observations (Fig. 8) montrent que l'allure monoclinale est loin d'être évidente dans le détail. Les plis associés à la faille du Trégor peuvent être observés le long du Trieux mais cette faille ne peut être invoquée pour expliquer la présence de structures plissées très éloignées de cet accident (Fig. 9).

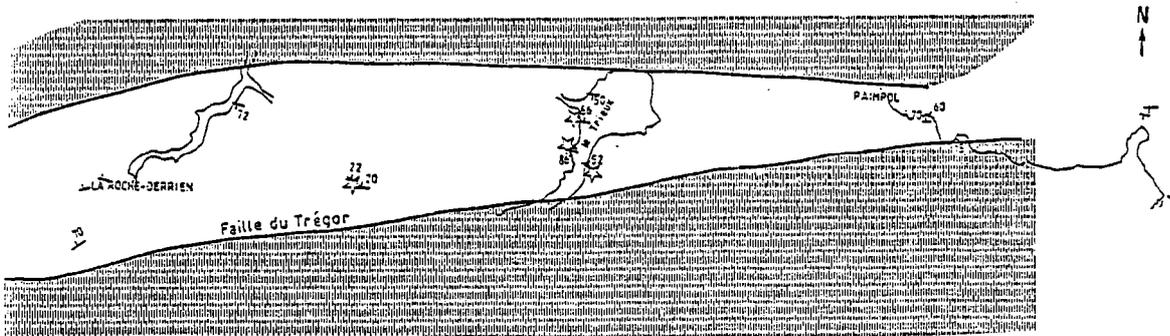


Figure 8. - La Formation de la Roche-Derrien : localisation des coupes (étoiles).

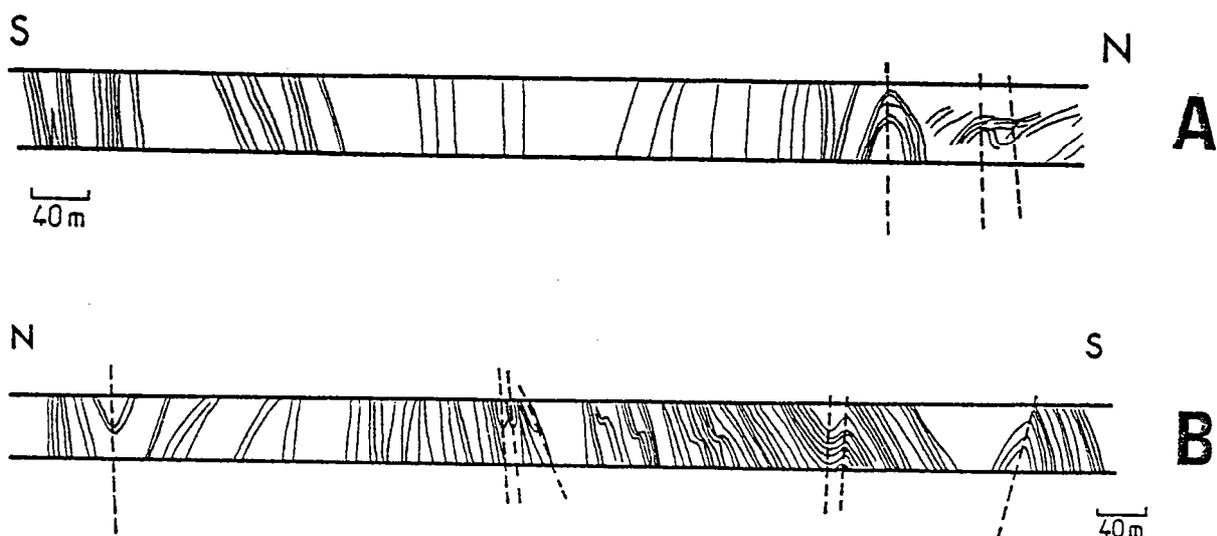


Figure 9. - Coupes de détail à travers la Formation de la Roche-Derrien, le long du Trieux, montrant les plissements locaux:

- A - Coupe située 1300 m au Nord de la Faille du Trégor
- B - " " 400 m " " " " " " " " " " " "

Les coupes sélectionnées dans cette formation l'ont été en fonction des mêmes critères que précédemment avec en plus la nécessité de travailler dans les zones les moins déformées c'est-à-dire essentiellement dans le secteur central. Elles ont également été levées banc par banc, au 1/40ème.

La structure de la Formation de Binic est plus complexe car elle est perturbée par des intrusions en particulier la diorite de Saint-Quay-Portrieux qui métamorphise les terrains au contact. Schématiquement elle correspond à un synclinal au sein duquel ont été définies 5 unités lithologiques par Rabu et al. (1982). Là aussi la présence de nombreuses failles et plis rend difficile l'estimation de la puissance. Cependant sur le flanc Sud, où les plis sont moins nombreux (Fig. 10), on obtient une valeur d'environ 2000 m, calculée cartographiquement à partir d'un pendage moyen.

Les coupes ont été réparties dans les cinq unités et levées au 1/100ème. Il faut souligner que la côte est pratiquement accessible en continu et qu'il est ainsi possible d'avoir un aperçu de l'ensemble de la Série.

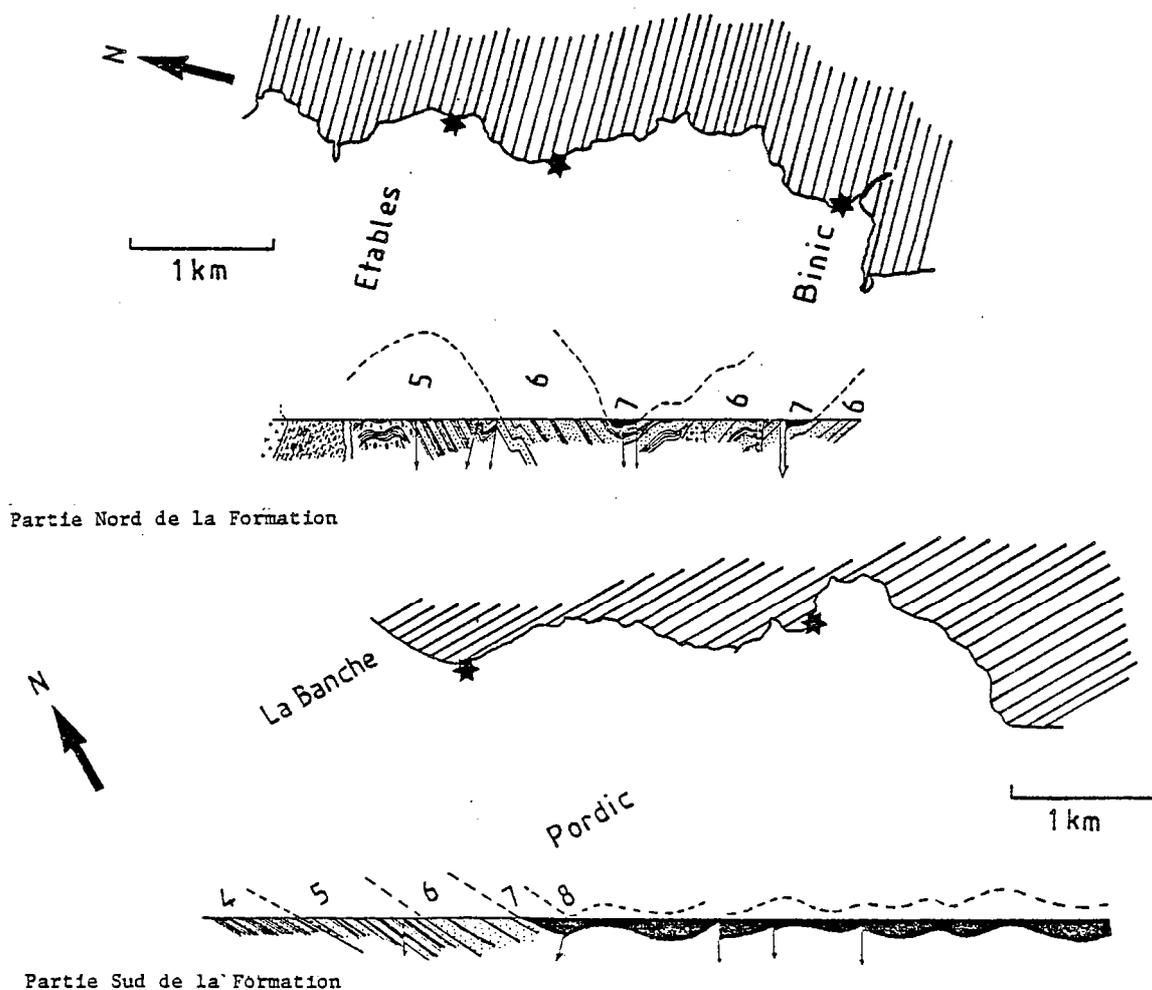


Figure 10. - La Formation de Binic : localisation des coupes (étoiles) et coupes schématiques à travers la Formation données par Rabu et al. (1983 a). Les chiffres 5, 6, 7 et 8 correspondent aux différentes unités définies par ces auteurs. Les unités 1, 2, 3 et 4 désignent d'autres formations de la Baie de Saint-Brieuc.

V - 2 - LES FORMATIONS DE BRETAGNE OCCIDENTALE

En Bretagne Occidentale, l'intensité de la déformation et son caractère complexe ne permettent pas l'étude de coupes sur des puissances suffisamment importantes pour être significatives. Seules les zones comportant des niveaux plus gréseux ont permis le levé de coupes parce qu'il était possible de se repérer. De plus l'estimation de la puissance de la pile sédimentaire est pour l'instant irréalisable comme le soulignait déjà Darboux en 1973.

VI - BUTS

Le travail présenté ici répond à deux objectifs principaux:

- Caractériser les sédiments de Bretagne Septentrionale et Occidentale par leur nature pétrographique, géochimique et par leur lieu et mode de mise en place, afin de préciser leur contribution dans l'édification de la chaîne cadomienne.
- Essayer de replacer les formations de Bretagne Occidentale dans un des domaines structuraux armoricains -domnonéen ou centre-armoricain-. En effet les données pétrographiques (présence de phanites remaniés) et structurales les apparentent aux formations de Bretagne Centrale alors que le caractère compressif du volcanisme interstratifié en Baie de Douarnenez semble plutôt typique du domaine domnonéen.

VII - TECHNIQUES D'ETUDE

Quelques précisions doivent être apportées en ce qui concerne les techniques utilisées:

- les analyses chimiques (majeurs et traces-Rb, Ba, Sr, Ni, Co, V, Cr, Cu-) sur roches totales ont été réalisés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) de Nancy, par la méthode de la torche à plasma. Le dosage des terres rares et des éléments U, Th, Ta, Hf, Cs et Sc a été effectué au Laboratoire P.Sue, Groupe des sciences de la Terre, Saclay (C.E.A.), par J.L. Joron et Y. Georget, sauf pour l'échantillon de Bretagne Occidentale dont les terres rares ont été dosées par le C.R.P.G. de Nancy. La méthode utilisée est celle décrite par Jaffrezic et al. (1977).
- les analyses chimiques des roches remaniées en grains dans les sédiments briovériens ont été réalisées à la Microsonde-Ouest (appareil Camebax) du Centre Océanologique de Bretagne (C.O.B.) par M. BOHN en utilisant un faisceau défocalisé de section $80\mu\text{m}^2$.
- les analyses chimiques de minéraux ont été effectuées sur la même microsonde avec un faisceau d' $1\mu\text{m}^2$
- les analyses par diffractométrie des rayons X ont été faites à Rennes sur un appareil Philips à anticathode de Cobalt
- la détermination des carbonatés a été précisée par coloration sélective (Méthode Evamy, 1963)

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

2ème PARTIE

CARACTERISATION DES CONSTITUANTS



1er Chapitre

Etude

pétrographique



I - INTRODUCTION

L'analyse pétrographique des terrains briovériens a été entreprise et a pour but de caractériser leur nature et de mettre en évidence d'éventuelles évolutions au sein et entre les différentes formations. Les résultats de l'analyse pétrographique et géochimique sont présentés dans un premier temps car il apparaît nécessaire de connaître la nature et l'origine des particules avant leur disposition à l'intérieur des strates puis du bassin.

L'échantillonnage n'a pas été effectué de façon systématique et aléatoire, étant donné le nombre de lames nécessaires pour qu'un tel quadrillage soit significatif. Une répartition tout au long des formations a cependant été recherchée. 225 lames minces ont ainsi été effectuées auxquelles s'ajoutent 50 lames minces issues des travaux du BRGM sur la Formation de Binic.

Quelque soit la formation étudiée, les sédiments briovériens sont essentiellement constitués (plus de 90%) par des roches détritiques terrigènes, les autres types (tufs et niveaux silicocarbonatés) ne représentant qu'une très faible part. En raison de l'ambiguïté créée par la terminologie anglosaxonne, il n'existe pas de classification unanimement reconnue des roches détritiques terrigènes. J'ai préféré adopter une nomenclature basée sur la granulométrie et sans équivoque dans la littérature française (Fig. 11). Elle est issue des travaux de Grabau (1903) et Niggli (1935) pour les limites granulométriques, et de Krylatov (1971) pour la terminologie française. Les faciès les plus grossiers (micro à conglomératique) ont été regroupés avec les niveaux particuliers en raison de leur rareté au sein des différentes formations briovériennes. L'observation très succincte des dépôts détritiques ayant permis de noter un granoclassement vertical normal pour la majorité des bancs, les échantillons de sablites ont été prélevés systématiquement en base de banc, là où la taille du grain est la plus élevée et rend plus facile la détermination des différentes phases détritiques.

II - LES SABLITES

II - 1 - CARACTERES GENERAUX

Les faciès appartenant à cet ensemble granulométrique correspondent par définition à des roches constituées d'éléments dont la taille moyenne est comprise entre 64μ et 2 mm. Les classes les plus fréquemment représentées ici sont les sablites fines à moyennes, avec localement des valeurs extrêmes (très fines ou très grossières), en particulier en Bretagne Occidentale. Les sablites ont généralement un aspect sombre mais la couleur varie avec la granulométrie : gris-bleu dans les faciès les plus fins et gris-vert-beige pour les faciès plus grossiers. Une autre caractéristique de ces sédiments réside dans le fait que les grains sont à la fois mal triés (tri faible à très faible) et peu usés, les formes étant anguleuses avec un faible indice de sphéricité (Pl. 1, photos 1, 2, 3, 4).

Les sablites occupent d'une façon générale une place prédominante dans les sédiments briovériens, sauf dans la Baie de Douarnenez où leur développement semble plus limité. Elles peu-

T (mm)	roches consolidées		roches meubles
2 1 0,5 0,25 0,125 0,064	RUDITES (conglomérats)		Blocs et galets
	SABLITES (grès)	très grossiers	Sables
		grossiers	
		moyens	
		fins	
		très fins	
0,030 0,004	LUTITES	grossiers	Siltites
		fins	
		Argilites (shales)	Argiles

Figure 11. - Classification granulométrique des roches sédimentaires terrigènes non carbonatées (d'après Grabau, 1903 ; Niggli, 1935 ; Krylatov, 1971).

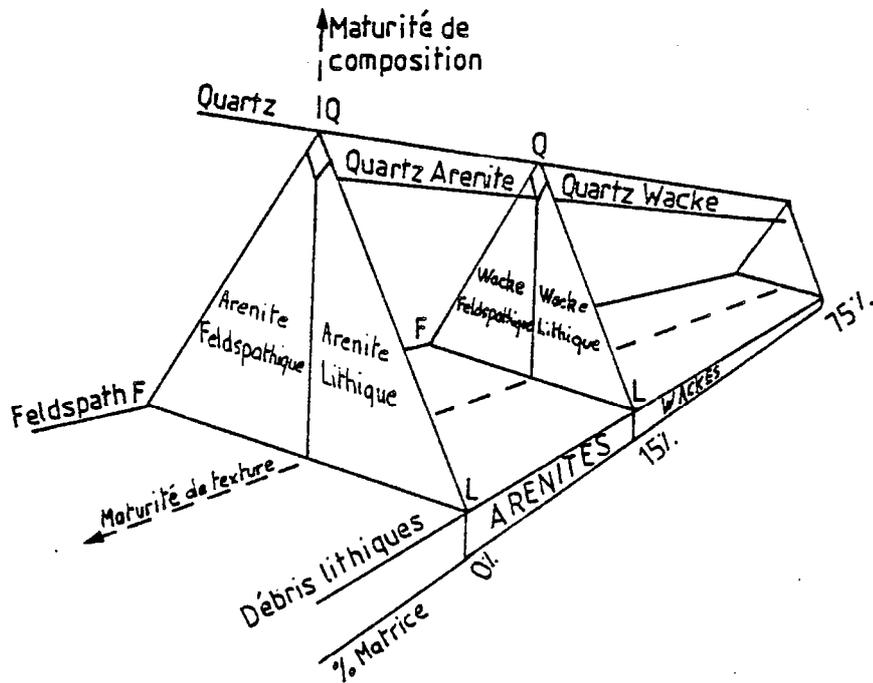


Figure 12. - Classification modale des grès (d'après Dott, 1964).

vent être désignées sous le terme de grauwacke si l'on donne à celui-ci son sens initial, créé pour définir une roche du Culm du Harz. Il s'applique à des roches détritiques caractérisées par leur couleur sombre, leur pauvreté en quartz opposée à l'abondance de la phase matricielle, et accompagnées en proportion variable mais toujours élevée par des feldspaths et des débris lithiques (Ch. Synd., 1961 ; Pettijohn et al., 1972). A cette définition pétrographique s'ajoute généralement des implications hydrodynamiques et tectoniques, les auteurs associant le plus souvent ces roches à des courants de turbidité et à des flyschs. Par leur aspect macroscopique et microscopique, les sédiments briovériens s'apparentent assez bien à des grauwackes même si tous les critères ne sont pas présents (entre autres la pauvreté en quartz). Aussi afin de remédier à cet inconvénient, on peut utiliser la classification de Dott (1964), basée sur les proportions de matrice et de certains constituants, qui définit la maturité de texture et de composition d'une roche (Fig.12). Les sablites briovériennes apparaissent beaucoup plus homogènes et se situent dans le champ des *wackes* puisque le pourcentage de matrice est compris en moyenne entre 20 et 50%. Il s'agit donc de roches très immatures d'un point de vue textural.

II - 2 - DESCRIPTION DES ELEMENTS FIGURES

Ils correspondent à des éléments dont la taille est très largement supérieure à celle de la matrice et constituant véritablement des grains détritiques au sein des sédiments.

2 - 1 - LE QUARTZ

Les éléments de quartz présentent des formes anguleuses avec des limites très nettes mais avec un indice de sphéricité supérieur à celui des autres constituants. Différents types peuvent être reconnus au sein des formations : le quartz monocristallin et polycristallin.

Le type monocristallin regroupe des éléments d'origine diverse :

- *plutonique* lorsqu'il possède une extinction droite et des inclusions de minéraux (apatite, zircon)
- *volcanique* avec des golfes de corrosion
- *filonien* avec de nombreuses vacuoles et des chlorites vermiculées
- *métamorphique* caractérisé soit par une extinction roulante soit par des bords denticulés.

Les quartz métamorphiques, même s'ils sont constitués par la juxtaposition de plusieurs cristaux, n'ont cependant pas été regroupés dans le type polycristallin.

Le type polycristallin comprend en effet des grains finement cristallisés dont la taille trop réduite ne permet pas d'en déterminer la nature. Il peut s'agir d'éléments d'origine sédimentaire (quartzite fin, chert ou phtanite dépigmenté) ou volcanique (verre rhyolitique en particulier). Le problème lié à l'origine de ces fragments sera abordé dans un prochain paragraphe.

Les différentes espèces de quartz ne semblent pas toutes présentes, les quartz d'origine volcanique en particulier étant absents ou très rares dans certaines formations (La Roche-Derrien et Binic) (voir tabl. 4).

2 - 2 - LES FELDSPATHS

Les feldspaths offrent une assez grande variété minéralogique puisqu'on peut rencontrer des feldspaths potassiques, sodipotassiques et sodicalciques. On trouve ainsi de l'orthose légèrement altérée, du microcline plus rare, des feldspaths perthitiques. Deux types de perthites ont été observés en microscopie optique (Fig.13) : l'un est irrégulier, à l'aspect flou et inorganisé (13-c) et semble se développer dans les fractures, l'autre présente un caractère ordonné en bandes parallèles, altérées différemment (Fig.13 a et b).

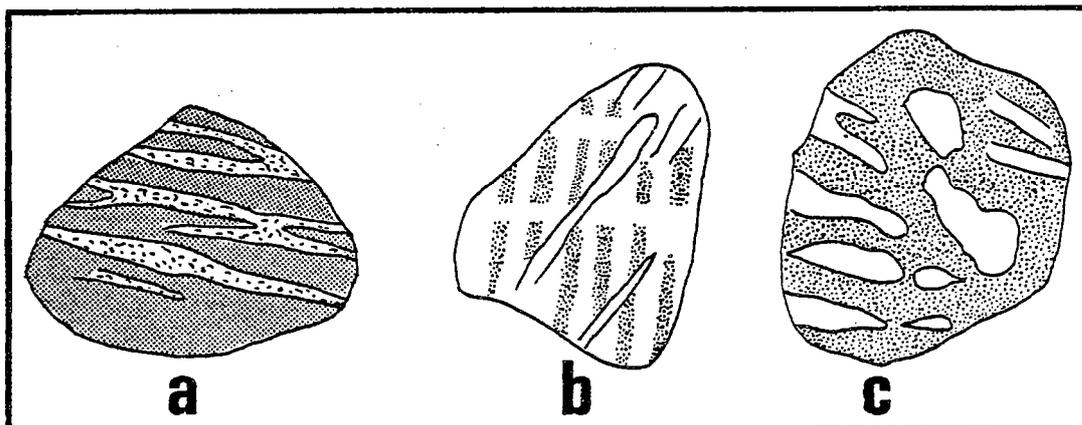


Figure 13. - Exemples de feldspaths perthitiques provenant de la Formation du Minard

Les plagioclases, plus abondants que les feldspaths sodipotassiques, sont atteints à différents stades par la damouritisation ; les sections les plus courantes, limpides ou très faiblement altérées, permettent de déterminer des teneurs en An inférieurs à 20%. On note également dans les Formations de Binic et de la Roche-Derrien la possibilité de saussuritisation pour certains plagioclases.

Par ailleurs il faut signaler la présence de "feldspaths noirs", caractérisés par une pigmentation sombre rubanée, analogue en apparence à celle des phtanites. Ces éléments semblent typiquement liés à des phénomènes volcaniques et plus particulièrement au magmatisme effusif acide (Boyer, 1974). Enfin on note très exceptionnellement des feldspaths à texture graphique, des myrmékites, et des feldspaths avec des golfes de corrosion (dans la Formation du Minard).

D'un point de vue qualitatif des différences notables apparaissent entre les formations puisque ni le microcline ni les feldspaths perthitiques n'ont été identifiés dans les sédiments du Synclinal de Binic et de la Baie de Douarnenez (Tabl. 1). Ces différences sont une in-

	LA ROCHE-DERRIEN	MINARD	BINIC	DOUARNENEZ
Plagioclases	+	+	+	+
Orthose	+	+	+	+/-
Microcline	+	+	-	-
Feldspath noir	+/-	+	+	+
Perthites	+	+	+/-	-

Tableau 1. - Répartition des différents feldspaths dans les 4 formations.

dication importante dans la recherche des zones d'alimentation. En effet en Bretagne Nord, la présence, dans des roches à l'affleurement, de microcline est actuellement limitée aux terrains i-cartiens et au granite de Port-Blanc (Batholite cadomien Nord-Trégorrois) (Auvray, 1979).

2 - 3 - LES FRAGMENTS LITHIQUES

La reconnaissance précise de ces fragments n'est pas toujours aisée mais on peut schématiquement distinguer trois groupes : les éléments d'origine volcanique, sédimentaire ou métamorphique, et plutonique.

	LA ROCHE-DERRIEN	MINARD	BINIC	DOUARNENEZ
Débris de laves - microlitique et/ou trachytique	+	+	+	-
- felsitique	+	+	+	+
Débris plutonique	+/-	+	+/-	-
Débris métamor- phique				
- micaschistes	+	+	+	+
- gneiss	+/-	+	+/-	-
Débris phtanite	-	+	-	+

Tableau 2. - Répartition des différents débris lithiques dans les 4 formations.

- Les fragments d'origine volcanique

Dans cette catégorie on rencontre des grains dont la texture peut être :

- *felsitique* ou *cryptocristalline* : l'origine volcanique est alors matérialisée par la présence de phénocristaux de feldspaths ou de quartz
- *microlitique*, dans ce cas les grains sont constitués par des assemblages soit de microlites feldspathiques, avec ou sans phénocristaux, soit de feldspaths aux extrémités fourchues accompagnés de chlorite et d'opagues (Pl.1 photo 5).
- *trachytique* avec ou sans phénocristaux de feldspaths (Pl.1 photo 6).

- Les fragments d'origine sédimentaire ou métamorphique

Ils comprennent des fragments de pélites ou de micaschistes à quartz, biotite, muscovite + parfois opaques. La distinction entre ces deux types est le plus souvent très difficile à établir surtout lorsque les micaschistes n'ont subi qu'une seule phase de déformation. On trouve également en très petite quantité des débris de grès et de gneiss à biotite. Un faciès très particulier est formé par la réunion de quartz apparemment en grain, et d'opagues diffus non graphiteux.

Mais l'élément le plus remarquable est sans doute représenté par les grains de phtanite dont l'intérêt stratigraphique a été précédemment exposé (cf. Introduction). Les bancs de phtanite constituent en effet le seul repère fiable jusqu'à présent dans la sédimentation briovérienne. Les fragments sans ambiguïté sont constitués par un assemblage de quartz micro à cryptocristallin, veiné et coloré par des pigments noirs, très souvent rubanés, de matière orga-

nique et parfois de pyrite (Pl.2 photo 1). C'est dans les sédiments de la Baie de Douarnenez que l'on observe le mieux tous les stades de coloration depuis l'opacité presque totale jusqu'à la dépigmentation complète de ce type de grain, la détermination des grains décolorés n'ayant pu être établie qu'à la microsonde (voir p. 23). Dans les Formations de la Roche-Derrien et de Binic aucun grain de phtanite n'a jamais été observé (voir tabl. 2).

- Les fragments d'origine plutonique

Ces fragments sont constitués par des assemblages de quartz et/ou de feldspath monocristallin (le plus souvent du plagioclase) pouvant provenir de granites ou de granodiorites. Ces grains n'ont pas été pris en compte au cours de l'analyse modale en tant que débris lithique mais différenciés sous forme de quartz ou de feldspath, car la plupart des auteurs considèrent que la taille de chaque espèce minérale est suffisamment élevée pour pouvoir faire une détermination individuelle.

La Formation de la Baie de Douarnenez est dépourvue de débris plutoniques tandis qu'en Bretagne Nord leur présence, même si elle n'est pas ubiquiste, est relativement fréquente (voir tabl. 2).

2 - 4 - LES MINÉRAUX LOURDS (TABL. 3)

Parmi les minéraux lourds les plus communs on rencontre :

- *le zircon*, arrondi ou avec des formes prismatiques
- *la tourmaline*, verte ou brune, avec des formes altérées et de grande taille
- *l'apatite* : le plus souvent il s'agit de baguettes de petite taille ou de sections hexagonales, automorphes, situées à l'intérieur d'un autre cristal. On peut trouver également des apatites plus grandes et plus rondes dont les contours suggèrent plutôt une origine détritique.
- *le sphène*, rarement automorphe.
- *du rutile*, en aiguilles ou en amas.
- *de l'épidote*, visible essentiellement dans les sédiments de la Roche-Derrien et de Binic. On peut distinguer deux types : la pistachite et la zoisite. Elles sont soit détritiques et d'assez grande taille, en particulier la pistachite, soit secondaires résultant de l'altération des plagioclases.

	LA ROCHE-DERRIEN	MINARD	BINIC	DOUARNENEZ
Zircon	+	+	+	+
Tourmaline	+	+	+	+
Apatite	+/?	+	+	+
Sphène	+/-	+/-	-	-
Epidote	+	-	+/-	-
Grenat	-	+/-	-	-
Rutile	+	+	+	+

Tableau 3. - Répartition des minéraux lourds dans les 4 formations.

L'association sphène-épidote semble assez fréquente, par contre on n'observe pas systématiquement la présence simultanée d'épidote et de débris de spilites, alors que cette relation apparaît générale en Normandie (Garlan, 1985). Les épidotes détritiques ne semblent donc pas toutes provenir de la fragmentation des roches spilitiques dans les sédiments étudiés ici.

2 - 5 - LES MINERAUX OPAQUES

Leur étude n'a pas été entreprise en lumière réfléchie mais certains éléments opaques sont suffisamment caractéristiques pour être déterminés en lumière transmise. C'est le cas notamment de la pyrite, de l'hématite et du graphite.

La pyrite, de loin la plus abondante est très polymorphe puisqu'elle peut revêtir des aspects très variés. Elle peut être cubique, framboïdale ou en amas, répartie au sein de la masse gréseuse ou au contraire dans certains horizons, accumulée dans certains débris de phtanite et enfin très exceptionnellement elle constitue le centre ou la totalité de petits galets (en Bretagne Occidentale).

On note aussi l'association fréquente de chlorite et d'opaux, tout comme à Jersey, où dans ce cas il s'agit de graphite (Squire, 1974).

2 - 6 - LES MICAS

Les micas pris en compte ici sont ceux dont l'origine est indubitablement détritique. Les faciès situés au-delà de l'isograde de la biotite, dans les Formations de Binic et de la Baie de Douarnenez, ont été volontairement écartés de l'étude pétrographique afin de comparer des sédiments de degré de métamorphisme analogue. En dehors de ces restrictions, de la muscovite et de la biotite ont été observées en faible quantité. La muscovite est couramment flexurée, traduisant ainsi une phase de déformation antérieure au dépôt de ces sédiments.

	LA ROCHE-DERRIEN	MINARD	BINIC	DOUARNENEZ
Quartz volcanique	-	+	+/-	+
Microcline	+	+	-	-
Perthites	+	+	rares	-
Spilite	+	+	-	-
Phtanite	-	+	-	+
Gneiss	+/-	+	+/-	-
Epidote	+	-	+	-
Sphène	+	+/-	-	-

Tableau 4. - Les différences dans la nature des éléments figurés entre les 4 formations.

II - 3 - LA MATRICE

La matrice est ici constituée par tous les éléments dont la taille est inférieure à 30 μ , conformément aux travaux de Dott (1964). Son étude montre qu'il s'agit d'un assemblage de quartz, de chlorite, d'illite et/ou de micas blancs (muscovite, séricite) sans qu'il soit pos-

sible d'établir la nature primaire ou secondaire de ces différentes particules.

Le problème soulevé par l'origine de la matrice des greywackes a fourni de très nombreuses publications basées sur des observations tant naturelles qu'expérimentales. Il découle de la constatation suivante : il n'existe pas actuellement, en formation, de sédiments identiques aux greywackes anciennes. Les faciès les plus proches sont à rechercher dans des turbidites récentes mais celles-ci ne présentent jamais des pourcentages matriciels aussi élevés. De plus, les travaux expérimentaux et théoriques sur les turbidites ont montré que leur dépôt n'était réalisable que lorsque le volume de matrice est inférieur à 10% (Kuenen, 1960). Les pourcentages élevés observés dans les sédiments anciens posent donc un problème. Si la matrice est entièrement détritique dans les greywackes pourquoi aucun mécanisme expérimental ne peut-il être invoqué pour la produire ? A l'opposé une origine totalement diagénétique ne semble pas compatible avec la dynamique des courants de turbidité, toujours constitués par un mélange de sables et de particules fines. D'autre part, la majorité des greywackes étant situées dans des chaînes de montagne, il est peu probable qu'elles n'aient pas subi un léger métamorphisme sensible surtout au niveau de la matrice. En ce qui concerne les sédiments étudiés, l'abondance des phyllites identiques à celles de la matrice et constituant un enrobage des grains confirme plutôt la possibilité de recristallisations liées à des phénomènes diagénétiques ou épimétamorphiques. Il apparaît donc que le pourcentage actuel de matrice est vraisemblablement surestimé, sans qu'il soit possible d'évaluer l'importance de la phase tardive.

Si les grès briovériens sont uniformément riches en matrice (15 à 40%), il existe cependant des exceptions dans la Formation du Minard (6 et 10%) et dans la Formation de la Baie de Douarnenez (4 et 5%). Dans le premier cas, il faut toutefois signaler que les grès appartiennent à un banc très puissant (8 m) présentant un caractère anormal au sein de la sédimentation. La pauvreté de la matrice est peut-être alors à mettre en relation avec des facteurs extérieurs au fonctionnement ordinaire de la sédimentation tels qu'une activité sismique ou tectonique. Ceux-ci permettraient à du matériel plus mature de pénétrer accidentellement dans le bassin. La deuxième exception est constituée par des microconglomérats très riches en débris de phtanite et possédant un ciment carbonaté. Or il semblerait que la présence de ce ciment inhibe le développement de la matrice (Pettijohn et Potter, 1972). Ces déficits en matrice ont également été observés en Normandie (Garlan, 1985). On peut donc conclure qu'en dehors de ces cas particuliers l'abondance matricielle est vraiment une caractéristique principale de ces sédiments briovériens

II - 4 - REMARQUE SUR LA DETERMINATION DE CERTAINS CONSTITUANTS

Si la détermination des constituants est dans l'ensemble possible, il existe cependant certains éléments pour lesquels cette opération est quasiment irréalisable en microscopie optique. C'est le cas notamment des grains siliceux microcristallins homogènes, d'origine variée. En effet il peut s'agir de débris de phtanite ayant perdu leur pigmentation carbonée - par lessivage ou par un autre processus - ou bien de débris de lave acide aphanitique, ces deux types étant indiscernables en lumière naturelle et polarisée. De même certains grains présentent un aspect opaque diffus, difficile à identifier et correspondent soit à des phtanites dont les pigments sont inorganisés, soit à des métaquartzites noirs riches en opaques non graphiteux, soit à des rhyolites, soit à des feldspaths noirs. Afin de caractériser la nature de tous ces débris, des analyses ont été effectuées à la microsonde en faisceau défocalisé sur les grains microcristallins des différentes régions (Tabl. 5).

FORMATION	MINARD				LA ROCHE DERRIEN	BINIC	DOUARNENEZ							
Nombre d'analyses	7		9		3	7	5		5		10			
Moyenne (\bar{x}) écart-type (σ)	\bar{x} A	σ	\bar{x} B	σ	\bar{x} C	σ	\bar{x} D	σ	\bar{x} E	σ	\bar{x} F	σ	\bar{x} G	σ
SiO ₂	91,4	3,64	62,51	0,60	78,26	0,88	66,2	0,89	95,73	1,51	94,8	1,77	95,26	1,63
Al ₂ O ₃	1,21	1,77	17,91	0,25	10,17	1,14	18,98	0,32	0,87	0,78	0,42	0,30	0,65	0,60
FeO	0,14	0,20	0,01	0,01	0,72	0,43	0,45	0,38	0,17	0,18	0,88	1,24	0,53	0,92
MnO	0,005	0,01	0,02	0,01	0,006	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,007	0,01	0,01	0,02
MgO	0,11	0,16	0,02	0,02	0,35	0,35	0,21	0,23	0,05	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02
CaO	0,012	0,02	0,12	0,10	0,018	0,018	0,75	0,17	0,01	0,021	0,18	0,21	0,09	0,17
Na ₂ O	0,07	0,04	4,9	1,93	2,96	0,78	10,57	0,52	0,01	0,025	0,01	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,47	0,75	9,78	2,75	3,98	1,23	0,41	0,10	0,19	0,22	0,19	0,11	0,16	0,17
TiO ₂	0,01	0,01	-	-	0,012	0,011	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,008	0,01	0,02	0,02	-	-	0,008	0,02	0,04	0,05	0,02	0,05	0,03	0,05
TOTAL	93,49		95,31		96,47		97,58		97,16		96,56		96,85	

Tableau 5. - Analyse des grains microcristallins

A : Grains de phtanite (Minard) B : Grains de laves (Minard) C : Grains de La Roche-Derrien
D : Grains de Binic E : Fragments non pigmentés (Douarnenez)
F : Fragments pigmentés (Douarnenez) G : Moyenne des 2 types de Douarnenez

Dans la Formation du Minard, les résultats mettent en évidence la bipolarité des fragments d'aspect identique au microscope (Moyennes A et B). La possibilité de dépigmentation des phtanites se trouve donc confirmée par ces analyses. En revanche dans les Formations de la Roche-Derrien et de Binic, seule une origine volcanique a pu être décelée pour ces grains microcristallins, confirmant ainsi l'absence de phtanites remaniés même décolorés dans ces régions.

A Douarnenez le but consistait au contraire à vérifier si la part volcanique n'était pas sous-estimée. En fait il s'avère que tous les fragments correspondent à des phtanites décolorés, l'absence de pigments s'accompagne alors d'une perte essentiellement en FeO, liée à la présence fréquente de pyrite dans ces roches siliceuses. Les teneurs en débris volcaniques, obtenues par analyse modale, à Douarnenez sont donc assez proches des teneurs exactes contenues dans le sédiment.

II - 5 - ANALYSES GEOCHIMIQUES DE CERTAINS CONSTITUANTS

Il était intéressant pour certains éléments d'essayer de préciser leur nature géochimique pour tenter de retrouver leur roche-mère. Du fait de l'impossibilité à séparer ces grains puisqu'ils n'ont a priori ni densité ni magnétisme particulier, les analyses ont été effectuées à la microsonde en faisceau défocalisé. Il convient toutefois d'être très prudent dans l'interprétation de ces données surtout lorsqu'il s'agit de roches hétérogènes car ce ne sont pas des analyses sur roches totales mais sur des fragments.

5 - 1 - LES DEBRIS DE LAVES

Une première série d'analyses concerne les fragments de laves microgrenues et microlitiques qui ont été analysés afin de tenter d'en déterminer l'origine parmi toutes les volcanites précambriennes armoricaines.

Les résultats mettent en évidence le caractère acide à très légèrement intermédiaire de ces débris (SiO_2 compris entre 62 et 78%) (voir tabl. 6). La faiblesse de la somme $\text{FeO}^+ +$

FORMATION	MINARD				LA ROCHE-DERRIEN				BINIC			
	felsitique		microlitique		felsitique		microlitique		felsitique		microlitique	
Type de laves												
Nombre d'analyses	9		11		3		3		7		8	
Moyenne (\bar{x}) écart-type (σ)	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO_2	62,51	0,60	62,89	0,81	78,26	0,88	72,37	3,99	66,2	0,89	69,35	4,3
Al_2O_3	17,91	0,25	18,28	0,32	10,17	1,14	12,93	3,56	18,98	0,32	15,91	2,43
FeO^+	0,01	0,01	0,59	0,28	0,72	0,43	3,13	2,05	0,45	0,38	1,4	0,75
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,006	0,01	0,03	0,06	0,01	0,02	0,01	0,02
MgO	0,02	0,02	0,22	0,05	0,35	0,35	1,05	0,66	0,21	0,23	0,58	0,28
CaO	0,12	0,10	0,39	0,13	0,018	0,018	0,15	0,03	0,75	0,17	0,32	0,11
Na_2O	4,9	1,93	9,39	0,96	2,96	0,78	4,78	0,54	10,57	0,52	7,34	2,84
K_2O	9,78	2,75	2,57	1,74	3,98	1,23	2,92	2,09	0,41	0,10	1,30	1,14
TiO_2	-	-	0,05	0,06	0,012	0,011	-	-	0,01	0,01	0,09	0,17
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,01	0,01	-	-	-	-	0,008	0,02	0,05	0,04
TOTAL	95,32		94,41		96,47		97,31		97,58		96,41	

Tableau 6. - Moyenne des analyses des fragments de laves.

$\text{TiO}_2 + \text{MgO}$ (moyenne = 1,53%) reflète la pauvreté en éléments ferromagnésiens colorés dans ces débris. Leurs compositions varient depuis des rhyolites (La Roche-Derrien) jusqu'à des trachytes (Minard), même si dans ce dernier cas les fragments analysés sont presque essentiellement constitués par des feldspaths alcalins (Fig. 14).

On peut remarquer également la corrélation assez bonne entre la texture du débris analysé et les teneurs en Na_2O et K_2O (Fig. 15). En effet dans les fragments microlitiques Na_2O est dominant contrairement aux débris felsitiques constitués par une lave plus potassique. Cette relation n'est cependant pas vérifiée pour les fragments cryptocristallins de Binic, qui sont caractérisés au contraire par un enrichissement très marqué en Na_2O . Afin de vérifier si ce phénomène est primaire, les analyses des différents débris de laves ont été reportées dans le diagramme de Miyashiro (1975) mettant en évidence les transformations post-ignées subies par des roches magmatiques (Fig. 16). Le caractère hypersodique des éléments analysés dans la Formation de Binic apparaît nettement secondaire et plusieurs raisons peuvent être proposées pour expliquer cet enrichissement :

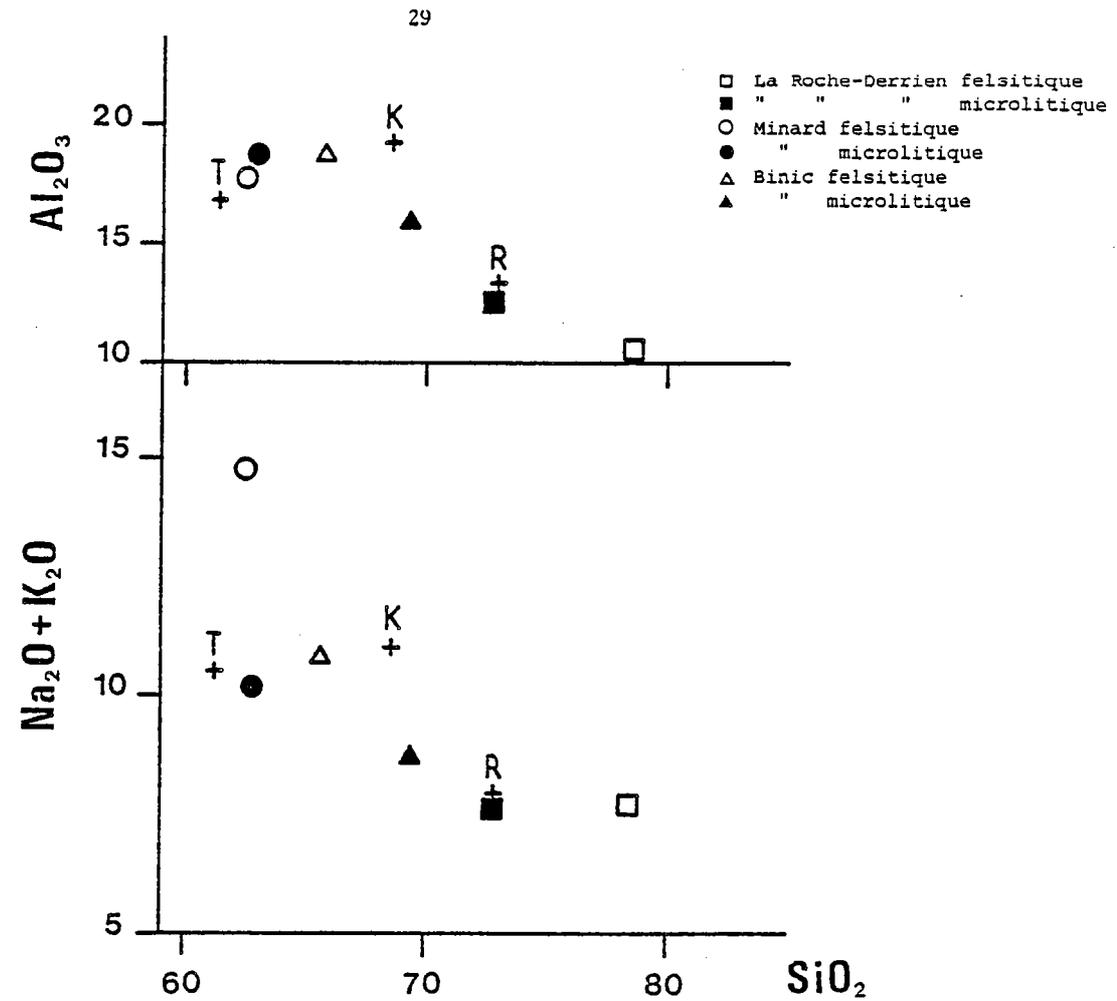


Figure 14. - Comparaison de la composition moyenne des fragments lithiques des 3 Formations avec des compositions moyennes de lavas (T = Trachyte ; R = Rhyolite ; K = Kératophyre ; Moyennes extraites de Le Maître et Quété, 1975).

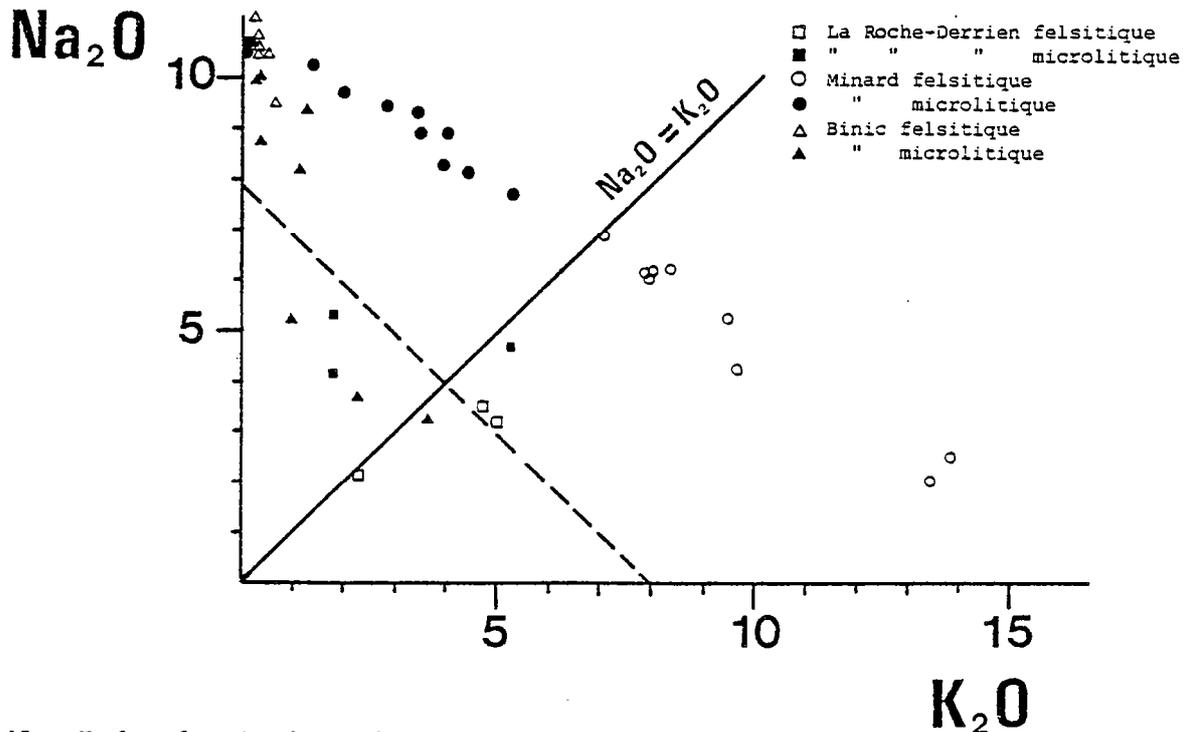


Figure 15. - Na_2O en fonction de K_2O dans les grains de lavas. Comparaison avec la ligne des kératophyres (d'après Battey, 1955).

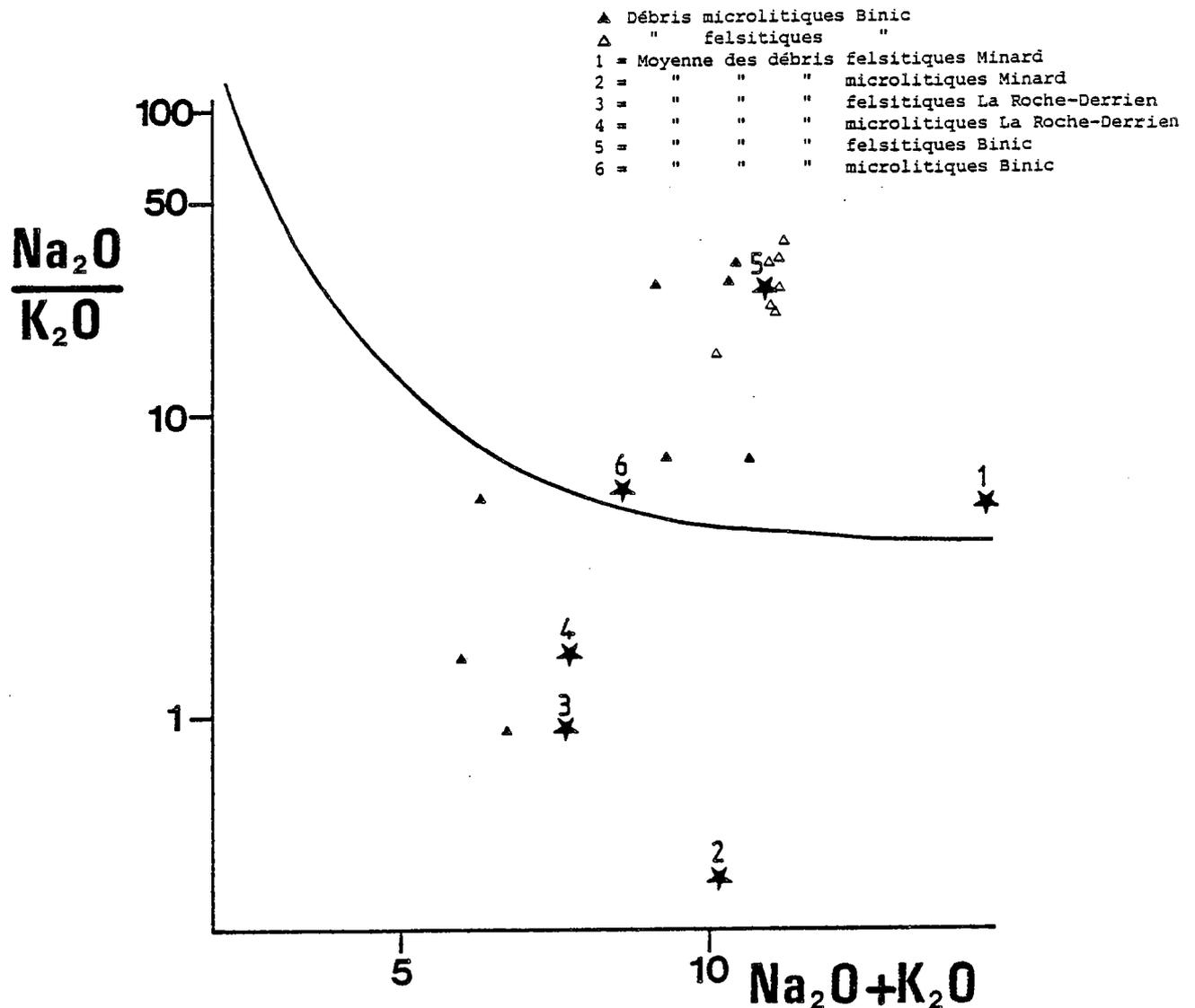


Figure 16. - Diagramme de Miyashiro (1975) mettant en évidence les transformations post-ignées subies par les éléments situés au-dessus de la courbe.

a - il peut être dû au développement du métamorphisme régional de bas degré dans cette partie de la série (Rabu et al., 1983). Mais il y aurait alors une augmentation de Na_2O dans la composition chimique des roches de la Formation de Binic par rapport à celle des autres formations. De plus un métamorphisme régional aurait conservé la répartition initiale de Na_2O entre débris microlitique et felsitique.

b - une combinaison de processus d'altération et/ou de métamorphisme faible ayant agi antérieurement au dépôt de ces fragments volcaniques paraît plus probable.

Garrels et McKenzie (1971) proposent la réaction chimique suivante pour expliquer l'enrichissement en albite dans les niveaux volcanogènes en présence de CO_2 :



	BINIC		BINIC		LA ROCHE-DERRIEN			LA ROCHE-DERRIEN		
	débris felsitique	kératophyre sodique a	débris microlitique	kératophyre sodique b	débris felsitique	ortho-kératophyre c	Ignimbrites Trégor d	débris microlitique	Ignimbrites Jersey e	Tufs de Tréguier f
SiO ₂	66,2	68,55	69,35	68,70	78,26	76,4	75,95	72,87	75,06	70,71
Al ₂ O ₃	18,98	19,10	15,91	14,06	10,17	12,6	12,30	12,83	8,97	14,95
Fe ⁺	0,45	3,62	1,40	4,08	0,72	1,07	1,21	3,13	1,87	2,46
MnO	0,01	-	0,01	-	0,006	-	0,01	0,03	-	0,21
MgO	0,1	0,61	0,58	-	0,35	-	0,32	1,05	0,26	0,30
CaO	0,75	0,87	0,318	2,18	0,02	0,54	0,01	0,15	0,82	2,12
Na ₂ O	10,57	10,55	7,34	7,72	3,66	3,17	3,88	4,78	4,63	4,78
K ₂ O	0,41	0,43	1,30	1,88	3,99	4,91	4,18	2,92	3,59	2,43
TiO ₂	0,01	0,71	0,03	0,47	0,01	0,09	0,13	-	-	0,45
TOTAL	95,58	104,44	96,41	99,09	96,50	98,78	98,13	97,81	98,14	99,12

Tableau 7. - Comparaison des moyennes sur les débris de lave avec des données bibliographiques.

a = kératophyre sodique (Johannessen, 1963)

b = kératophyre sodique à albite (Boyer, 1967)

c = orthokératophyre (Juteau, Rocci, 1966)

d = ignimbrites Trégor, Analyse 212 (Auvray, 1979)

e = ignimbrites Jersey, Analyse 59 (Boyer, 1974)

f = tufs kératophyriques, Porz Even, Analyse 47 (Auvray, 1979).

Quelque soit la nature du processus d'albitisation, il apparaît donc manifeste que les fragments de lave de la Formation de Binic ont subi des transformations post-magmatiques différentes dont l'origine est à mettre en relation avec une différence :

- dans la nature du matériel source
- dans le site de mise en place
- d'âge.

Parmi les volcanites anciennes, les analyses obtenues pour les fragments des Formations de Binic et de la Roche-Derrien ne peuvent correspondre qu'à celles des kératophyres (s. l.) et/ou des rhyolites ignimbritiques (voir tabl. 7). Pour les débris de la Formation du Minard aucun type de roche ne possède de telles valeurs mais le fait que dans le diagramme Na_2O en fonction de K_2O (Fig. 15) les points s'alignent \ddagger parallèlement à la ligne des kératophyres suggère une nature voisine de ces volcanites pour ces fragments.

L'occurrence fréquente dans les terrains briovériens de ces faciès k ratophyriques et rhyolitiques vient d'ailleurs renforcer l'hypothèse de cette origine (Tufs k ratophyriques de Tréguier et Ignimbrites de Lézardrieux, kératophyres de la Série de Lanvollon, kératophyres et rhyolites de Montsurvent en Normandie, rhyolites de Jersey) (Auvray, 1979 ; Rabu et al., 1983 ; Dupret et al., 1985 ; Boyer, 1974). En raison de l'imprécision relative de la méthode, il ne semble pas possible de relier, uniquement à partir des données géochimiques, les différents débris à une zone source précise.

5 - 2 - ANALYSE DES FELDSPATHS

Les feldspaths ont été analysés afin de préciser leur nature géochimique et d'essayer de déterminer leur provenance. Les mesures ont été faites à la fois sur des feldspaths détritiques et sur des feldspaths contenus dans des débris de lave.

Les résultats mettent en évidence l'absence de feldspaths à tendance calcique franche, quelque soit la formation étudiée et la présence d'albites très pures dans les Formations de Binic et de la Roche-Derrien (Tabl. 8). Toutefois les phénomènes de saussuritisation déjà signalés (p. 10) permettent de penser qu'une albitisation secondaire a pu se développer sur certains plagioclases. Il est donc possible que la teneur en Ca était à l'origine légèrement plus élevée, le calcium ainsi libéré ayant pu être utilisé pour former des épidotes secondaires ou la matrice de certaines concrétions silico-carbonatées. Il faut souligner que le fait d'avoir des albites très pures n'est pas inhabituel puisqu'on en a signalées dans les sédiments récents de la fosse du Pérou-Chili (Yerino et Maynard, 1984).

Dans la Formation de Binic, seuls des feldspaths sodiques   très légèrement calciques ont pu être décelés (Moyenne = $\text{Ab}_{96,7} \text{Or}_{0,6} \text{An}_{2,7}$), tandis que dans les Formations de la Roche-Derrien et du Minard, la composition des feldspaths s'étend depuis le pôle Albite jusqu'au pôle Orthose (Fig. 17). Il est intéressant de noter que la présence de ces feldspaths alcalins intermédiaires entre l'albite et l'orthose (Feldspaths microp rthitiques), dans les Formations du Minard et de la Roche-Derrien, confirment, à l'échelle du micron, les observations faites au microscope. On a pu mettre en évidence (cf. tabl. 1) en effet la rareté des feldspaths perthitiques dans la Formation de Binic, en opposition avec leur fréquence dans les Formations de la Roche-Derrien et du Minard. Les feldspaths contenus dans les fragments volcaniques au Minard présentent les mêmes caractéristiques et sont composés d'un mélange d'albite, anorthose et

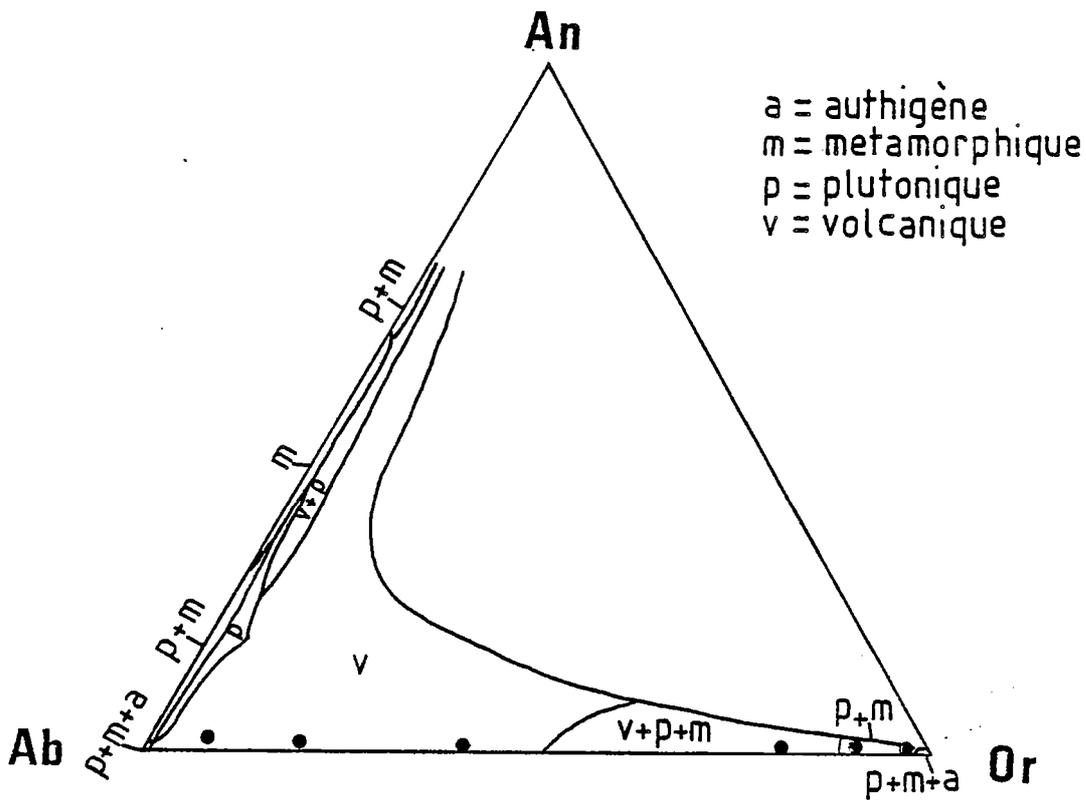


Figure 18. - Composition des feldspaths briovériens contenus dans des débris volcaniques dans le diagramme établi par Trevena et Nash (1981).

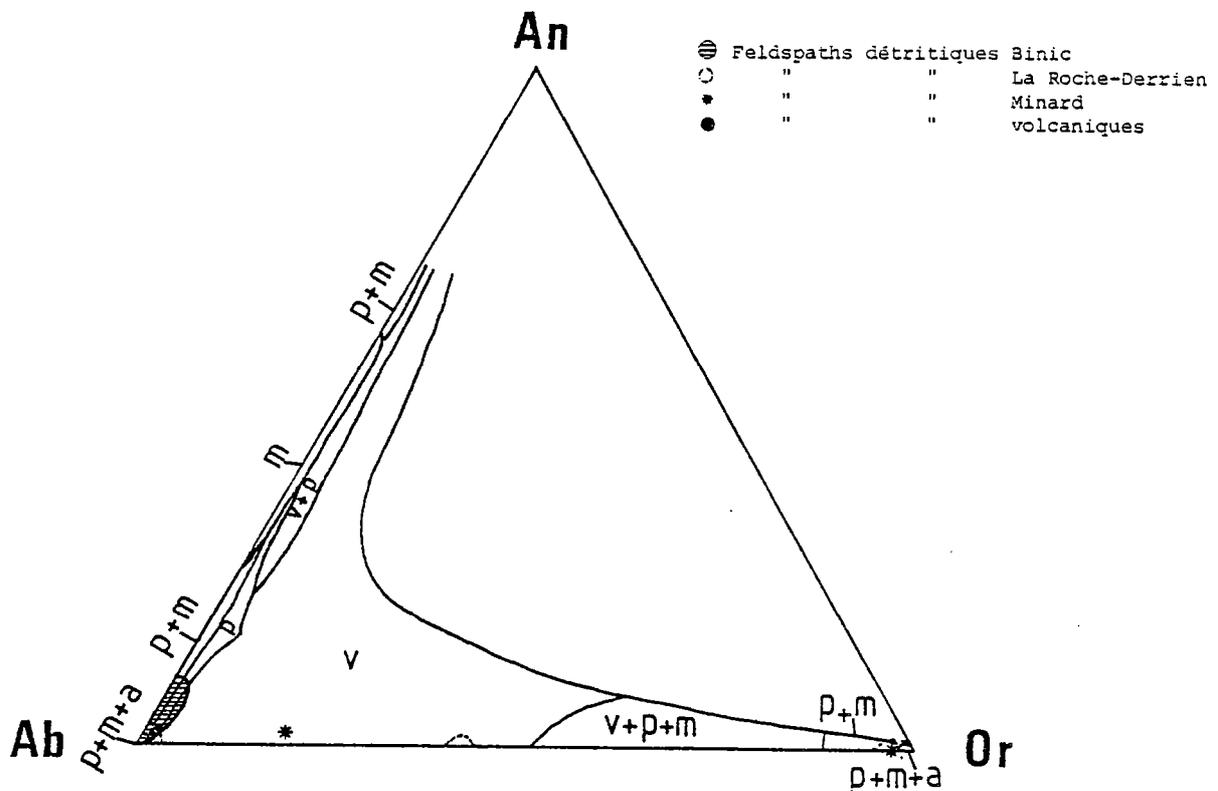


Figure 19. - Composition des feldspaths détritiques de Bretagne Nord dans le diagramme de Trevena et Nash (1981).

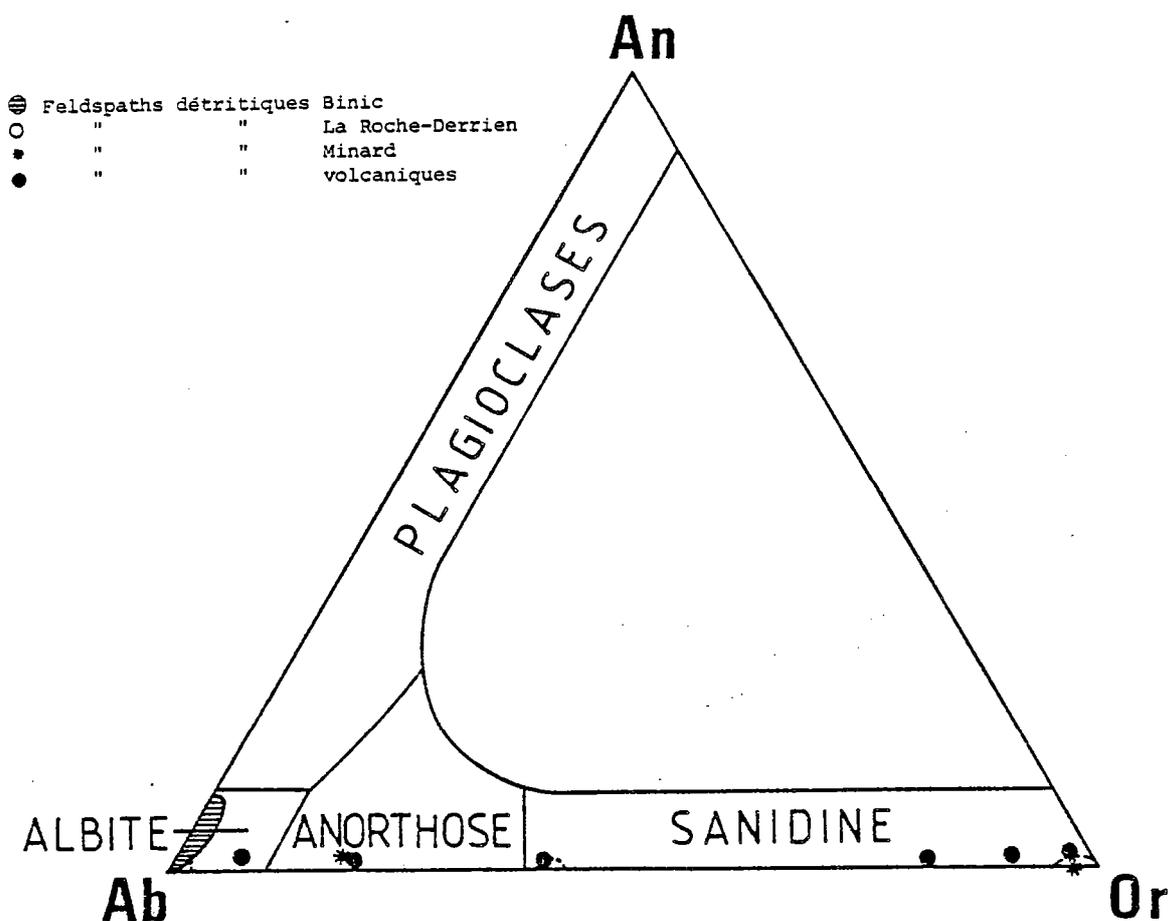


Figure 17. - Classification des Feldspaths (la nomenclature s'applique aux Feldspaths haute-température) (d'après Deer et al., 1980).

sanidine (Fig. 17). Les variations de composition observées sur un même minéral d'origine volcanique (Tabl. 8, analyses 3, 4, 5, 6) peuvent être mises en relation avec la présence de perthites irrégulières décrites à plus grande échelle (Fig.13) et qui semblent correspondre à une répartition magmatique aléatoire de Na et K, comme pour les volcanites acides paléozoïques du Massif Armoricaïn (Boyer, 1974).

En ce qui concerne la provenance de ces feldspaths, certains auteurs ont proposé une classification basée sur leur composition chimique, à partir d'analyses obtenues à la microsonde sur des feldspaths contenus dans des sédiments récents (Trevena et Nash, 1979, 1981 ; Maynard, 1984). Bien que des modifications chimiques, liées à l'âge de ces sédiments, aient pu intervenir ces diagrammes ont été utilisés pour les feldspaths briovériens. Les feldspaths des débris volcaniques se situent approximativement dans des champs définis pour les éléments récents d'origine volcanique et justifient l'emploi de ces diagrammes malgré les phénomènes secondaires (Fig. 18). Concernant les minéraux détritiques leur origine peut être à la fois volcanique, plutonique et métamorphique dans les Formations de la Roche-Derrien et du Minard tandis que dans la Formation de Binic l'origine volcanique ne semble pas pouvoir être retenue (Fig. 19). Il serait cependant intéressant de multiplier les analyses pour vérifier si l'éventail des teneurs ne doit pas être élargi. En

MINARD

BINIC

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	64,37	65,12	64,73	65,35	64,21	67,68	65,46	63,55	66,04	67,06	68,07	68,77	69,44	68,24	64,17
Al ₂ O ₃	18,8	19,08	19,27	19,68	18,46	20,61	19,52	18,64	21,41	20,07	19,81	19,67	19,9	19,78	19,4
FeO	0,02	0,11	-	0,05	0,16	0,08	-	0,10	0,11	0,08	-	0,04	0,08	0,09	0,19
MnO	0,04	-	-	0,02	-	0,02	-	0,08	-	-	0,04	-	-	-	-
MgO	-	0,04	0,06	0,07	-	0,05	0,04	-	0,01	0,01	0,01	0,02	-	-	-
CaO	-	0,25	-	0,14	-	0,24	0,12	0,04	1,83	0,37	0,31	0,29	0,03	0,36	0,79
Na ₂ O	0,2	8,05	2,11	9,27	0,28	9,49	6,46	1,01	10,55	11,47	11,57	11,05	11,95	11,22	11,34
K ₂ O	16,45	2,49	13,13	3,10	15,54	1,03	6,30	14,65	0,11	0,05	0,06	0,09	0,04	0,06	0,34
TiO ₂	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0,06	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	0,06	-	0,14
Total	99,89	95,19	99,39	97,69	98,67	99,23	97,92	98,12	100,06	99,12	99,87	99,93	101,49	99,76	96,38
Ab	1,2	74,6	13,8	74,1	1,8	88,2	50,1	6,4	90,69	97,93	98,22	98,07	99,67	97,89	94,45
Or	98,8	23,1	86,1	24,78	98,2	9,6	48,9	93,3	0,63	0,30	0,32	0,51	0,22	0,37	1,89
An	-	2,3	-	1,1	-	2,2	1	0,3	8,68	1,77	1,46	1,42	0,12	1,75	3,66

LA ROCHE-DERRIEN

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	63,68	64,27	67,0	64,37	64,45	62,24	64,51	67,85	69,31	68,46	67,88	68,17
Al ₂ O ₃	18,7	18,34	19,7	18,76	18,42	18,56	18,18	19,93	19,98	19,7	19,49	20,31
FeO	0,15	-	0,06	0,2	0,19	0,15	0,09	0,17	0,05	0,12	0,06	0,09
MnO	-	0,03	0,01	-	-	0,02	-	-	0,07	-	-	-
MgO	-	0,03	-	-	0,01	-	-	0,01	-	0,03	-	-
CaO	-	-	0,03	-	-	0,02	-	0,10	-	0,13	0,10	0,19
Na ₂ O	0,35	0,34	6,63	0,30	0,27	0,19	0,25	11,64	11,35	11,73	11,52	11,66
K ₂ O	16,22	16,42	7,03	16,23	16,41	14,89	16,18	0,14	0,07	0,05	0,02	0,07
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0,08	-	-	-	-	0,13	0,04	0,05	0,04	-
Total	99,1	99,43	100,54	99,87	99,74	96,06	99,2	99,98	100,87	100,27	99,1	100,48
Ab	3,16	3,02	58,85	2,76	2,46	1,86	2,27	98,74	99,59	99,12	99,42	98,75
Or	96,84	96,98	41,02	97,24	97,54	98,04	97,73	0,79	0,41	0,29	0,10	0,36
An	-	-	0,14	-	-	0,09	-	0,47	-	0,59	0,48	0,88

Tableau 8. - Analyse des Feldspaths

1 = Kf ; 2 = Plagioclase ; 3 = Microlite de grain de lave (bord) ; 4 = Microlite de grain de lave (centre) ; 5 = Phénocrystal dans le même grain (centre) ; 6 = Phénocrystal dans le même grain (bord) ; 7 = Point dans lave à grain fin ; 8 = Point dans lave à grain fin ; 9 = Plagioclase ; 10 = Plagioclase ; 11 = Plagioclase (centre) ; 12 = Plagioclase (bord) ; 13 = Feldspath noir ; 14 = Plagioclase ; 15 = Feldspath noir ; 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22 = Kf ; 23 = Plagioclase (bord) ; 24 = Plagioclase (centre) ; 25, 26, 27 = Plagioclases.

accord avec les travaux de Yaghisita (1985), il apparaît donc que les feldspaths détritiques, contenus dans des sédiments riches en débris volcaniques ne sont pas nécessairement d'origine volcanique.

II - 6 - LES ANALYSES MODALES

6 - 1 - RESULTATS ET CLASSIFICATION

Les analyses ont été effectuées sur des sédiments de granulométrie comparable (grès fins et moyens) sauf exception ; dans ce cas il s'agit de grès grossier et très grossier (Analyses 30 et 35). Elles ont porté sur un total de 500 points par échantillon et dans la mesure du possible sur les sédiments les moins déformés. Les échantillons ayant servi de support à l'analyse modale ont été retenus parmi le stock de lames minces sur des critères de représentativité.

FORMATION	MINARD		LA ROCHE-DERRIEN		BINIC		DOUARNENEZ	
	15		8		5		5	
Nombre d'analyses								
Moyenne (\bar{x}) et écart type (σ)	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Quartz microcristallin	2.64	0.9	2.41	1.6	3.44	3.0	7.92	3.2
Quartz monocristallin	36.94	8.7	35.6	3.0	31.52	4.4	48.52	5.2
Feldspaths - Plagioclases	14.2	1.95	12.65	3.0	12.68	0.9	2.12	2.1
KF	8.46	2.95	8.96	3.9	7.52	3.9	1.52	0.3
Débris volcaniques	11.49	6.6	3.0	1.7	3.34	2.1	0.28	0.2
Débris sédimentaires	4.23	1.6	2.95	1.9	2.88	1.0	1.72	1.4
Minéraux lourds + opaques	1.85	1.25	2.72	1.8	1.82	1.1	0.8	0.5
Matrice + micas	20.13	7.9	31.68	4.3	36.78	5.95	36.92	6.7

Tableau 9. - Moyenne par formation des analyses modales de grès.

Les moyennes obtenues (Tabl. 9) pour chaque formation montrent une homogénéité relativement bonne des sédiments de Bretagne Nord - pauvreté en quartz, richesse en feldspaths - en opposition très nette avec les valeurs obtenues en Bretagne Occidentale - richesse en quartz poly et monocristallin, faible abondance de tous les autres éléments figurés -. Sur la figure 20 où ont été reportés les différents pourcentages de chaque élément par formation, on s'aperçoit qu'il existe cependant en Bretagne Nord une différence importante au niveau de la teneur en débris de laves, ceux-ci étant nettement plus nombreux dans la Formation du Minard.

Si l'on normalise les pourcentages obtenus à Douarnenez par rapport à la moyenne des valeurs de Bretagne Nord, on constate très clairement les variations inverses entre d'une part les éléments résistants et d'autre part les éléments labiles (Fig. 21). Il convient de noter également une proportion légèrement plus élevée en matrice, reflétant en fait la prédominance des grès fins dans les sédiments de Bretagne Occidentale.

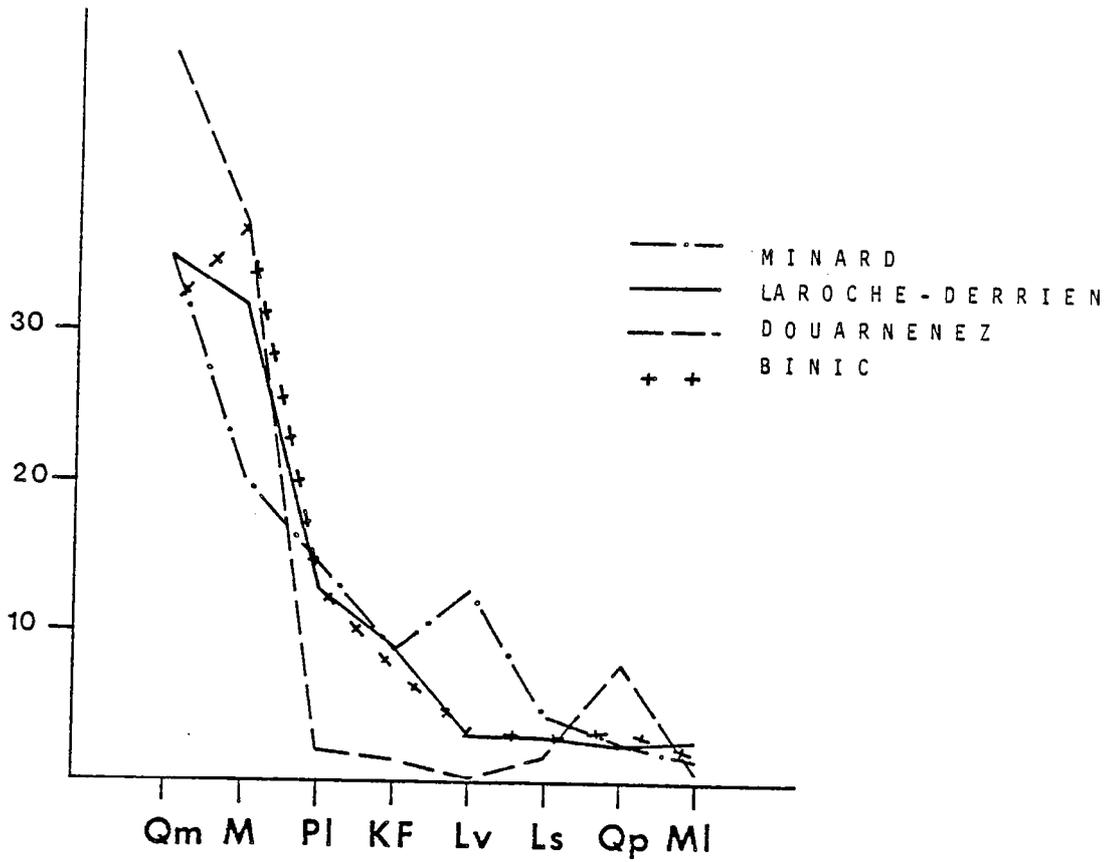


Figure 20. - Composition modale pour chaque Formation (Moyenne).

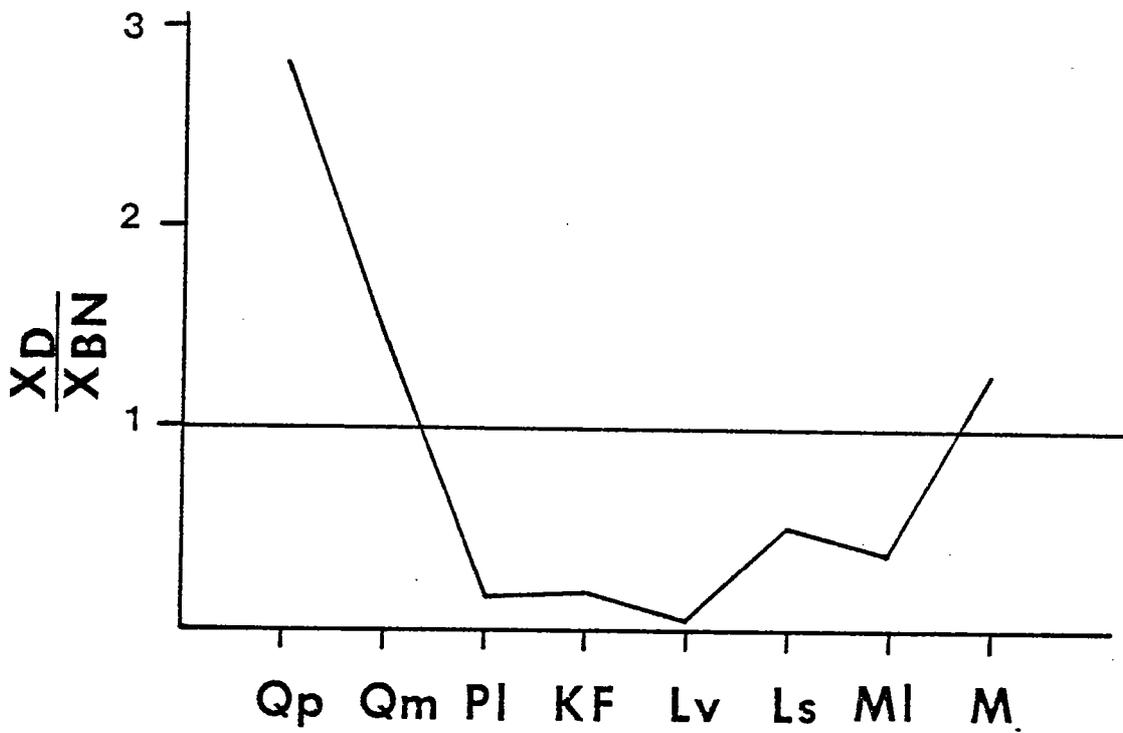


Figure 21. - Normalisation de la Formation de Douarnenez (D) par rapport aux Formations de Bretagne Nord (BN).

Qp	1,00										
Q _M	0,50	1,00									
PI	- 0,72	- 0,54	1,00								
KF	- 0,47	- 0,44	0,60	1,00							
L _V	- 0,31	- 0,44	0,47	0,36	1,00						
L _S	0,07	- 0,25	0,24	0,14	0,27	1,00					
Minéraux lourds	- 0,40	- 0,33	0,20	0,09	- 0,18	0,10	1,00				
Matrice	- 0,18	- 0,23	- 0,27	- 0,34	- 0,51	- 0,48	0,25	1,00			
P/F	- 0,63	- 0,29	0,61	- 0,04	0,23	- 0,02	0,10	0,22	1,00		
L _V /L _t	- 0,63	- 0,54	0,71	0,48	0,84	0,16	0,12	- 0,36	0,41	1,00	
	Qp	Q _M	PI	KF	L _V	L _S	Minéraux lourds	Matrice	P/F	L _V /L _t	

Tableau 10. - Matrice de corrélation entre les constituants des 4 Formations.

Qp	1,00										
Q _M	- 0,19	1,00									
PI	- 0,31	- 0,06	1,00								
KF	0,21	- 0,10	0,18	1,00							
L _V	0,37	- 0,56	- 0,14	0,28	1,00						
L _S	0,34	- 0,31	0,20	0,40	- 0,05	1,00					
Minéraux lourds	- 0,31	- 0,16	0,09	- 0,24	- 0,50	0,08	1,00				
Matrice	- 0,24	- 0,47	- 0,17	- 0,62	- 0,27	- 0,07	0,53	1,00			
P/F	- 0,27	0,14	0,11	- 0,84	- 0,26	- 0,29	- 0,01	0,44	1,00		
L _V /L _t	- 0,02	- 0,49	- 0,09	0,19	0,88	- 0,38	- 0,41	- 0,12	- 0,15	1,00	
	Qp	Q _M	PI	KF	L _V	L _S	Minéraux lourds	Matrice	P/F	L _V /L _t	

Tableau 11. - Matrice de corrélation entre les constituants de la Formation du Minard.

L'examen des matrices de corrélations, calculées d'une part sur l'ensemble des analyses et d'autre part sur les seules données de la Formation du Minard, montre l'absence de corrélations très marquées dans les deux cas, exprimant sans doute la diversité du matériel source (Tabl. 10 et 11).

Concernant la provenance des feldspaths, deux aspects se dégagent de cette analyse : l'origine diagénétique de ces minéraux ne semble pas devoir être retenue pour la majorité des feldspaths puisqu'il n'existe aucune corrélation positive entre leur teneur et celle de la matrice (plagioclase comme feldspaths alcalins) mais plutôt au contraire une légère tendance négative, accentuée dans la Formation du Minard - r (Matrice K/F) = - 0.63 - si l'on fait abstraction des sédiments de Bretagne Occidentale (Fig. 22). Ce phénomène a également été constaté en

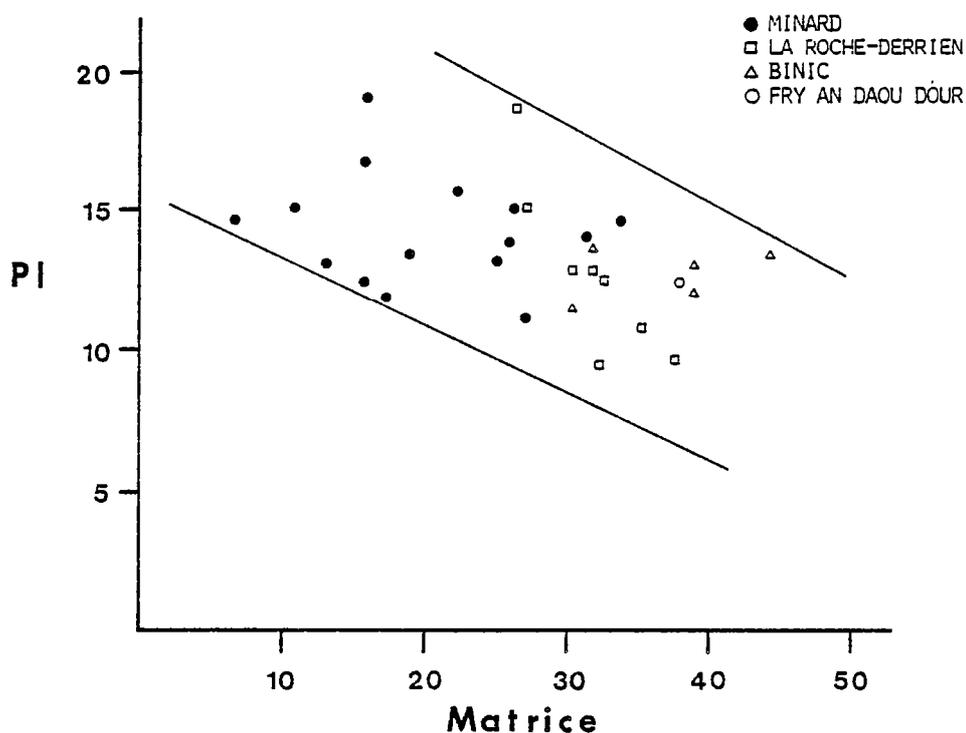


Figure 22. - Pourcentage de Plagioclase en fonction de la matrice dans les Formations de Bretagne Nord.

Normandie (Garlan, 1985). Le deuxième aspect découle du manque de corrélation entre les débris volcaniques et les plagioclases, aussi bien pour l'ensemble des terrains que dans le détail au Minard où les teneurs plus élevées auraient dû, le cas échéant, exacerber une telle tendance. Ces feldspaths ne peuvent donc pas correspondre uniquement à des phénocristaux provenant de la décomposition de ces roches volcaniques. Cela confirme les résultats exposés dans le paragraphe précédent montrant l'origine non volcanique d'une partie des feldspaths.

Concernant les roches détritiques terrigènes, les classifications sont assez nombreuses et basées sur des diagrammes triangulaires. La figure 23 résume les principales tendances pour les wackes (= sédiment comprenant entre 15 et 75% de matrice). Chacune présente des avantages et des inconvénients, le plus important parmi ceux-ci étant lié au manque de cohérence au su-

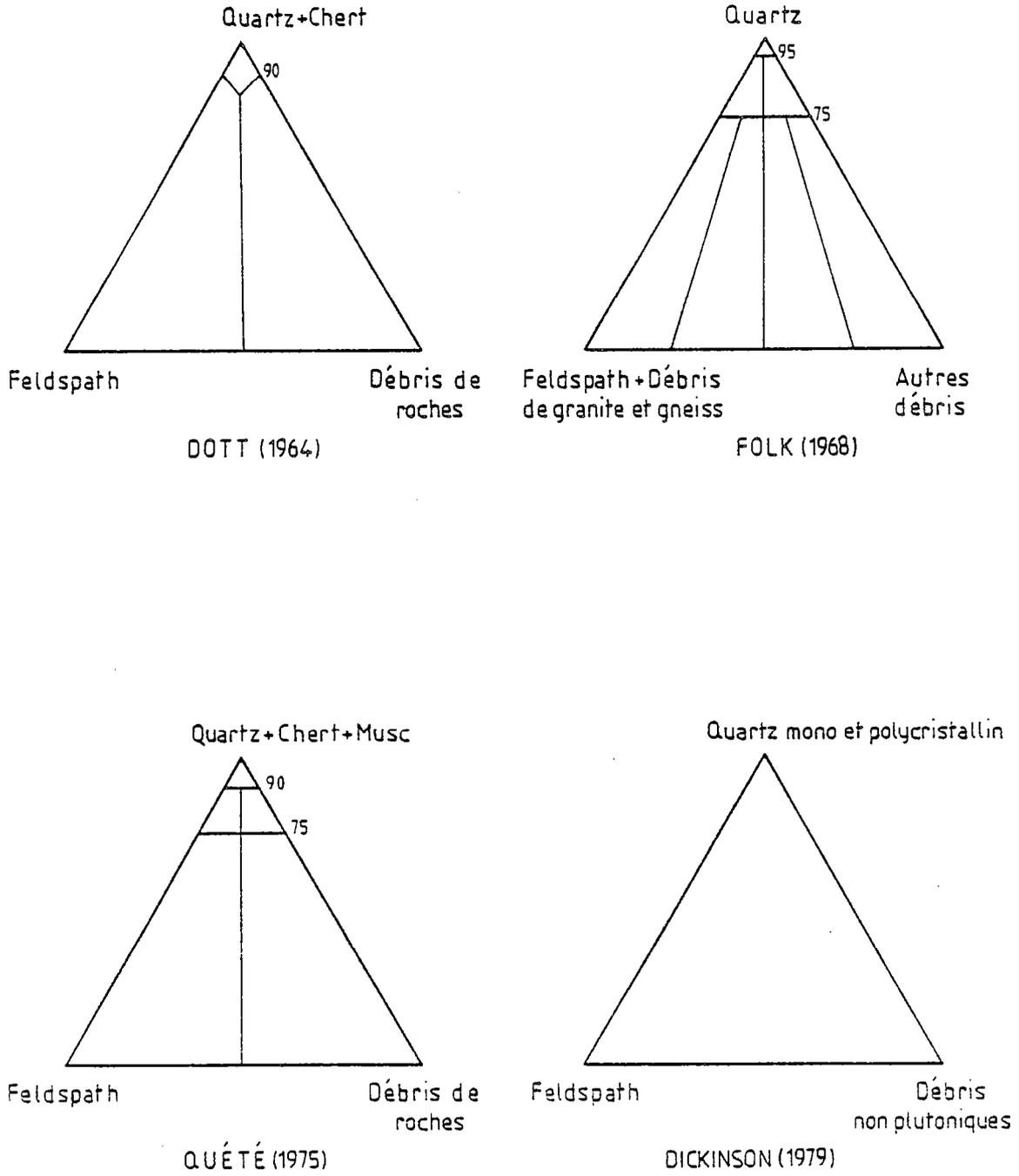


Figure 23. - Les principales classifications de wackes.

jet des débris plutoniques. En effet, selon les auteurs ils sont groupés soit avec les débris lithiques (ce qui semble à priori le plus logique), soit avec les feldspaths (Folk, 1968) soit répartis entre le quartz et les feldspaths. La justification de ce dernier choix s'appuie sur le fait que les minéraux constituant les débris plutoniques sont de taille suffisamment élevée pour pouvoir être identifiés individuellement. Cette solution pose néanmoins un problème vis-à-vis de la maturité de composition du sédiment qui se trouve automatiquement enrichi en quartz par cette méthode. Dans la mesure où ce type de comptage n'est pas effectué dans un but descriptif mais dans celui de caractériser la provenance du matériel il était plus intéressant d'adopter ce système pour essayer de cerner l'origine des formations briovériennes.

Dans un premier temps par combinaison des différentes classifications on peut proposer le diagramme qualificatif de la figure 24. Les sédiments de Bretagne Nord correspondent alors

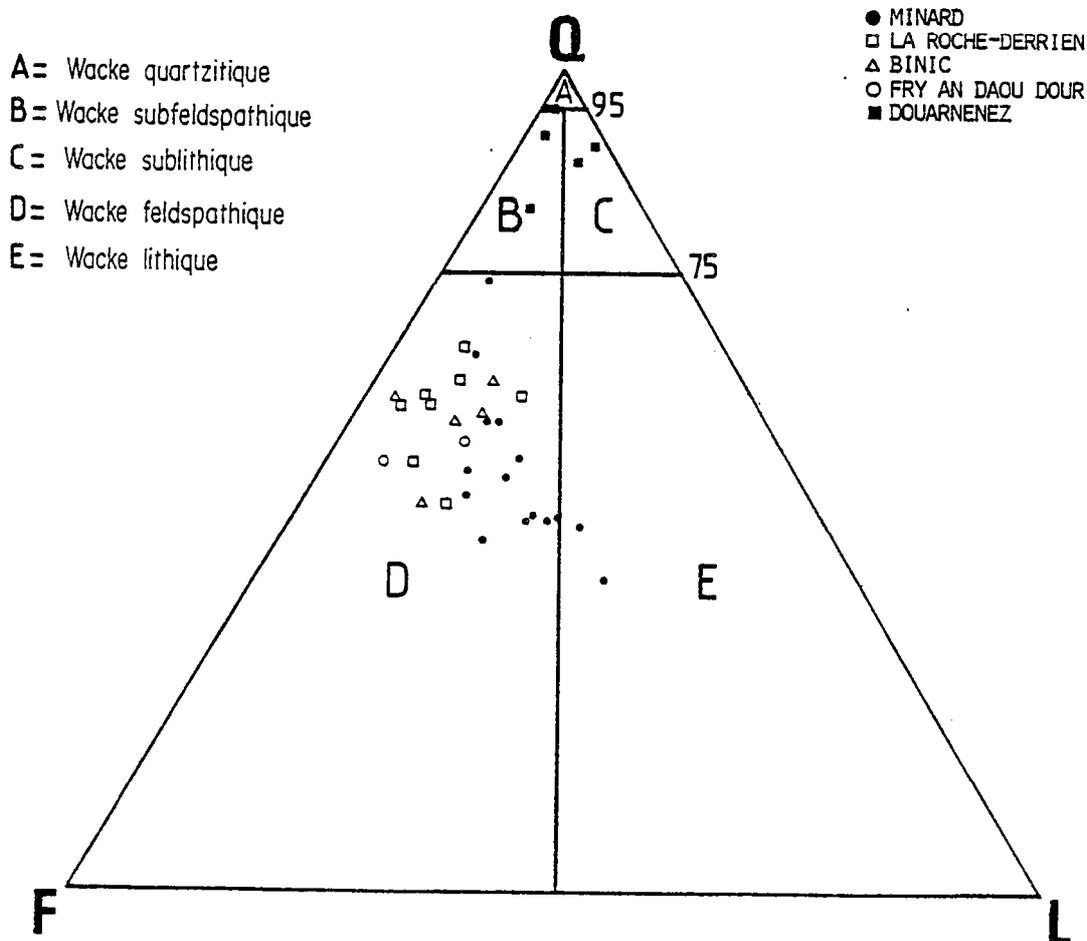


Figure 24. - Triangle QFL de classification modale des wackes (Q = quartz mono et polycristallin ; L = fragments lithiques non plutoniques ; F = feldspaths).

à des wackes (sauf échantillons 8 et 9) feldspathiques et/ou lithiques tandis que ceux de la Baie de Douarnenez se situent dans le champ des subwackes.

Ces observations sont également confirmées sur le diagramme QFM (Fig. 25) où M désigne le pourcentage de matrice, et sur lequel se démarque à nouveau l'ensemble septentrional (greywacke) de l'ensemble occidental (subgreywacke).

Les débris plutoniques étant totalement absents à Douarnenez, leur influence dans le comptage de points est donc nulle. Par contre pour les autres formations le décalage introduit par le mode de comptage choisi - ne différenciant pas les débris plutoniques - ne peut pas être évalué sauf pour la Formation du Minard où dans un premier temps les débris plutoniques avaient été regroupés avec les débris lithiques (Denis, 1983). On s'aperçoit ainsi sur un diagramme QFL (Fig. 26) qu'il y a une dérive à la fois vers le pôle Q et vers l'axe QF, matérialisant la prédominance du quartz sur les feldspaths dans ce type de fragments.

6 - 2 - PROVENANCE DU MATERIEL

Après avoir qualifié la nature des sédiments, il était intéressant d'essayer de cerner la provenance de ces terrains à l'aide des diagrammes de caractérisation géotectonique qui ont été mis au point récemment à partir des données actuelles et anciennes (Dickinson et Suczek, 1979 ; Dickinson et Valloni, 1980 ; Ingersoll et Suczek, 1979 ; Maynard et al., 1982 ; Valloni et Maynard, 1981). Ils ne tiennent pas compte de la matrice dont le développement est trop souvent lié à des phénomènes secondaires et sont basés uniquement sur les éléments en grain.

L'utilisation de ces diagrammes est assujettie à un certain nombre de restrictions. Les sédiments riches en matrice (>25%) n'ont pas été retenus dans les travaux précités mais cette limite peut cependant être rehaussée ici aux environs de 40% sans trop de préjudices pour les interprétations, la faible corrélation entre la matrice et les autres constituants ayant été soulignée précédemment (voir tabl. 10) Les faciès les plus métamorphisés ont été également systématiquement exclus du comptage, toujours pour éviter les recristallisations secondaires. Les roches précambriennes ont dans l'ensemble été écartées de ce type d'études, la validité du modèle de tectonique des plaques n'étant pas encore unanimement reconnu pour les périodes antérieures au Paléozoïque. Néanmoins les formations briovériennes se situant juste à la charnière des deux périodes, il apparaît raisonnable d'utiliser ces diagrammes pour le Briovérien dont une partie au moins doit sa mise en place à un processus de subduction (Auvray, 1979). Une quatrième restriction à l'application de ces diagrammes réside dans le mode de mise en place des sédiments. En effet seuls les faciès turbiditiques reflètent systématiquement le contexte géotectonique dans lesquels ils se déposent, les autres environnements recueillant des particules séparées de leur zone source par de trop nombreux paramètres. Les formations briovériennes présentées ici étant en grande partie constituées par des turbidites (cf. 3ème partie), les diagrammes peuvent donc leur être appliqués.

Le report des analyses dans les triangles de Dickinson et Suczek amène un certain nombre de constatations. Tout d'abord la distinction Bretagne Nord-Bretagne Occidentale se trouve confirmée, quelque soit le diagramme utilisé (Fig. 27 et 28).

Les ensembles de Binic et de la Roche-Derrien apparaissent relativement voisins et intermédiaires entre les champs définis pour une origine continentale immature et une origine d'orogène recyclé. Les sédiments de la Formation du Minard quant à eux se placent - sauf les échantillons de Run Dogan, voir carte p 46 - soit dans des champs non définis, soit dans le domaine arc magmatique (diagramme QnFLt) soit dans le domaine orogène recyclé (QFL).

Ces diagrammes permettent également de mettre en évidence une légère évolution depuis les Formations de Binic - La Roche-Derrien jusqu'à la Formation du Minard. Cette évolution est opposée à celle résultant des processus sédimentaires, le sommet de la Formation du Minard étant le

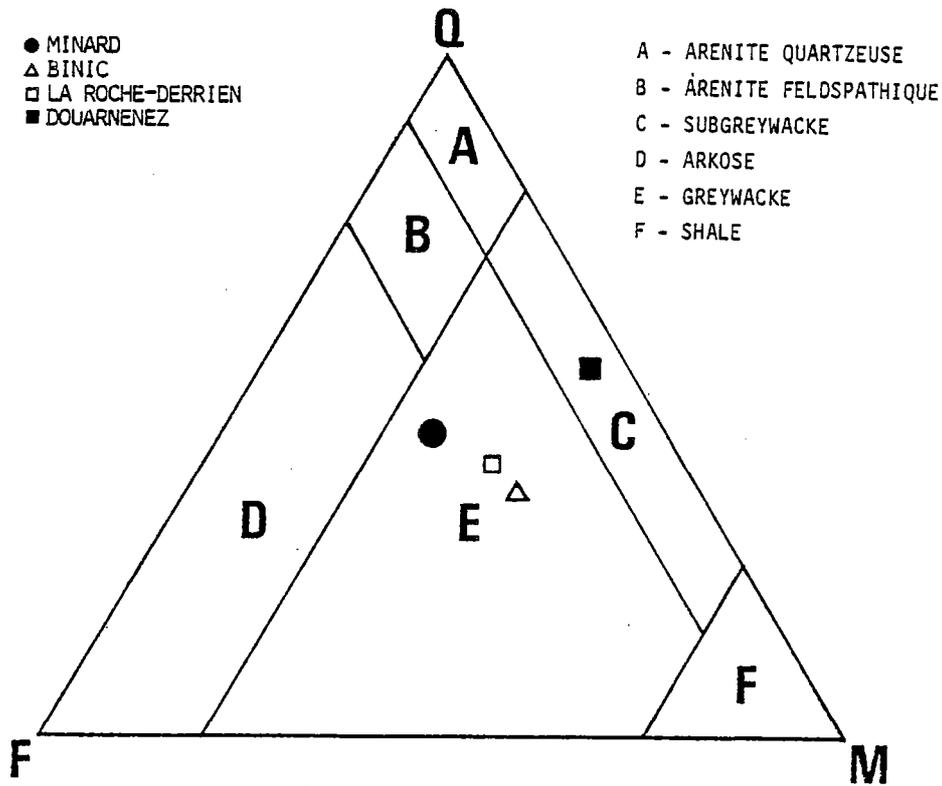


Figure 25. - Position des moyennes des analyses modales des 4 formations dans le triangle QFM de classification des grès (M désigne le pourcentage de matrice). Diagramme de Pettijohn (1944).

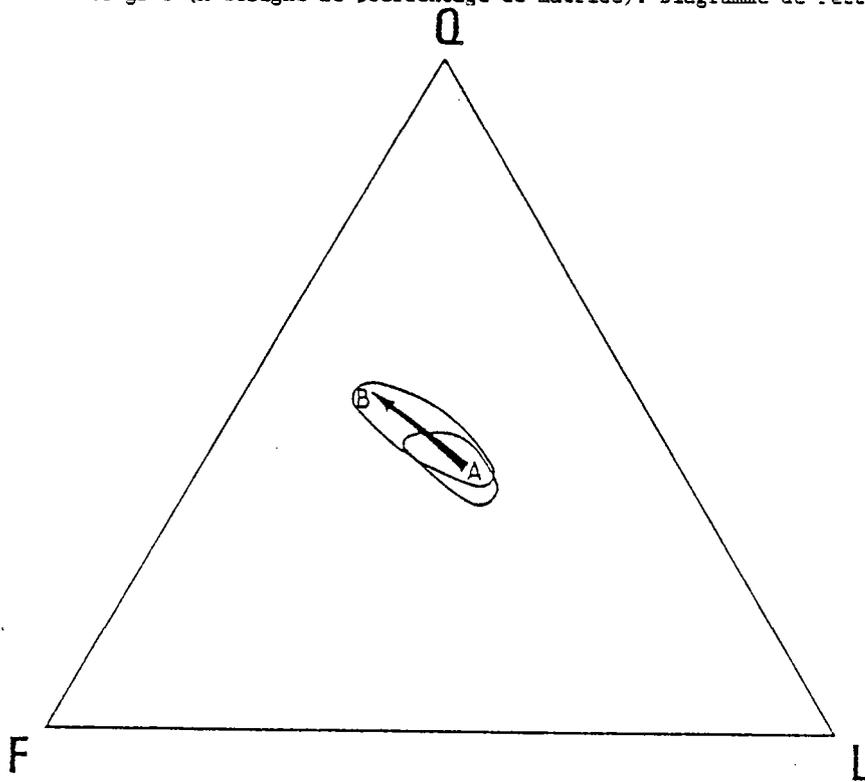


Figure 26. - Triangle QFL montrant le décalage introduit par la non-individualisation des débris plutoniques (A = Analyses avec débris plutoniques ; B = Analyses sans débris plutoniques).

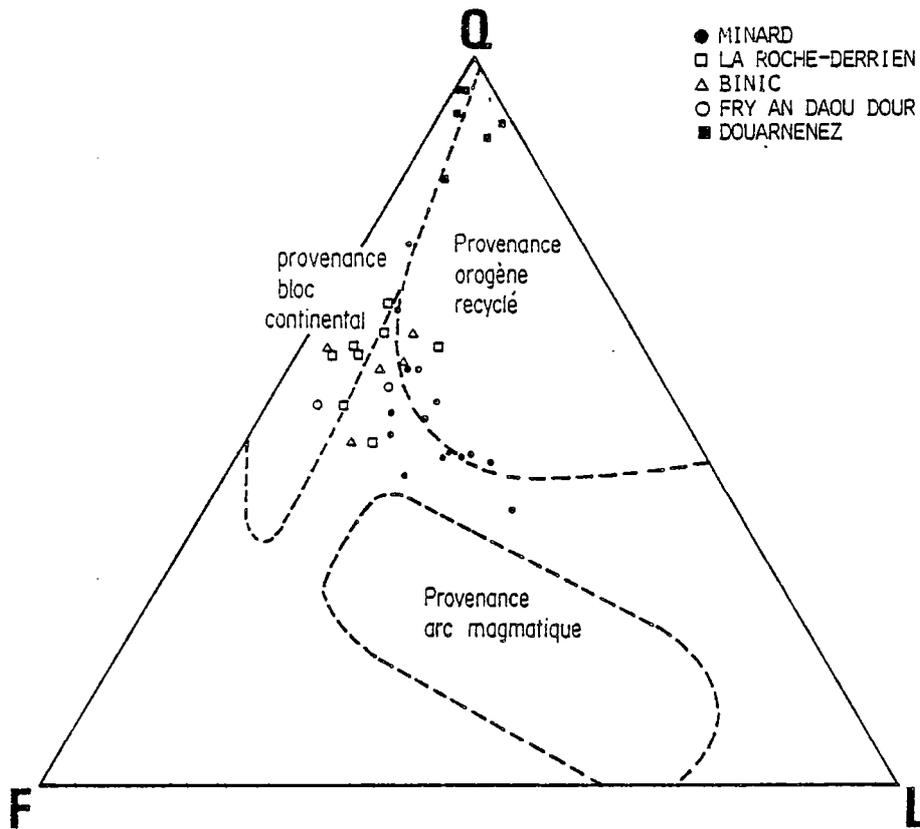


Figure 27. - Position des sédiments briovériens dans le triangle QFL de Dickinson et Suczek (1979). Q = Quartz mono et polycristallin ; F = Feldspaths ; L = Débris lithiques.

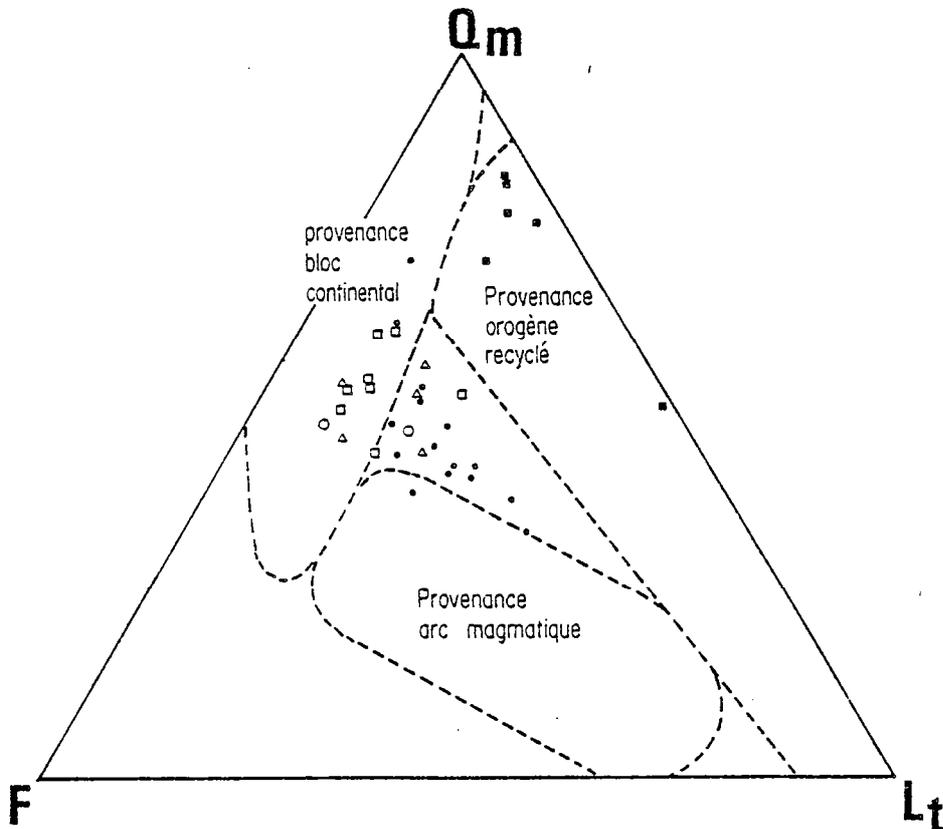


Figure 28. - Position des sédiments briovériens dans le triangle QmFL_T de Dickinson et Suczek (1979). Q_m = Quartz monocristallin ; F = Feldspaths ; L_T = Débris lithiques + Quartz polycristallin.

plus proche du pôle L (ou Lt). Elle est également opposée au gradient de maturité observé dans les arcs magmatiques, matérialisé par une diminution des débris volcaniques avec le temps.

Les proportions entre les débris lithiques peuvent être utilisées pour distinguer les différents sites tectoniques de façon plus détaillée (Fig. 29). Sur cette figure des divergen-

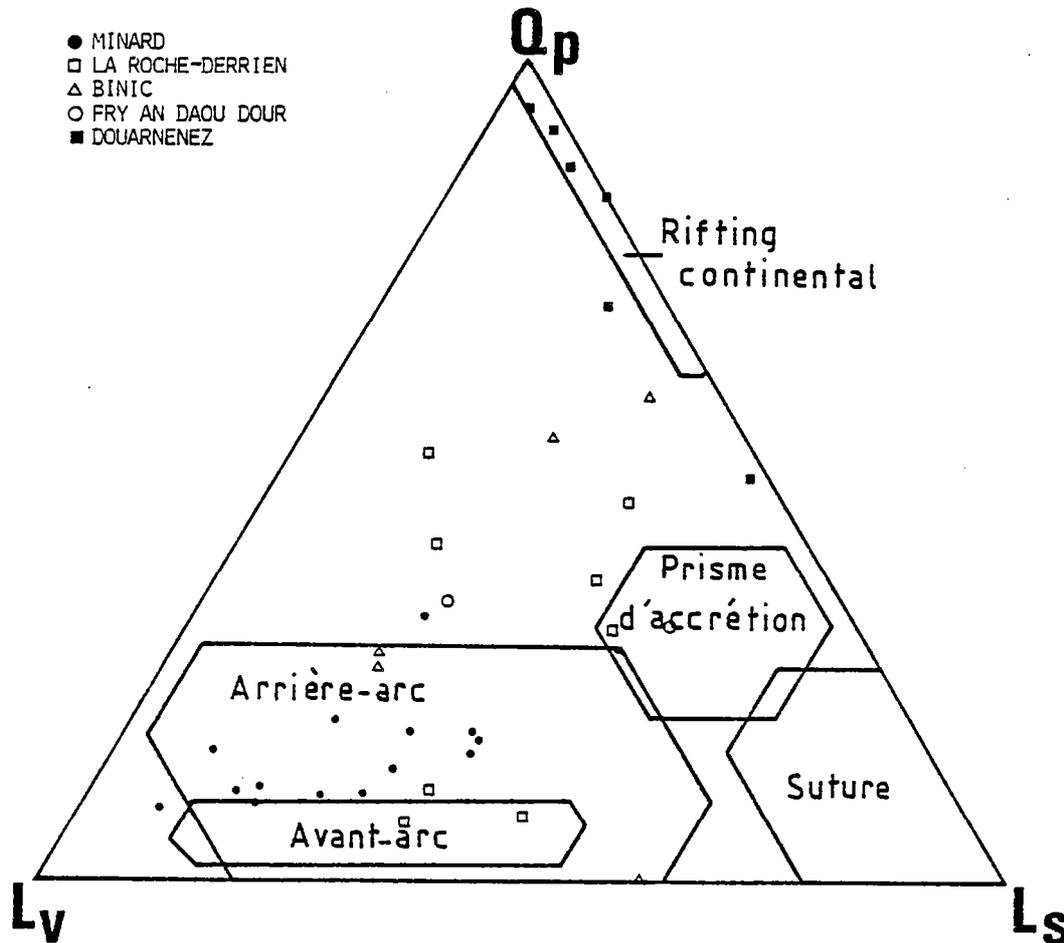


Figure 29. - Position des grès briovériens étudiés dans le diagramme $Q_p L_v L_s$ (Dickinson et Suczek, 1979; Ingersoll et Suczek, 1979.)

Q_p = quartz polycristallin

L_v = fragments volcaniques et métavolcaniques

L_s = fragments sédimentaires et métasédimentaires.

ces apparaissent par rapport aux données fournies par les diagrammes précédents : les sédiments de la Formation du Minard sont ici très clairement liés à un site d'arc insulaire. A l'opposé ceux de la Baie de Douarnenez appartiennent à un site de marge continentale en rifting. Entre ces deux extrêmes, les Formations de la Roche-Derrien et de Binic occupent des positions intermédiaires non répertoriées, les grès de la base de la Formation de Binic étant les plus proches du domaine de rifting continental. Le fait que certains points dans ces différents diagrammes sortent des champs a déjà été observé par Mack (1984) qui propose plusieurs explications. Celles qui peuvent être retenues dans le cas présent sont les suivantes : soit les sédiments appartiennent à des sites tectoniques non répertoriés par les auteurs des diagrammes (par exemple une collision arc-continent) soit les événements tectoniques se sont succédés trop rapidement, entravant leur signature dans les grès.

Un autre diagramme basé sur des paramètres secondaires (P/F en fonction de L_v/L_t) montre également le caractère intermédiaire de ces formations (Fig. 30). Sur cette figure où non

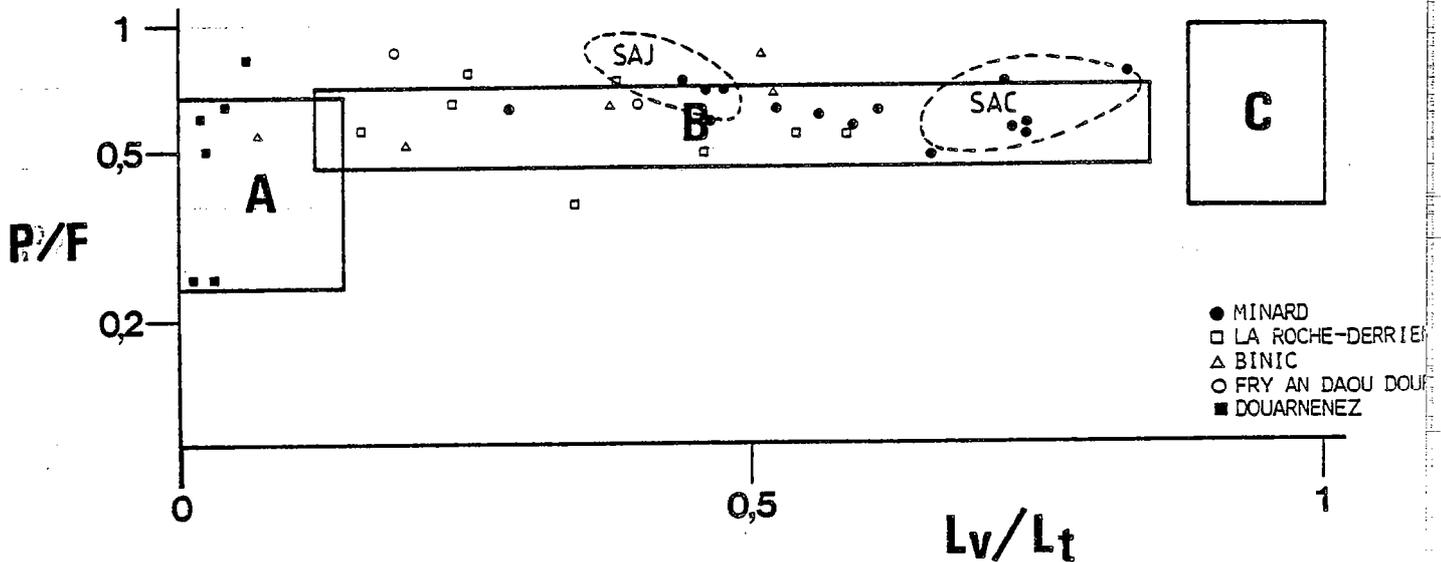


Figure 30. - Diagramme L_v/L_t en fonction de P/F différenciant principalement trois sites géotectoniques (A = Marges passives y compris les bassins post-collision ; B = Marges actives continentales en décrochement ; C = Arc continental et océanique). D'après les données chiffrées de Dickinson et Valloni (1980), Valloni et Maynard (1981) et Maynard et al. (1982). SAJ = San Joaquin Valley ; SAC = Sacramento Valley - (Ingersoll, 1978).

seulement le site tectonique mais aussi la nature du bassin sont pris en compte, la même évolution se dégage. Le Briovérien de la Baie de Douarnenez se situe toujours dans la zone des marges passives, incluant toutefois les bassins post-collision. Les Formations de Binic, la Roche-Derrien et du Minard correspondent à des bassins en décrochement (marge continentale active) mais si l'on reporte les analyses données par Ingersoll (1978) sur des sédiments d'avant-arc alimentés soit par des massifs plutoniques (San Joaquin) soit par du matériel volcanique (Sacramento), on peut proposer par analogie un nourrissage pour les Formations de Binic et de la Roche-Derrien essentiellement plutonique et pour la Formation du Minard un mélange à la fois d'origine plutonique et volcanique.

6 - 3 - CONCLUSIONS

Tous les diagrammes pétrographiques de caractérisation géotectonique permettent de dégager certains points essentiels pour les sédiments briovériens de Bretagne Occidentale et Septentrionale.

- Le Briovérien de Bretagne Nord s'oppose de façon très nette au Briovérien de Bretagne Occidentale qui s'est déposé dans un contexte anorogénique (bassin en rifting et/ou post-collision).

- Les formations septentrionales présentent entre elles des différences qui semblent résulter d'une évolution. Situées dans un contexte beaucoup plus actif, leur site de dépôt ne peut cependant pas être rapproché d'un environnement actuel simple. Concernant la Formation de Binic il pourrait s'agir d'un bassin en rifting et/ou décrochement situé à proximité d'arc volcanique et alimenté en majorité par une masse continentale. Pour la Formation de la Roche-Derrien le site semble assez voisin, même si l'hypothèse du rifting est moins facile à soutenir. Les sédiments de

la Formation du Minard trouveraient plutôt leur origine dans un bassin en décrochement nourri essentiellement par un arc volcanique.

Ces différences peuvent être rapprochées également de celles observées dans un bassin d'arrière-arc : il existe une bipolarité dans l'alimentation des sédiments, essentiellement volcanique près de l'arc et à l'opposé plus quartzofeldspathique près de la masse continentale. Mais ces différences ne semblent pas jusqu'à présent avoir été prises en compte et n'ont donc pas été quantifiées.

Les données géochimiques, sédimentologiques et structurales doivent permettre d'affirmer ou confirmer ces interprétations.

III - LES FACIES FINS

Ces faciès constituent un outil appréciable pour l'analyse séquentielle car la finesse du matériel favorise l'observation des figures de litage. Cependant l'enregistrement de la nature et des variations de la zone source est nettement moins bon que dans les niveaux grossiers, c'est pourquoi leur étude a été conduite de manière plus succincte.

Très différemment représentés selon les formations étudiées - dominants en Bretagne Occidentale, les lutites ($<62\mu$) sont par contre peu développées dans la Formation du Minard - ces faciès sont généralement de couleur gris-bleu. Ils peuvent localement être assombris par augmentation du taux en minéraux opaques et/ou en matière organique (Baie de Douarnenez et Plage de Porz Naye en Bretagne Occidentale, Plage de la Banche dans la Formation de Binic).

La schistosité affecte les faciès fins à différents degrés selon les formations (Fig. 31) et se matérialise dans le cas d'une schistosité de fracture par une réorientation des minéraux opaques.

	Fracture Faible	Fracture Forte	Flux
MINARD	—————		
LA ROCHE-DERRIEN	—————		
BINIC	—————		
DOUARNENEZ			—————

Figure 31. - Degrés de schistosité pour chaque formation.

La granulométrie de ces lutites montre qu'il n'existe jamais de faciès argileux francs, la taille moyenne des particules étant toujours supérieure à 4μ ; il s'agit donc de siltites fines à grossières. Les éléments les plus grossiers correspondent à du quartz, des chlorites et des minéraux opaques tandis que la matrice comprend du quartz, des feldspaths, des chlorites et de l'illite et/ou des micas blancs (muscovite, séricite).

Pour les chlorites, les données obtenues par diffractométrie des rayons X ont été re-

portées dans le triangle d'Oinuma et al. (1972), qui permet d'approcher la composition chimique de ces minéraux (Fig. 32).

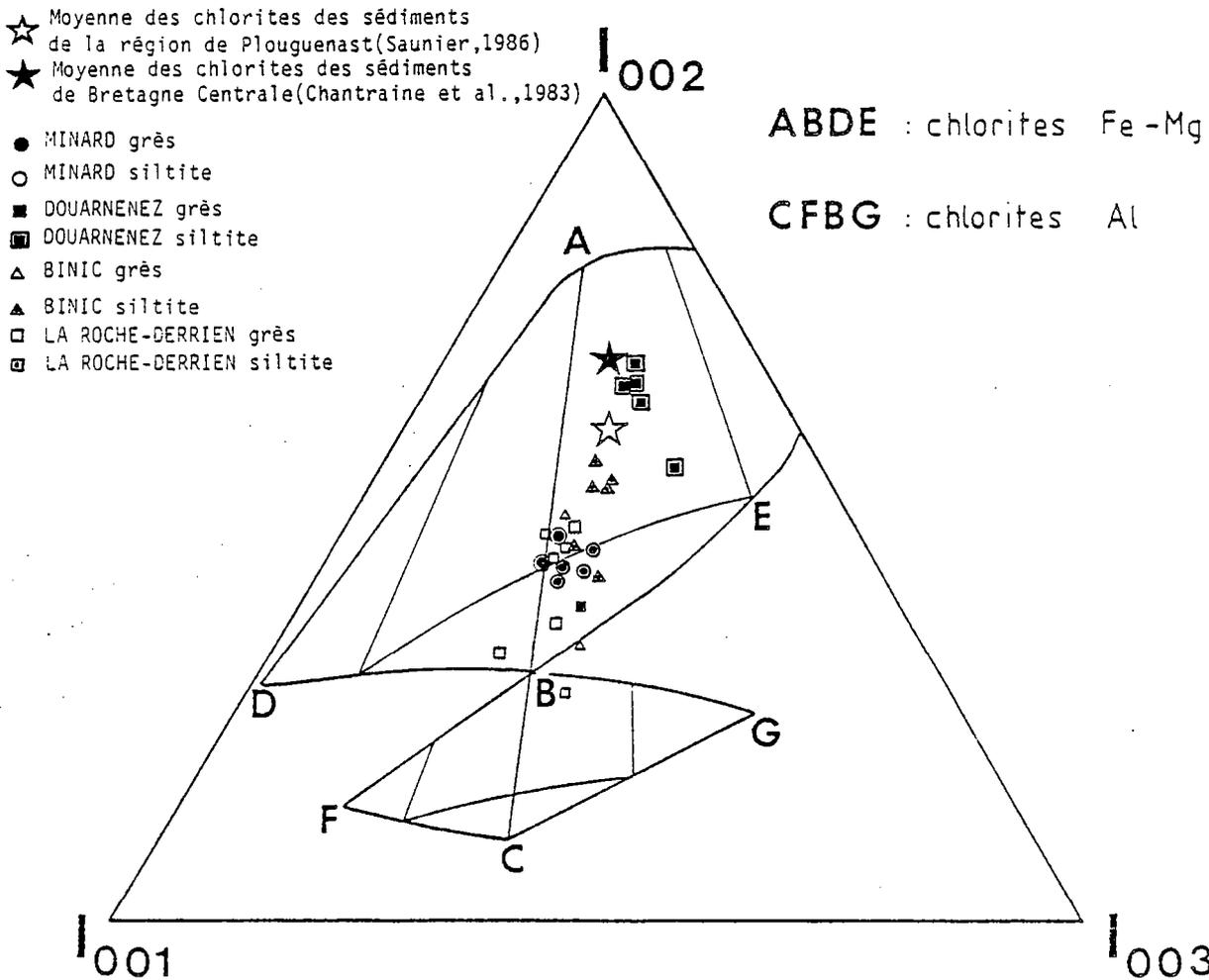


Figure 32. - Position des chlorites des sables et siltites des différentes formations dans le triangle d'Oinuma et al. (1972).

A = pôle ferreux ; B = pôle magnésien ; C = pôle alumineux.

On s'aperçoit que les chlorites des lutites ne sont pas spécialement différentes de celles des niveaux grossiers, excepté celles des milieux riches en pyrite à Porz Naye. Elles sont essentiellement magnésiennes voir alumineuses, même en Bretagne Occidentale - hormis celles de Porz Naye -, ce qui les distingue des chlorites des sédiments briovériens de Bretagne Centrale, beaucoup plus proches du pôle ferreux (Saunier, 1986 ; Chantraine et al., 1983).

Remarque. - Parmi les sédiments briovériens, ces faciès sont ceux qui ont le plus fréquemment livré des microsphères d'affinité biologique. L'étude de ces organismes (Mansuy, 1983) a permis de les attribuer à la classe des Cyanophycées (Algues bleues) et a également permis de différencier plusieurs espèces (En Bretagne Nord et en Normandie : uniquement *Sphaerocongregus variabilis* ; en Bretagne Centrale et Occidentale : *Sphaerocongregus variabilis* et plusieurs espèces de *Favosphaera*). Ces différences n'ont pas pu avoir de valeur stratigraphique mais la plus grande varié-

té d'espèces rencontrées en Bretagne Centrale et Occidentale laisse supposer pour ces terrains un milieu de dépôt plus oxygéné et moins confiné qu'au Nord.

Ces microsphères ne semblent pas présentes dans tous les sédiments briovériens puisque par exemple les Formations de la Roche-Derrien et du Minard se sont jusqu'à présent révélées stériles. Il faut toutefois signaler que des organismes ont été observés dans le Trégor dans des schistes noirs intercalés dans les tufs de Tréguier, à Lézardrieux, et ne présentant aucune affinité avec la Formation de la Roche-Derrien (voir photo, Pl. ph.). Ils présentent un agencement particulier, jamais rencontré ailleurs dans le Briovérien du Massif Armoricain, sous forme d'accumulations laminées, interprétées comme des mats algaires (Mansuy, 1983). Cette hypothèse, si elle se confirme, entraîne nécessairement un environnement de plate-forme pour les sédiments de Lézardrieux, constituant ainsi, s'ils sont autochtones, le seul témoin en Domnonée de dépôts précambriens de plate-forme.

IV - LES FACIES PARTICULIERS

IV - 1 - LES NIVEAUX D'AFFINITE VOLCANIQUE

Tranchant très nettement dans la sédimentation, certains niveaux d'affinité volcanique ont pu être reconnus. Il s'agit de fines passées jaune-beige, de puissance très réduite (quelques centimètres), visibles dans les Formations du Minard (Pointe de Minard et Porz Donan), de Binic (Plage de Binic et de Tournemine) et dans la Baie de Douarnenez (Sud de la Pointe de Talagrip essentiellement) (voir localisation fig. 33-35-36). Concernant ces derniers, leur description précise a été donnée par Darboux (1973) : celui-ci a montré qu'ils étaient constitués par un assemblage de quartz et de fuseaux sériciteux probablement feldspathiques à l'origine.

A Binic la composition de ces niveaux est assez similaire puisqu'ils sont formés par une matrice séricito-chloriteuse (20-40%) dans laquelle flottent des grains de quartz et plus rarement de plagioclases auxquels s'ajoutent des minéraux opaques. Le fond, comme à Douarnenez, apparaît recristallisé mais on distingue des formes reliques d'anciens minéraux, vraisemblablement des feldspaths.

Dans la Formation du Minard les constituants sont assez différents puisqu'on rencontre des plagioclases acides ($An < 30$), représentant environ 70% du total, très fréquemment perthitisés irrégulièrement donnant un aspect assez informe à ces minéraux. Ils présentent de plus des contours géométriques très anguleux et sont par ailleurs altérés par de la chlorite et/ou des micas blancs (Pl.2 photo 2). Aux plagioclases s'ajoutent des fragments de laves (spilites/kératophyres) ainsi que des minéraux opaques en amas (pyrite) et de l'apatite. Une matrice chloriteuse réunit tous ces éléments dans des proportions variant de 10 à 20%.

D'un point de vue granulométrique, il n'existe pas de classification détaillée pour les faciès volcanoclastiques mais on peut, par combinaison des tableaux établis pour les dépôts pyroclastiques (Schmid, 1981), et détritiques terrigènes, proposer les limites reportées dans le tableau 13.

Les niveaux volcanoclastiques de Binic et de Douarnenez correspondent à des tufs fins tandis que ceux du Minard constituent plutôt des tufs grossiers (0,8 mm en moyenne pour la taille des plagioclases).

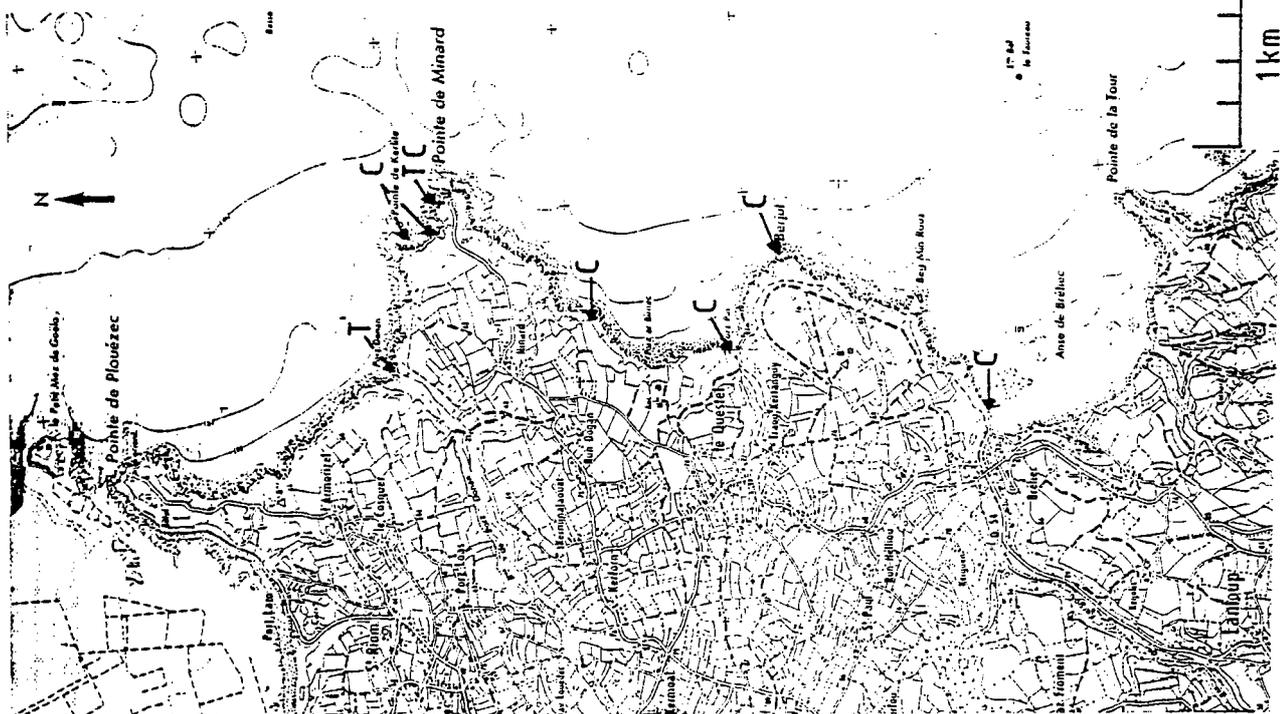


Figure 33. - Localisation des faciès particuliers dans la Formation du Minard (C = Carbonates, T = Tufts).

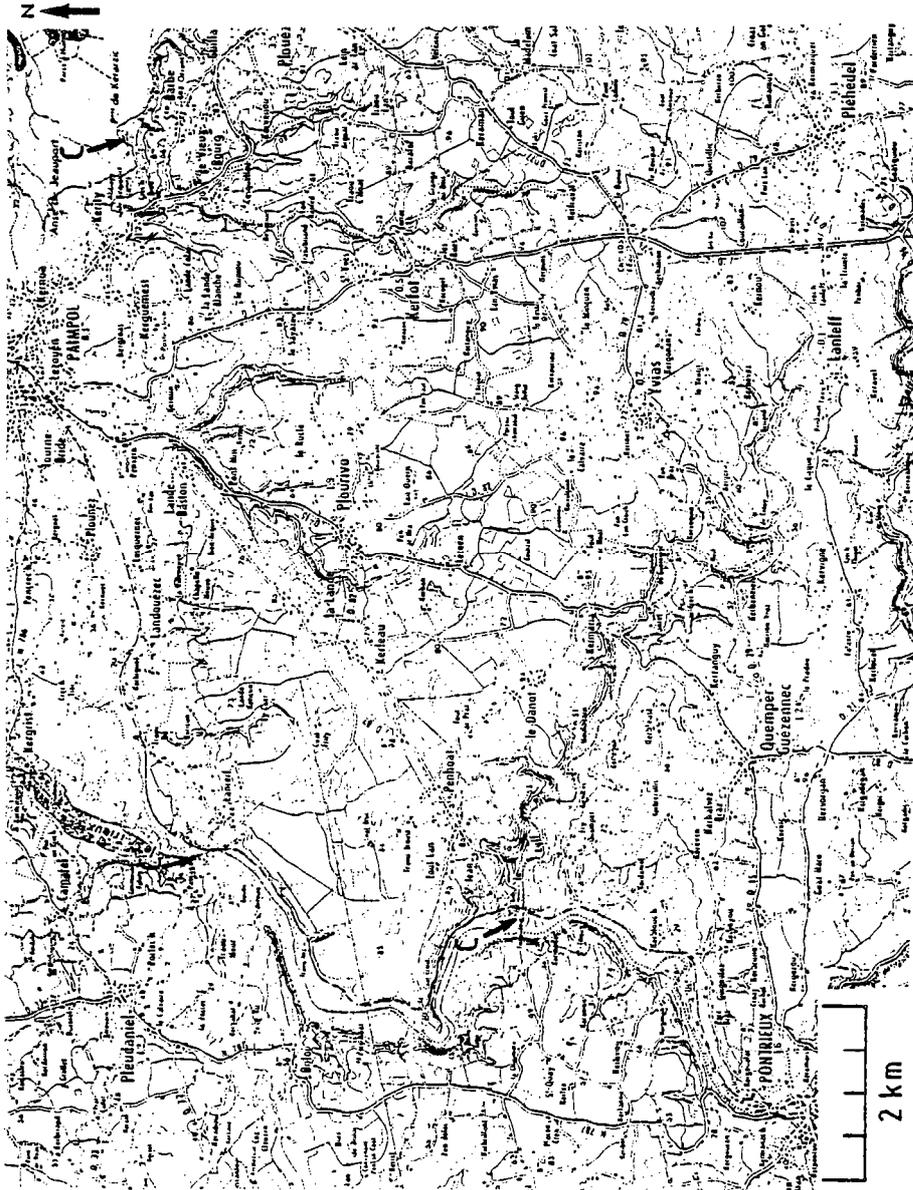


Figure 34. - Localisation des faciès particuliers dans la Formation de la Roche-Derrien (C = Carbonates).

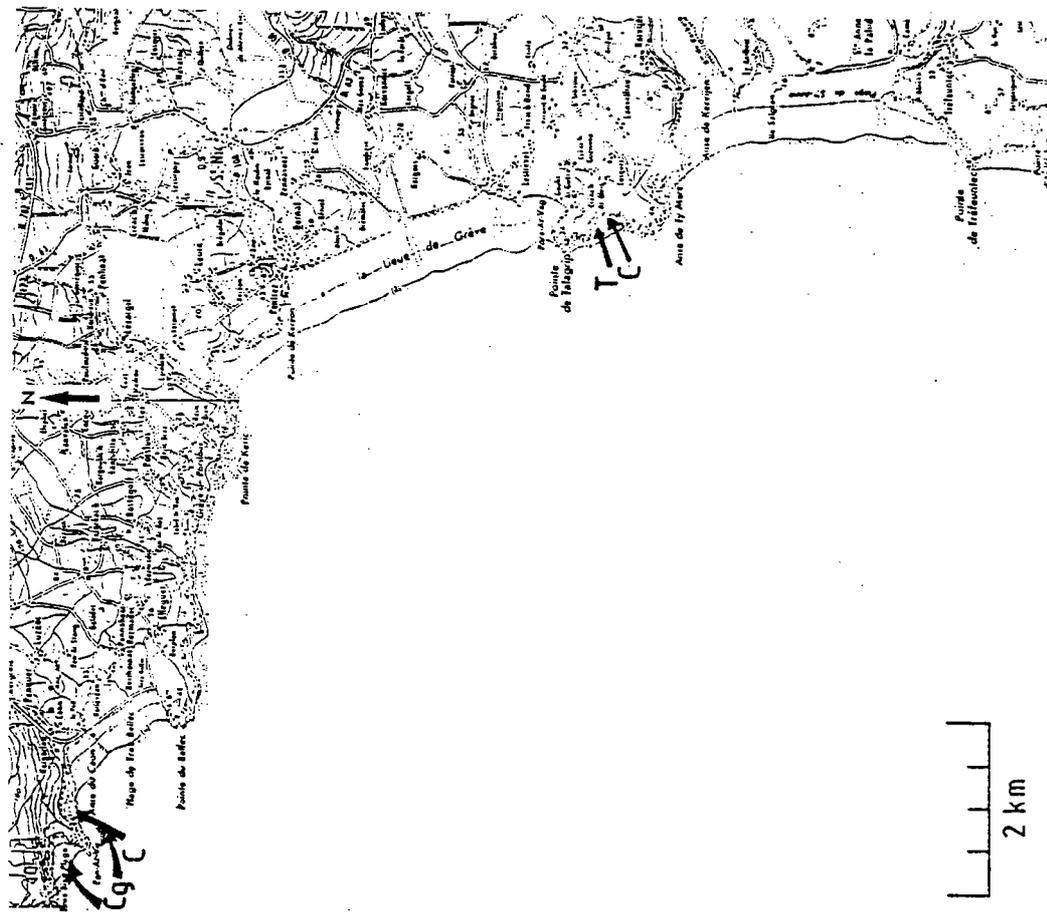


Figure 35. - Localisation des faciès particuliers dans la Baie de Douarnenez (C_g = Conglomerat ; C = Carbonates ; T = Tufs).

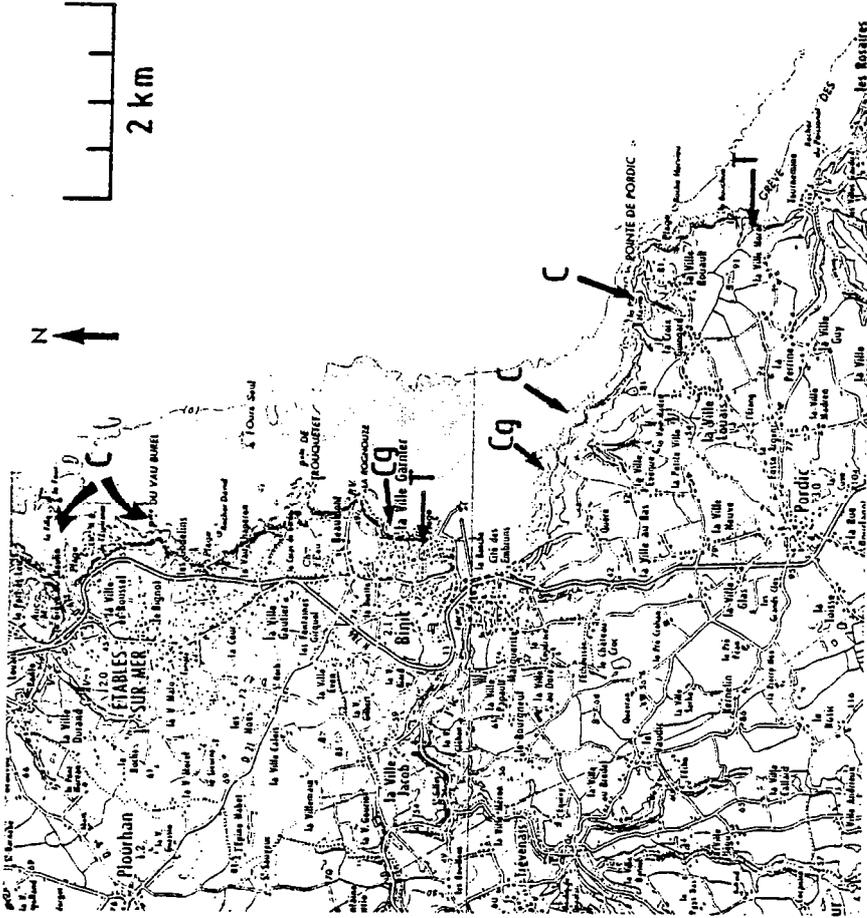


Figure 36. - Localisation des faciès particuliers dans la Formation de Binnic (C_g = Conglomerat ; C = Carbonates ; T = Tufs).

LIMITES GRANULOMETRIQUES	ROCHES CONSOLIDEES	
64 mm	Brèches volcaniques	
2 mm	Lapillis	
0,5 mm	Tufs	Tufs grossiers
0,064 mm		Tufs fins
0,030 mm		Tufs cinéritiques
	Cinérites	

Tableau 13. - Classification granulométrique des roches volcanoclastiques.

Ces niveaux se distinguent très nettement de la sédimentation environnante par leur composition pétrographique mais aussi par leur structure, en particulier au Minard où le faible développement des recristallisations permet une bonne observation. Dans ces tufs les éléments figurés, essentiellement des plagioclases, sont isométriques alors que les grès immédiatement sous et sus-jacents sont marqués par une nette hétérogénéité granulométrique. Le granoclassement qui est aussi une caractéristique des grès briovériens étudiés (cf. 3ème chapitre) est pratiquement inexistant dans les tufs. De plus ils sont systématiquement situés au sein de niveaux fins présentant des structures particulières semblant caractéristiques de milieux très calmes. La limite inférieure des tufs de la Formation du Minard n'est pas par ailleurs rectiligne, les phénocristaux de plagioclase présentant de remarquables figures d'enfoncement (Pl.2 photo 3)

L'ensemble des critères précédents ne semble pas compatible avec un transport par les courants de turbidité pour les particules volcaniques à la différence des sédiments (cf. 3ème chapitre). Par contre le fait de rencontrer ces niveaux dans des environnements calmes suggère plutôt un transport par voie aérienne (aucune usure, homogénéité de taille et de nature) puis une descente des particules par gravité à travers toute la colonne d'eau (Fig. 37).

Les cendres volcaniques ne sont alors enregistrées dans la sédimentation que lorsque les conditions de dépôt sont tranquilles, exemptés de toute turbulence. Ce type de transport a également été évoqué par Karig et Moore (1975) pour des tufs situés dans des bassins marginaux.

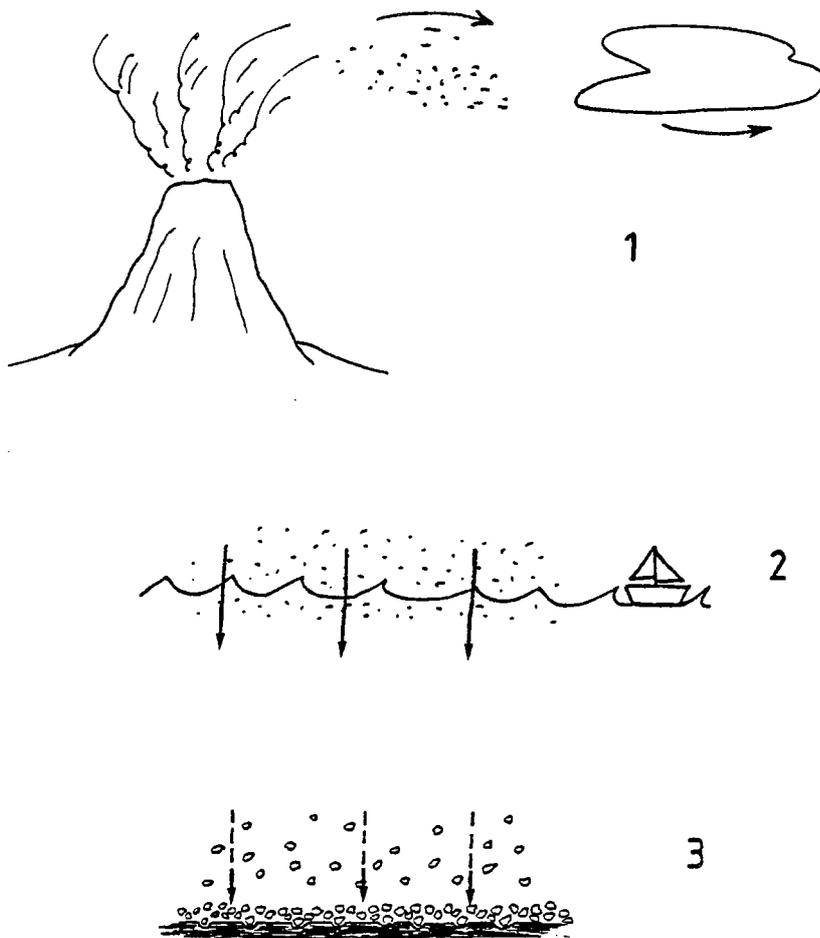


Figure 37. - Mode de mise en place des tufs.

IV - 2 - LES FACIES CARBONATES

Différents faciès carbonatés apparaissent au sein des sédiments briovériens (voir localisation fig. 33-34-35-36). Leur aspect sur le terrain est assez variable puisqu'on rencontre schématiquement les trois types suivants (Fig. 38) :

- a - des nodules marron et altérés, allongés parallèlement à la stratification. Ces nodules d'aspect boudiné se rencontrent uniquement en sommet de banc, dans les intervalles silteux (Fig. 38 A)
- b - des concrétions jaunes ou marron dont le grand axe est perpendiculaire aux strates. Elles apparaissent dans les faciès gréseux massifs et peuvent recouper des limites de bancs (Plage de Kerlite, Formation du Minard). Elles forment également à Binic des alignements discontinus, disposés soit suivant des plans de fracture soit parallèlement au litage (Fig. 38 B).
- c - des passées calcareuses aux limites verticales et latérales très diffuses, de couleur jaune paille, parfois même indiscernables au niveau de l'échantillon (Fig. 38 C).

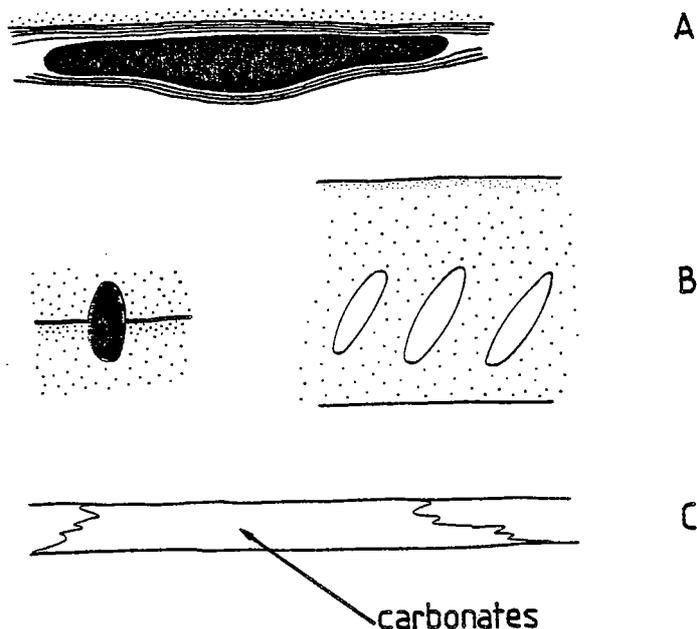


Figure 38. - Les 3 types de structures des faciès carbonatés.

Il convient de noter que certaines structures concrétionnaires se sont révélées totalement dépourvues de carbonates, aussi bien au microscope qu'aux Rayons X, alors que leur habitus est absolument identique aux autres. Des processus de lessivage très tardifs doivent sans doute être évoqués pour expliquer ce phénomène d'autant que la plupart des affleurements sont situés en bord de mer.

D'un point de vue pétrographique, il existe une relation entre le mode de gisement et la nature des carbonates. Ceux-ci semblent tous avoir une origine secondaire et s'être mis en place aux dépens de la matrice ou de certains grains monocristallins, quartz par exemple. Il ne s'agit donc pas au départ de lits calcaires recristallisés mais plutôt de grès ou siltites de composition identique au reste de la série cimentés diagenétiquement par des carbonates.

Le type a le plus précoce dans le temps puisque mis en place avant la fin de la consolidation - les concrétions sont moulées par les sédiments sous et sus-jacents -, est constitué par de la calcite.

Le type b semble plus tardif car il se développe lorsque le sédiment est déjà induré (les nodules peuvent être sécants aux interbanes). Il est fréquemment dépourvu de carbonates ; leur départ doit nécessairement être tardif puisque les nodules de la partie Nord de Binic métamorphisés par l'intrusion de la diorite de St Quay-Portrieux possédaient encore leurs carbonates vers 585 M. a.

Quant *au type c*, il est composé de dolomite magnésienne et/ou ferrifère (Bretagne Nord) ou de sidérite à Douarnenez. Il est remarquable de noter qu'en Bretagne Occidentale les minéraux secondaires sont tous riches en Fer (pyrite et sidérite).

Une étude, par coloration sélective, de la répartition des différents carbonates a été entreprise afin de visualiser leurs relations (Fig. 39). On s'aperçoit ainsi que la dolomite

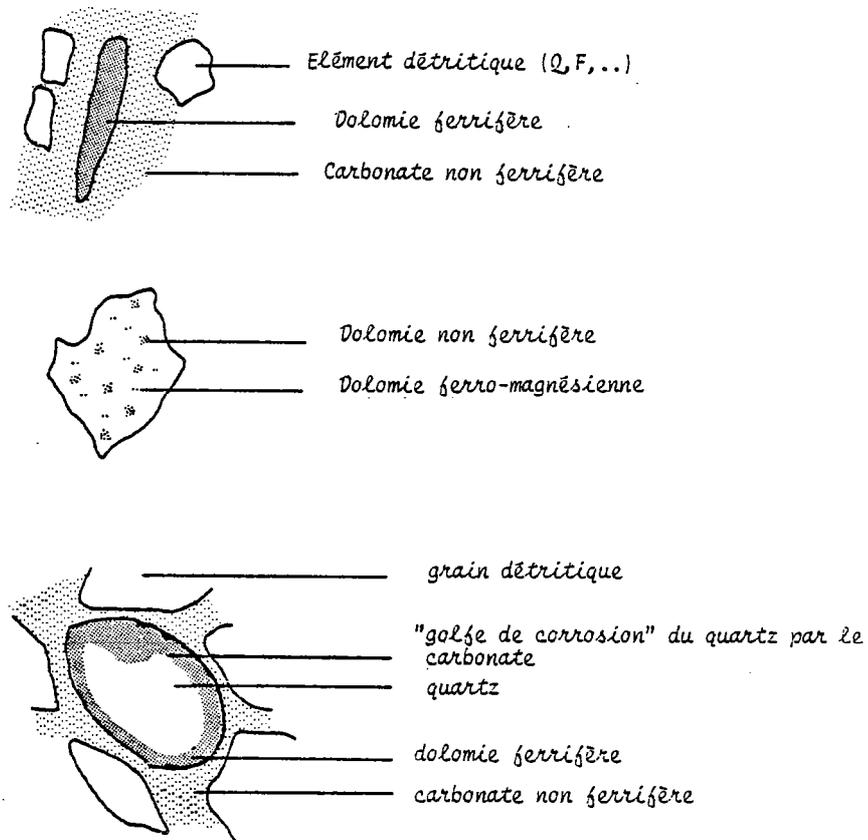


Figure 39. - Répartition des carbonates en lames minces. Résultats obtenus par coloration sélective (Méthode Evamy, 1963).

ferrifère remplace en partie ou totalement certains grains détritiques tandis que les carbonates magnésiens envahissent soit la matrice soit seulement une partie des grains.

IV - 3 - LES FACIÈS CONGLOMERATIQUES

Exceptionnellement représentés au sein des sédiments étudiés, des faciès conglomératiques apparaissent avec une extension toujours limitée (voir localisation fig. 35 et 36). On ne les rencontre que dans la Formation de Binic et dans la Baie de Douarnenez, ailleurs les faciès les plus grossiers sont constitués par des sablites grossières.

3 - 1 - EN BRETAGNE OCCIDENTALE

Les conglomérats sont localisés à proximité du volcanisme sous-marin interstratifié, entre Trez Bellec et Trez Bihan. On y reconnaît quatre faciès qui d'un point de vue granulométrique et textural peuvent être définis ainsi (Tabl. 14) :

TAILLE DES ELEMENTS (mm)	ROCHES MEUBLES FRANCAIS (ANGLAIS)	ROCHES CONSOLIDEES	
250	Blocs (boulder)	CONGLOMERATS	très grossiers
	Cailloux (cobble)		grossiers
65	Gros galets (coarse pebble)		moyens
	Petits galets (Fine pebble)		fins
4	Granules (granule)	Microconglomérat	
2			

Tableau 14. - Classification granulométrique des rudites.

- un conglomérat fin et un microconglomérat (niveau "poivre et sel" de Darboux) tous deux avec une texture de type "clast-supported"
- un conglomérat moyen et un conglomérat fin avec une texture de type "matrix-supported" correspondant selon les auteurs à des "schistes à galets" (descriptif) ou diamectites (sens génétique plus restreint). (voir tabl. 15).

		TRI	NATURE	USURE
Brèche de Trez Bihan		Faible	polygénique	Très faible
schistes à galets	Sud de Pen-Ar-Vir	Moyen	polygénique	Variable
	Nord de Trez Bellec	Très faible	polygénique	Très variable
Niveaux "poivre et sel"		Faible	polygénique	Très faible

Tableau 15. - Caractérisation morphoscopique des conglomérats de Douarnenez.

Les caractéristiques pétrographiques ont été données par Darboux (1974) et sont résumées sur le tableau 16.

Les analyses modales montrent (Tabl. 17) :

- d'une part l'enrichissement en débris de laves et l'absence de grains de phtanite pour le niveau situé sous les coulées de Pen Ar Vir, qui correspond presque à un conglomérat pyroclastique
- d'autre part que l'aspect poivre et sel des niveaux microconglomératiques résulte à la fois d'un enrichissement en débris de phtanite (15% contre 4-5% dans les grès) et d'une diminution de la matrice (5% au lieu de 35% dans les grès)

	Taille des éléments	% de matrice	Débris de Pitanite	Débris de Chert	Débris de laves	Débris de grès	Débris de schiste	Pelds-paths
Brèche de Trez Bihan	5 à 8 mm conglomérat fin	5 %	+	+		+		
	< 10 mm conglomérat fin	60%		+	+	+	+	
Schistes à galets	2 à 100 mm conglomérat moyen	74%	+	+		+	+	+
	3 à 4 mm microconglomérat	5 %	+	+		+	+	+

Tableau 16. - Nature des éléments des conglomérats de Douarnenez

qui pourrait être liée au développement précoce de carbonates (voir discussion p. 10 sur l'origine de cette diminution).

		Matrice + micas	Quartz	Débris de Phtanite	Débris chert	Feldspath	Débris Sédimentaire
NIVEAUX "POIVRE et SEL" (Darboux) (Denis)		43,2	53,9	4,1	6,9	2,1	0,9
		4,8	47,6	14,6	23	1,4	7,4
Schistes à galets	Sud Pen Ar Vir (Darboux)	65,3	23,2	-	6,4	-	5,1
	Nord Trez Bellec (Darboux)	73,8	15,7	3,8	5	1,1	0,6

Tableau 17. - Analyses modales des niveaux conglomératiques de Douarnenez.

3 - 2 - DANS LA FORMATION DE BINIC

Situé à l'extrémité Sud-Est de la Branche, un faciès particulier affleure dans un banc d'une puissance de 2 m. Les terminaisons latérales sont vraisemblablement lenticulaires mais les nombreuses failles qui découpent la série ne permettent pas de l'affirmer avec certitude.

Il est constitué par de gros éléments de 10-15 cm, très anguleux, noirs ou jaune-beige, flottant dans une matrice silteuse gris-bleu. Sur section sciée, l'individualisation des galets apparaît beaucoup moins évidente car les contacts entre matrice et éléments ne sont pas toujours très nets (Pl.7 photo 1).

La matrice silteuse est composée d'un assemblage de quartz, phyllites et minéraux opaques. Les éléments clairs correspondent à du quartz, des amas de micas blancs et de biotites brunes, dans lesquels on reconnaît parfois un fond feldspathique, et des fragments volcaniques. On note également dans ces fragments plus clairs une très grande abondance de minéraux opaques, principalement de la pyrite. Les "galets" sombres ne sont en fait pas très différents de la matrice puisqu'ils sont constitués de petits grains de quartz et de minéraux opaques non carbonés et peuvent être assimilés à des intraclastes.

L'aspect et la nature de ce matériel évoque plutôt une brèche volcanosédimentaire, hypothèse renforcée par le fait qu'à proximité de ce niveau on rencontre un sill de couleur jaune-beige d'allure très chaotique et mélangée. Il s'agirait de volcanites acides dont la mise en place serait sub-contemporaine de la sédimentation. Ce type de matériel pourrait correspondre aux fragments clairs de la brèche.

En dehors de ce niveau particulier on rencontre localement, en particulier à la base de certains bancs massifs, des passées microconglomératiques mais dont la composition ne diffère pas de celle des grès avoisinants.

Un autre faciès remarquable est constitué par du matériel à la fois microcongloméra-

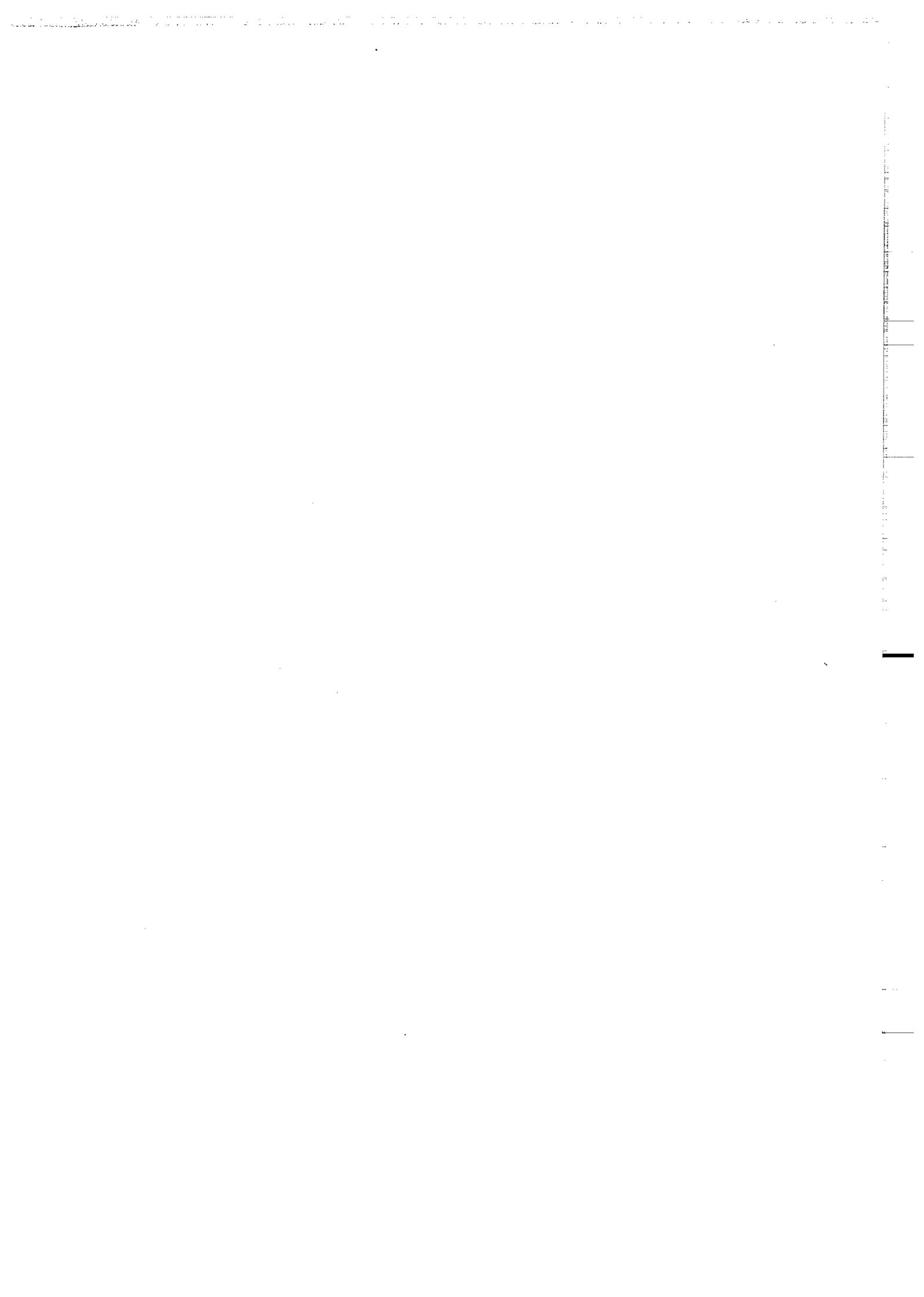
tique, carbonaté et tuffacé. Localisé au Sud de la Pointe de la Rognouze, il se distingue très nettement du reste de la sédimentation par son aspect blanchâtre. Les clastes, de 2 mm en moyenne, correspondent à des amas de quartz déchiqueté, de feldspaths, carbonatés à différents degrés et de grains microcristallins. Ils sont emballés dans une matrice à chlorites et micas blancs d'aspect fluidalisé. L'analyse par diffractométrie des rayons X a permis de détecter la présence de tridymite et de préciser la nature des carbonates : calcite et dolomite. Ce niveau ne semble pas s'être mis en place comme les autres faciès tuffacés (cf.IV-1) car des structures de fluidalité sont encore conservées, impliquant une plus grande influence du transport par l'eau.

V - CONCLUSION

L'analyse pétrographique des sédiments briovériens montre qu'ils sont pour la plupart d'origine détritique terrigène. En dehors des faciès les plus courants (sablites et siltites), on note la présence de niveaux particuliers:

- des niveaux carbonatés dans les quatre formations, ne constituant en aucun cas des repères stratigraphiques, en particulier les nodules.
- des niveaux conglomératiques, uniquement dans les formations de la Baie de Douarnenez et de Binic.
- des niveaux tuffacés, absents de la Formation de La Roche-Derrien.

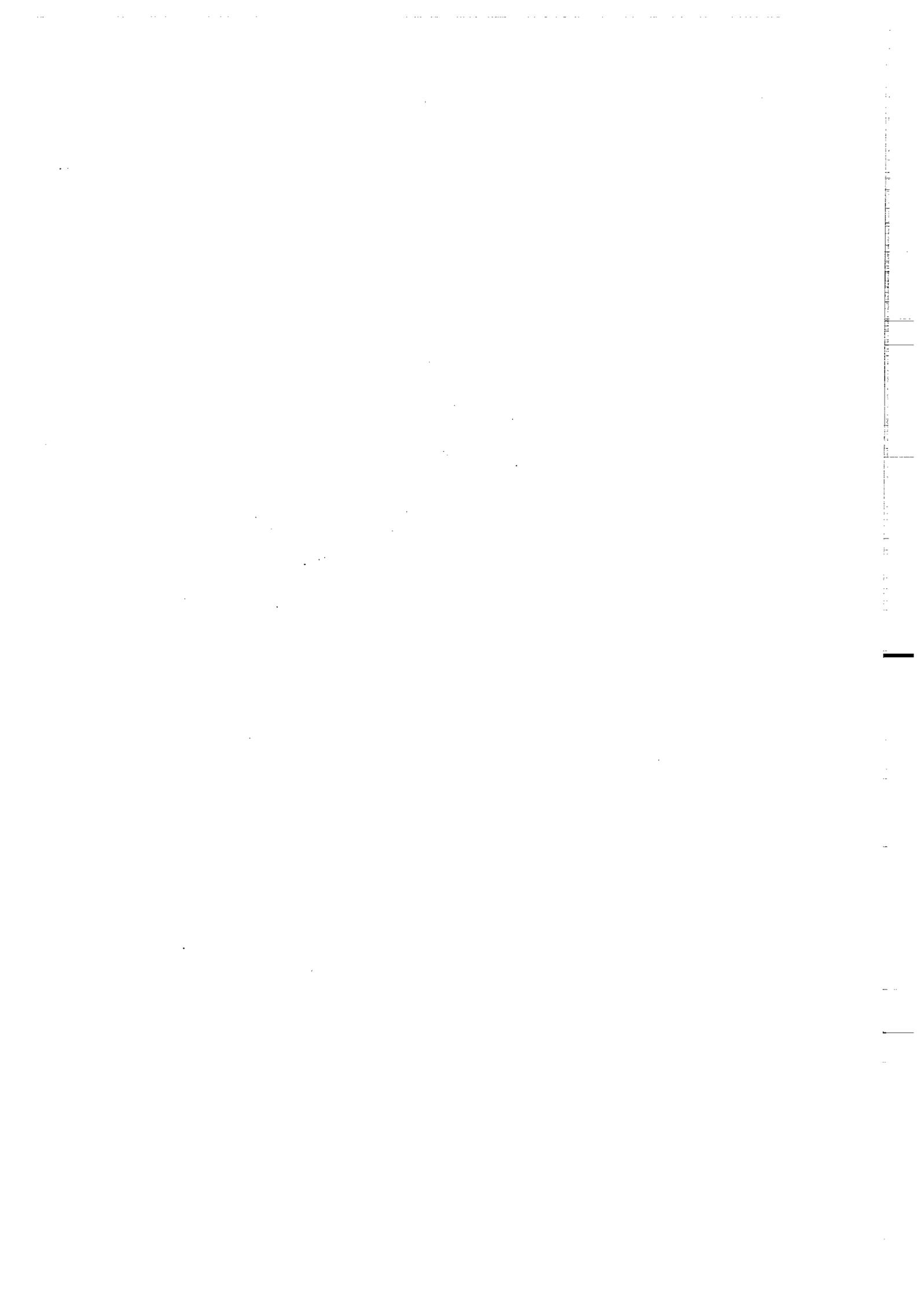
Les formations de Bretagne Nord sont à la fois greywackeuses et silteuses, tandis qu'en Bretagne Occidentale, les sédiments sont en majorité silteux. Il existe de plus des variations dans la nature et les proportions des constituants sableux de ces deux régions. Ces variations permettent d'envisager un contexte anorogénique pour le dépôt des sédiments de Bretagne Occidentale (bassin en rifting et/ou post-collision). Les formations septentrionales sont au contraire situées dans un environnement beaucoup plus actif mais ne peuvent être rattachées à un site unique de dépôt. Les différences observées en Bretagne Nord sont à mettre en relation avec une évolution spatiale et/ou temporelle.



2ème Chapitre

Etude

géochimique



I - INTRODUCTION

Une étude géochimique a été effectuée afin de compléter les informations fournies par l'analyse pétrographique. Elle a pour buts essentiels :

- de préciser la nature des sédiments
- de caractériser le (ou les) zone(s) et éventuellement de dégager une évolution entre les différentes formations
- de déterminer le site géotectonique du (ou des) bassins de dépôt.

Afin de mettre en évidence des variations à l'échelle des bassins, les analyses obtenues en Normandie et en Bretagne Centrale par Chantraine et al. (1982) ont été adjointes à cette étude géochimique. Les échantillons ont été prélevés par ces auteurs suivant de grandes coupes transversales dont la position est donnée sur la fig. 40 (coupes DG, uniquement dans le Briovérien post-phtanitique, EF, ABC en Normandie et Mayenne, Sérent, Janzé en Bretagne Centrale).

Le choix des échantillons a été guidé par leur représentativité au sein de la sédimentation, établie d'après l'étude pétrographique. Dans le but d'obtenir des informations homogènes, les analyses ont été conduites sur des sables de granulométrie comparable (grès moyens et fins). Les échantillons de siltites n'ont pas été retenus car leur minéralogie est trop monotone et donc peu significative (Blatt et al. 1980) (Fig. 41). Le prélèvement a été effectué en base de banc, là où la granulométrie a le plus de chances d'être élevée.

L'étude pétrographique faite dans le chapitre précédent visait elle aussi à caractériser la zone source cependant la détermination optique des éléments faite au microscope peut entraîner une sous-estimation de certains constituants. C'est le cas notamment des débris mafiques, très sensibles aux phénomènes secondaires (diagenèse, métamorphisme, altération...) et très facilement mobilisables dans la matrice (Schwab, 1975). L'analyse géochimique sur roche totale permet d'éviter ce genre d'écueil dans la mesure où les transformations postérieures au transport se font en système plus ou moins fermé, en particulier dans le cas d'alternances grès-siltites, peu perméables. La composition actuelle du sédiment est alors assez proche des

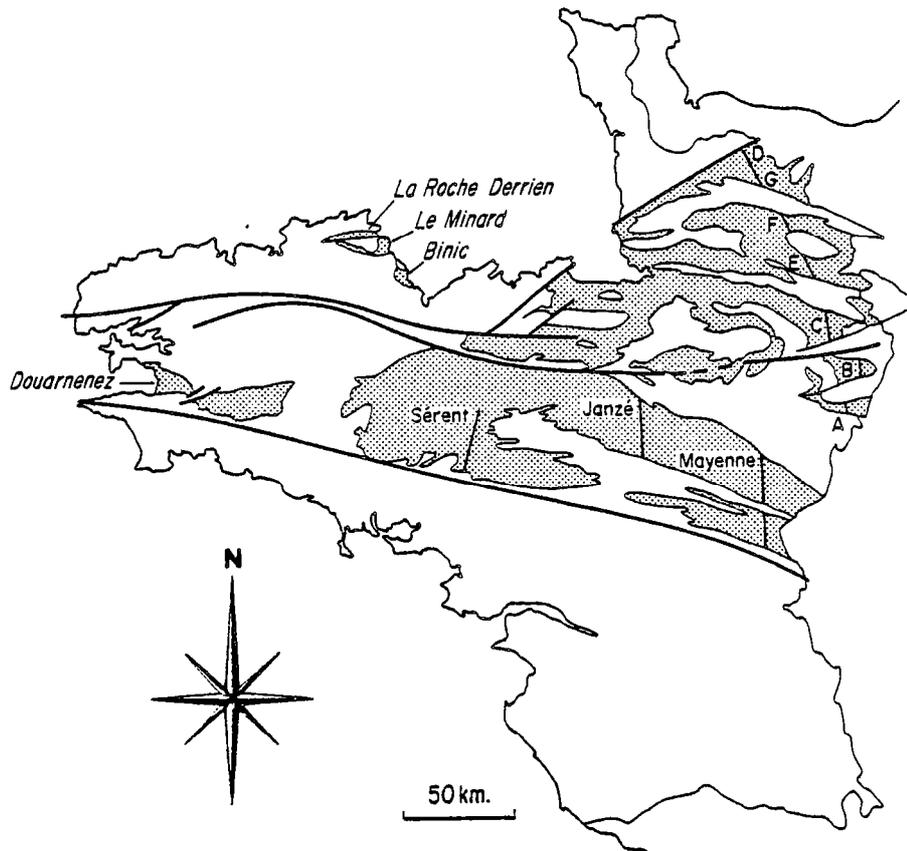


Figure 40. - Localisation des coupes dans le Massif Armoricain (coupes A B C D E F G en Normandie, coupes Sérent, Janzé, Mayenne en Bretagne Centrale).

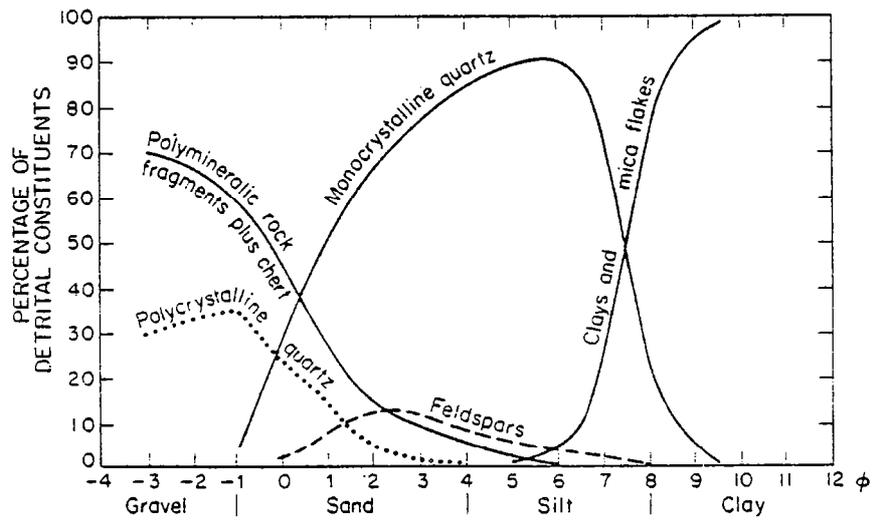


Figure 41. - Relation entre la taille du grain et la nature de la fraction détritique dans les roches détritiques terrigènes (d'après Blatt et al., 1980).

teneurs initiales. De plus le métamorphisme qui affecte les roches briovériennes étudiées ne dépassant pas le stade de l'épizone, on peut donc supposer que son influence sur la composition globale est relativement négligeable (Mehnert, 1969 ; Ronov et al., 1977).

II - NATURE GEOCHIMIQUE DES SEDIMENTS

II - 1 - LES ELEMENTS MAJEURS

1 - 1 - CARACTERISATION

Les valeurs obtenues (cf. tabl. 18) en Bretagne Nord et en Bretagne Occidentale montrent que ces deux ensembles se distinguent très nettement d'un point de vue géochimique. Les différences reposent essentiellement sur SiO_2 , Al_2O_3 et les éléments alcalins.

- SiO_2 : les teneurs sont relativement faibles en Bretagne Nord ($\approx 70\%$) et beaucoup plus élevées en Bretagne Occidentale ($\approx 84\%$). Il s'agit respectivement, d'après la classification de Crook (1974), de wackes à teneur intermédiaire en quartz et de wackes riches en quartz.
- Al_2O_3 : de l'ordre de 14% en Bretagne Nord contre 7% en Bretagne Occidentale avec comme conséquence des valeurs pour le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (indice de maturité) voisines de 5 en Bretagne Nord et supérieure à 10 en Bretagne Occidentale.
- Alcalins : $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$ en Bretagne Nord
 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2\%$ en Bretagne Occidentale.

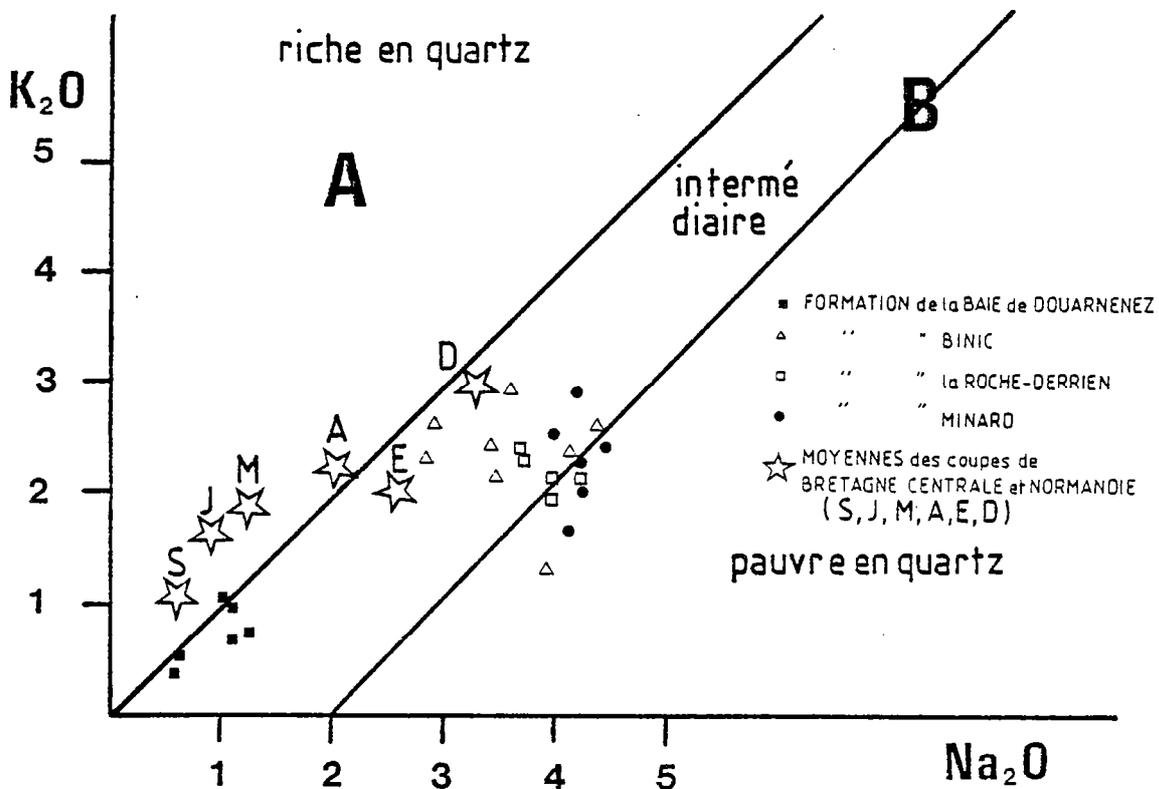


Figure 42. - Diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ avec position approximative des champs définis par Crook (1974) pour les greywackes (riche, pauvre, intermédiaire)
 A = champ des greywackes ; B = champ des arkoses donnés par Pettijohn et al. (1972).

FORMATION	MINARD										BINIC				
	A ₃	A ₂	A ₁	ED 12	85 - 36	84 - 73	A ₈	A ₇	20/2	25/2	26/1	28/1	33/1	85 - 39	
N° ECH.															
SiO ₂	70,79	70,56	71,42	71,34	73,52	68,16	66,85	65,56	67,69	62,43	62,91	69,73	70,47	7,31	
Al ₂ O ₃	13,49	15,13	13,70	13,47	12,98	4,48	14,66	15,83	14,71	14,06	15,57	13,89	13,14	12,96	
Fe ₂ O ₃	3,94	3,55	4,56	3,40	3,80	5,00	5,42	5,21	5,18	6,91	6,63	4,77	5,05	4,10	
MnO	0,06	0,04	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,09	0,08	1,78	0,12	0,05	0,12	0,04	
MgO	1,39	1,33	1,79	1,27	tr	2,28	2,27	2,23	1,91	1,92	2,78	1,54	0,53	0,26	
CaO	0,10	0,12	0,07	0,40	0,18	0,44	0,73	0,26	1,37	2,66	1,93	0,60	1,18	0,06	
Na ₂ O	4,01	4,09	4,04	4,28	4,09	3,87	3,44	4,20	3,30	3,74	2,76	4,02	2,72	3,33	
K ₂ O	2,29	2,91	1,69	2,41	2,02	2,53	2,90	2,55	2,42	1,29	2,53	2,34	2,27	2,10	
TiO ₂	0,59	0,42	0,67	0,55	0,47	.62	0,82	0,65	0,62	0,78	0,78	0,6	0,61	0,65	
P ₂ O ₅	0,28	tr	0,13	0,15	0,1	.21	tr	tr	0,17	0,20	0,17	0,15	0,16	0,16	
P. F.	1,80	1,94	2,30	1,52	1,88	2,10	2,04	2,38	1,63	3,48	3,14	2,25	3,21	2,25	
Total	98,74	100,09	100,44	98,85	99,10	99,77	99,20	98,96	99,08	99,25	99,32	99,94	99,47	99,01	

FORMATION	LA ROCHE-DERRIEN							DOUARNENEZ						
	A ₆	A ₅	A ₄	84 - 68	83 - 16	II	III	IV	V	85 - 49	VII			
N° ECH.														
SiO ₂	69,02	71,29	71,42	74,40	67,85	83,90	87,20	82,00	85,00	80,77	82,50			
Al ₂ O ₃	13,98	13,06	13,34	12,33	13,90	6,75	5,34	8,45	5,12	7,60	7,82			
Fe ₂ O ₃	5,17	4,26	4,81	3,22	5,51	3,6	3,61	4,58	5,63	6,19	4,04			
MnO	0,08	0,07	0,07	0,05	0,09	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02			
MgO	1,94	1,76	1,65	1,58	2,30	0,96	1,24	1,48	1,32	tr	1,29			
CaO	0,10	0,56	0,06	0,03	0,93	0,03	0,04	0,04	0,04	tr	0,08			
Na ₂ O	3,55	3,86	3,86	3,61	4,15	1,25	0,63	1,04	0,58	1,09	1,07			
K ₂ O	2,38	2,14	1,95	2,29	2,29	0,77	0,54	1,06	0,37	0,71	1,02			
TiO ₂	0,79	0,71	0,79	0,5	0,75	0,46	0,29	0,39	0,14	0,5	0,32			
P ₂ O ₅	tr	0,18	tr	0,16	0,47	nd	nd	nd	nd	0,05	nd			
P. F.	2,41	2,17	2,01	1,66	1,8	2,03	1,63	1,87	1,95	2,18	2,01			
Total	99,42	100,06	99,96	99,83	100,04	99,76	100,54	100,94	100,18	99,12	100,17			

Tableau 18. - Résultats de l'analyse chimique des sédiments de Bretagne Nord et Occidentale.

L'opposition entre les deux domaines est particulièrement bien illustrée par le diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Fig. 42) où les sédiments de Bretagne Nord sont tous situés dans le champ des greywackes (intermédiaires ou pauvres en quartz), ceux de Bretagne Occidentale étant intermédiaires entre arkoses (ou wackes riches en quartz) et greywackes.

A côté de ces différences importantes, d'autres variations peuvent être mises en évidence.

Les teneurs en TiO_2 sont assez variables mais montrent une évolution entre la Bretagne Occidentale ($0.14 < \text{TiO}_2 < 0.46\%$) et la Bretagne Nord ($0.42 < \text{TiO}_2 < 0.82$) et entre les différentes formations septentrionales : Formation du Minard ($0.42 < \text{TiO}_2 < 0.67$), Formation de la Roche-Derrien ($0.5 < \text{TiO}_2 < 0.79$), Formation de Binic ($0.6 < \text{TiO}_2 < 0.82$).

Les teneurs en P_2O_5 sont dans l'ensemble inférieures à 0.2% sauf dans l'analyse 83.16 ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.47\%$) qui correspond à un échantillon enrichi en grosses apatites détritiques comme en témoigne la teneur également plus élevée en CaO ($= 0.93\%$).

La comparaison avec les données de la littérature permet de rapprocher les wackes de Bretagne Nord des greywackes (Pettijohn, 1963), la seule divergence étant la très faible teneur en calcium des sédiments briovériens (Tabl. 19). Les wackes de la Baie de Douarnenez ne

	La Roche Derrien	Binic	Minard	Douarnenez	A	B	C
SiO_2	70.79	67.34	70.96	83.56	66.7	66.1	88.82
Al_2O_3	13.32	14.33	13.87	6.84	13.5	8.1	5.88
Fe_2O_3	4.59	5.45	4.04	4.61	5.49	5.35	1.89
MnO	0.07	0.29	0.06	0.02	0.1	0.1	0.02
MgO	1.84	1.68	1.34	1.05	2.1	2.4	0.83
CaO	0.33	1.10	0.21	0.04	2.5	6.2	0.39
Na_2O	3.81	3.42	4.07	0.94	2.9	0.9	0.69
K_2O	2.21	2.29	2.30	0.74	2.0	1.3	1.18
TiO_2	0.70	0.68	0.55	0.35	0.6	0.3	0.39
P_2O_5	0.26	0.13	0.15	-	0.2	0.1	0.09
P. F.	2.01	2.54	1.92	1.94	3	4.3	-
Total	99.93	99.25	99.47	100.09	99.09	95.15	100.18

Tableau 19. - Comparaison des moyennes des quatre formations avec les compositions les plus proches (A = greywacke de Pettijohn, 1963 ; B = arénite lithique de Pettijohn, 1963 ; C = greywacke riche en quartz de Crook, 1974).

s'apparentent pas à une composition typique mais se rapprocheraient plutôt des arénites lithiques (Pettijohn, 1963) ou des greywackes riches en quartz (Crook, 1974) avec cependant Fe_2O_3 trop élevé et K_2O trop bas dans ces sédiments briovériens.

Le diagramme de classification chimique des grès (s. l.) établi par Pettijohn et

al. (1973) permet d'exprimer le degré de maturité des roches à partir des oxydes (SiO_2 et K_2O) contenus dans les grains stables (quartz, feldspath potassique) et des oxydes (Na_2O et Al_2O_3) contenus dans les grains labiles (plagioclases, micas, fragments lithiques). Dans ce diagramme (Fig. 43), les sédiments de Bretagne Nord se dispersent dans le champ des greywackes et ceux de

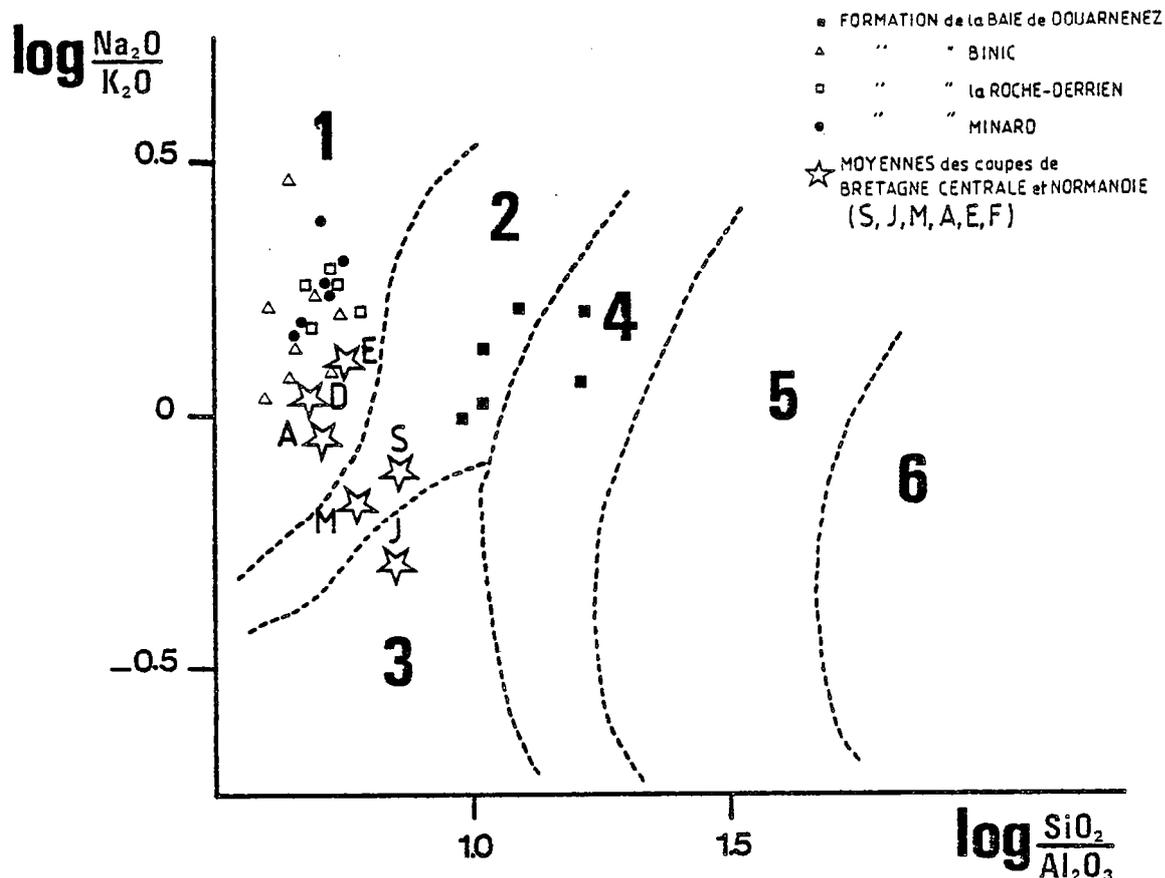


Figure 43. - Classification chimique des grès (d'après Pettijohn et al. 1973)
 1 : Graywacke ; 2 : Arénite lithique ; 3 : Arkose ; 4 : Subarkose ; 5 : Arénite sublithique ; 6 : Quartz arénite.

la Baie de Douarnenez entre celui des arénites lithiques ou celui des sublithiques.

Dans la classification de Blatt et al. (1980), faisant intervenir les éléments ferromagnésiens et alcalins, et applicable à des roches contenant plus de 5% d' Al_2O_3 , toutes les roches briovériennes étudiées se situent dans le champ des greywackes (Fig. 44). On observe sur cette représentation triangulaire l'enrichissement en ferromagnésiens en Bretagne Occidentale qui est responsable de la position de ces sédiments dans le champ des greywackes.

Les phases minéralogiques étant présentes sous de nombreuses formes dans les sédiments étudiés, leur recherche systématique à partir de la composition chimique n'a pas été entreprise. En effet, si l'on prend l'exemple de la chlorite, on sait d'après l'étude pétrographique qu'elle peut se rencontrer au moins sous 3 aspects différents :

- dans la matrice le plus fréquemment

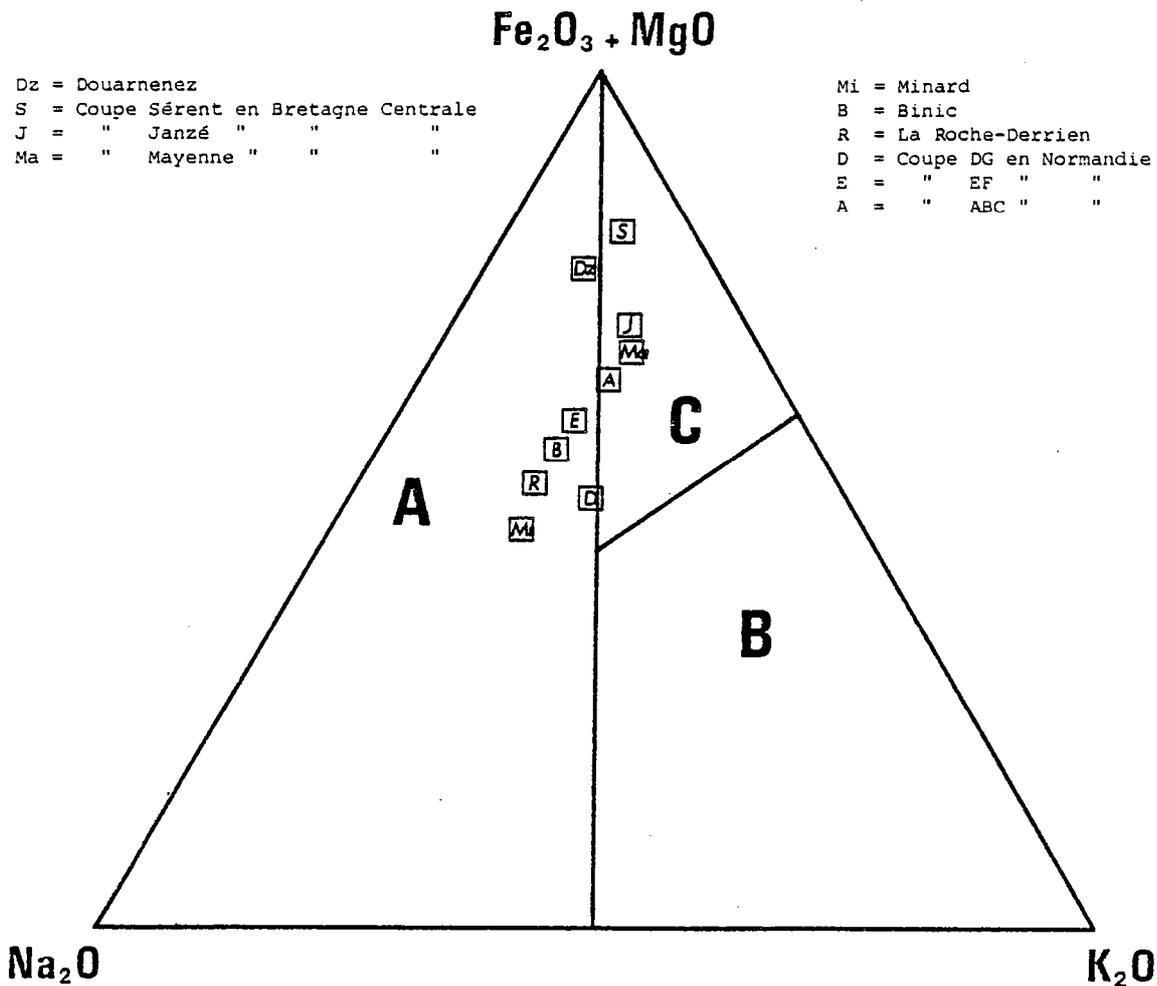


Figure 44 Classification des roches détritiques contenant plus de 5% d'Al₂O₃ (Blatt et al., 1980) A = greywackes ; B = arkoses ; C = grès lithiques.

- en tant qu'élément individuel détritique
- dans certains fragments, volcaniques en particulier.

L'évolution et les proportions relatives de ces 3 types n'étant pas nécessairement liées, une corrélation entre les constituants de la chlorite n'indiquera pas nécessairement quelle est la nature des chlorites responsables d'une telle évolution.

Sur le diagramme Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) (Fig. 45), on constate simplement que dans les wackes de Bretagne Occidentale, les alcalins semblent essentiellement liés à des phyllosilicates (type Illite) tandis qu'en Bretagne Nord les alcalins entrent dans la composition de minéraux phyllosilicatés mais surtout dans celle des feldspaths. Ces observations rejoignent les résultats obtenus à partir des analyses modales (cf. chap. précédent) révélant les très faibles teneurs en feldspaths dans la Baie de Douarnenez.

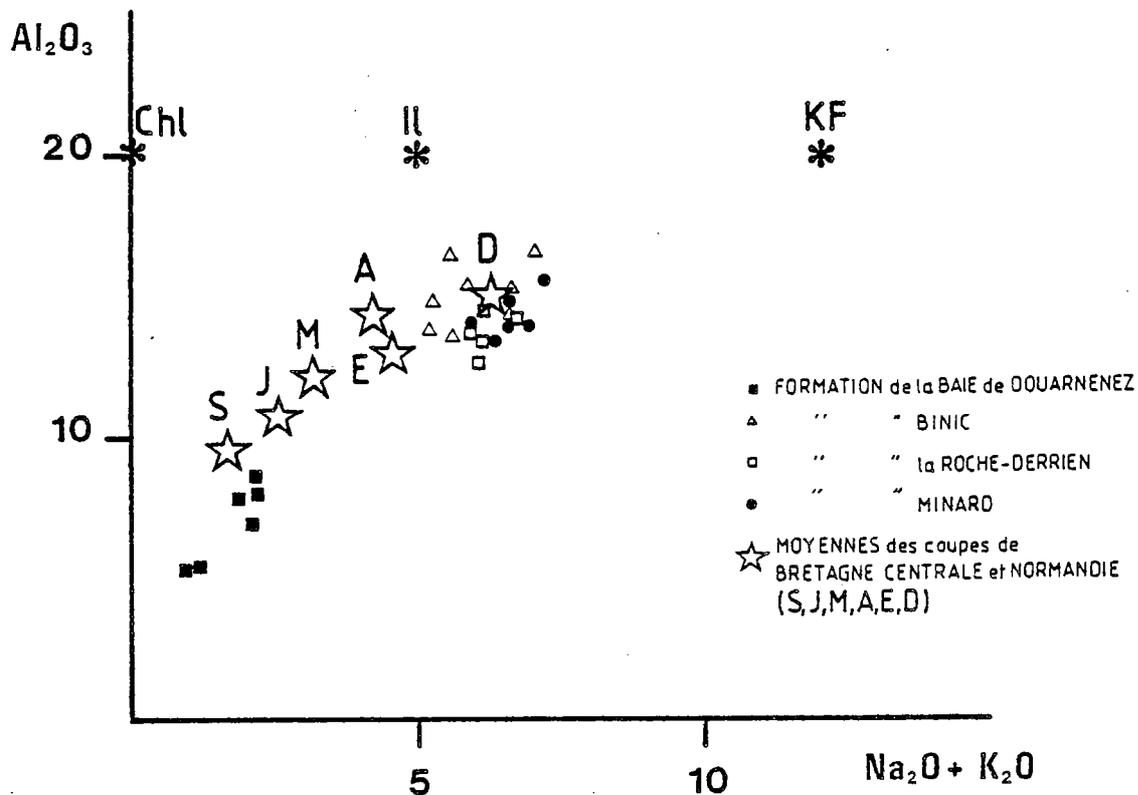


Figure 45. - Diagramme Al_2O_3 en fonction de $Na_2O + K_2O$
 Chl : chlorite ; Ill : illite ; KF : feldspath alcalin.

1 - 2 - DISCUSSION SUR LA TENEUR EN CaO

Différentes hypothèses peuvent être proposées pour expliquer les teneurs anormalement basses en CaO observées dans les sédiments briovériens par rapport aux compositions moyennes fournies par la littérature :

- soit les roches au moment de leur dépôt étaient déjà appauvries en Ca
- soit les teneurs initiales étaient plus élevées mais le calcium a été remobilisé lors des phénomènes secondaires.

On sait (cf. 1er chap.) qu'il existe des niveaux ou des structures enrichies en minéraux secondaires riches en Ca (carbonates ou épidote ou grenat). Mais ces minéraux, en dehors des épidotes de déstabilisation des plagioclases n'ont pas cristallisé nécessairement à partir du matériel sédimentaire et peuvent avoir été engendrés par des fluides d'origine externe. Auvray (1979) évoque pour les Ignimbrites de Lézardrieux - situées dans le Trégor et datées à 557 ± 9 M.a. - qui sont également appauvries en Ca, des phénomènes de lessivage hydrothermal contemporains du volcanisme et entraînant la disparition des carbonates dans ces volcanites. Des processus hydrothermaux peuvent donc être considérés comme responsables, au moins en partie, de la précipitation locale des carbonates dans les sédiments briovériens silicocarbonatés. D'autre part Hiscott (1979) a signalé dans des séries turbiditiques que les intrusions clastiques de grès s'accompagnent

de fluides. La présence de structures enrichies en calcium n'est donc pas nécessairement un argument en faveur de la disparition secondaire des carbonates à partir du matériel sédimentaire.

Afin de tester le rôle de l'altération dans la teneur en CaO on peut utiliser l'index d'altération chimique (C.I.A.) mis au point par Nesbitt et Young (1982) et basé sur le rapport

$$\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}, \text{ où } CaO^+ \text{ correspond au calcium présent uniquement dans les silicates.}$$

Si l'on considère que tout le phosphore est contenu dans les apatites, on peut retrancher la part de calcium associé et calculer les valeurs de l'indice C.I.A. à partir des teneurs résiduelles en CaO. Sur le diagramme $Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^+ + Na_2O + K_2O)$ (Fig. 46) on s'aperçoit que les sédiments

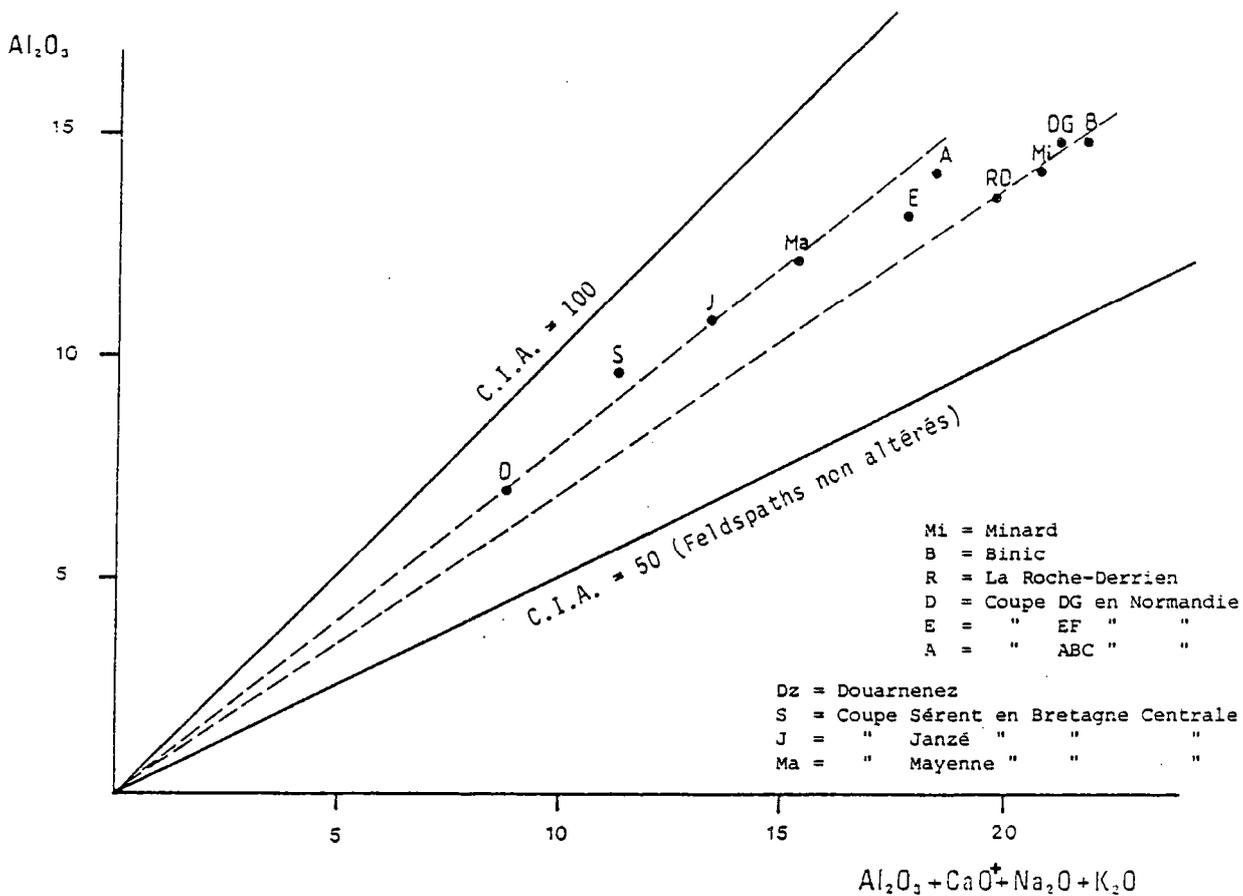


Figure 46. - Diagramme exprimant l'indice d'altération (C.I.A.) de Nesbitt et al. (1982).

de Bretagne Nord et de Normandie Nord ont sensiblement le même degré d'altération, relativement modéré (C.I.A. \approx 0,70) tandis que ceux de Bretagne Occidentale et Centrale ont des indices beaucoup plus élevés ($>$ 0,73).

L'altération subie par les roches du domaine domnonéen qui aurait pu favoriser le départ des carbonates, ne semble pas avoir été suffisamment importante pour influencer les teneurs actuelles en CaO.

Blanchet (1977) signale la rareté des dépôts carbonatés dans les sédiments récents d'arrière-arc, même au-dessus du volcanisme distensif et l'oppose à la sédimentation océanique actuelle dans laquelle les premiers sédiments déposés sur les rides sont des carbonates. Blanchet propose plusieurs hypothèses pour expliquer cette situation qui peut être liée soit à des conditions climatiques soit à la plus faible profondeur du niveau de compensation des carbonates dans ce type de bassins soit au manque de circulations profondes, imputable à la taille du bassin et à son caractère fermé, entraînant des conditions relativement anaérobies. La présence assez courante de pyrite, dans les formations du domaine domnonéen pourrait être un argument en faveur de cette dernière hypothèse.

Une composition originellement pauvre en CaO apparaît donc plus plausible dans les sédiments briovériens, argumentée de plus par le fait qu'il existe peu de minéraux susceptibles d'avoir été décalcifiés (une bonne partie des feldspaths est perthitique, n'ayant jamais pu être plus riche en calcium).

II - 2 - LES ELEMENTS TRACES ET LES TERRES RARES

Les dosages des éléments traces (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Rb) ont été effectués au C.R.P.G. de Nancy sur 15 échantillons prélevés dans les 4 formations étudiées ici. Les éléments (U, Th, Ta, Hf, Cs, Sc) et les Terres Rares ont été dosés par activation neutronique à Saclay sur des échantillons (9) rapportés au Briovérien supérieur et répartis sur l'ensemble des 3 domaines structuraux (Domnonée, Normandie et Bretagne Centrale) sauf l'échantillon de Bretagne Occidentale dont le dosage des Terres Rares a été effectué au C.R.P.G. de Nancy. Toujours dans un souci de comparaison, les analyses ont porté sur des grès (s. l.) choisis pour leur représentativité.

L'intérêt de ces éléments provient du fait qu'ils montrent pour la plupart une très faible mobilité vis-à-vis des phénomènes d'érosion et d'altération (Bonnot-Courtois, 1981 ; Steinberg et Courtois, 1976) et du métamorphisme, et qu'ils ont aussi en général un temps de résidence dans l'eau très court (Taylor et McLennan, 1985). Ils permettent ainsi d'approcher assez fidèlement la composition de la zone d'alimentation.

2 - 1 - LES ELEMENTS TRACES

Les résultats des analyses des 4 formations montrent tout d'abord : Tabl. 20 et Tabl. 21 :

- la grande richesse en Baryum des sédiments de Bretagne Nord (460 à 1072 p. p. m.) et en Strontium (83 à 320 p. p. m.)
- des teneurs moyennes en Rubidium mais néanmoins largement supérieures à celle de Douarnenez (entre 50 et 92 p. p. m. contre 20 p. p. m.).

Ces cations sont généralement liés aux minéraux alumineux sodipotassiques (Illite et feldspaths alcalins) par substitution avec K ou Na. La matrice de corrélation (Tabl. 22) effectuée sur les analyses de Bretagne Septentrionale et Occidentale met en évidence ces substitutions : Ba est liée à Na₂O (r = .8) et K₂O (r = .84)

Rb est liée à K₂O (r = .91)

et Sr est liée de façon plus atténuée avec Na₂O (r = .68)

Formation	BINIC			MINARD					LA ROCHE-DERRIEN					DOUARNENEZ	
	N° ECH.	A ₈	A ₇	85-39	A ₃	A ₂	A ₁	ED 12	85-36	84-75	A ₆	A ₅	A ₄	84-68	83-16
Ba	729	1072	559	831	871	460	904	656	818	641	675	603	557	823	124
Co	< 10	< 10	14	< 10	65	27	11	10	14	< 10	< 10	13	12	15	26
Cr	103	101	95	101	45	121	96	70	79	124	118	160	57	105	63
Cu	35	36	24	68	> 150	> 150	< 10	< 10	< 10	51	41	47	< 10	13	31
Ni	30	25	45	34	48	46	28	38	37	27	41	39	27	42	62
Sr	186	188	85	241	139	181	192	199	283	235	242	182	159	520	27
V	131	134	96	117	< 10	92	54	67	67	154	148	131	42	113	80
Rb	82	65	56	64	92	52	61	50	56	63	52	59	59	54	20

Tableau 20. - Teneurs en éléments traces dans les formations de Bretagne Nord et Occidentale.

Formation	BRETAGNE NORD			BRETAGNE OCCIDENTALE ET CENTRALE				NORMANDIE		
	BINIC	MINARD	LA ROCHE DERRIEN	DOUARNENEZ	SERENT	JANZE	MAYENNE	DG	EF	BE-N
N° ECH.	A ₇	A ₂	A ₅	85-49	S 1091	J 711	Moyenne de M 212 et M 551	2191	1532	
U	1.3	3.1	2.0	-	2.8	2.3	2.3	2.4	2.5	2.3
Th	7	8.4	9.0	-	9.0	8.7	8.5	9.8	8.2	10.6
Ta	0.8	1.35	1.02	-	0.99	0.95	0.78	0.95	0.87	6.71
Hf	5.7	6.6	10.4	-	6.4	6.5	5.15	5.0	6.3	6.1
Cs	1.4	2.1	1.3	-	2.4	2.3	2.9	3.6	4.2	0.7
Sc	10.8	7.4	12.1	-	12.6	11.8	8.2	8.3	12.0	25.3
La	23.8	26.3	32.6	19.79	26.9	29.9	28.25	27.3	26.5	80.2
Ce	70.5	55.0	80.5	30.29	63.0	70.1	61.25	53.8	45.2	157.3
Sm	3.31	4.17	4.75	3.43	5.27	5.01	4.27	4.08	3.63	9.0
Eu	1.00	0.94	1.49	0.71	1.38	1.38	0.95	0.99	0.91	3.66
Yb	1.76	1.52	2.43	1.77	2.61	2.51	1.80	1.70	2.10	1.89
Lu	0.35	0.29	0.43	0.23	0.51	0.53	0.37	0.35	0.42	
(La/Yb) _N	9.1	11.8	9.06		7.0	8.07	9.1	10.7	8.5	
Eu/Eu*	0.93	0.71	0.94		0.81	0.83	0.71	0.78	0.80	

Tableau 21. - Teneurs en certains éléments traces et en Terres Rares dans les sédiments briovériens du Massif Armoricaïn.

Al ₂ O ₃	Na ₂ O (0.86), K ₂ O (0.88), Ba (0.85), Rb (0.81)
MnO	MgO (0.79), Sr (0.83)
Na ₂ O	K ₂ O (0.72), Ba (0.80)
K ₂ O	Ba (0.84), Rb (0.91)
TiO ₂	Cr (0.84), V (0.85)
Cr	V (0.79)

Tableau 22. - Corrélations significatives obtenues pour les éléments majeurs et certaines traces des échantillons de Bretagne Nord et Occidentale (15 analyses).

Ce faible coefficient s'explique par le fait que le Strontium se situe généralement dans l'apatite : c'est dans l'analyse 83.16 où a été mise en évidence un enrichissement en apatite que sa concentration est la plus élevée (320 p. p. m.). La bonne corrélation entre MnO et Sr ($r = .83$) peut également être liée aux substitutions de ces éléments avec le calcium que l'on observe dans l'apatite (Deer et al., 1980). Le fait que la moyenne du rapport Rb/Sr soit plus faible dans la Formation de la Roche-Derrien (0,25 contre 0,30 et 0,44), alors que les teneurs en feldspaths ne sont pas plus élevées (21,61% contre 22,66% et 20,2%) que dans les autres formations septentrionales, confirme également l'enrichissement en apatite dans cette formation pour laquelle les analyses modales avaient déjà permis de dégager une augmentation en minéraux lourds (2,8% contre 1,8% en moyenne).

En ce qui concerne les éléments liés aux minéraux ferromagnésiens (Cr, V, Ni, Co), seuls le chrome et le vanadium montrent une corrélation significative - $r(\text{Cr}, \text{V}) = .79$ - liée au titane - $r(\text{Cr}, \text{Ti}) = .84$; $r(\text{V}, \text{Ti}) = .85$ -. Ils sont schématiquement plus abondants en Bretagne Nord qu'en Bretagne Occidentale en relation avec la teneur en minéraux titanés (rutil, sphène...) mais surtout avec la présence de débris mafiques. En effet les sédiments du Domaine domnonésien les plus riches en débris volcaniques intermédiaires - éventuels porteurs de ces éléments - présentent les plus faibles teneurs en Cr et V (Formation du Minard).

Bhatia et Crook (1986) ont montré que le chrome pouvait augmenter lors des phénomènes d'altération, ainsi que le Nickel par adsorption sur les minéraux argileux tandis que Sr s'appauvrit. Sur la fig. 47, où ont été reportées les moyennes pour les différentes régions, on

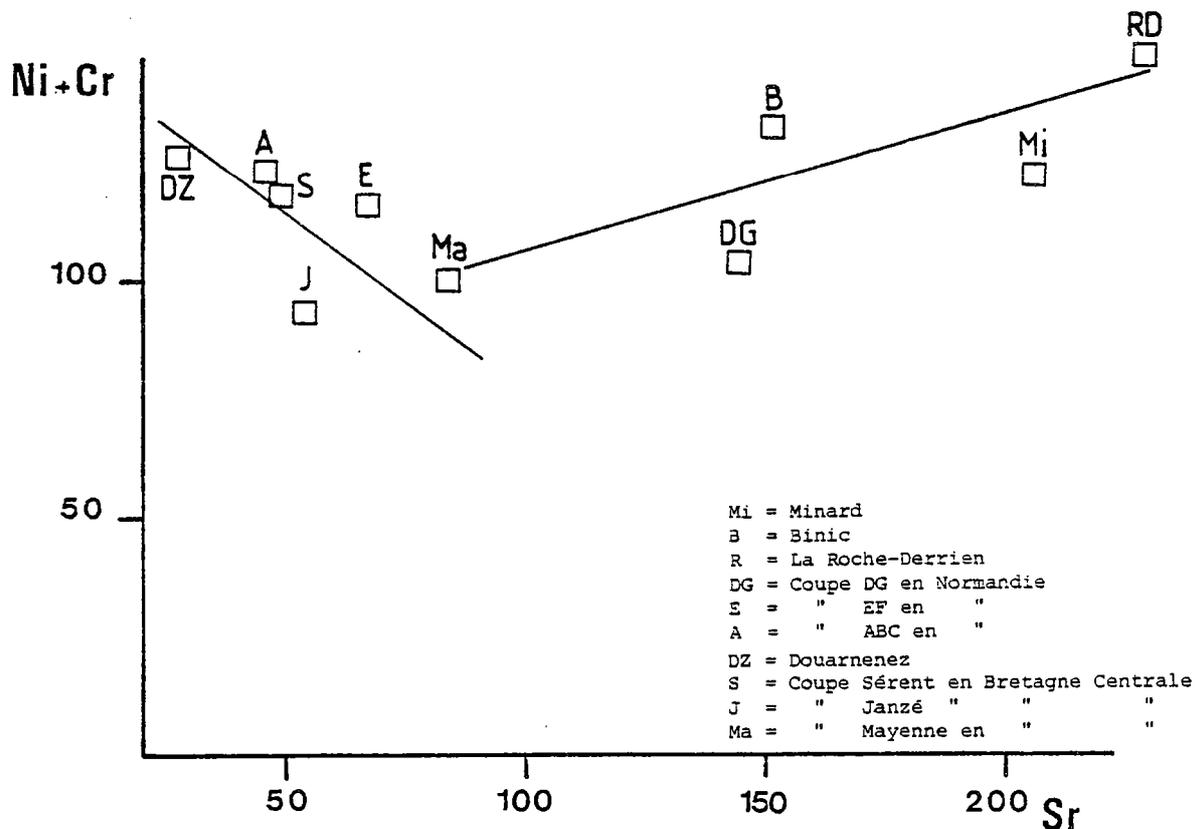


Figure 47. - Diagramme Ni + Cr en fonction de Sr mettant en évidence l'influence du volcanisme (Sr >100) et de l'altération (Sr <100).

s'aperçoit qu'il existe deux tendances : l'une est gouvernée par le facteur altération (augmentation de Ni et Cr et diminution de Sr) et ne s'applique qu'aux sédiments de l'ensemble méridional, l'autre caractérisée par une augmentation simultanée de Ni + Cr et Sr, en Bretagne Nord et Normandie Nord, traduit au contraire l'influence volcanique. Les faibles teneurs en V et Cr dans la Formation du Minard reflètent donc la faiblesse en débris volcaniques mafiques plutôt que l'action de processus d'altération. Le comportement du Scandium au niveau du Massif Armoricain (voir tabl. 23) semble lié lui aussi à ces débris volcaniques : $r(\text{Sc}, \text{Ti}) = .90$; $r(\text{Sc}, \text{Cr}) = .87$.

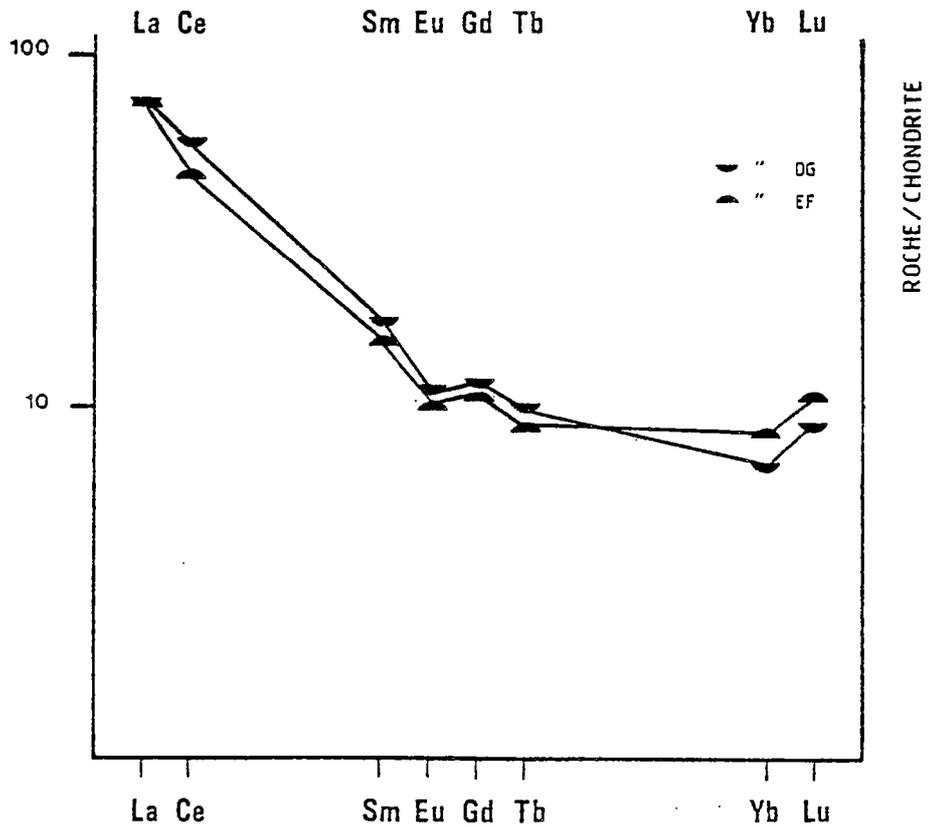
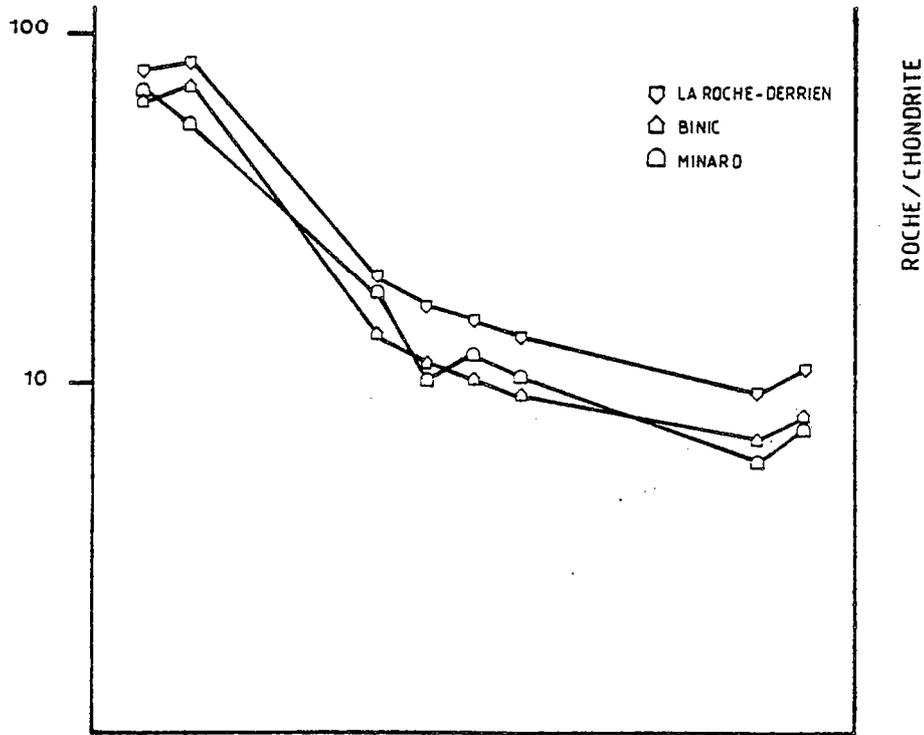
Al ₂ O ₃	MgO (0.73)
MnO	MgO (0.87), Ba (0.77), Sr (0.74), V (0.85)
MgO	Ba (0.74), V (0.81)
CaO	Sr (0.87), V (0.79), Ce (0.73)
Na ₂ O	K ₂ O (0.80), Ba (0.86), Sr (0.86)
TiO ₂	Cr (0.85), Sc (0.90), Eu (0.71), Yb (0.79)
P ₂ O ₅	La (0.90), Sm (0.73), Eu (0.77), Yb (0.74)
Ba	Sr (0.78)
Co	Cu (0.96), Rb (0.70), Tc (0.89)
Cr	V (0.85), Sc (0.87)
Cu	Ta (0.86)
V	Ce (0.75)
Rb	U (0.71)
Mf	La (0.71)
Sc	Yb (0.88), Lu (0.81)
La	Eu (0.70)
Ce	Eu (0.75)
Sm	Eu (0.81), Yb (0.74), Lu (0.71)
Eu	Yb (0.87), Lu (0.76)
Yb	Lu (0.96)

Tableau 23. - Corrélations significatives obtenues pour les éléments majeurs, traces et terres Rares des 9 échantillons du Massif Armoricain.

La bonne corrélation observée entre le Lanthane et P₂O₅ ($r = .90$) peut s'expliquer par la présence de monazite - (Ce, La, Th) PO₄ - minéral accessoire des roches granitiques et des pegmatites, qui se trouverait en plus grande quantité (tout comme l'apatite) dans certains sédiments de la Formation de la Roche-Derrien. Les teneurs élevées en Ce et Th dans l'échantillon 83.16 déjà évoqué, confirment cette hypothèse.

2 - 2 - LES TERRES RARES

Dans le diagramme de normalisation par rapport aux chondrites (norme Evensen et al. 1978) on observe pour les 8 échantillons du Massif Armoricain un enrichissement en Terres Rares légères - valeur du Lanthane comprise entre 50 et 100 fois celle des chondrites et un faible fractionnement en Terres Rares lourdes (Fig. 48). Le fractionnement des spectres, estimé à partir



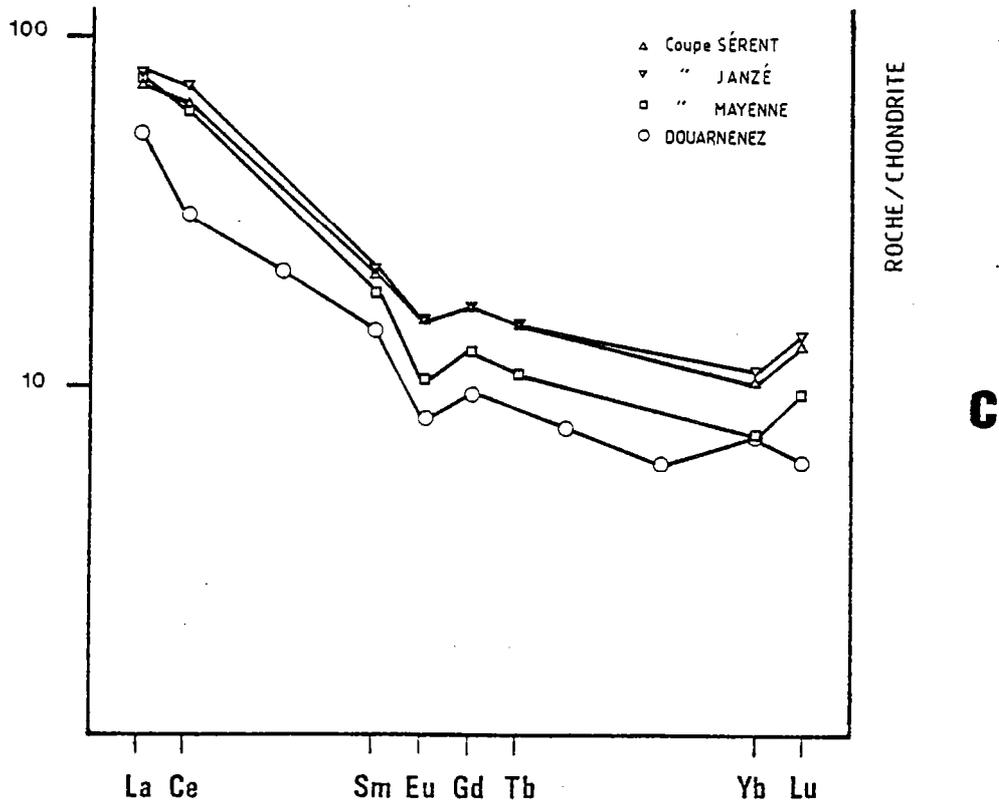


Figure 48. - Spectres de Terres Rares des sédiments briovériens normalisés par rapport aux chondrites.

A = Bretagne Nord

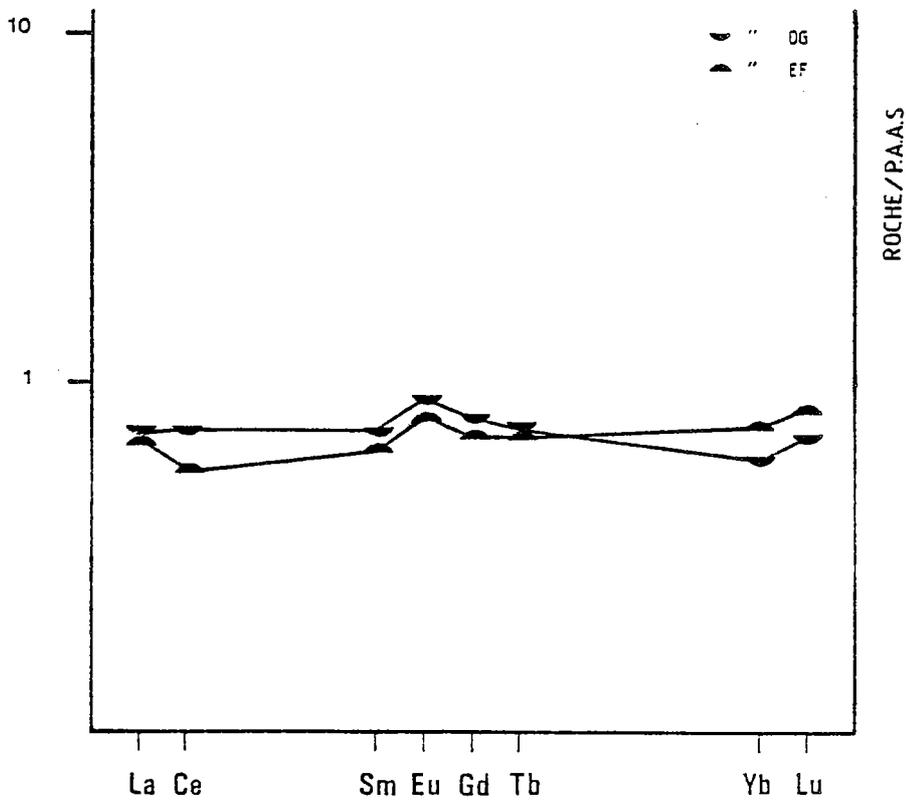
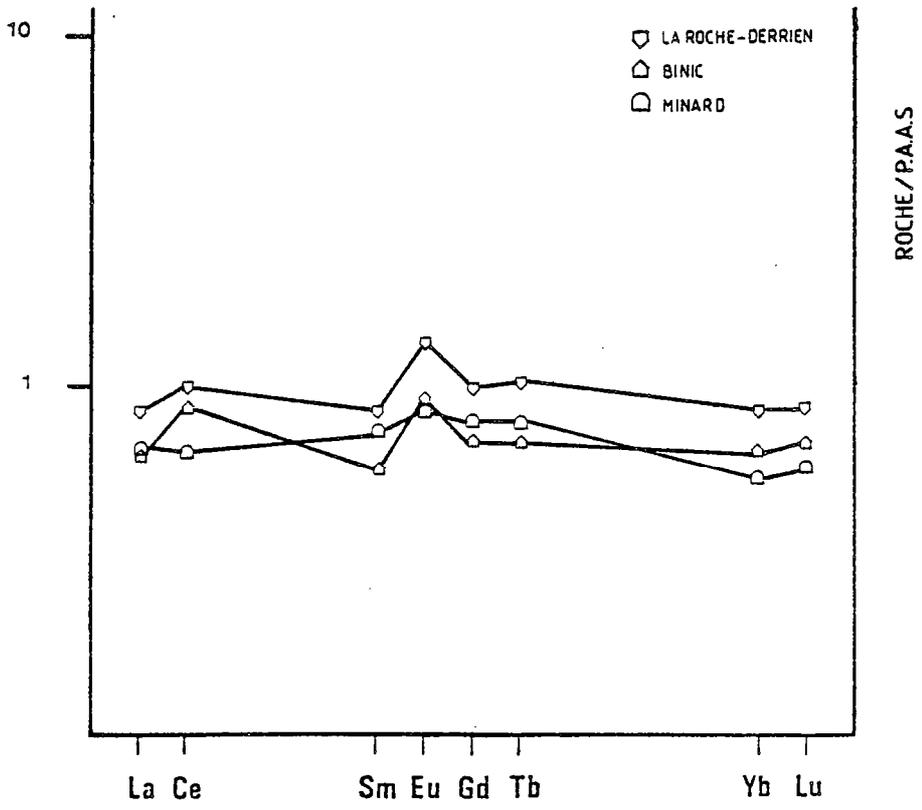
B = Normandie

C = Bretagne Centrale et Occidentale.

du rapport $(La/Yb)_N$ est tout à fait comparable à celui des roches magmatiques calcoalcalines intermédiaires et montre une évolution depuis la Bretagne Nord - Minard = 11.69 - jusqu'en Bretagne Centrale - Sérent = 6.96 - .

L'anomalie négative en Europium, plus marquée en Bretagne Centrale - $\bar{M} (Eu/Eu^+) = 0.69$ - qu'en Normandie - $\bar{M} (Eu/Eu^+) = 0.75$ - et que dans l'échantillon du Minard ($Eu/Eu^+ = 0.79$), est présente dans tous les spectres sauf dans les échantillons de Binic et La Roche-Derrien où on n'observe pas d'appauvrissement significatif en Europium.

Afin d'éviter le phénomène d'enrichissement en Terres Rares légères dans les sédiments, une normalisation par rapport à une moyenne de shales est généralement utilisée : celle choisie ici correspond à la P.A.A.S. (Post Archean Average Australian Shales) de Nance et Taylor (1976). On constate pour la majorité des spectres briovériens (Fig. 49) un léger appauvrissement par rapport au P.A.A.S., plus marqué pour l'échantillon de la Baie de Douarnenez. Ce style de spectres, peu fractionné et faiblement appauvri, a déjà été observé par Taylor et McLennan (1985) pour des greywackes intermédiaires en quartz tandis que d'après ces auteurs les greywackes riches en quartz sont au contraire légèrement enrichies vis-à-vis du P.A.A.S. Par rapport aux spectres donnés par ces auteurs, celui de Douarnenez se singularise puisque les sédiments d'après l'étude pétrographique se situent dans le champ des greywackes riches en quartz et ne comportent pas d'enrichissement en Terres Rares par rapport au P.A.A.S. Mais ces auteurs montrent également que



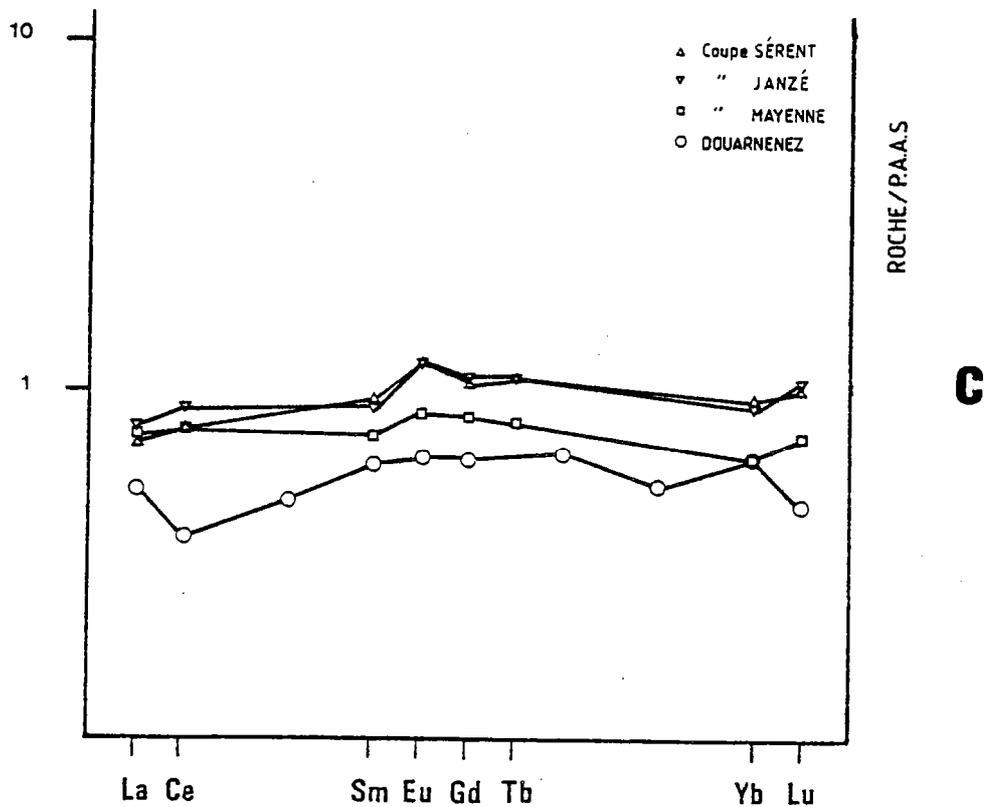


Figure 49. - Spectres de Terres Rares des sédiments briovériens normalisés par rapport aux P.A.A.S.
 A = Bretagne Nord
 B = Normandie
 C = Bretagne Centrale et Occidentale.

le spectre d'un orthoquartzite est très fortement appauvri en Terres Rares, exprimant ainsi une tendance inverse à l'enrichissement en quartz et expliquant peut être l'allure du spectre de l'échantillon de la Baie de Douarnenez.

Par rapport à la norme P.A.A.S., on constate par ailleurs la présence d'anomalies positives en Europium dans certaines formations et plus particulièrement en Bretagne Nord, à Binic et la Roche-Derrien.

2 - 3 - DISCUSSION SUR L'ANOMALIE EN EUROPIUM

La majorité des roches sédimentaires post-archéennes présentant une anomalie négative en Europium/P.A.A.S., (Nance et Taylor, 1977), son absence dans les Formations de Binic et de la Roche-Derrien, qui constitue un élément important de caractérisation, peut exprimer une plus grande abondance dans ces roches d'éléments enrichis en Europium.

Les minéraux les plus fréquemment évoqués sont les feldspaths qui présentent une forte anomalie positive en Europium (Gromet et Silver, 1983). Ainsi l'anomalie négative en Bretagne Centrale pourrait s'expliquer par un fractionnement des feldspaths depuis la source jus-

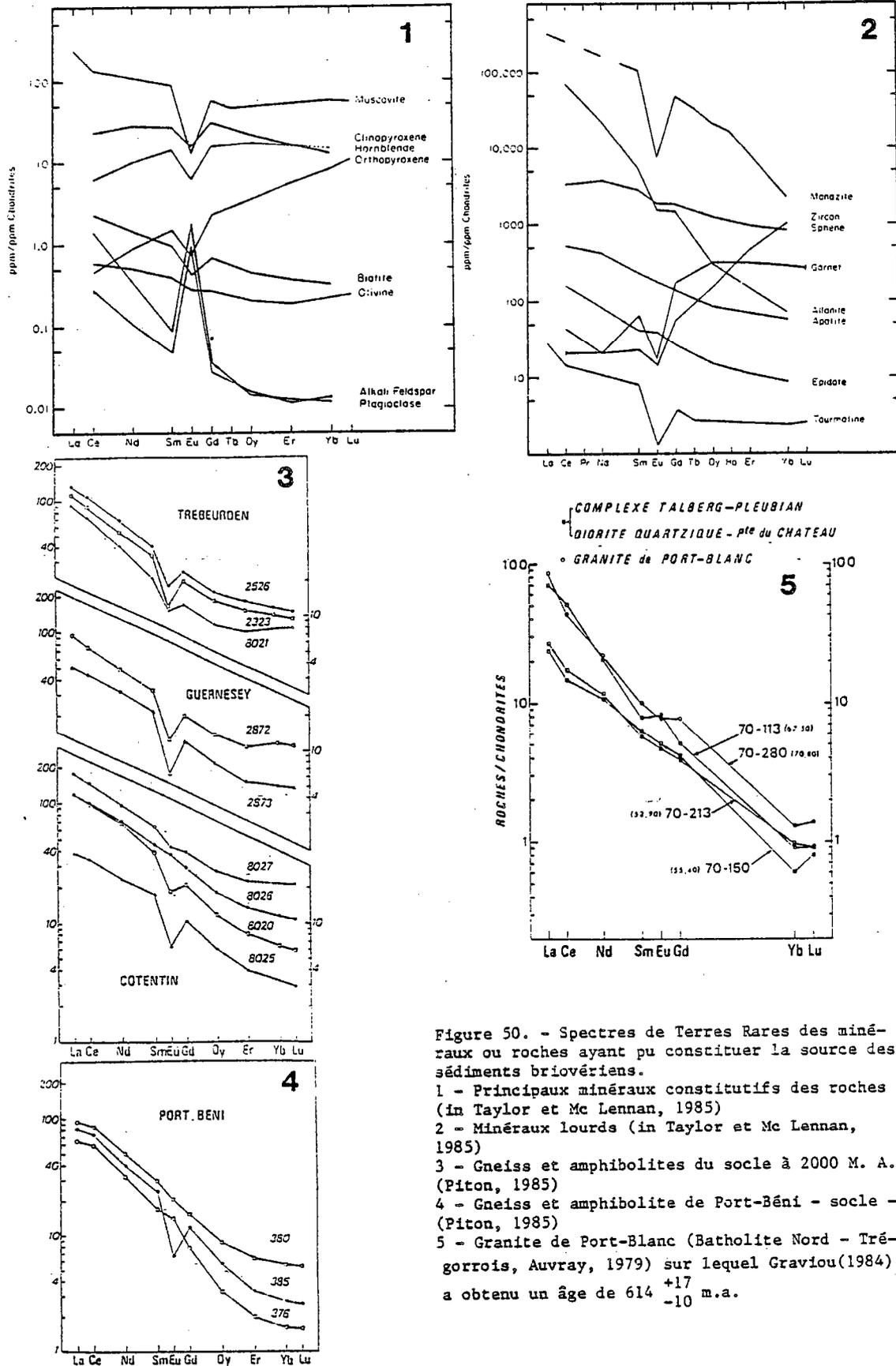


Figure 50. - Spectres de Terres Rares des minéraux ou roches ayant pu constituer la source des sédiments briovériens.
 1 - Principaux minéraux constitutifs des roches (in Taylor et Mc Lennan, 1985)
 2 - Minéraux lourds (in Taylor et Mc Lennan, 1985)
 3 - Gneiss et amphibolites du socle à 2000 M. A. (Piton, 1985)
 4 - Gneiss et amphibolite de Port-Béni - socle - (Piton, 1985)
 5 - Granite de Port-Blanc (Batholite Nord - Trégorrois, Auvray, 1979) sur lequel Graviou(1984) a obtenu un âge de 614 ⁺¹⁷ ₋₁₀ m.a.

qu'au dépôt du sédiment puisque la teneur actuelle en feldspaths est très faible (Denis, Dabard, 1986). En l'absence d'étude sédimentologique détaillée des sédiments de ce domaine, il n'est pas possible de préciser si la proportion actuelle de feldspaths peut résulter du mode et/ou de la longueur du transport des particules à partir de la zone source ou de la nature de la source. De toutes façons cette hypothèse ne peut s'appliquer aux sédiments du Minard mis en place essentiellement par des courants de turbidité (cf. 3ème chap.) dont les caractéristiques hydrodynamiques n'entraînent peu ou pas de sélection minéralogique. De plus les analyses modales effectuées sur des échantillons de cette formation montrent que parmi les roches de Bretagne Nord ce sont au contraire les plus riches en feldspaths et débris de laves (22,66% de feldspaths contre 21,62% et 20,2%). Il faut noter que les sédiments de la coupe Mayenne, en Bretagne Centrale caractérisés par un enrichissement en feldspaths et en débris de laves présentent un spectre très voisin de celui de la Formation du Minard.

L'existence d'anomalie en Bretagne Nord ne semble donc pas contrôlée uniquement par la teneur en feldspaths. Les autres constituants différenciant les formations de Bretagne Septentrionale et susceptibles d'avoir une influence sont les suivants (cf. tabl. 14) :

- *Les grains de phtanite* dont la présence dans la Formation du Minard implique la participation des séries à phtanite du Briovérien dit inférieur. *Le microcline*, également courant dans la Formation du Minard est un élément important de différenciation non pas en tant que feldspath car son influence augmenterait plutôt l'anomalie positive, mais en tant que constituant des gneiss Icartiens ou du Granite de Port-Blanc - seules roches précambriennes armoricaines comportant du microcline (Auvray, 1979) -.
- *Le sphène et l'épidote* présents dans la Formation de Binic
- *Le sphène, l'épidote et le microcline* dans la Formation de la Roche-Derrien.

Les spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites du granite de Port-Blanc (Fig. 50) montre que son apport dans la Formation du Minard ne semble pas pouvoir être mis en évidence puisqu'il n'a pas d'anomalie en Europium. La contribution des gneiss pentévriens contenant du microcline, apparaît par contre vraisemblable puisqu'ils présentent tous une très nette anomalie négative en Europium, sauf ceux de Port-Béni, et un enrichissement très net en Terres Rares légères (Fig. 50). En l'absence de toutes données sur les Terres Rares dans le Briovérien inférieur, il n'est pas possible de tester leur influence dans le fractionnement des Terres Rares des sédiments présentés ici.

Concernant le sphène et l'épidote - y compris l'allanite - , l'allure de leurs spectres (Fig. 50) montrent très nettement que leur participation n'est pas à négliger, en particulier celle de l'allanite, riche en Cérium et en Terres Rares. L'augmentation de la teneur d'apatite, mise en évidence précédemment pourrait également avoir influencé les teneurs en Terres Rares à la Roche-Derrien. En effet l'apatite présente un spectre enrichi en Terres Rares, en particulier en Europium.

En conclusion , l'anomalie négative en Europium/chondrites observée dans la Formation du Minard (et en Mayenne), malgré l'abondance de feldspaths, peut résulter d'une plus grande participation du socle pentévrien. L'enrichissement en Europium dans les Formations de Binic et de la Roche-Derrien semble lié quant à lui à la présence de feldspaths et aussi de minéraux lourds calciques (Apatite, Epidote, Sphène...).

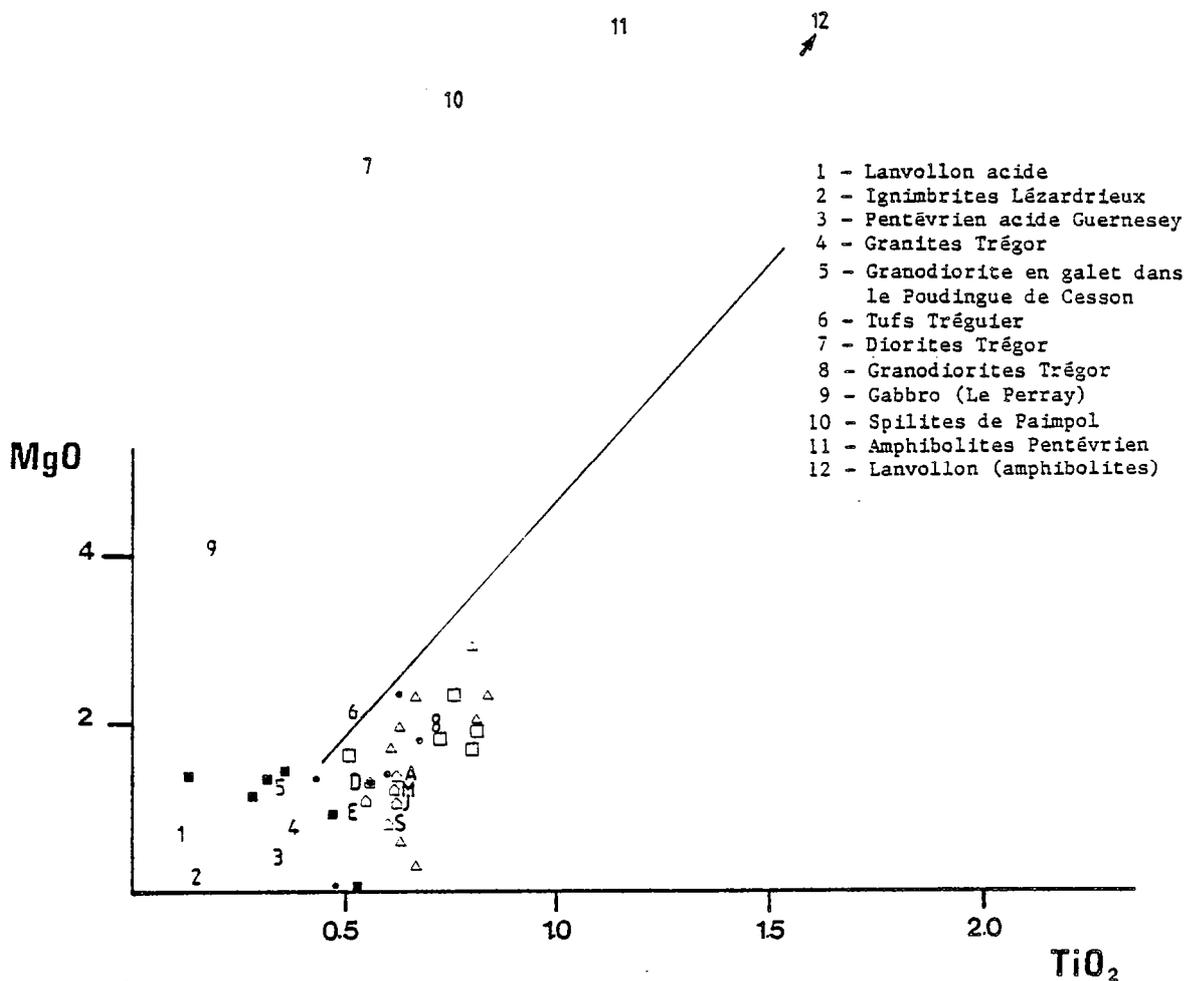
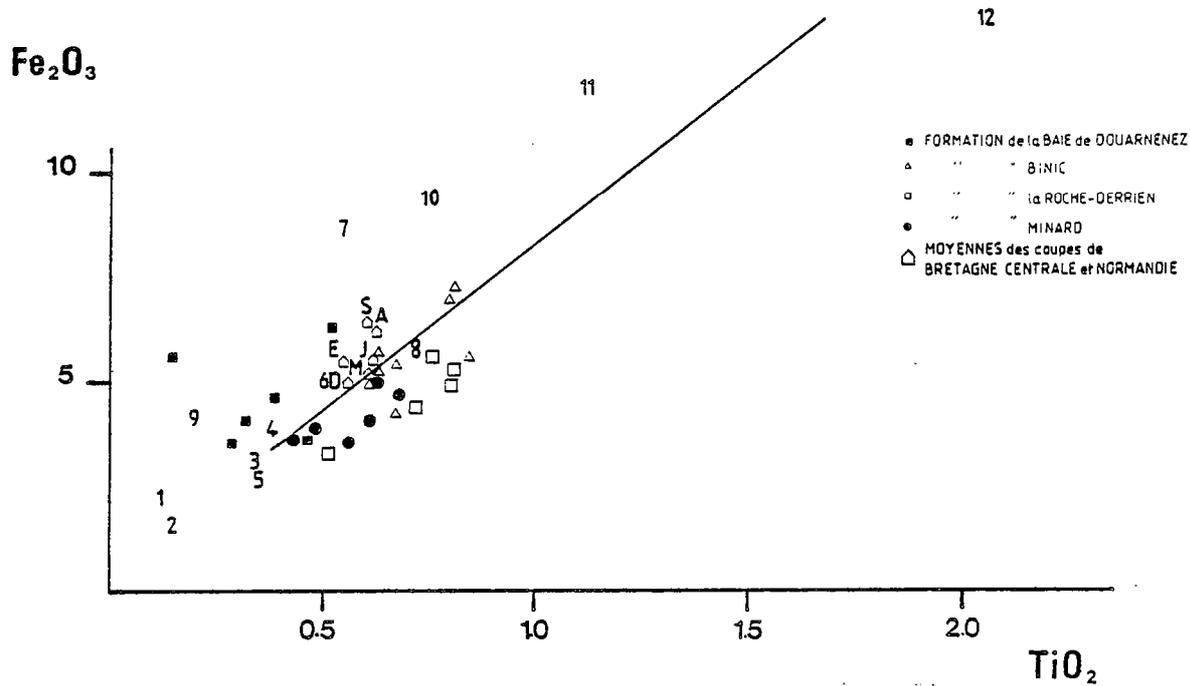


Figure 51. - Diagrammes Fe_2O_3 et MgO en fonction de TiO_2 .

III - EVOLUTION DES SEDIMENTS ET RECHERCHE DE LA ZONE SOURCE

Afin de tester l'influence des roches sources potentielles dans la composition chimique des sédiments on utilise des diagrammes binaires basés sur les pourcentages d'oxydes, en particulier dans les sédiments archéens où la bimodalité de la source (acide-mafique sans intermédiaire) simplifie leur interprétation (Sawyer, 1986). En raison de sa plus faible mobilité vis-à-vis des processus d'altération le Titane peut servir d'indice d'évolution vis-à-vis des autres constituants. Les oxydes choisis ici en ordonnée sur les diagrammes correspondent aux éléments ferromagnésiens (Fe, Mg) et Lu - dont le comportement dans les sédiments archéens est similaire - afin d'évaluer la proportion de roches basiques dans la source. D'autre part Na_2O étant présent dans les roches acides et intermédiaires, ses variations en fonction de TiO_2 ont généralement été étudiées.

Sur ces diagrammes d'évolution ont été reportées les compositions des greywackes briovériens étudiés et de quelques unes des roches susceptibles d'avoir nourri les sédiments ainsi que les moyennes des sablites de Bretagne Centrale et de Normandie afin de dégager une éventuelle tendance au sein des sédiments à l'échelle du Massif Armoricain. La liste des roches ayant pu joué le rôle de source n'est évidemment pas exhaustive mais représente un éventail assez large des possibilités, situées essentiellement dans le domaine domnonéen, le socle des autres régions n'ayant jusqu'alors jamais pu être mis en évidence.

Le report de toutes ces analyses dans les diagrammes montre qu'au niveau des ferromagnésiens (Fig. 51) les sédiments sont moyennement corrélés et se situent approximativement sur une droite de mélange entre un pôle basique (Amphibolites essentiellement, peu d'influence des roches basiques non déformées) et un pôle acide (gneiss du Pentévrien, granites cadomiens, "granodiorite" en galet dans le Poudingue de Cesson, kératophyres de la Série de Lanvollon, magnétisme acide éocambrien). Ce dernier a été inclus parce que la limite d'âge supérieure envisageable pour certaines Formations (Minard en particulier) rend possible sa participation.

L'apport des roches intermédiaires (Tufts et granodiorites du Trégor) est difficile à mettre en évidence parce qu'elles sont situées sur la droite de mélange entre les deux pôles et \ddagger dans le champ des roches sédimentaires briovériennes sur ces diagrammes.

Une évolution dans le temps semble se dessiner en Bretagne Nord, en particulier dans la Formation du Minard, où les sédiments les plus jeunes (Ech. A₂ de la Pointe de Minard) sont les plus proches du pôle acide, même si des analyses complémentaires seraient nécessaires pour pouvoir l'affirmer. D'autre part un léger décalage apparaît entre respectivement Binic, La Roche-Derrien et Minard tandis qu'en Normandie la coupe ABC se rapproche de la Bretagne Centrale et la coupe DG de la Formation du Minard.

Les sédiments de la Baie de Douarnenez se démarquent de cette tendance puisqu'ils montrent plutôt un enrichissement en Fer et dans une moindre mesure en Magnésium, aux dépens du Titane. De telles corrélations ne semblent pas reliables à une augmentation des éléments mafiques mais il aurait été nécessaire de disposer de plus de données sur les éléments traces associés pour le confirmer. Ce phénomène a déjà été observé dans des sédiments archéens (Sawyer, 1986) et attribué à une addition chimique riche en Fer. L'omniprésence de la pyrite ainsi que la nature ferrifère des carbonates secondaires dans la Formation de la Baie de Douarnenez semblerait indiquer également l'apport de composants riches en fer. Cet apport pourrait provenir

de la transformation des chlorites en interstratifiés type chlorite-vermiculite décelée par diffractométrie des Rayons X. Ce changement déjà noté en Bretagne Centrale (Chantraine et al. 1983) est produit par une altération de surface et libère du Fer. Pour tester une telle hypothèse il serait intéressant d'analyser les niveaux fins associés afin de vérifier si l'ensemble des sédiments montre un gain de fer. Cette possibilité expliquerait également pourquoi dans le diagramme Al_2O_3/TiO_2 (Fig. 52) l'influence de la chlorite est difficile à établir.

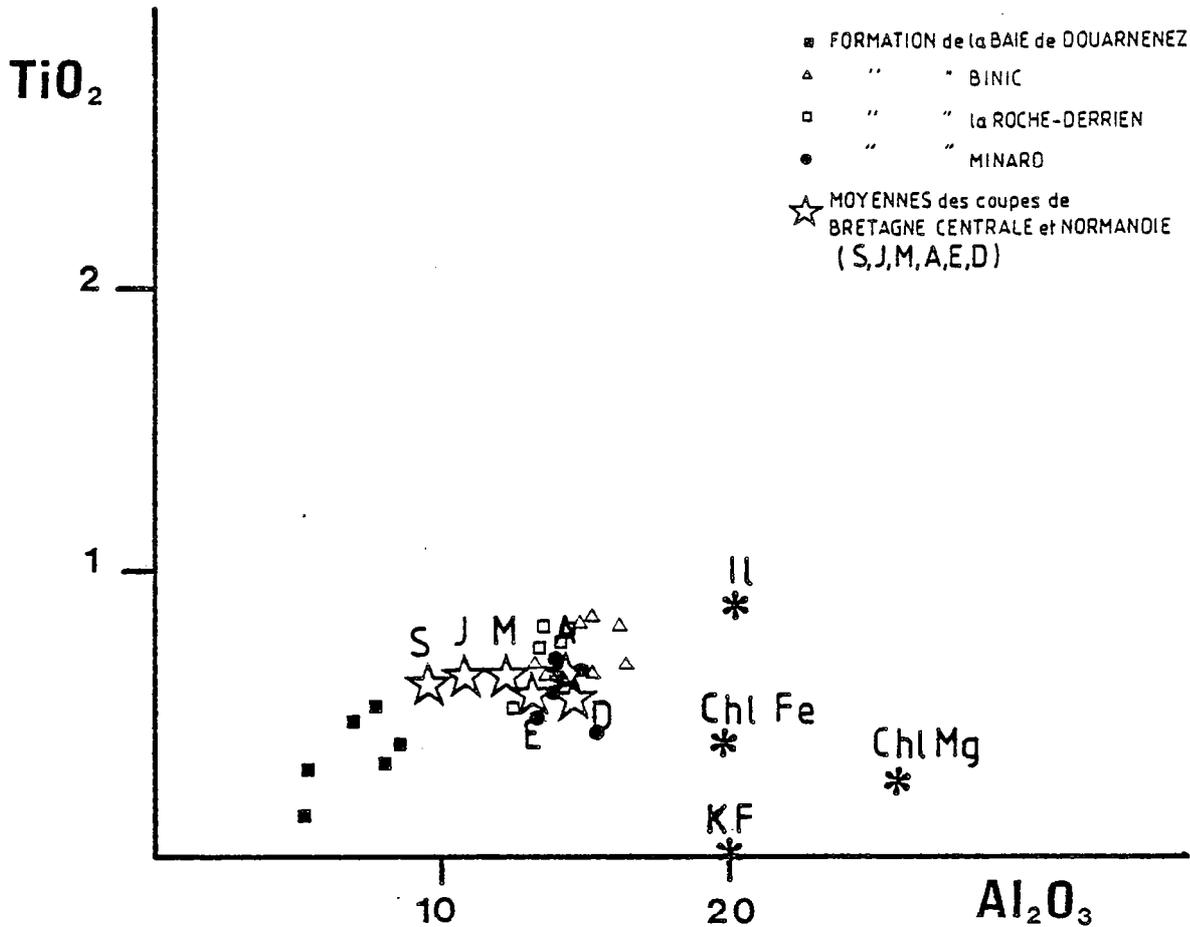


Figure 52. - Diagramme TiO_2/Al_2O_3 mettant en évidence la faible influence des chlorites sur la composition des sédiments de Bretagne Occidentale (IL = Illite ; KF = Feldspath alcalin, Chl Fe = Chlorite ferrifère ; Chlorite magnésienne).

Le faible étalement des teneurs en Lutécium dans les éventuelles roches-source ne permet pas sur la fig. 53 de dégager deux pôles, sauf dans le cas des amphibolites de Lanvollon, expliquant les divergences par rapport aux diagrammes précédents. On remarque en effet sur la fig. 53 que les sédiments les plus proches des amphibolites sont ceux de Sérent-Janzé.

Sur la fig. Na_2O/TiO_2 (Fig. 54), on observe un comportement assez cohérent des sédiments de Bretagne Nord et de la coupe DG, par rapport à la droite de mélange acide-basique (là aussi peu d'influence des roches basiques non déformées), tandis que les roches de Bretagne Cen-

Mi = Minard
 B = Binic
 R = La Roche-Derrien
 D = Coupe DG en Normandie
 E = " EF " "
 A = " ABC " "
 DZ = Douarnenez
 S = Coupe Sérent en Bretagne Centrale
 J = " Janzé " "
 Ma = " Mayenne " "

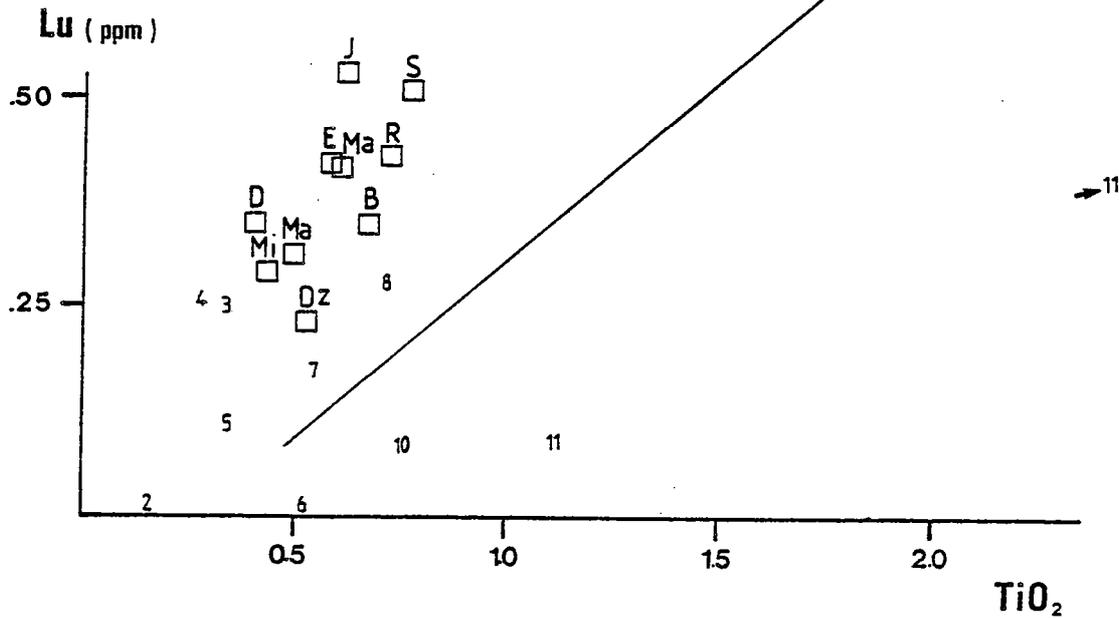


Figure 53. - Diagramme Lu en fonction de TiO_2 (même signification des chiffres que la fig. 51).

Na_2O

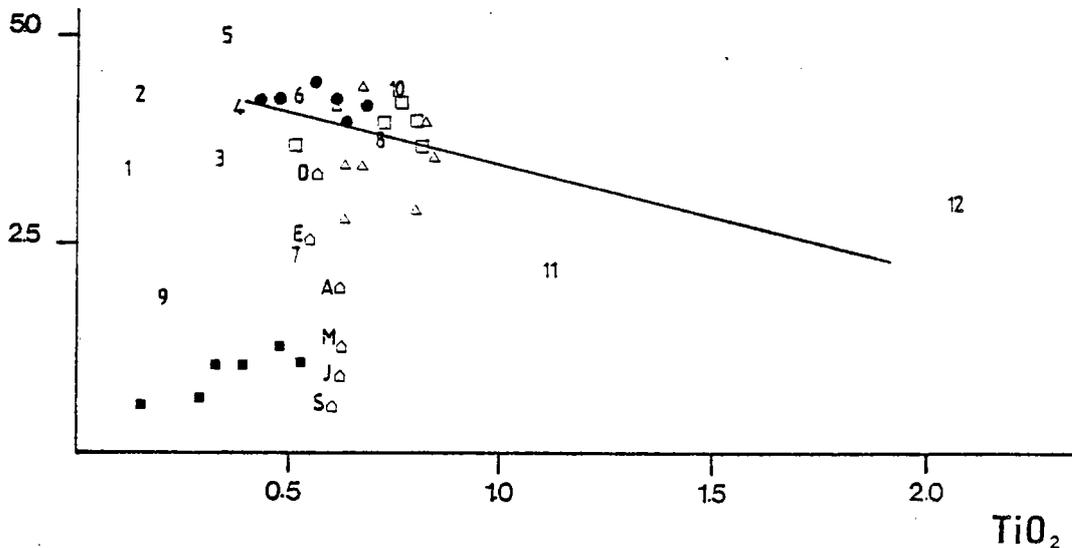


Figure 54. - Diagramme Na_2O en fonction de TiO_2 montrant l'évolution différente entre les sédiments de Bretagne Nord et de Bretagne Centrale et Occidentale (même signification des chiffres et symboles que la fig. 51).

trale, Occidentale et Normandie Sud montrent un très net appauvrissement en Na_2O . Il peut être lié à des phénomènes d'altération ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$ dans ces sédiments) dont l'influence sur la composition des wackes de Bretagne Centrale et Occidentale a notamment été évoquée p.71. Mais les faibles teneurs observées en K_2O n'indiquent pas d'enrichissement notable de cet élément en compensation. On peut donc envisager que l'altération entraînant le lessivage de Na_2O s'est produite avant le dépôt des particules dans le bassin ou bien que la source était déjà dépourvue d'alcalins (par exemple un quartzite ou un phanite).

Le rapport $\text{Rb}/\text{K}_2\text{O}$ qui augmente avec le degré d'altération (Nesbitt et al., 1980, Dabard, 1983, Sawyer, 1986) permet de contrôler ce facteur. Sur la fig. 55 on constate que tous

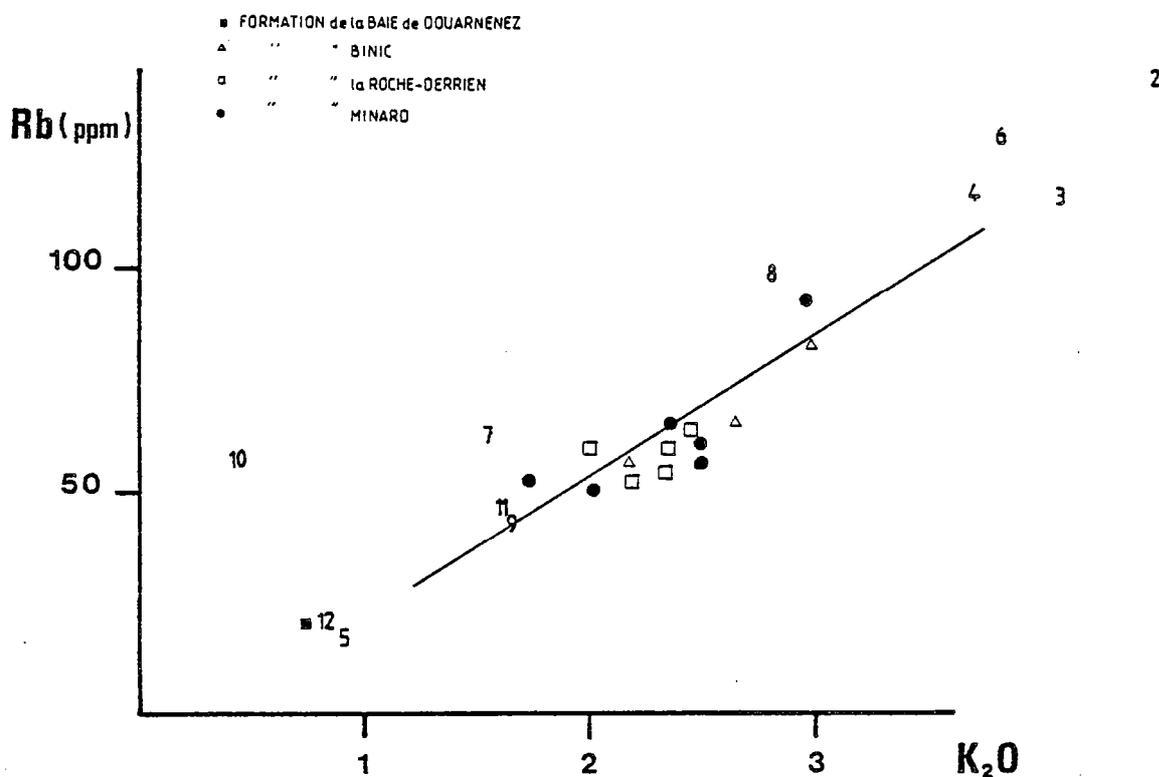


Figure 55. - Diagramme Rb en fonction de K_2O (même signification des chiffres et symboles que la fig. 51).

les points se situent approximativement sur la droite de mélange des sources, y compris l'échantillon de Douarnenez et que l'on ne note donc pas pour celui-ci d'élévation du rapport $\text{Rb}/\text{K}_2\text{O}$ comme on devrait l'observer s'il y avait eu lessivage du potassium. La teneur actuelle en K_2O en Bretagne Occidentale et Centrale doit donc être assez proche de la teneur originelle.

En conclusion

Les sédiments montrent deux tendances différentes :

- En Bretagne Nord, les sédiments semblent former une suite depuis la Formation de Binic, La Roche-Derrien jusqu'à celle du Minard. Cette suite est contrôlée par les proportions relatives entre une roche-source de type amphibolite et une zone source acide (granites, gneiss et certains kéraophyres type Lanvollon). Les sédiments de la coupe DG en Normandie pourraient faire partie de cette suite.

- En Bretagne Centrale et plus encore en Bretagne Occidentale les sablites sont caractérisées par des modifications chimiques liées à des phénomènes d'altération anté à post-dépôt d'une source pauvre en alcalins.

IV - SITE GEOTECTONIQUE DE MISE EN PLACE

La composition chimique des roches détritiques terrigènes résulte de nombreux paramètres tels que la nature de la roche-mère, l'altération, le transport, la diagenèse. Or certains auteurs ont pu montrer que tous ces facteurs sont directement liés au site géotectonique dans lequel se déposent les sédiments (Blatt et al., 1980 ; Crook, 1974 ; Dickinson et Valonni, 1980 ; Siever, 1979). Cependant si les données pétrographiques traitant de ce problème sont assez nombreuses, elles sont beaucoup plus rares en ce qui concerne la géochimie, en raison sans doute de l'aspect matériel, nettement plus long et plus coûteux que celui d'une analyse modale.

La caractérisation géochimique des sites géotectoniques dans les sédiments, aussi bien à partir d'exemples actuels (Maynard et al., 1982) qu'anciens (Bhatia, 1983, 1985 ; Bhatia et Crook, 1983) a été effectuée sur des roches turbiditiques parce que celles-ci constituent le matériel idéal à l'enregistrement. En effet la dynamique des courants de turbidité n'entraîne pas de contacts directs entre les particules, empêchant ainsi les réactions d'échanges cationiques et d'usure mécanique de se produire. La composition des turbidites est donc le reflet fidèle des sédiments accumulés au-dessus du talus et dont le temps et la longueur de transit sur la plate-forme sont directement gouvernés par le site géotectonique. Les sédiments briovériens étudiés qui correspondent en grande partie à des turbidites (cf. 3ème chapitre) peuvent donc servir à la reconnaissance du site géotectonique, si l'on tient compte des restrictions apportées au paragraphe (II-6-2, 1er chapitre) concernant l'âge et le degré de déformation.

L'influence de la granulométrie et de la quantité de matrice est rarement évoquée par les différents auteurs mais Bhatia et Crook (1986) précisent que les greywackes sur lesquelles ils ont travaillé sont des sablites fines et moyennes, comprenant moins de 20% de matrice en général et exceptionnellement 40%.

IV - 1 - DONNEES FOURNIES PAR LES ELEMENTS MAJEURS

Basé sur des indices de maturité ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) le diagramme de Maynard et al. (1982) permet dans un premier temps de distinguer les sédiments actuels déposés dans un contexte passif (trailing-edge) de ceux déposés dans un contexte actif, avec ou sans subduction, mais reste imprécis pour la distinction des différents sites actifs (arc sur marge continentale, arc insulaire, strike-slip).

Reportées dans ce diagramme (Fig. 56) les analyses de Bretagne Nord et Occidentale et les moyennes de Bretagne Centrale et Normandie, se dispersent ainsi :

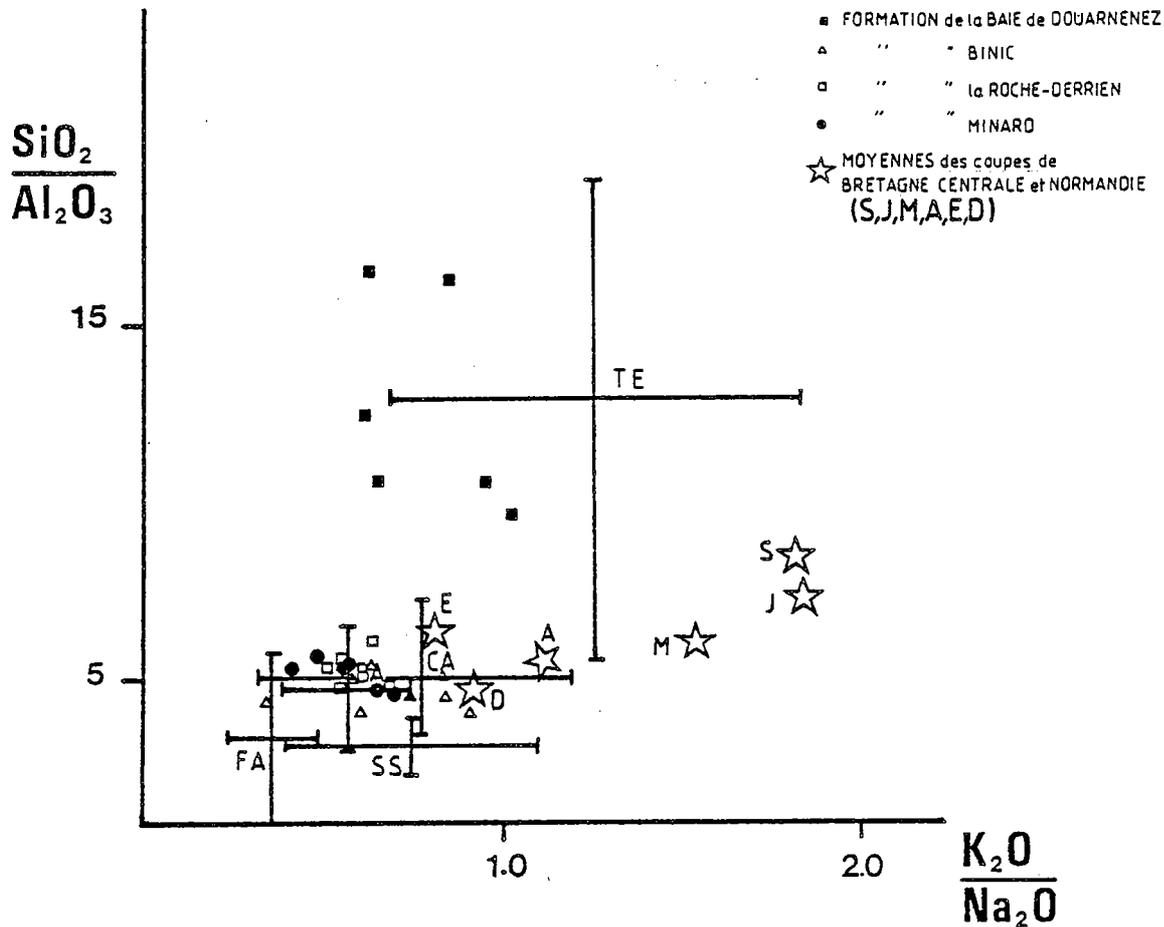


Figure 56. - Position des sédiments briovériens dans le diagramme de caractérisation de site géotectonique (Maynard et al., 1982) (TE = Marge passive ; CA = Arc continental ; BA = Arrière-arc océanique ; FA = Avant-arc océanique ; SS = Bassin en décrochement).

- les échantillons de Bretagne Nord et Normandie sont liés à un site de mise en place tectoniquement actif (arrière-arc insulaire et/ou avant-arc de marge continentale)
- ceux de Bretagne Centrale et Occidentale se rapprochent nettement plus des sédiments de marge passive avec en transition les faciès de la coupe ABC (Normandie Sud) reflétant ainsi leur plus grande maturité de composition ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 6$).

Afin de préciser la nature du site actif, Bhatia (1983) a établi des diagrammes basés sur des éléments choisis pour leur caractère discriminant vis à vis de tous les sites géotectoniques. Dans sa classification les bassins sont différenciés d'après le mouvement et la nature (continentale ou océanique) de la plaque qui les engendre. Les quatre types ainsi définis par Bhatia à partir des turbidites paléozoïques australiennes sont les suivantes :

- *arc insulaire océanique* (Ex : Les Mariannes)
- *arc insulaire continental* (Ex : Mer du Japon)

- *marge active continentale* (Ex : Les Andes ou bassin en décrochement type californien)

- *marge passive* (Ex : Atlantique ou bassin post-collision).

Sur ces diagrammes (Fig. 57) la dualité entre Bretagne Nord - Normandie Nord et Bretagne Centrale-Occidentale est moins bien marquée mais les échantillons provenant des régions méridionales sont toujours, sauf dans le diagramme ($TiO_2/Fe_2O_3 + MgO$) les plus proches du champ des marges passives (D). Les autres sédiments briovériens se situent autour de l'ensemble défini pour les arcs insulaires continentaux avec une légère évolution vers un site de marge active continentale depuis Binic, La Roche-Derrien jusqu'au Minard. Cette évolution pourrait correspondre à un décalage dans le temps si l'on tient compte des observations faites dans le paragraphe précédent.

Le fait que dans la plupart des diagrammes les échantillons de Bretagne Centrale et surtout de la Baie de Douarnenez, sortent des champs traduit le caractère anormalement élevé des teneurs en Fe_2O_3 mis en évidence précédemment dans ces sédiments. L'hypothèse déjà évoquée d'une altération superficielle déstabilisant les chlorites en interstratifiés et libérant le fer pourrait expliquer la position hors-champ de ces formations. La nature, plus que la quantité, de la phase matricielle doit donc être responsable des teneurs en Fe_2O_3 puisque le pourcentage de matrice est quasiment le même dans la Formation de Binic (36,78%) et dans la Formation de la Baie de Douarnenez (36,92%).

IV - 2 - DONNEES FOURNIES PAR L'ETUDE DES ELEMENTS TRACES ET TERRES RARES

La faible mobilité de certains éléments traces et terres rares durant les processus sédimentaires leur confère une meilleure fiabilité dans la recherche du site géotectonique (Holland, 1978 ; Bhatia et Crook, 1986). Les éléments les plus discriminants établis par Bhatia et Crook permettent là encore de définir quatre types de bassins en terme de tectonique des plaques identiques aux précédents.

Parmi les différents diagrammes proposés par ces auteurs seul le triangle La, Th, Sc peut être utilisé, les autres faisant intervenir des éléments non dosés ici (Zr, Y).

Les échantillons de Briovérien se situent dans le triangle La, Th, Sc, tous dans un site d'arc continental insulaire, sans qu'il soit possible de distinguer deux ensembles à la différence des résultats obtenus à partir des éléments majeurs (Fig. 58). Du fait de la faible mobilité des traces intervenant dans ce triangle, vis-à-vis de l'altération, il serait donc préférable de tenir compte des observations faites ci-dessus et retenir pour les sédiments de Bretagne l'empreinte d'un site d'arc insulaire continental.

D'autre part les spectres de Terres Rares normalisés par rapport aux chondrites (Fig. 59) et au P.A.A.S. (Fig. 60) établis par Bhatia (1985) pour des greywackes appartenant à différents sites géotectoniques ont été comparés aux spectres des sédiments briovériens. En dehors des anomalies précédemment décrites (II-2-2 et 3), tous les spectres se situent en position intermédiaire entre ceux des sédiments de marge active continentale et ceux d'arc insulaire continental.

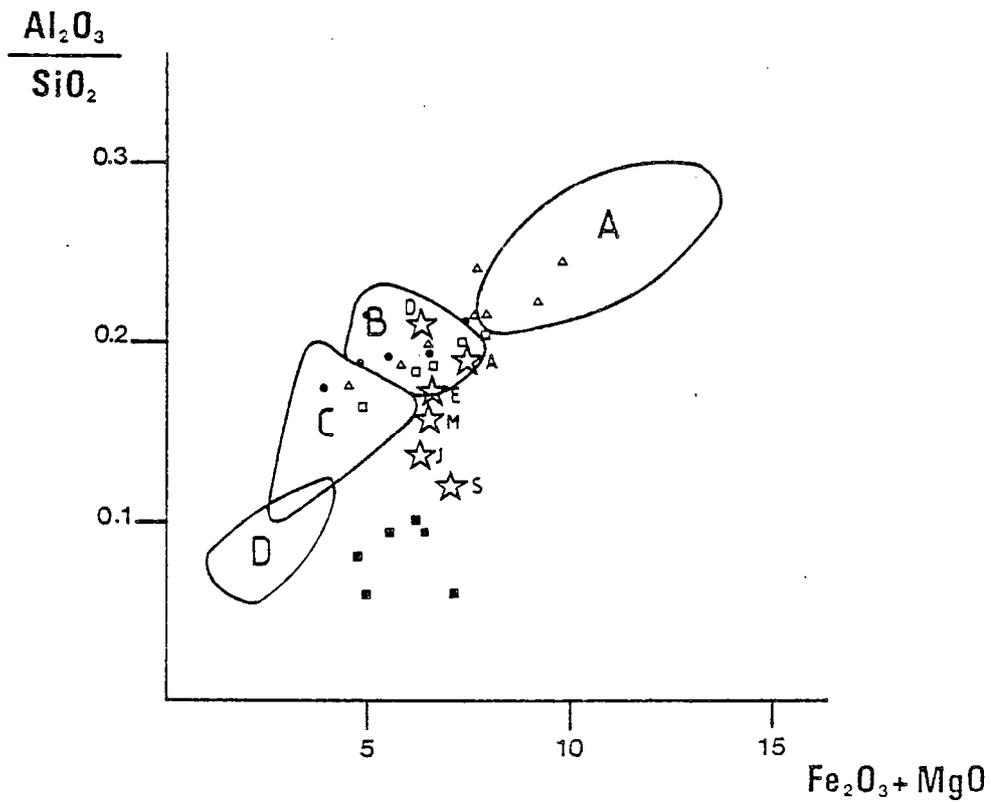
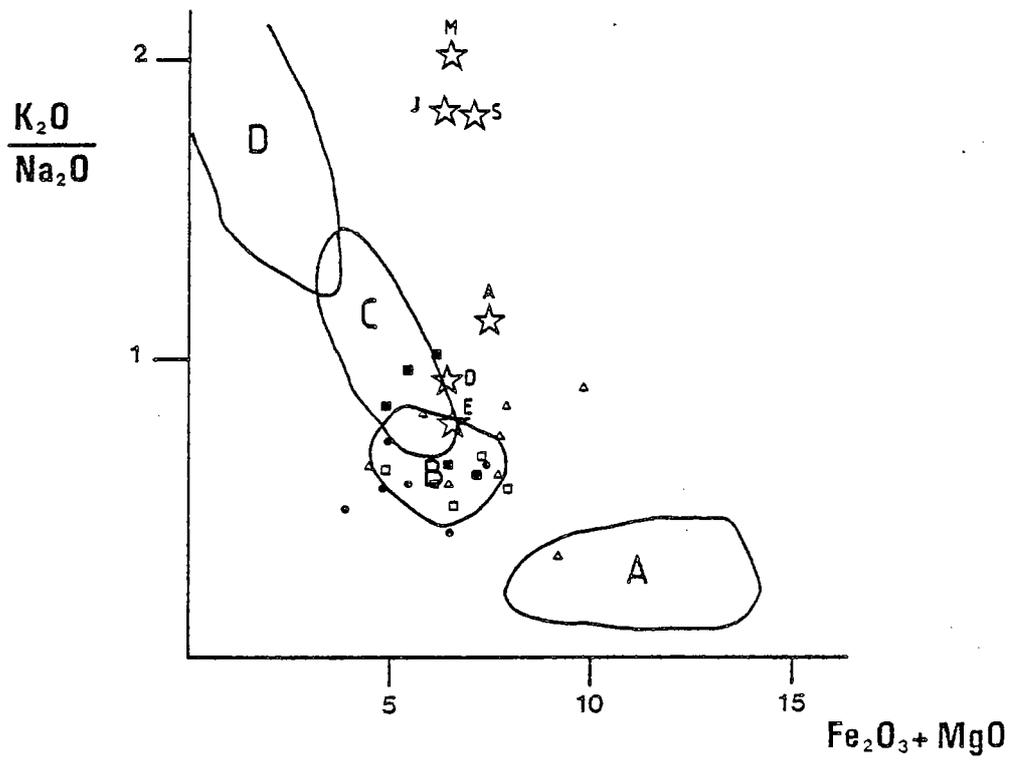
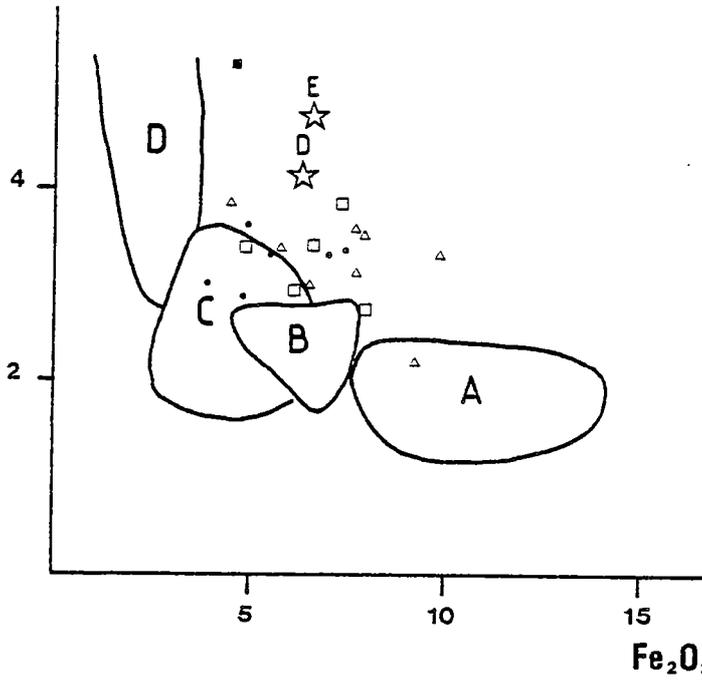
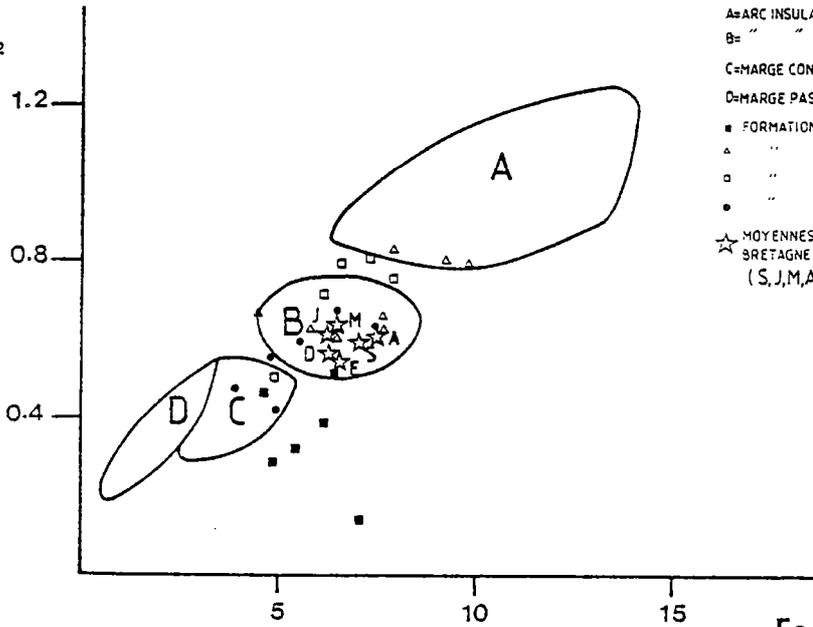


Figure 57. - Caractérisation des sites géotectoniques des sédiments briovériens dans les diagrammes de Bhatia (1983).

$\frac{Al_2O_3}{(CaO+Na_2O)}$



TiO_2



- △=ARC INSULAIRE Océanique
- B= " " CONTINENTAL
- C=MARGE CONTINENTALE ACTIVE
- D=MARGE PASSIVE
- FORMATION de la BAIE de DOUARNENEZ
- △ " " BÉNIC
- " " la ROCHE-DERRIEN
- " " MINARD
- ☆ MOYENNES des coupes de BRETAGNE CENTRALE et NORMANDIE (S,J,M,A,E,D)

Figure 57 (Suite et fin).

$Fe_2O_3 + MgO$

S = Coupe Sérent en Bretagne Centrale
 J = " Janzé " " "
 Ma = " Mayenne " " "
 Mi = Minard
 B = Binic
 R = La Roche-Derrien
 D = Coupe DG en Normandie
 E = " EF " " "

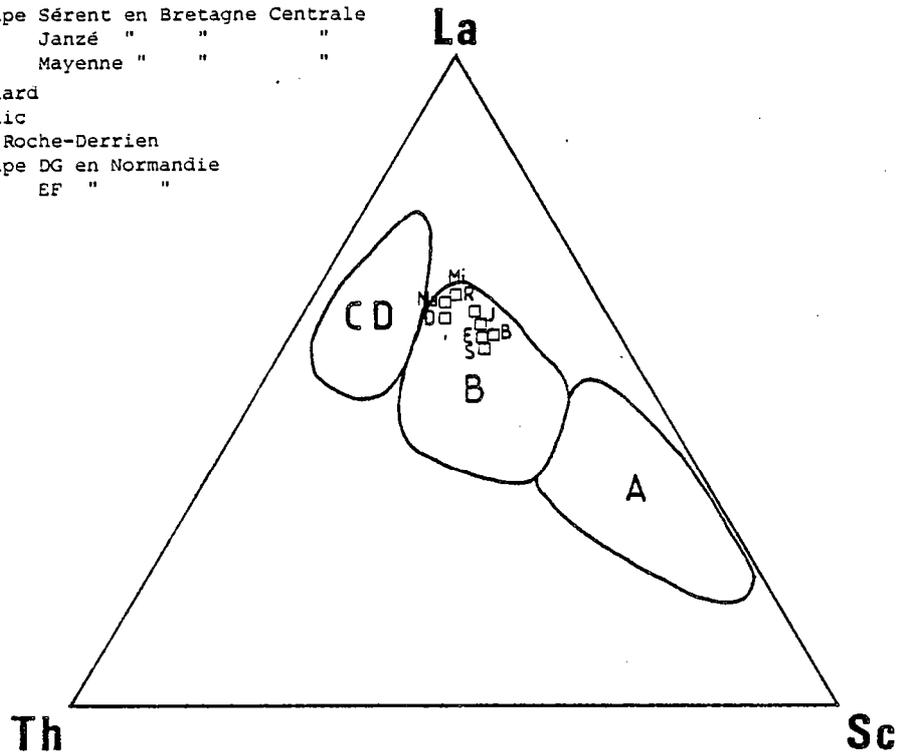


Figure 58. - Position des échantillons briovériens du Massif Armoricain dans le triangle géotectonique de Bhatia et Crook (1986) (même signification des champs que ceux de la fig. 57).

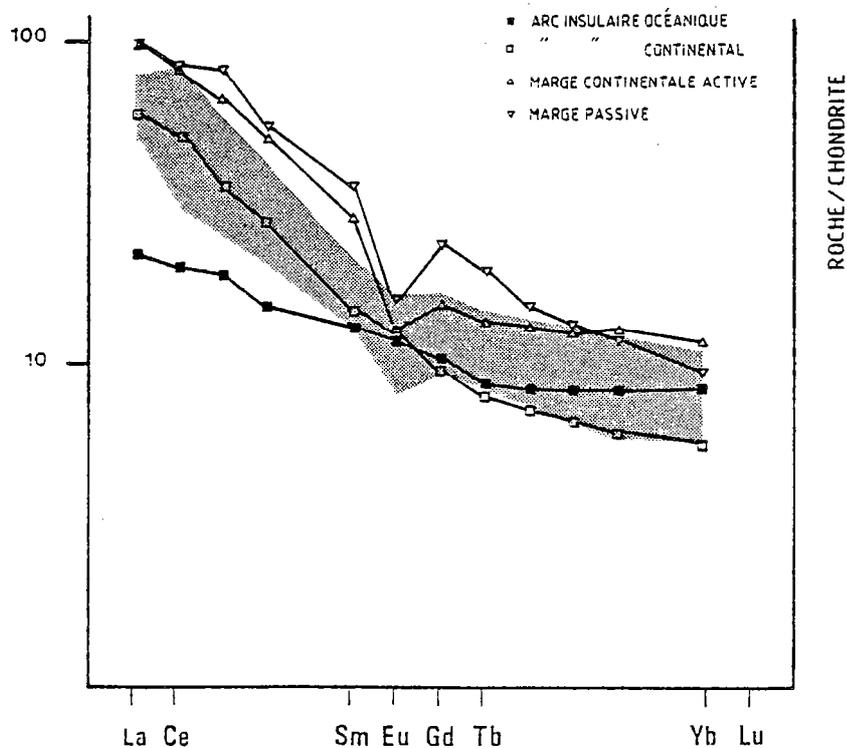


Figure 59. - Comparaison des spectres de Terres Rares normalisés par rapport aux chondrites de différents sites géotectoniques (donnés par Bhatia, 1985) avec les sédiments briovériens (en grisé).

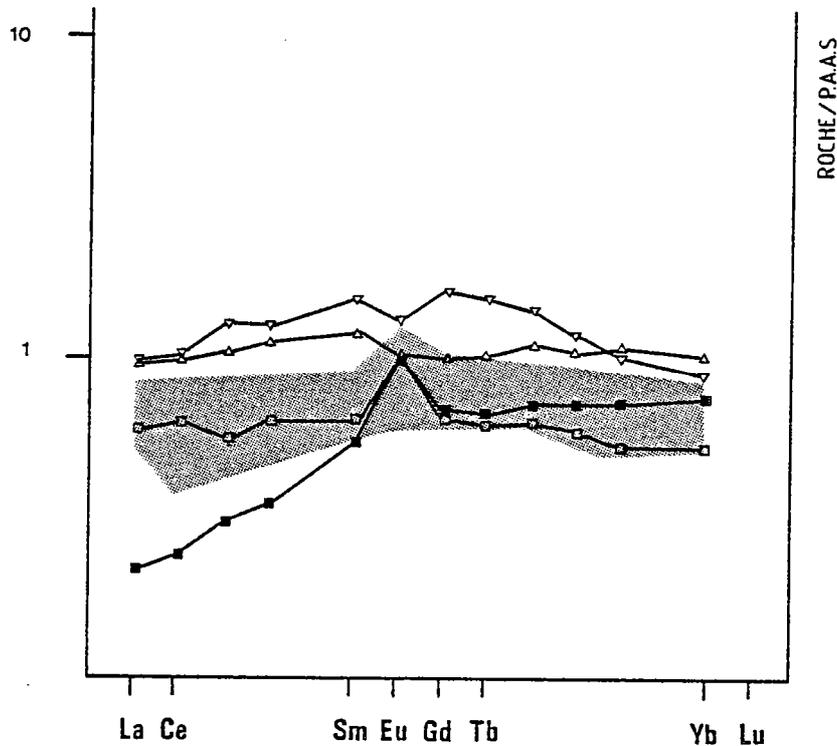


Figure 60. - Comparaison des spectres de Terres Rares normalisés par rapport au P.A.A.S. de différents sites géotectoniques (mêmes symboles que la fig. 59) donnés par Bhatia (1985) avec les sédiments briovériens (en grisé).

Les résultats obtenus par l'étude des éléments traces et des Terres Rares semblent plus restrictifs concernant le site de dépôt, limité à un arc insulaire continental et une marge active continentale.

V - CONCLUSIONS

L'étude géochimique des sédiments briovériens a permis de dégager certains points.

- Les Formations de Bretagne Nord correspondent à des greywackes intermédiaires en quartz malgré de très faibles teneurs en CaO.
- La Formation de Bretagne Occidentale s'apparente au contraire à des greywackes riches en quartz avec cependant des concentrations en Fe_2O_3 anormalement élevées pour ce type de roches. Ces teneurs semblent liées à des phénomènes d'altération superficielle ayant entraîné la transformation de la phase chloriteuse.
- Les spectres de Terres Rares par rapport aux chondrites sont très fractionnés en Terres Rares légères mais ne montrent pas tous d'anomalie négative très marquée en Europium (en particulier les échantillons de Binic et la Roche-Derrien).
- L'alimentation des sédiments briovériens est gouvernée par deux facteurs :
 - une origine mafique (ex. : amphibolites)
 - une origine acide pouvant être continentale (gneiss) ou magmatique avec la

possibilité d'apports à caractère intermédiaire en Bretagne Nord (type kératophyre).

- En Bretagne Nord on observe une très légère évolution dans la composition chimique des sédiments immatures depuis Binic, La Roche-Derrien jusqu'au Minard qui pourrait correspondre à un décalage dans le temps. Les roches se sont déposées dans un contexte tectonique actif (arc continental ou marge active continentale), tout comme les sédiments de Normandie Nord.
- Les wackes de Bretagne Centrale et Occidentale semblent provenir d'une source pauvre en alcalins, située dans un site tectonique relativement passif. Les sédiments de la coupe ABC en Normandie forment une transition entre les deux ensembles. Cependant dans ces régions méridionales, les Terres Rares conservent l'empreinte d'un arc magmatique.

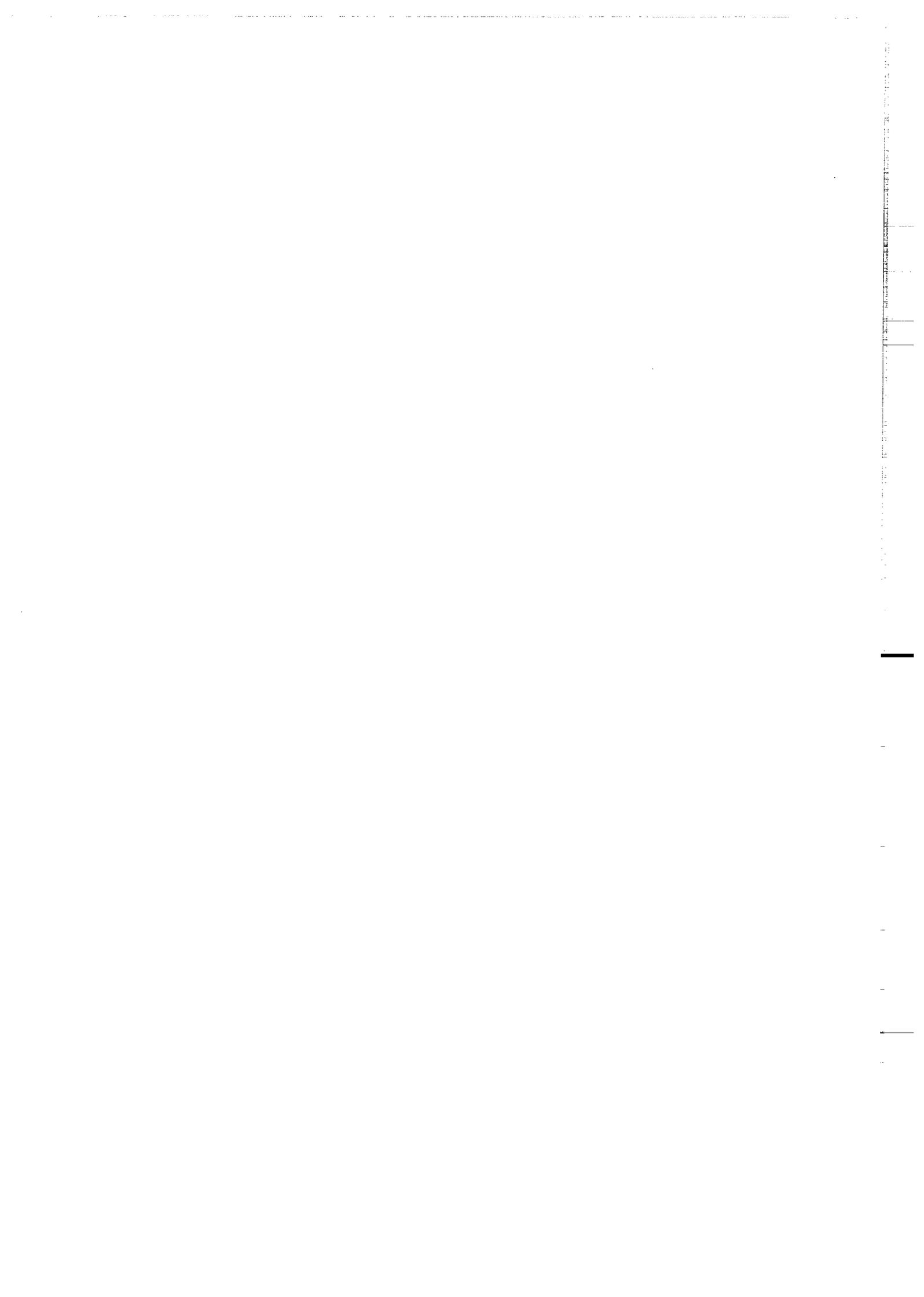
Les résultats géochimiques s'accordent assez bien avec les données pétrographiques obtenues précédemment, malgré certaines divergences. Il s'agit notamment de l'évolution observée en Bretagne Nord. La tendance que l'on déduit des compositions minéralogiques semble placer la Formation de Binic plus près d'une provenance continentale alors que d'après l'étude géochimique elle serait la plus proche d'un site d'arc volcanique. Cette contradiction pourrait s'expliquer par une différence dans la nature des débris volcaniques dont les proportions sont le facteur le plus discriminant en Bretagne Nord. Une source volcanique plus basique pour la Formation de Binic pourrait être envisagée car les débris provenant de ces roches sont plus facilement mis en solution que les débris acides, au cours de la sédimentation. Dans ce cas, seule la géochimie sur roche totale permettrait de les détecter.

Un autre point mérite d'être souligné : il concerne l'influence volcanique mise en évidence par les Terres Rares en Bretagne Centrale et Occidentale alors que la pétrographie de ces terrains (chap. précédent ; Denis et Dabard, 1987), sauf pour la région de Mayenne, montre au contraire leur contexte stable. Une possibilité serait d'évoquer un site de bassin d'arrière-arc dans lequel les sédiments situés près de la masse continentale, surtout si la taille du bassin est importante sont plus en affinité avec une marge passive. Mais les sédiments doivent néanmoins conserver une influence volcanique par l'intermédiaire d'ions en solution issus de l'arc.

3^{ème} PARTIE

ANALYSE

DES DEPOTS



1er Chapitre

Etude des structures sédimentaires

I - INTRODUCTION

La caractérisation des modes et lieux de dépôt des sédiments briovériens passe par une première phase d'identification des structures sédimentaires. Aussi est-il nécessaire de donner une description de celles-ci ainsi que des mécanismes supposés responsables de leur formation. Les figures sédimentaires observées ont été regroupées selon la classification d'Allen (1970) avec une terminologie anglosaxonne le plus souvent, les équivalents français étant généralement peu usités et incomplets.

II - LES FIGURES DE BASE DE BANC

Ces figures en relief, situées sur la semelle des bancs correspondent au moulage d'une structure initialement en creux (Fig. 61).

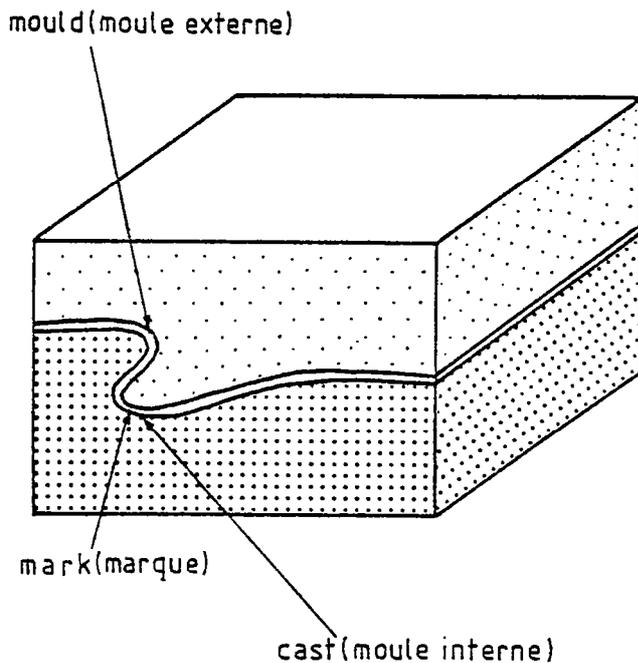


Figure 61. - Schéma explicatif de la nomenclature anglosaxonne et de ses équivalents français concernant l'hy-porelief.

II - 1 - LES SCOUR-MARKS (FIGURES D'EROSION)

Les figures d'érosion sont produites directement par le courant par opposition aux "tool-marks" dans la genèse desquels un objet est nécessairement intervenu.

1 - 1 - LES FLUTE-MARKS

Elles constituent très certainement les figures les plus étudiées dans la littérature en raison de leur grand intérêt dans la recherche des paléocourants. Il s'agit de structures caractérisées par une forme plus ou moins en U, allongée parallèlement au courant et présentant une dissymétrie entre le côté amont, plus marqué et plus bombé, et le côté aval, tantôt élargi tantôt refermé mais toujours beaucoup plus aplani, permettant donc de retrouver un sens de courant sans ambiguïté. En dehors de ces points communs, les flute-casts rencontrés dans les sédiments briovériens présentent des morphologies très variées puisqu'ils peuvent être de types bulbeux, linguiforme, conique, triangulaire et en terrasse et avec parfois des extrémités amont en "tire-bouchon" (Pl.3 photos 2,3 et 4) (d'après Lanteaume et al., 1967), pour la dénomination française. Leur agencement sur une même surface de banc peut également être assez divers : longitudinal, en échelon, en zig-zag ou en "peau de lézard" (Grève de Noret, Formation du Minard, pour le dernier type, voir Fig. 62 + Pl.3 photo 1,5).

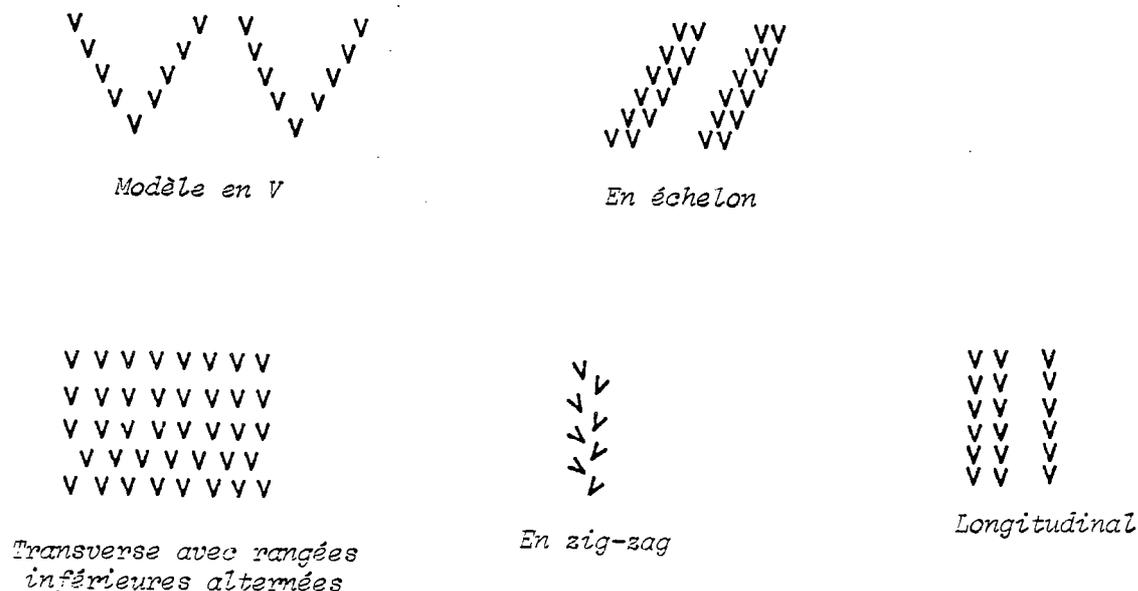


Figure 62. - Distribution des flute-marks (d'après Dzulynski et Walton, 1965).

Il ne semble pas exister de relation entre la taille des flutes et la granulométrie du sédiment sus-jacent car on peut observer des grands flute-casts (20-30 cm de long) constitués par des grès fins (Baie de Douarnenez) et à l'opposé des petites formes produites par du matériel relativement grossier (Pointe de Minard Sud). Par contre la morphologie bombée semble être assez caractéristique des sédiments grossiers.

Au Minard, les flute-casts montrent une grande variabilité au niveau de la tail-

le, de la forme et de l'agencement. A Binic les formes les plus courantes sont petites, légèrement bulbeuses et très nombreuses, avec une distribution plus ou moins longitudinale, tandis qu'à la Roche-Derrien elles sont plutôt triangulaires ou coniques et de petite taille. En Bretagne Occidentale, dans les faciès où les schistosités sont les moins marquées et où l'observation des structures originelles est la plus aisée, il s'agit de flute-casts de grande taille (20 cm) légèrement bulbeux et allongés.

La genèse des flute-marks résulte de l'action d'un courant turbulent de force suffisante pour éroder un sédiment sous-jacent non encore induré. La conservation de ces figures est facilitée lorsqu'on a une alternance grès-silt très marquée (Allen, 1971) ; c'est pourquoi elles ont été fréquemment associées à des turbidites même si elles ne sont pas limitées à cet environnement.

1 - 2 - LES RIDES LONGITUDINALES (*L. ridge*)

Ces figures sont très courantes dans l'ensemble des sédiments étudiés. Il s'agit de fins bourrelets plus ou moins parallèles, assez régulièrement espacés sur une même surface (cet intervalle varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres). Les structures sont assez variables et différents types peuvent être rattachés à cette catégorie :

- *Les rides longitudinales droites*, permettant simplement de retrouver une direction de courant.
- *Les L-ridges and Furrows (rides et sillons)*, avec sur les rides des structures en U, concaves par rapport au sens. En fait on trouve tous les intermédiaires entre celles-ci et des petits flute-casts. La structure en "Fleur de Lys" correspond à un cas particulier de ce type et représente un agglomérat de petits flute-casts au milieu de rides longitudinales (Pl.4 photos 1,2).
- *Les rides dendritiques*

Il s'agit de formes ramifiées rappelant des dendrites qui s'anastomosent. Le sens du courant n'est pas toujours évident à déterminer sur ces figures car si l'écoulement responsable est dans la majorité des cas convergent, il peut également être divergent lorsqu'il y a stratification de la densité au sein d'un nuage turbiditique par exemple (Dzulynski et Walton, 1963) (Fig. 63).

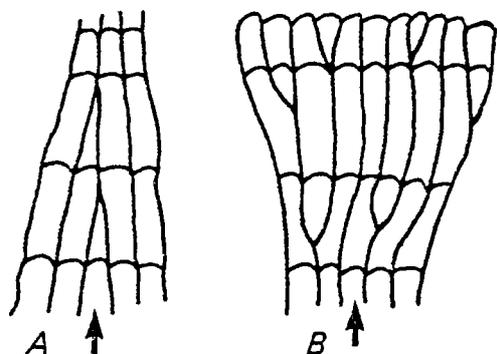


Figure 63. - Formation des rides dendritiques (d'après Dzulynski et Walton, 1963)
A = par un courant convergent
B = par un courant divergent

L'observation des rides dendritiques se limite à la Pointe de Minard où l'absence de figures associées sur la majorité des surfaces de base rend difficile la détermination de l'orientation des courants générateurs. Cependant dans les rares cas où l'association avec d'autres figures est observable, les rides montrent un sens opposé à celui des autres figures.

Selon l'hypothèse la plus fréquemment retenue, étayée par les résultats expérimentaux (Dzulyaski et Walton, 1965), la formation de ces figures résulterait de l'écoulement, selon un mouvement hélicoïdal, d'un liquide ou d'une suspension dans des tubes virtuels, le sédiment érodé étant alors repoussé sur les côtés. Ce type de mécanisme ne semble avoir été observé que dans les turbidites (Bouma, 1962 ; Allen, 1971), les variations morphologiques étant reliées à la vitesse du courant : les formes les plus droites correspondent à l'écoulement le plus rapide.

II - 2 - LES FIGURES PRODUITES PAR DES OBJETS (TOOL MARKS)

Dans ce cas, le courant chargé de particules en suspension n'est pas le seul responsable, les figures sont créées par des objets provenant de la masse sédimentaire en mouvement ou reposant sur le sédiment sous-jacent.

2 - 1 - LES MARQUES EN CROISSANT = CRESCENT MARKS

Leur nom fait référence à leur éventuelle forme semi-circulaire. Il s'agit d'une figure d'érosion développée en aval d'un obstacle qui a donc un rôle passif. La forme de la structure en croissant est fonction de la morphologie de l'objet et de sa position par rapport au courant (Fig. 64). Ces figures n'ont été rencontrées qu'exceptionnellement à la Pointe de Minard, où

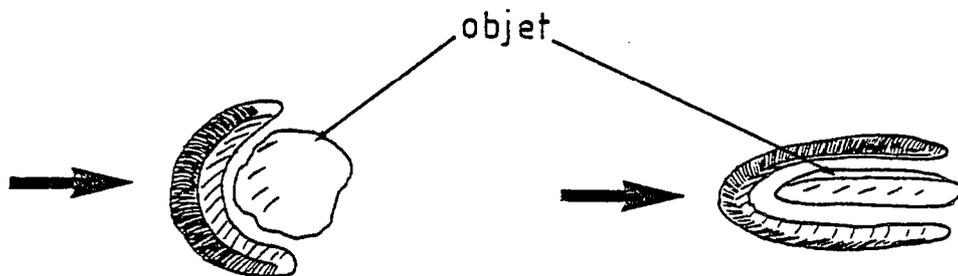


Figure 64. - Relation entre la forme de l'obstacle et la morphologie de la marque "en croissant". Elles sont d'assez grande taille (20 cm) et semi-circulaire. On ne retrouve jamais les galets supposés responsables dans les sédiments briovériens, aussi on pourrait imaginer que, l'objet jouant le rôle d'obstacle pouvait être constitué par des particules sédimentaires suffisamment agglomérées créant ainsi une hétérogénéité.

Les crescent-marks se forment dans des environnements très variés, marin à désertique. Rupke (1977) a signalé dans un environnement marin profond que ces structures, associées à un granoclassement inverse, semblaient caractéristiques d'un écoulement de type "grain flow".

2 - 2 - LES GROOVE-MARKS (FIGURES DE TRAINAGE)

Il s'agit de l'empreinte de sillons plus ou moins parallèles qui dans les ter-

rains briovériens étudiés ont 3 à 5 cm de largeur et une longueur toujours supérieure à 20 cm. La surface extérieure des structures les plus larges, légèrement aplanie, présente couramment des striations de second-ordre interprétées comme étant le reflet de la morphologie externe de l'objet qui les a engendrées (Fig. 65). La terminaison des groove-casts est rarement visible d'une

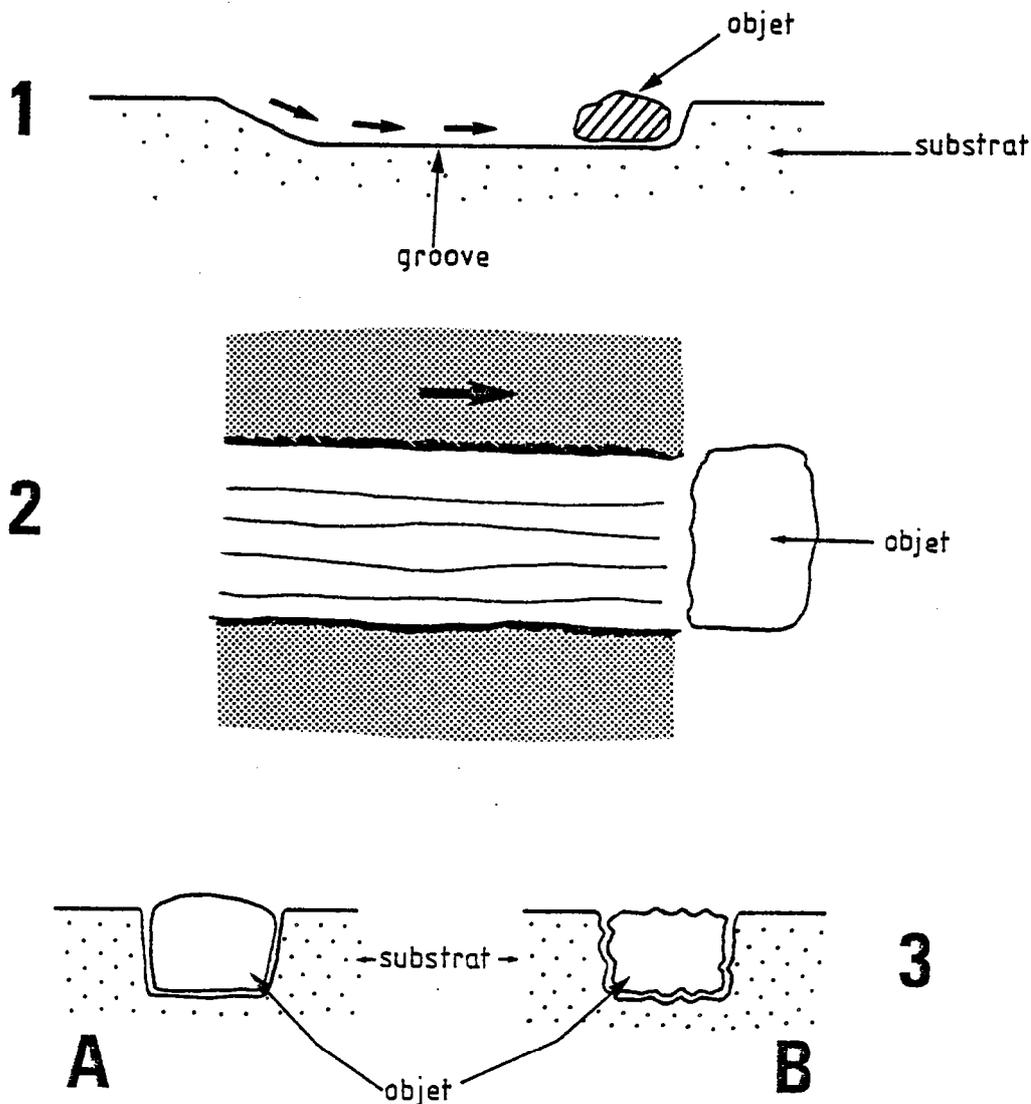


Figure 65. - Mode de formation des groove-marks

1 - vue longitudinale

2 - vue de dessus

3 - vues frontales (A = objet lisse ; B = objet irrégulier).

part parce que les figures sont parfois plus longues que la surface exposée et d'autre part parce que bien souvent cette terminaison ne s'individualise pas vraiment. Dans ce cas, les groove-casts indiquent seulement une direction de transport sans orientation puisque les parties amont et aval ne sont pas dissociables. Le sens de transport ne peut être déterminé que lorsque l'extrémité aval est brutale ou présente des traces d'emboutissement (brush-marks). On peut observer pour certains grooves une forme "vrillée" matérialisant le mouvement légèrement hélicoïdal de l'objet pen-

dant son transport (Pl.4photos 4,5). Les groove-marks présentent fréquemment sur une même surface de base une obliquité de direction de l'ordre de 20° au maximum, qui entraîne un recoupe-ment des figures entre elles.

L'origine des groove-casts a depuis très longtemps été attribuée au traînage d' un objet, par un courant faiblement turbide, sur un substratum cohérent bien que cet objet ait pratiquement toujours disparu (Dzulynski et Walton, 1965). Dans les terrains précambriens, pour lesquels ni les arêtes de poisson ni les fragments de bois ne peuvent être invoqués, des "galets mous" de siltites auraient pu engendrer ces figures. Leur faible densité leur permettrait ainsi d'être repris et remélangés au nuage turbide et expliquerait aussi pourquoi l'objet responsable est très rarement conservé.

Ces figures n'ont jamais été observées dans les formations de la Roche-Derrien et de Douarnenez.

2 - 3 - LES BOUNCE-MARKS (TRACES D'IMPACT)

A la différence des figures précédentes, ces traces sont généralement de taille réduite (quelques cm de long sur quelques mm de largeur). Elles correspondent à de petites empreintes linéaires aux extrémités effilées et symétriques, ne permettant donc pas de déterminer un sens de transport (Pl.4 photo 3).

Elles proviennent de l'impact sur un substratum non induré d'un objet arrivant sous une incidence relativement faible.

Les figures précédemment décrites correspondent aux principales structures de base de banc observées dans les Formations briovériennes mais la liste n'est pas exhaustive.

Il convient de noter que toutes ces figures ont pu être accentuées par des phénomènes de load-cast dont la description sera donnée au paragraphe IV-1-b.

III - LES FIGURES DE SOMMET DE BANC

Très exceptionnellement des surfaces supérieures de banc comportent des figures sédimentaires. Il s'agit de petites rides, leur longueur d'onde étant largement inférieure à 60 cm (Allen, 1968). L'observation en plan de ces figures est très rare et n'a été réalisée que ponctuellement dans la Formation de Binic, du Minard et de Douarnenez (Pl.6 photo 5)

Le calcul des indices, définis par Allen (1968) et Reineck et Singh (1973), ainsi que la morphologie des crêtes, montrent que dans les Formations du Minard et de Binic les rides

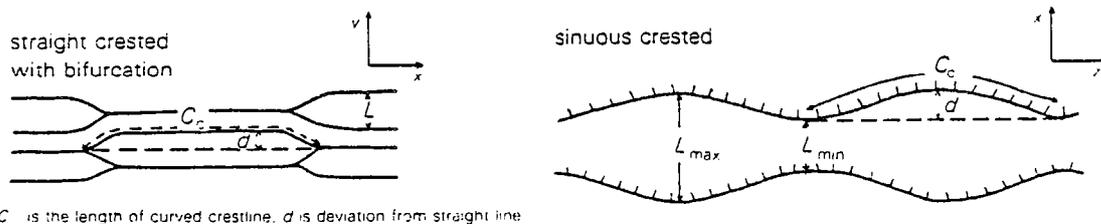


Figure 66. - Définition des indices d'Allen (1968) sur la morphologie de rides en plan.

correspondent à des petites rides de courant plus ou moins droites et asymétriques ($\lambda = 10-15$ cm au Minard, 20-25 cm à Binic) (Fig. 66).

Dans la Baie de Douarnenez, une surface de banc offre des corps sédimentaires présentant des caractéristiques de rides de vagues :

- profils plus ou moins symétriques
- bifurcation des crêtes
- indices de ripples caractéristiques : $RI = 1,6-2,6$; $SI > 15$.

La présence de ces rides d'oscillation, dont la structure interne a également été observée, au sein des sédiments de Bretagne Occidentale est importante mais leur observation exceptionnelle incite à la prudence quant à leur signification paléogéographique.

IV - LES FIGURES INTERNES SYNSEDIMENTAIRES

Ces figures constituent le litage et représentent la "disposition des sédiments à l'intérieur d'un banc" (Lombard, 1956).

IV - 1 - LE GRANOCLASSEMENT

Le granoclasement exprime par définition l'agencement des grains dans un banc en fonction de leur granulométrie.

1 - 1 - DANS LES GRES

1 - 1 - a - Granoclasement normal

La figure 67 montre les deux types les plus fréquents rencontrés dans les niveaux gréseux. Dans le type (a) le granoclasement s'effectue essentiellement dans la partie sommitale,

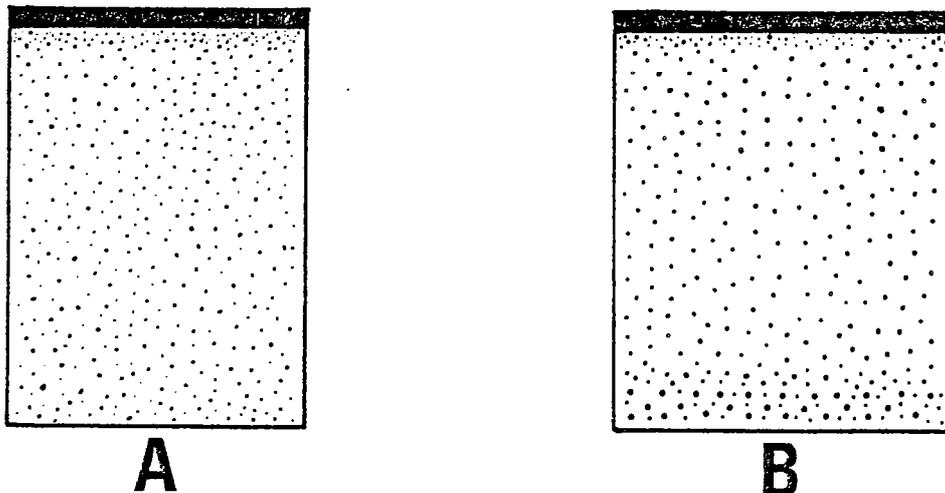


Figure 67. - Les deux modes de granoclasement les plus courants dans les sédiments gréseux étudiés.

au niveau de la fraction fine. Le reste du banc est plus ou moins massif, composé d'un mélange de particules fines et grossières. Dans le deuxième cas (b), l'organisation est un peu semblable mais comporte à la base une concentration en particules grossières. Le tri granulométrique s'applique surtout aux éléments les plus grossiers, les autres demeurant présents, sensiblement dans les mêmes proportions, sur la quasi totalité de la strate. Ce mode de granoclasement se rapproche de "coarse-tail grading" qui semble caractéristique des turbidites.

Les granoclasements rencontrés sont donc généralement très localisés dans la strate et se font sans transition. Le caractère régulier du granoclasement n'est pas toujours vérifié puisqu'on observe parfois des variations discontinues comme sur la figure 68.

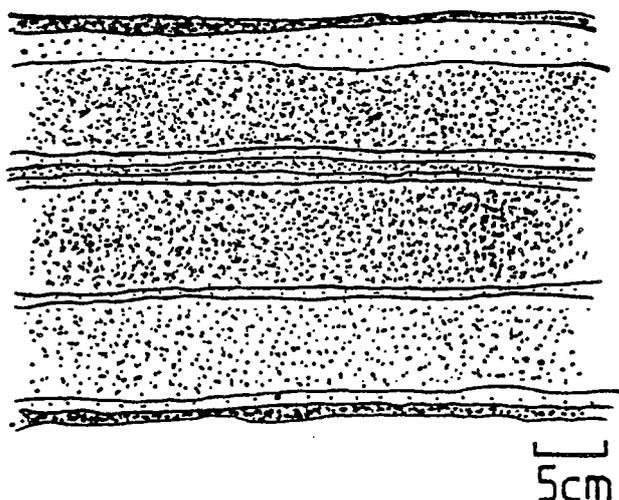


Figure 68. - Exemple de granoclasement non régulier dans les grès.

Ce type composite, visible seulement dans la Formation du Minard provient soit d'irrégularité dans la composition de l'écoulement soit d'arrêts brutaux dans le dépôt des particules et se distingue très nettement du granoclasement classiquement décrit.

1 - 1 - b - Granoclasement inverse puis normal

Très localement certains bancs présentent un granoclasement inverse à la base, c'est-à-dire que des particules grossières surmontent des éléments plus fins. La phase grossière peut être constituée de grès (Formation du Minard ou de Binic) (Fig. 69a) ou de microconglomérat (Douarnenez, 69b) mais dans les deux cas le passage entre les particules de tailles différentes est assez franc.

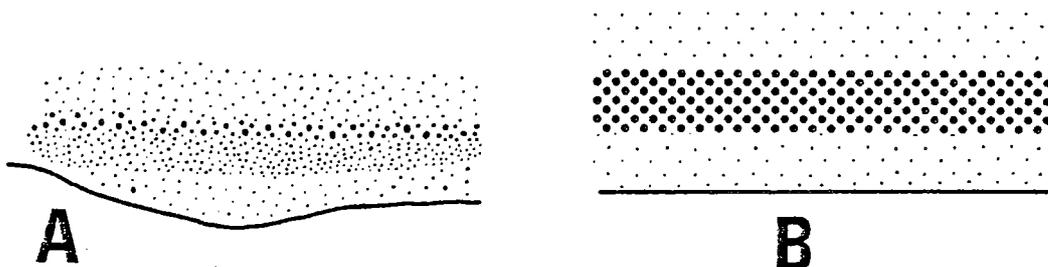


Figure 69. - Deux possibilités de granoclasement inverse à la base des bancs gréseux. En a) les éléments les plus grossiers sont gréseux alors qu'en b) ils sont microconglomératiques.

Cette structure a souvent été décrite dans des faciès conglomératiques mais rarement dans les faciès gréseux. Le mécanisme généralement invoqué pour sa formation fait intervenir des phénomènes de "clast-collision" (Nemeck, 1980) dus à une forte concentration de grains à la base de l'écoulement, accompagnés de turbulence fluide (Walker, 1979) et/ou d'échappement ascensionnel de fluides (Hiscott et Middleton, 1980). Des mécanismes assez similaires pourraient également s'appliquer ici, même s'il ne s'agit pas uniquement de matériel conglomératique. Ces processus, nécessitant des accumulations de particules importantes, se rencontrent préférentiellement dans les courants de haute concentration situés dans les régions les plus proches de la source.

1 - 2 - DANS LES NIVEAUX FINS SILTEUX

A l'intérieur des niveaux fins, on observe également une diminution verticale de la taille des grains qui correspond en fait à une élimination progressive de la lamination pour aboutir à des niveaux homogènes, dépourvus de structures.

IV - 2 - LA LAMINATION

La lamination désigne l'agencement des particules disposées selon des parallépipèdes qui constituent des lamines. Au niveau de l'échantillon cette structure se manifeste par des variations dans l'intensité de la couleur correspondant à des pulsations granulométriques et minéralogiques. Dans les sédiments briovériens la lamination s'observe à la fois dans les niveaux gréseux et dans les niveaux silteux de sommet de séquence.

Dans les grès les lamines ne présentent pas entre elles d'organisation et se succèdent apparemment de façon aléatoire (Fig. 70a et Pl. 7 photo 2).

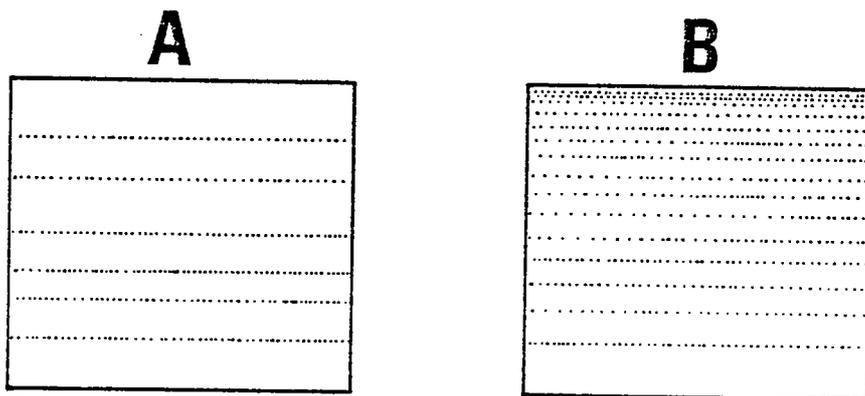


Figure 70.. - Les deux types de lamination observés dans les sédiments briovériens (A = dans les grès ; B = dans les niveaux silteux de sommet de séquence).

Dans les niveaux silteux on observe parfois un accroissement vertical graduel du nombre des lamines qui deviennent de moins en moins épaisses ; on peut ainsi aboutir à des niveaux argilosilteux homogènes où la lamination n'est plus discernable à l'échelle de la lame mince (Fig. 70b).

L'origine de la lamination dans ce type de dépôt ne semble pas clairement établie mais l'hypothèse de pulsations au sein de l'écoulement serait à écarter (Kuener, 1986). Une partie de la lamination proviendrait de courant de haut régime véritable développant des structures planaires (Middleton et Hampton, 1976) tandis que le reste pourrait résulter de la décélération progressive d'un courant de suspension permettant aux particules de même taille et densité de se regrouper

IV - 3 - LE LITAGE DE RIDES

3 - 1 - LES RIDES PROGRADANTES

Les figures produites par des rides (ripple) sont assez courantes dans les différentes formations et montrent des structures assez variées, dans du matériel silteux ou finement gréseux. La puissance de ces niveaux à rides n'excède généralement pas une dizaine de cm dans les faciès gréseux et quelques mm dans les niveaux silteux.

Dans les rares cas où il est possible d'observer les 2 flancs de la ride ("lee et stoss-side") (voir définition fig. 71), on s'aperçoit qu'il s'agit de petites rides dont la

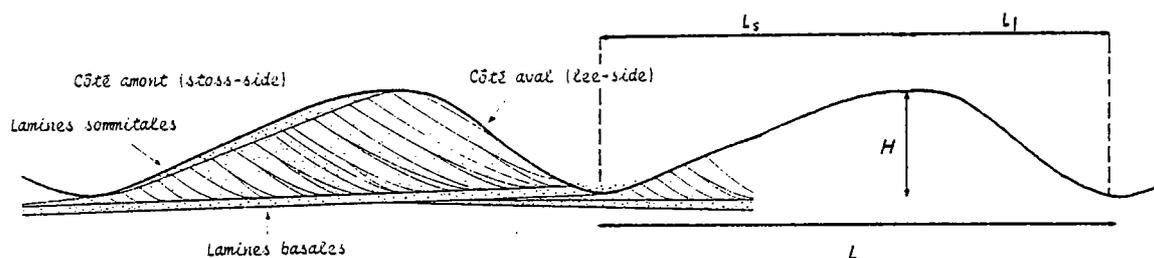


Figure 71. - Nomenclature d'une ride et définition des paramètres utilisés par Tanner (1967).

longueur d'onde est \leq à 20 cm. L'observation de telles structures permet de constater également que le profil est asymétrique et que la progradation des rides est unidirectionnelle (Pl. 5 photo 1) impliquant donc un mode de mise en place par des courants et non des vagues sauf exception. Le calcul des indices discriminatoires de Tanner (1967) sur les rides briovériennes confirme cette hypothèse : $RI = L/H = 4 - 6.5$; $RSI = L_s/L_l = 2.7 - 10.5$.

Lorsque le "stoss-side" n'est pas conservé, on constate que l'inclinaison des lamines développées sur le "lee-side") est soit de l'ordre de quelques degrés dans le cas de rides très planes (Pl. 5 photo 2), soit d'environ 20° (Fig. 72) et dépasse rarement 25° (sauf quand le litage est déformé).

La superposition de plusieurs faisceaux de rides par progradation du matériel produit des structures entrecroisées. Le litage entrecroisé en 3 dimensions est à rapprocher de celui de petites rides ondulantes (Fig. 73) :

- de profil les limites de faisceaux sont légèrement pentées et se recourent localement
- perpendiculairement au sens d'écoulement on observe des structures plus ou moins en auge.

Ce type de rides correspond à une vitesse légèrement plus élevée que celle re-

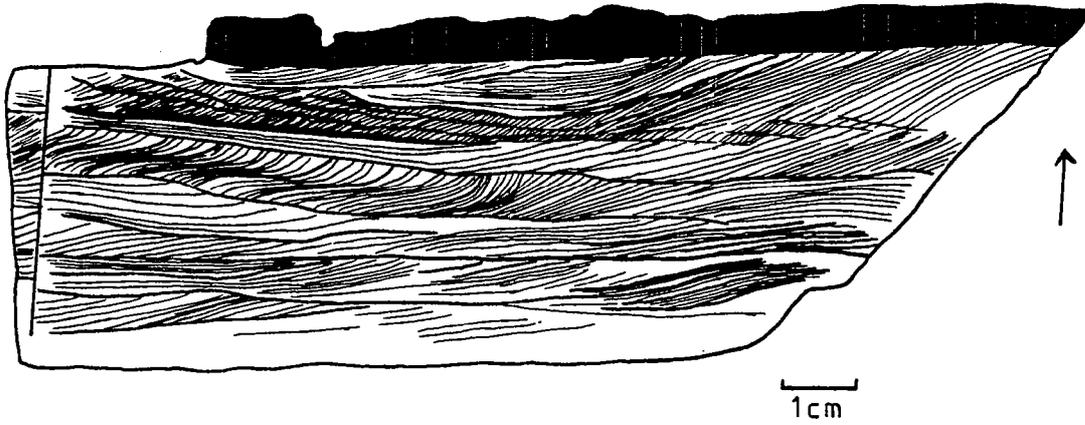
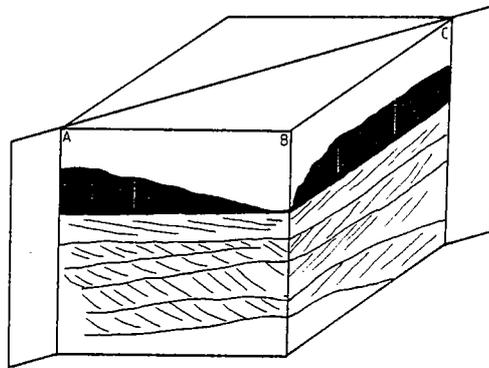
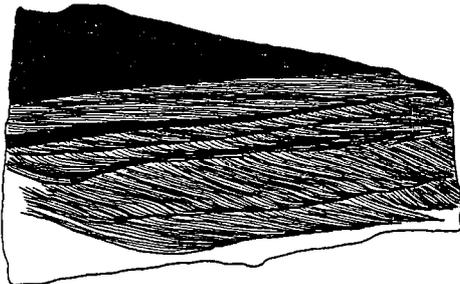


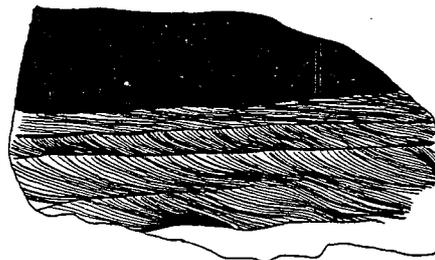
Figure 72. - Exemple de litage de rides penté à 20° environ sauf par déformation synsédimentaire avec localement des rides chevauchantes.



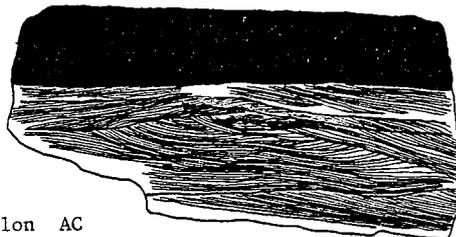
Bloc diagramme



1- Coupe selon AB



2- Coupe selon CB



3- Coupe selon AC

Figure 73. - Représentation des structures résultant de la progradation de rides de courant (Type "petite ride ondulée").

quise pour la formation de rides droites.

Les rides occupent des positions préférentielles à l'intérieur des bancs :

- a) soit à la base dont elles sont parfois séparés par quelques niveaux laminés
- b) soit en sommet de banc lorsque leur base est gréseuse.

Dans le premier cas (a) la limite inférieure du banc est généralement plane et la base des lamines est tangentielle. Le passage avec les siltites sus-jacentes est soit très tranché (Fig. 72 et 73) soit progressif (Pl. 5 photo 1).

Un cas particulier est représenté par des rides discontinues et/ou effilées, alternant très finement avec des siltites homogènes ou laminées (Pl. 5 photos 5 et 6). Ce type de structures ressemble au "lenticular bedding" des zones tidales mais les rides dans les sédiments briovériens (à Tournemine et Bréhec Nord) sont asymétriques et toujours unidirectionnelles. Le mécanisme évoqué dans les zones tidales, à savoir une alternance d'eaux turbulentes et d'eaux calmes, dans lesquelles l'apport de particules gréseuses est réduit, pourrait également s'appliquer ici.

En sommet de banc (b), les faisceaux de rides peuvent surmonter normalement les grès massifs ou avoir un contact érosif (Pl. 8 photo 5).. Ceci a déjà été observé par Pons (1985) qui envisageait pour les dépôts une genèse différente de celle des grès sous-jacents. Pour l'auteur, cette hypothèse est argumentée par le fait que les directions de transport pour les grès de la base et les niveaux à rides aux limites inférieures érosives sont à 90°. En raison de la trop grande marge d'erreurs par rapport aux objets linéaires, les mesures de paléocourants à partir des litages de rides n'ont pas été systématiquement effectuées et ne sont donc pas reportées ici. Il convient toutefois de signaler que dans tous les cas où l'analyse en a été faite, les sens de courant obtenus à partir des rides et des figures de base étaient schématiquement similaires.

3 - 2 - LES RIDES D'AGGRADATION

Il est également assez courant de rencontrer dans les différentes formations des structures d'aggradation ("climbing") ou rides chevauchantes, c'est-à-dire des rides qui se déplacent à la fois latéralement et verticalement. Ces structures peuvent affecter la totalité de la zone à rides (jusqu'à 10 cm de puissance) ou n'être que très locales (voir Fig. 72).

Différentes formes d'aggradation existent et sont classées d'après leurs caractéristiques génétiques (Jopling et Walker, 1968; Reineck et Singh, 1973) (Fig. 74). Le cas le plus

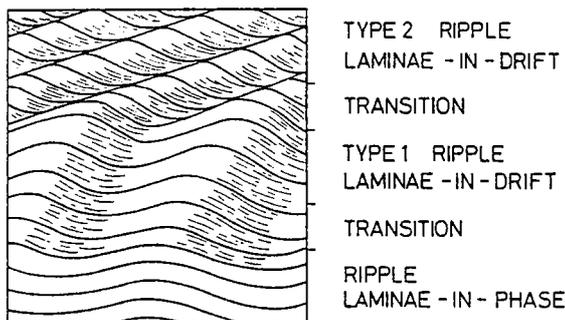


Figure 74. - Représentation schématique des différents types de rides chevauchantes (d'après Jopling et Walker, 1968).

fréquent correspond au ripple-drift type A (Pl.5, photo 3), mais des structures sinusoïdales, dans lesquelles les deux flancs de la ride sont préservés ont également été reconnues dans la Formation du Minard (Pl.5, photo 4). Ce type de rides matérialise un rapport plus élevé entre le taux de particules en suspension et la charge de fond. Toutes les figures d'aggradation caractérisent en général un environnement où l'apport de sédiments est très élevé et constant pendant une certaine période (Reineck et Singh, 1973).

3 - 3 - CAS PARTICULIER

3 - 3 - a - Les rides de vagues

Si dans la quasi totalité des cas observés les figures peuvent avoir été créées par des courants, il existe cependant quelques exceptions dans la Baie de Douarnenez. En effet dans ce secteur on rencontre parfois à l'intérieur des bancs des structures présentant des points communs avec les rides de vagues selon les critères proposés par De Raaf et al. (1977) : sens de progradation opposés, symétrie des flancs, lamination parallèle ondulante à la base, lentilles naissantes (Pl.8 photo 4). Il faut rappeler que des surfaces sommitales à rides de vagues ont déjà été signalées dans ce secteur (cf. paragraphe III). La même prudence déjà soulignée pour les structures en plan doit cependant s'appliquer quant à la signification paléogéographique de ces figures de litage.

3 - 3 - b - Dans des faciès grossiers

Deux autres cas particuliers ont également été observés dans les terrains étudiés. Il s'agit d'une part de rides affectant du matériel microconglomératique sur une puissance de 20 cm à Trez Bellec (Baie de Douarnenez) et d'autre part de rides à grande échelle situées en base de bancs gréseux grossiers. Ces dernières ne se développent pas strictement à la base du banc car on note d'abord un intervalle gréseux. Ces rides à grande échelle possèdent de plus des limites inférieures en auge très ondulantes mais sont nettement moins discernables que les litages engendrés par les petites rides. La présence de telles rides reflète à la fois la granulométrie élevée du sédiment et la haute énergie du courant mais ne caractérise pas un environnement particulier.

IV - 4 - LES "COPEAUX DE BOUE" ("MUDSTONE CHIP" ou "RIP-UP CLAST")

De tailles et de formes très variées, on observe dans les différentes formations des structures constituées par du matériel fin (silteux ou argilo-silteux) au sein d'un environnement plus grossier. Ces éléments sont le plus souvent anguleux, sans forme spéciale et désignés injustement dans la littérature française par le terme de "galet mou" ou "galet de boue". Ce terme paraît inapproprié puisque les éléments ne présentent pas de signe d'usure. La taille de ces fragments varie de quelques millimètres à une quinzaine de centimètres, sans relation systématique avec la granulométrie de l'encaissant même si les grandes formes sont situées dans des grès grossiers.

Trois types peuvent être distingués d'après leur composition :

- des siltites fines homogènes, représentant le type le plus courant (Pl.6 photo 1)
- des siltites laminées voire convolutées, notamment à la Pointe de Minard (Pl.6 photo 3)

- des argilo siltites partiellement ou complètement pyritisées par substitution centrifuge (Pl.6 photo 3). Ces dernières structures se rencontrent uniquement en Bretagne Occidentale (Porz Naye et Trez Bihan) où l'abondance en pyrite a été précédemment soulignée (cf. chap. pétro.).

Quelque soit la Formation, les "copeaux de boue" semblent flotter à l'intérieur des bancs dans lesquels ils sont agencés de diverses manières. Ils peuvent être

- soit plus ou moins alignés, au milieu ou en sommet de banc, selon des plans parallèles à la stratification (Fig. 75, 1 et 2).

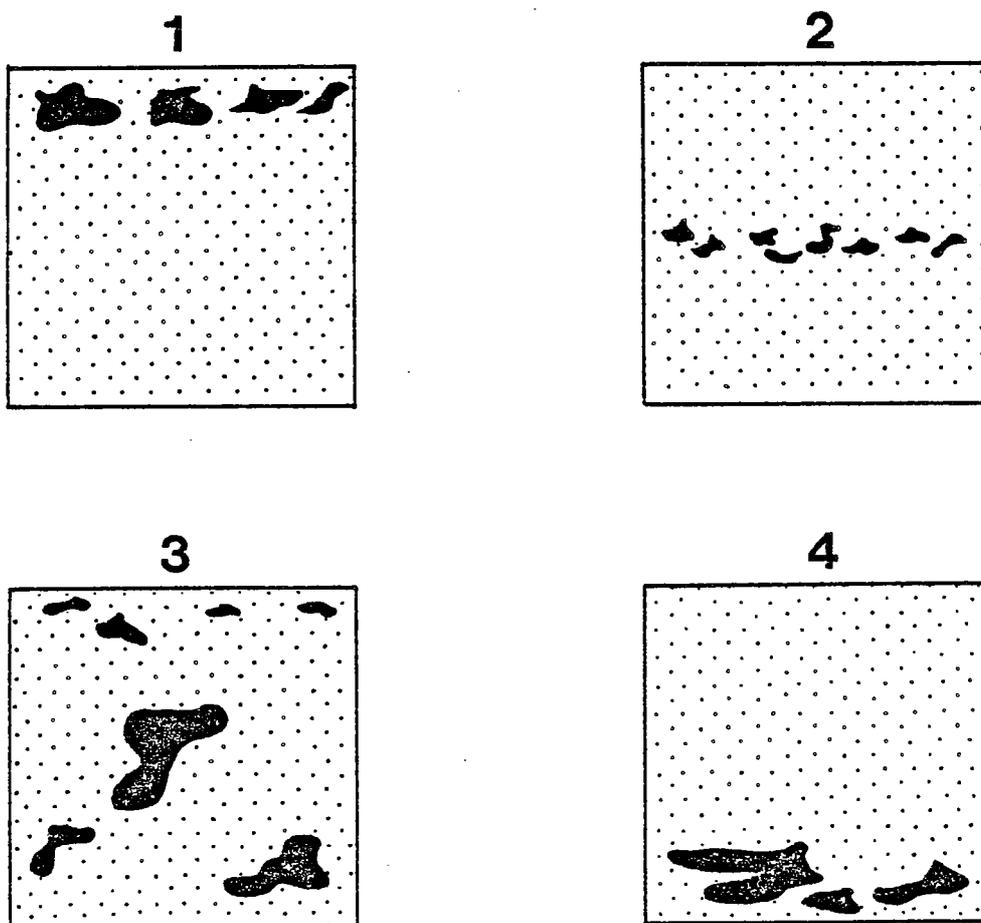


Figure 75. - Agencement des fragments de siltites à l'intérieur des bancs.

- soit au contraire répartis de façon aléatoire dans la couche notamment à la base (Pointe de Minard) (Fig. 75 , 3 et 4). Même lorsqu'elles sont plus ou moins alignés ces structures présentent toujours un aspect enroulé, particulièrement visible dans les fragments laminés.

L'origine de ces fragments résulterait de l'érosion de couches argilo-silteuses sous-jacentes par une venue turbide postérieure à leur dépôt. Le caractère enroulé des "galets" implique que le sédiment repris n'était pas complètement induré. L'érosion serait facilitée par différents processus tels que la haute densité du courant, la présence de pentes locales ou la

liquéfaction du sédiment. La localisation dans la strate des "copeaux de boue" est également liée à la densité du courant mais surtout à l'intervalle de temps pendant lequel s'effectue la compaction du banc. Plus cet intervalle est court moins les galets plus légers ont le temps de remonter. Si telle est bien leur origine, ces figures sont donc contemporaines du dépôt, le seul caractère postérieur pouvant être la migration des fragments vers le haut par compensation gravitaire, avant l'induration définitive.

V - LES FIGURES POST-DEPOT

Ces figures à la différence des précédentes se mettent en place postérieurement au dépôt de la charge sédimentaire et le plus souvent avant l'induration complète.

V - 1 - LES FIGURES DE CHARGE

1- 1 - LES PSEUDONODULES

Les pseudonodules correspondent à des structures arrondies qui peuvent former dans le stade extrême de véritables boules d'où leur appellation. Elles sont présentes dans toutes les formations étudiées à l'exception de celle de la Roche-Derrien et sont particulièrement bien développées dans la Formation du Minard (Pointe de Minard et Porz Pin) où l'on observe très nettement les différentes étapes de leur formation (Fig. 76). Celle-ci résulte de l'enfoncement par gravité d'une fine couche de sédiment gréseux plus dense que le substrat silteux sous-jacent en partie cohérent. Le sédiment dans son mouvement descendant a tendance à s'enrouler sur lui-même prenant ainsi une forme noduleuse (voir fig. 77). Cette dynamique gravitaire qui peut être initiée par des phénomènes extérieurs n'est possible que lorsque les deux couches possèdent une certaine plasticité, c'est-à-dire avant la fin de l'induration, et se met en place quand la fréquence des apports est élevée, augmentant ainsi le contraste de densité.

L'alternance grès-silt nécessaire à leur genèse explique leur abondance dans les environnements turbiditiques "richement nourris".

Les formes observées dans les sédiments briovériens sont de petite taille (quelques mm à quelques cm) et ne semblent pas devoir être reliées à des chocs sismiques, généralement évoqués pour les structures de grande dimension - Ball and pillow -.

1 - 2 - LES FIGURES DE CHARGE INTERFACIALES

Le mécanisme responsable de ces figures est à peu près identique au précédent, la différence importante provenant d'un beaucoup plus grand contraste de viscosité entre les deux couches. Les structures ont été reconnues dans toutes les formations à diverses échelles : millimétrique (Ex. : Moulin de Bizien, La Roche-Derrien), centimétrique (Ex. : Plage Kerlite, Minard), décimétrique (Pointe de Minard).

Dans les deux premiers cas, leur observation se fait en coupe où elles dessinent alors des pointes aigues, constituées de siltites, semblant s'enfoncer dans la couche gréseuse supérieure et désignées sous le terme de flammes. Il faut signaler que la plupart des flammes sont situées à l'interface de bancs gréseux moyennements puissants (50 cm) mais qu'il n'existe pas de

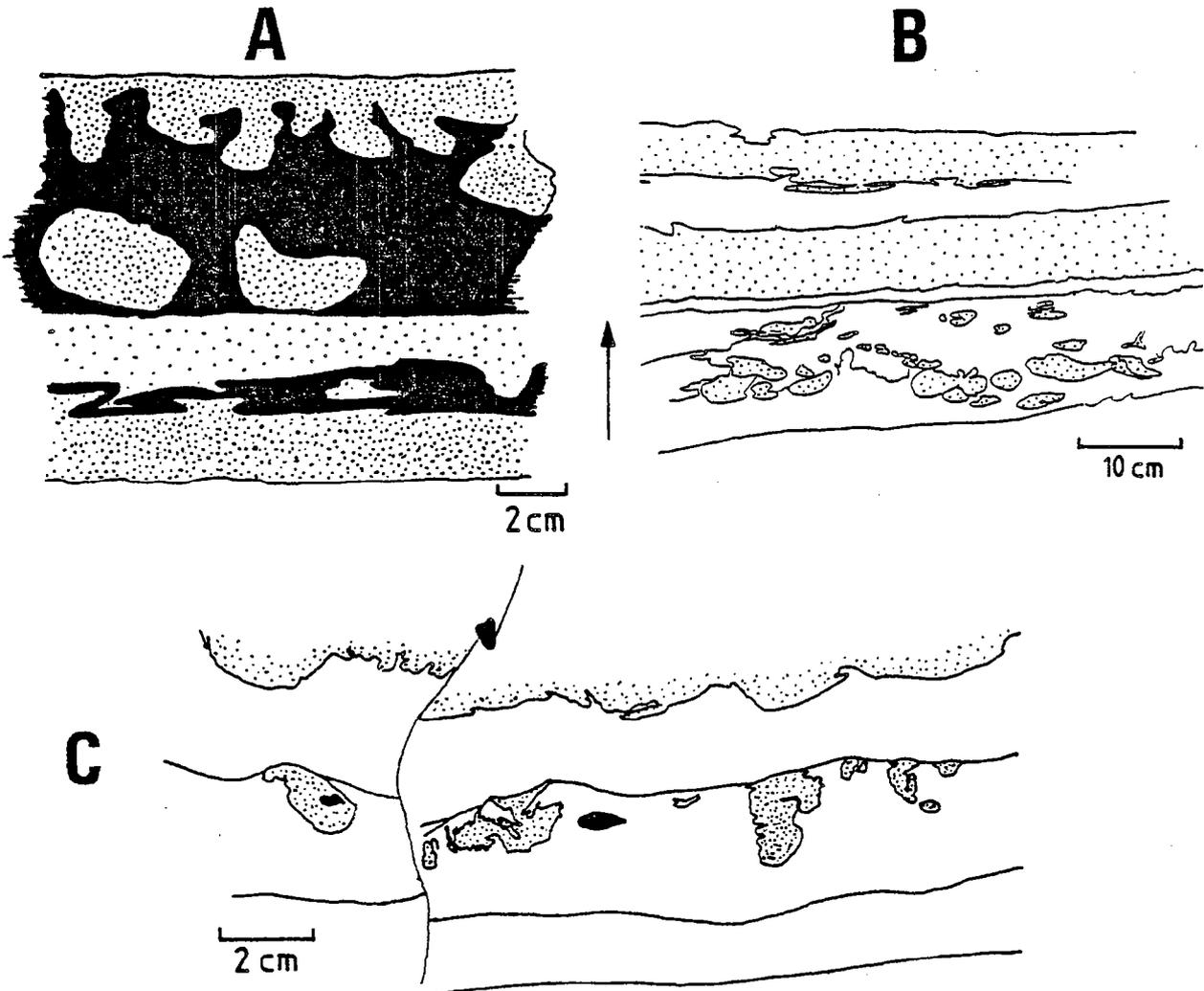


Figure 76. Exemples de pseudonodules montrant différents stades. A et B = Formation du Minard, C = Porz Naye, Presqu'île de Crozon.



Figure 77. Formation expérimentale des pseudonodules (In Pettijohn et al., 1972, d'après Kuenen, 1958).

relation directe entre l'épaisseur des bancs et la distance séparant deux flammes en coupe.

Sauf dans le cas de réajustement tectonique (c'est-à-dire une réorientation vers le plan de schistosité) en Baie de Douarnenez, ces figures sont rarement parallèles en coupe (Fig. 78)

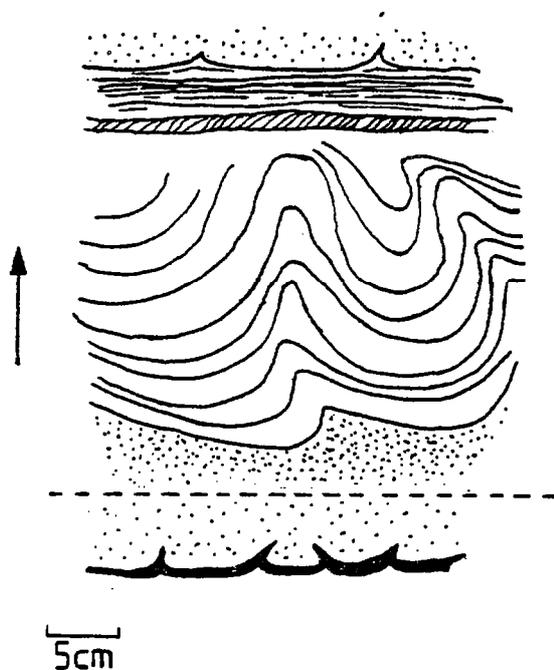


Figure 78. - "Flame structure" à la base d'un banc gréseux, non orientées en coupe.

mais présentent parfois un alignement en plan.

L'absence de parallélisme dans les structures en coupe ne milite pas en faveur d'une origine sismique (Dzulynski et Walton, 1965) mais plutôt d'une formation à partir d'hétérogénéités préexistant au niveau de l'interface -flute-mark ou autres figures de base de banc -.

Dans le cas des figures décimétriques, essentiellement observables en plan, la géométrie est différente car beaucoup plus mamelonnée et le niveau silteux sous-jacent est très réduit. Le contraste de densité dans une telle situation est donc amoindri. De plus, l'absence de concavité très marquée suggère pour les bancs impliqués une viscosité assez similaire (Anketell et al., 1970) qui peut être réalisée quand les dépôts sont très rapprochés dans le temps.

En dehors de toutes ces structures bien caractérisées il existe des figures de charge malformées, développant simplement un aspect verruqueux sur la surface inférieure du banc.

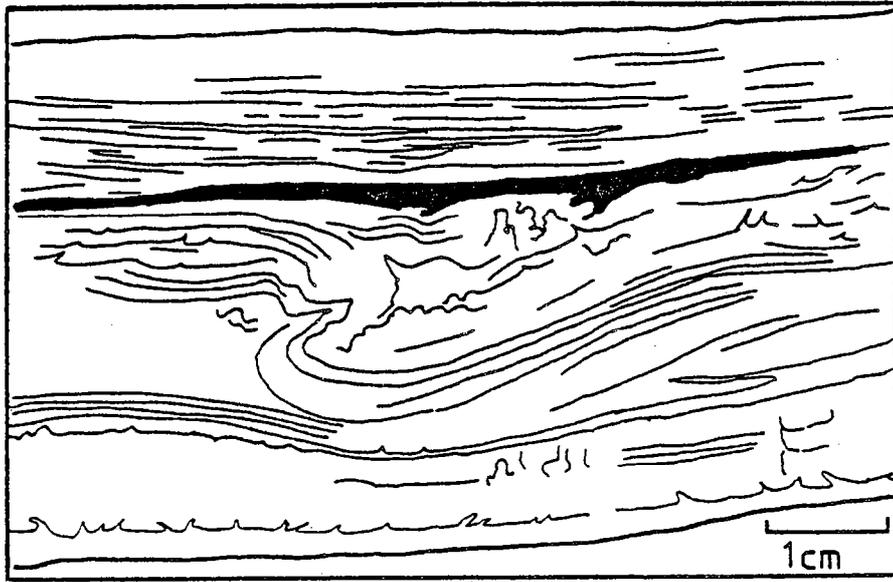
1 - 3 - LES STRUCTURES CONVOLUTES

Ces structures correspondent à un plissement souple du sédiment montrant une alternance d'antiformes pointus et de synformes plus larges et arrondis avec une longueur d'onde de quelques cm dans les terrains briovériens. Elles s'observent généralement en sommet de banc soit dans les niveaux silteux avec une amplitude centimétrique, soit dans les grès fins développant alors des structures de plus grande taille (environ 20 cm de hauteur), et très exceptionnellement au milieu du banc lorsque celui-ci comporte un intervalle gréseux non négligeable.

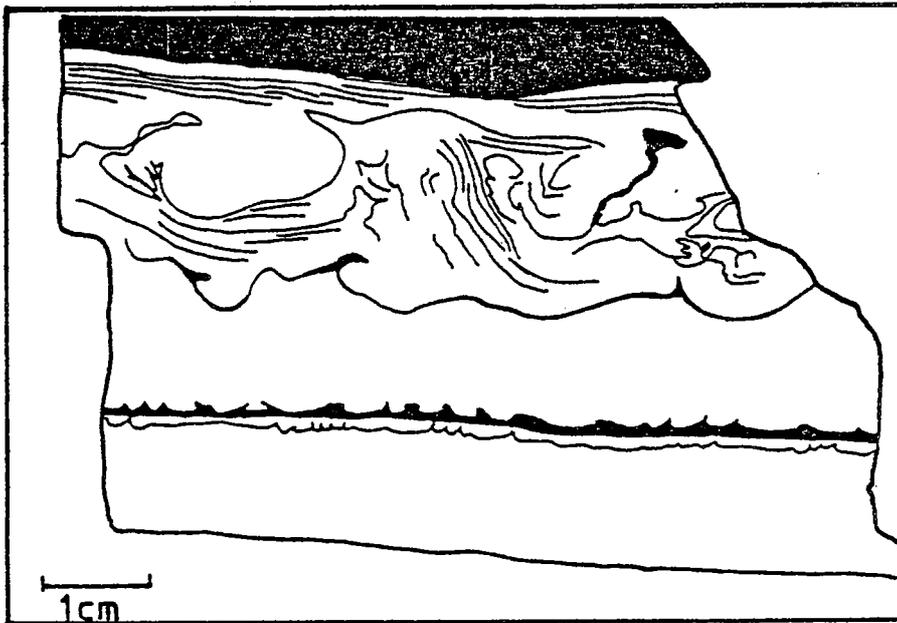
Elles sont relativement courantes en Bretagne Nord mais n'ont jamais été reconstruites en Bretagne Occidentale. Les laminations convolutées surmontent toujours des épisodes gréseux dont la puissance ne semble pas avoir d'influence sur la taille des convolutes.

A la morphologie en synforme-antiforme se superpose dans certains cas une dissymétrie des flancs (Fig. 79). L'observation de sections sciées - passées dans l'acide fluorhydrique afin de faire ressortir les structures - dans des plans orthogonaux permet de constater que cette dissymétrie est comparable à celles des rides.

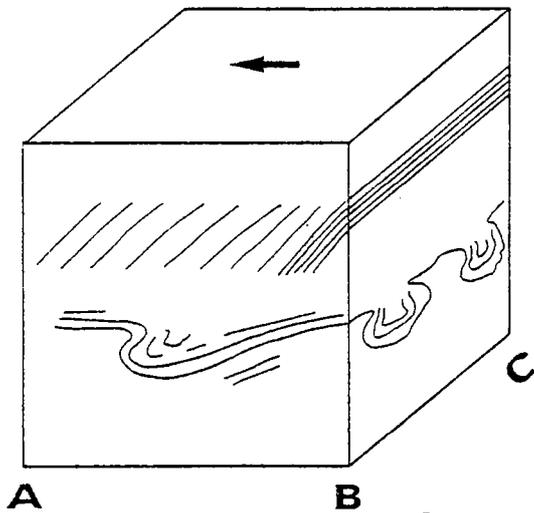
Le sens de progradation observé sur des rides qui surmontent en continuité ces niveaux convolutés s'accorde avec la dissymétrie constatée sur les convolutes qui pourraient ainsi correspondre initialement à du litage de ride. Celui-ci serait ensuite déformé par des processus gra-



1



2



3

Figure 79. - Illustration de la dissymétrie des structures convolutées

1 - Coupe parallèle au courant (AB = dissymétrie des flancs)

2 - Coupe perpendiculaire au courant (BC = symétrie des convolutés)

3 - Bloc diagramme (échantillon issu de la Pointe de Minard).

vitaires (Kuenen, 1953) ou d'expulsion d'eau (Migliorini, 1950 ; Lowe, 1975). Ce dernier auteur stipule de plus que les sédiments impliqués dans la formation des convolutes doivent posséder une certaine cohésion et que la vitesse d'échappement de l'eau est assez faible. Un autre argument en faveur du lien génétique avec les rides réside dans le fait qu'on distingue très clairement sur certaines structures des discordances internes entre les lamines convolutées, qui peuvent être comparées à l'entrecroisement produit par du litage de rides.

L'hydroplasticité nécessaire à leur réalisation lorsque qu'on évoque un processus d'expulsion d'eau est attestée ici par les nombreuses figures de déformation souple (soft-deformation) du sédiment associé (nombreuses flammes, structures en "colonne" - pillar-) sur la majorité des convolutes rencontrées.

Les structures convolutées ont longtemps été décrites uniquement dans les séquences turbiditiques (Sanders, 1960) et alors considérées comme caractéristiques de cet environnement. Depuis, d'autres auteurs ont montré que si les turbidites restaient le site privilégié de formation des convolutes, elles pouvaient cependant être abondantes dans des plaines d'inondations (Reineck et Singh, 1973) ou dans des deltas (Coleman et Cagliano, 1965).

V - 2 - LES FIGURES D'ECHAPPEMENT D'EAU

De très nombreux échantillons montrent des structures postérieures au dépôt et qui peuvent être reliées à des phénomènes d'échappement d'eau (water-escape), en particulier dans la Formation du Minard et celle de Binic (plage de La Banche). Des classifications théoriques de ces figures existent (Lowe, 1975), mais du fait de l'interconnexion des mécanismes à partir desquels les structures sont classées, leur utilisation n'est pas pratique.

On observe différents degrés de déformation dont l'intensité n'apparaît pas contrôlée par un seul paramètre. Les figures 80, 81, 82, 83 montrent des exemples de ces structures avec notamment :

- + *les injections de grès* plus grossier que le matériel qu'elles recoupent, aux limites légèrement ondulantes. Ces injections sont de taille réduite et s'apparentent à des structures de type dyke.
- + *la déformation des structures primaires*
Ex : litage oblique oblitéré à différents stades (Oversteepened cross-bedding), Ex : disparition des lamines dans les lobes des convolutes.
- + *des dish-structures* (littéralement structures en "assiette") que l'on distingue dans la partie massive de certains bancs gréseux mais qui sont surtout observables dans les grès fins de sommet de séquence, juste en-dessous de convolutes associées à d'autres figures d'échappement d'eau. Elles se définissent par une courbure concave de profil, rappelant vaguement celle d'une assiette et correspondant à une accumulation de particules fines planaires (Lowe et Lo Piccolo, 1974). Elles sont parfois associées à des structures "en colonne" ("pillar-structures") développées aux extrémités des dish qu'elles redressent verticalement en forme de cierge (voir Fig. 79-1) (Lowe, 1975).

Sur certains échantillons riches en figures d'échappement d'eau des "flammes structures" d'un type particulier apparaissent. Elles ne sont pas situées à l'interface grès-siltites mais véritablement à l'intérieur du banc gréseux. Il s'agit :

- soit du prolongement ascensionnel de la flamme interfaciale par une concentra-

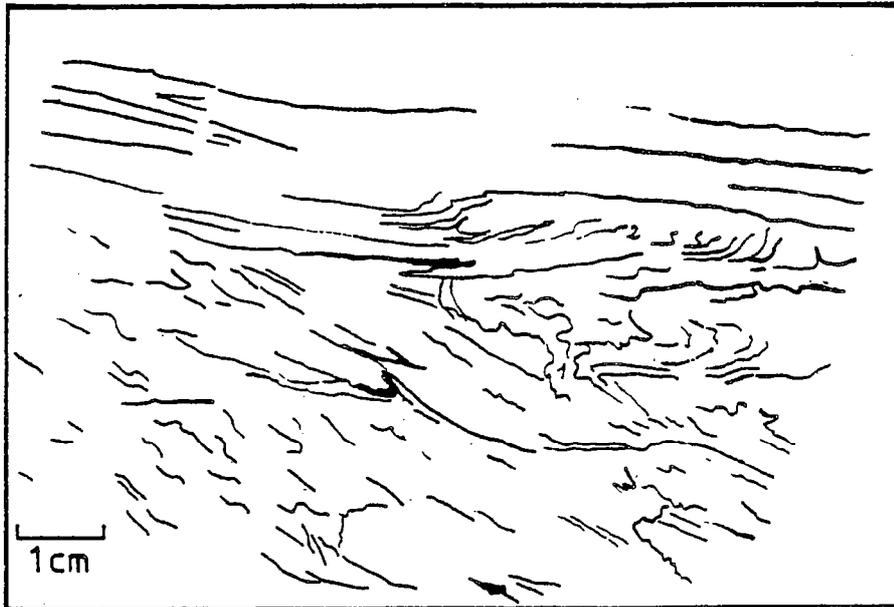
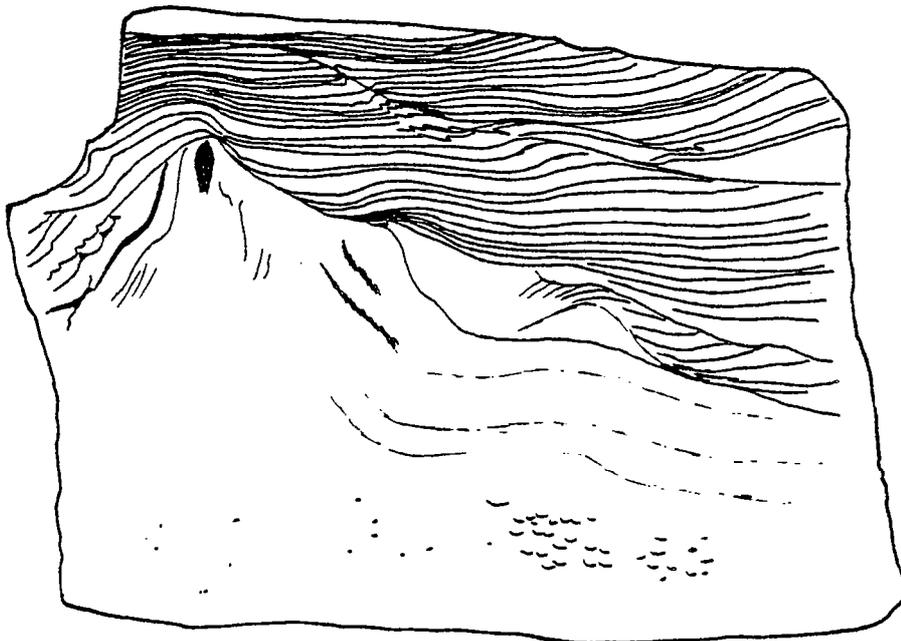


Figure 80. - Déformation plus marquée des structures primaires(2) et injection précoce plissée(1).



1cm

Figure 81. - "Dish structures" associées à d'autres figures d'échappement d'eau.

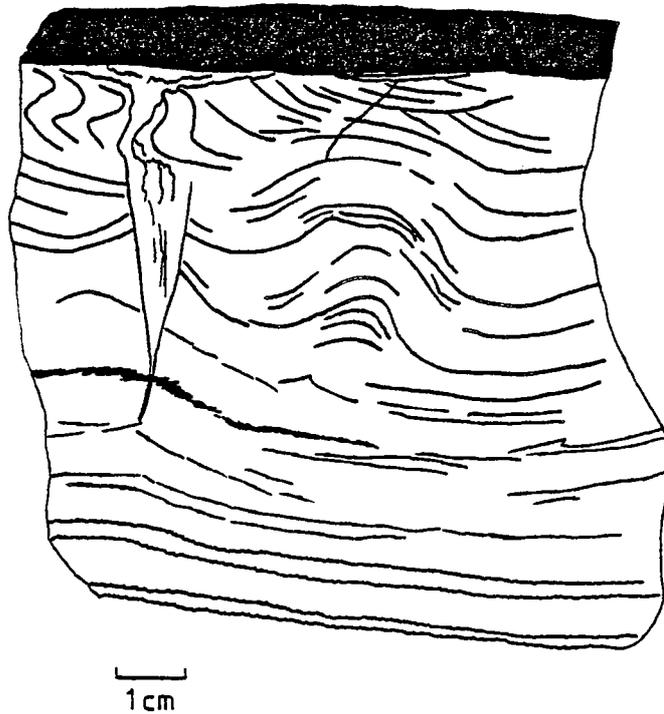


Figure 82. - Injection de grès recoupant des structures légèrement convolutées.

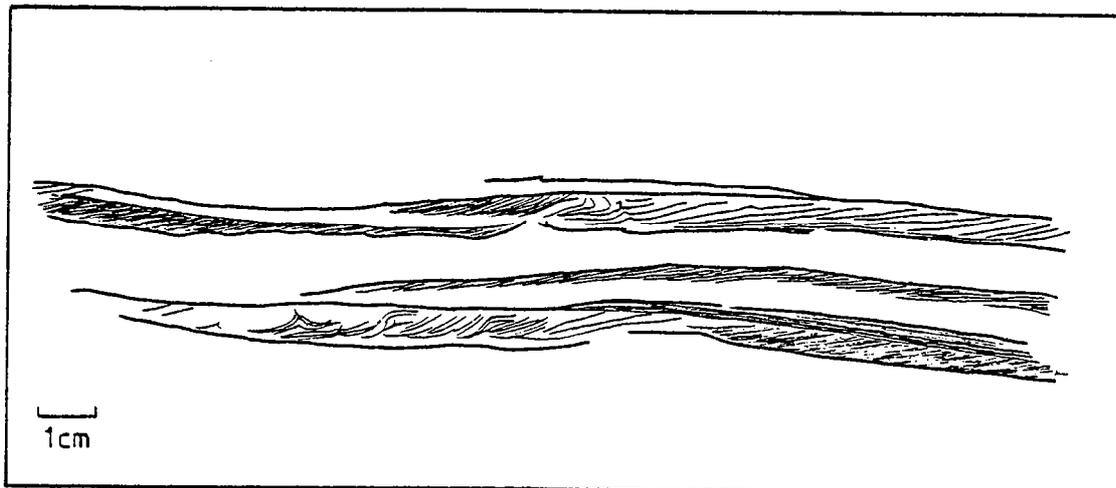


Figure 83. - Litages de rides localement déformés par des phénomènes d'expulsion d'eau.

tion de minéraux sombres. Cette concentration s'atténue progressivement en dessinant des formes ondulantes.

- soit de flammes internes développées à l'interface plus ou moins planaires dont l'hétérogénéité granulométrique est très marquée.

D'autre part, des passées très grossières, presque microconglomératiques, en sommet de banc, perturbent l'organisation verticale de la strate et présentent des contours très tortueux à Binic. Tous ces caractères s'accordent avec ceux des intrusions clastiques horizontales très précoces.

A toutes ces figures d'échappement d'eau on peut adjoindre les structures observées à Porz Pin (Formation du Minard) qui bouleversent l'organisation de la série sur une vingtaine de mètres. Si l'allure générale reste litée, il est pratiquement impossible d'une part de délimiter les bancs et d'autre part d'y mesurer les proportions respectives de grès et de siltites (Fig. 84). Les niveaux gréseux ont des limites supérieures très tranchées et irrégulières ; leurs extrémités sont localement très effilées et forment des "protusions" (Fig. 84). Les grès fins peuvent contenir de grands clastes laminés d'aspect bréchiq, ainsi que des petits clastes boueux, vaguement alignés, également présents en grand nombre dans les niveaux silteux (Fig. 84). Dans ces derniers on observe de plus de minces traînées gréseuses non granoclassées, plus ou moins parallèles au litage, aux limites abruptes effilées ou émoussées dont la filiation avec des niveaux gréseux sous ou sus-jacents est difficile à établir.

Les caractéristiques des sédiments de Porz Pin diffèrent très nettement du reste de la sédimentation environnante. Des figures analogues ont été décrites par Archer (1984) qui les interprète comme le produit d'intrusions clastiques concordantes ("clastic sill"). Cette hypothèse explique en effet l'aspect tranché et effilé des grès malgré leur apparente stratification et le manque de cohérence dans l'agencement vertical et latéral des sédiments. De plus les figures observées à Porz Pin sont associées à des carbonates qui envahissent la matrice et dont l'aspect sur le terrain évoque la circulation de fluides. Or Dzulynski et Walton (1965) signalent aussi cette association avec les carbonates dans les injections clastiques. Dans un contexte de cône sous-marin, le matériel remplissant ces injections proviendrait de complexes chenalisés (Pickering, 1983 ; Archer, 1984 ; Beaudoin et al., 1985) et serait transmis par des pressions induites par du slumping, des chocs sismiques (Hiscott, 1979) ou des forces centrifuges agissant dans la courbure d'un chenal (Beaudoin et al., 1985).

Les phénomènes d'échappement d'eau décrits dans ce paragraphe sont liés à des mécanismes de liquéfaction et de fluidisation dont le développement résulte de nombreux facteurs tels que la teneur en eau du sédiment, sa viscosité, son épaisseur, le taux de sédimentation, la vitesse de l'échappement des fluides et la cohésion des grains (Lowe, 1975). Ces figures s'observent préférentiellement dans les sables et les silts, en particulier dans les turbidites. Certaines sont caractéristiques d'un état physique précis du sédiment - par exemple les "dish-structures" qui semblent typiques de l'état liquéfié - mais la plupart se forment à des stades intermédiaires.

V - 3 - LES STRUCTURES CASSANTES

Il s'agit de failles centimétriques affectant des sédiments, le plus souvent fins,

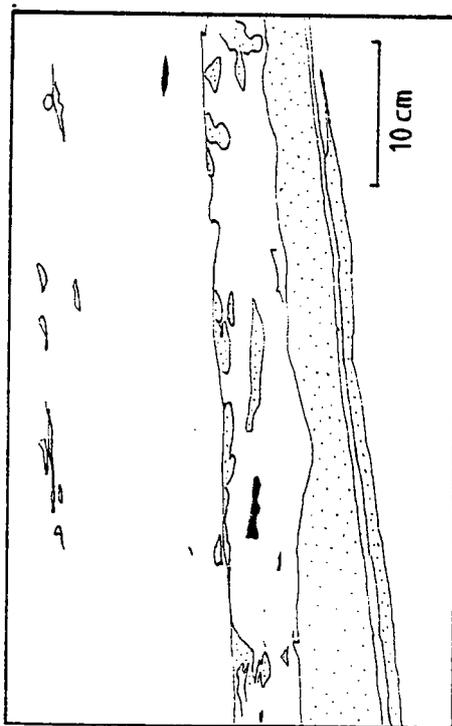
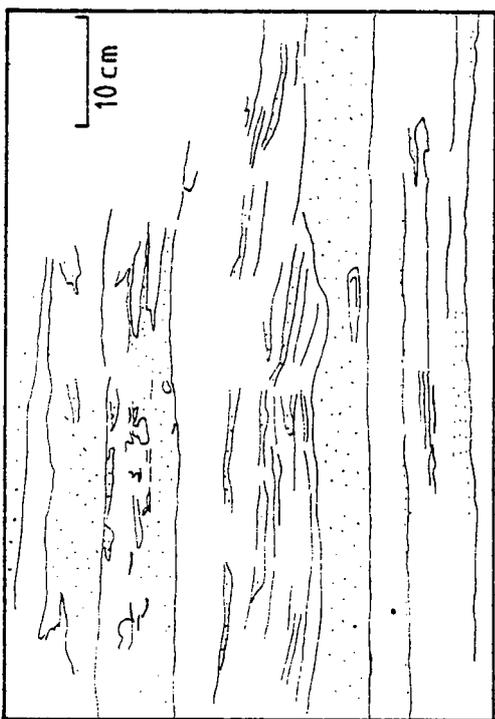
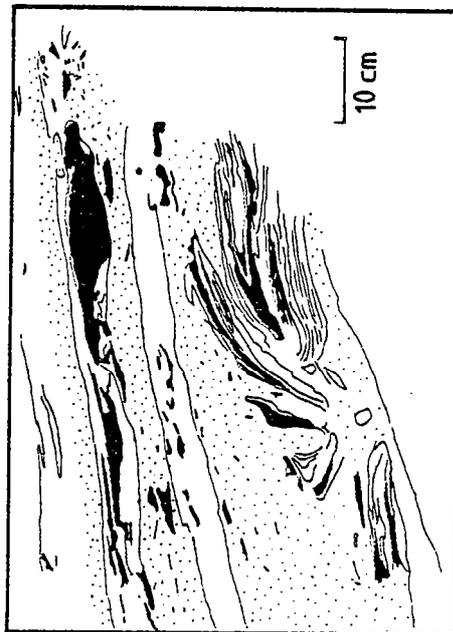
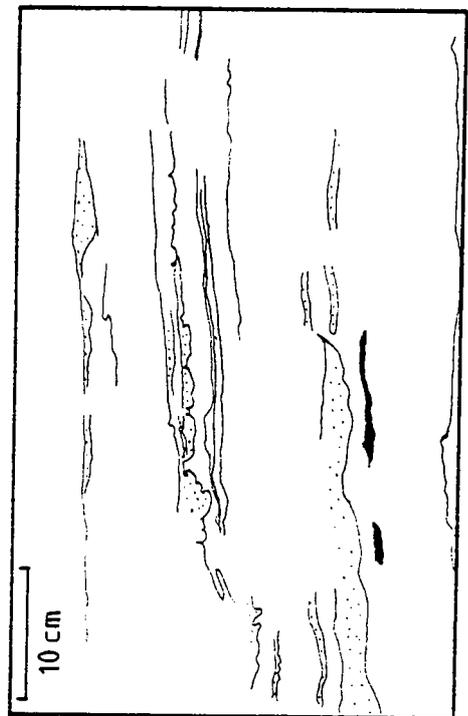


Figure 84. - Exemples de niveaux perturbés de Porz P.in (Formation du Minard).

les niveaux sous et sus-jacents ne sont pas perturbés et les failles ne sont pas remplies par des minéraux extérieurs (quartz ou calcite) à la différence des failles tectoniques. Elles sont systématiquement associées à des figures de déformation souple (Fig. 85) produites dans des sédiments

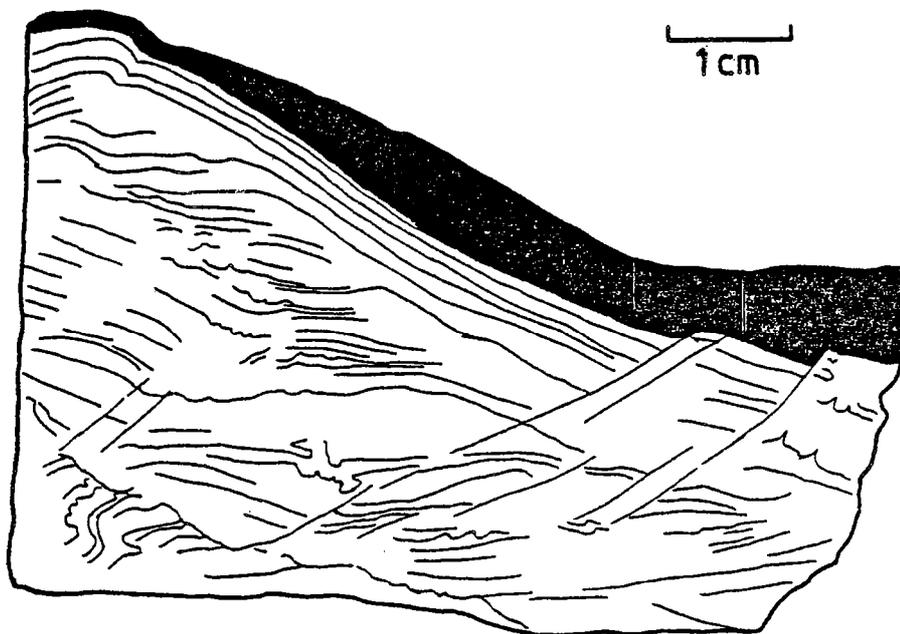


Figure 85. - Exemple de failles synsédimentaires (échantillon prélevé au Passage, Formation de la Roche-Derrien).

hydroplastiques. Sur l'exemple choisi, on peut constater qu'il s'agit de microfailles normales, pentées comme les rides mais ce phénomène ne paraît pas systématique.

Ces failles sédimentaires à petite échelle semblent liées à des contraintes engendrées par le passage de certains courants sur des sédiments partiellement indurés (Dzulynski et Walton, 1965).

V - 4 - LES CONCRETIONS

La morphologie et la nature pétrographique des concrétions ont été discutées dans le premier chapitre (p. 49). Ces structures ont déjà été observées dans des environnements turbiditiques où elles semblaient se développer préférentiellement dans des faciès proximaux (Lowell, 1969) et chenalisés (Hiscott, 1980). En ce qui concerne les nodules briovériens, présents uniquement dans les Formations de Binic (très abondants au Nord d'Etalles et au Sud de la Banche) et de Minard, ils sont souvent situés dans des bancs moyennement puissants.

L'origine des carbonates contenus dans ces concrétions n'apparaît pas évidente mais deux hypothèses peuvent être proposées : soit ils proviennent de la déstabilisation de certains minéraux (type plagioclase) soit de la circulation de fluides qui serait facilitées dans les faciès les plus sableux, plus perméables.

Le développement de ces structures est donc plus à relier à un contexte sédimentaire et leur présence ne peut donc constituer un repère stratigraphique.

V - 5 - LES STRUCTURES DE FLUX

Très exceptionnellement, on observe certains bancs présentant un aspect perturbé qui se distinguent très nettement des sédiments voisins par leur absence d'organisation verticale. De nombreux plis souples et des figures d'enroulement affectent un mélange de grès et de siltites. La proportion de matériel marqué par ces phénomènes à l'intérieur d'un banc est assez variable. Toute la puissance de la couche peut être slumpée ou seulement le niveau supérieur avec des stades intermédiaires. Ces phénomènes restent de toutes façons de très faible amplitude - 20 à 30 cm en moyenne -. De plus à chaque fois, une seule couche semble affectée, les niveaux sous et sus-jacents n'étant pas perturbés.

La présence de siltites laminées dans certains niveaux soulignent d'autant mieux les figures d'enroulement et permet de souligner la complexité de ces slumps (Pl. 7 photo. 3). Celle-ci est responsable de la difficulté à prendre des mesures de paléocourants à partir des slumps. A la Pointe de Minard, où ces mesures ont toutefois pu être effectuées sur des axes d'enroulement, le déplacement est conforme aux sens de transport indiqué pour les figures de base de banc.

A Porz Naye (Presqu'île de Crozon), certains bancs semblent slumpés mais les matériaux affectés sont beaucoup plus fins et déformés par paquets plurimétriques. Cependant l'analyse de la déformation de ce secteur (Darboux et Plusquellec, 1984) a mis en évidence l'existence d'une phase de déformation souple cadomienne, matérialisée par des plis droits dépourvus de schistosité. La détermination de slump dont l'axe serait voisin de celui des plis est donc rendue très difficile mais la proximité de niveaux riches en figures d'échappement d'eau atteste de l'hydroplasticité des sédiments ambiants. L'hypothèse de slump dans ce secteur ne paraît donc pas aberrante.

La reconnaissance de ces figures est importante car elles matérialisent, selon la majorité des auteurs, la présence d'une pente. En effet les slumps seraient produits à partir des sédiments suffisamment cohésifs et en position instable sur un plan incliné. Ils seraient amenés à glisser le long de cette pente à la suite de secousses sismiques ou de surcharges sédimentaires. La proportion de sédiments slumpés - ici parfois limitée à la partie supérieure du banc - peut alors être à relier avec l'importance des chocs et /ou de la cohésion du matériel et/ou de l'inclinaison de la pente.

VI - RECHERCHE DES PALEOCOURANTS

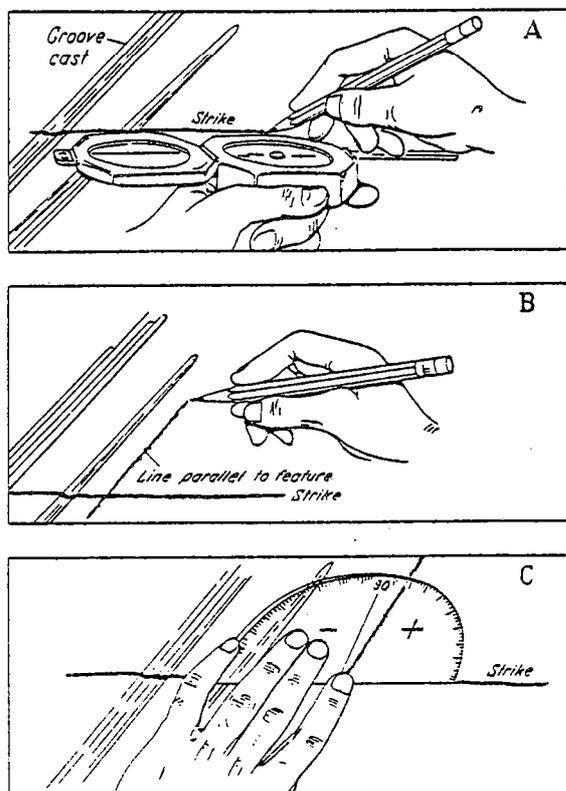
VI - 1 - LA METHODE

La recherche de la direction et du sens des paléocourants est un outil important pour la reconnaissance des paléoenvironnements. Elle a été effectuée dans les sédiments briovériens à partir d'objets linéaires dont l'orientation par rapport au courant est sans ambiguïté. Ainsi la plupart des mesures ont été réalisées sur des figures de base de banc telles que les flute-casts. Les ripple-marks n'ont pas été retenues car comme le notent Potter et Pettijohn (1977), elles sont beaucoup moins significatives du fait de la grande dispersion de leur orientation. Elles ne sont donc utilisées que lorsqu'il n'existe pas d'autres structures (Dott, 1974).

L'intérêt présenté par les figures de base de banc en tant que marqueur du transport sédimentaire a été mis en évidence par Crowell (1955) dans des flyschs helvétiques, puis par la majorité des auteurs travaillant sur les turbidites.

La méthode utilisée pour les mesures sur le terrain est celle préconisée par Dzulynski et Walton (1965) et Potter et Pettijohn (1977) pour des couches pentées à plus de 25°. (Fig. 86). On mesure S_0 puis la valeur de l'angle formé entre l'horizontale du plan (= direction de S_0)

et la ligne représentant la direction du courant. La valeur de S_0 est ensuite reportée sur un canevas de Wulf, puis on effectue graphiquement les rotations nécessaires pour retrouver la position de l'objet avant la déformation. Les valeurs obtenues sont alors traitées statistiquement sur un canevas de Dimitrijevic.



Les formations étudiées étant affectées, sauf exception, par des plis généralement droits dont les axes sont peu inclinés (voir Rabu et al., 1983 et Darboux, 1973 respectivement pour les formations de Binic et de Bretagne Occidentale, Fig. 37), la remise à l'horizontale des plans de stratification permet d'approcher assez précisément les directions de paléocourants (Dott, 1974). De plus les mesures ont toujours été collectées sur des bancs en position normale (même dans la Baie de Douarnenez) et assez éloignées des charnières de plis.

Figure 86. - Méthode utilisée pour la mesure des paléocourants sur le terrain (In Potter et Pettijohn, 1977).

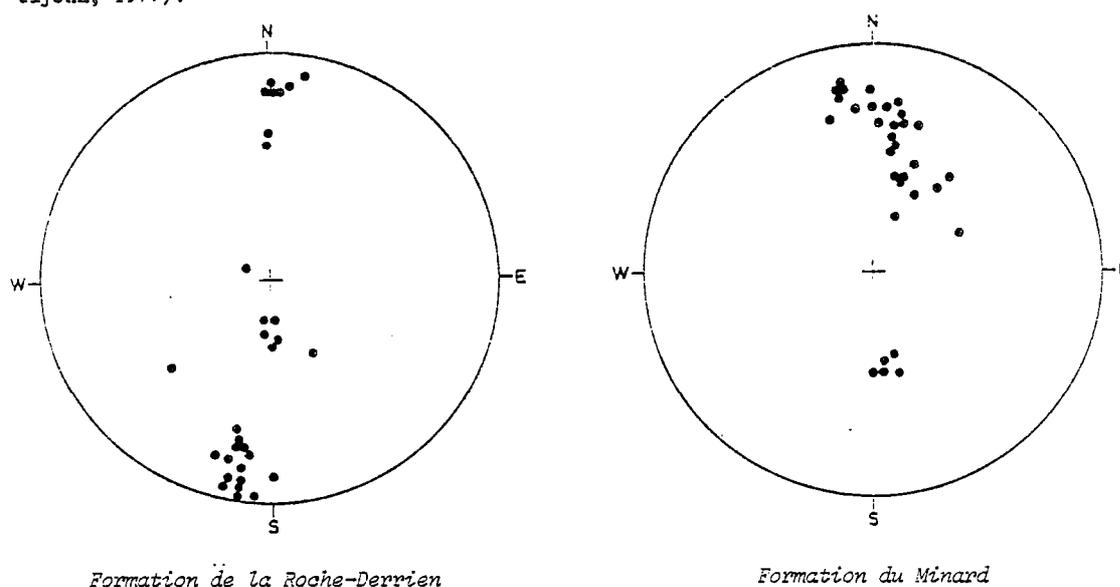


Figure 87. - Diagrammes d'orientation des pôles de stratification dans les Formations de la Roche-Derrien et du Minard.

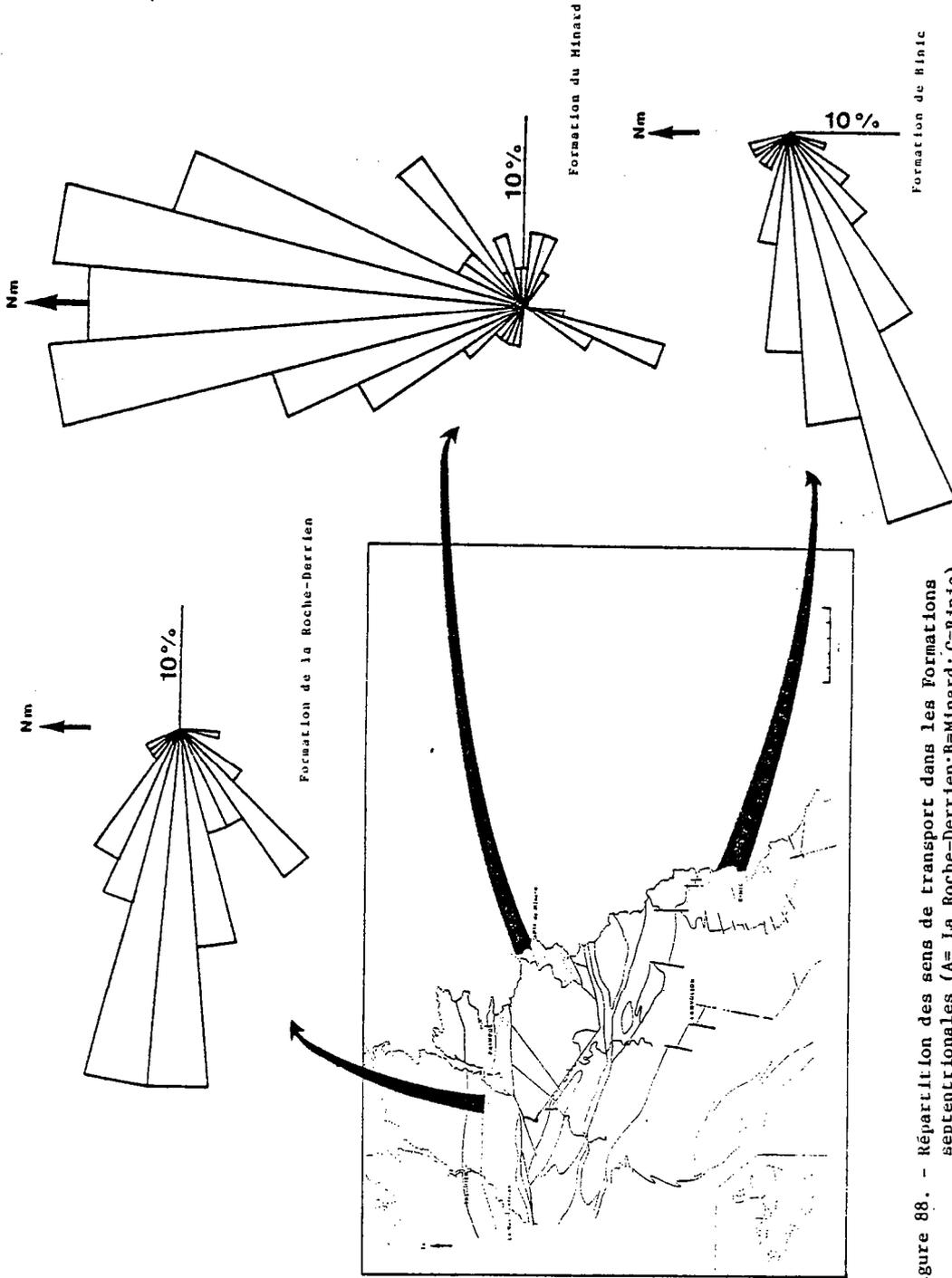


Figure 88. - Répartition des sens de transport dans les Formations septentrionales (A= La Roche-Derrien; B=Minard; C=Binic)

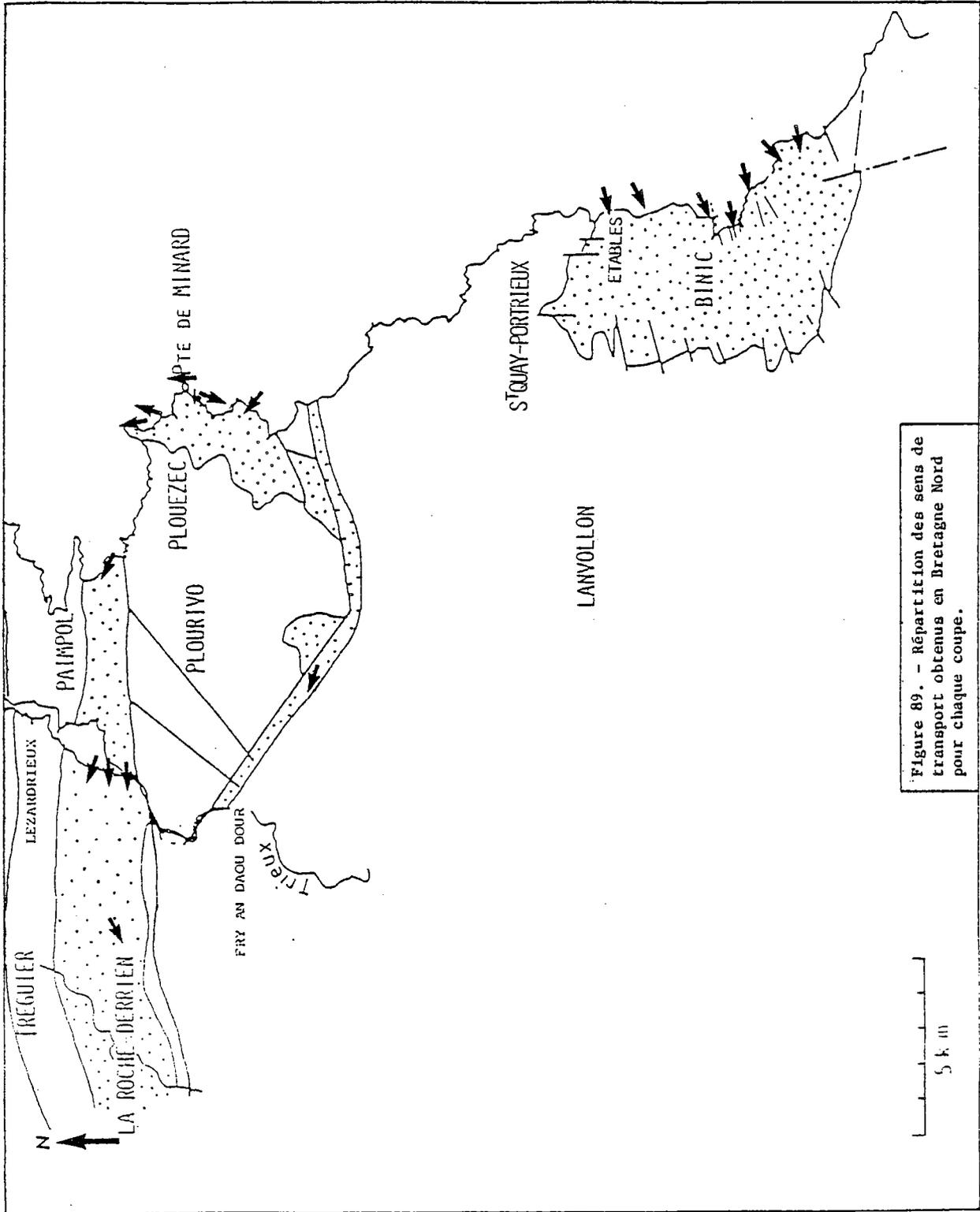


Figure 89. - Répartition des sens de transport obtenus en Bretagne Nord pour chaque coupe.

VI - 2 - LES RESULTATS

Les résultats en Bretagne Septentrionale mettent en évidence deux familles de paléocourants, chacune à caractère unimodal (Fig. 88). Dans les Formations de la Roche-Derrien et Binic les mesures obtenues indiquent un sens de transport schématiquement orienté vers l'Ouest - \bar{X} (La Roche-Derrien) = $265^\circ \pm 28^\circ$; \bar{X} (Binic) = $256^\circ \pm 26^\circ$ - Par contre, dans la Formation du Minard, les courants sont principalement orientés vers le Nord - \bar{X} (Minard) = $354^\circ \pm 28^\circ$, soit à 90° environ de ceux des Formations de Binic et de la Roche-Derrien.

On observe cependant deux exceptions dans la Formation du Minard : l'une à Run Dogan où l'on note une inversion du sens des courants - \bar{X} (Run Dogan) = $201^\circ \pm 6^\circ$ - dans un ensemble situé plutôt vers le sommet de la pile sédimentaire. Ces sédiments possèdent de plus une composition minéralogique et des caractéristiques géochimiques originales. L'autre exception est représentée par les sédiments les plus récents de la Formation (Minard-village) qui montrent également un changement d'orientation puisqu'ils révèlent une alimentation d'Est en Ouest. Les sens d'apport dans la Formation du Minard n'ont donc pas été uniformes tout au long du dépôt et montrent notamment des variations importantes vers le sommet de la Formation. Ceci oppose cette Formation à celles de Binic et La Roche-Derrien où il n'existe pas de variations aussi importantes - sauf très ponctuellement - dans les paléocourants qui montrent seulement une légère disposition en éventail (Fig. 89).

En Bretagne Occidentale, les directions des paléocourants montrent une tendance bipolaire orientée NE - SW due aux différences d'orientation entre la Baie de Douarnenez (\bar{X} = $236^\circ \pm 15^\circ$) et la Presqu'île de Crozon (\bar{X} = $59^\circ \pm 28^\circ$) (Fig. 90). A ces mesures obtenues à par-

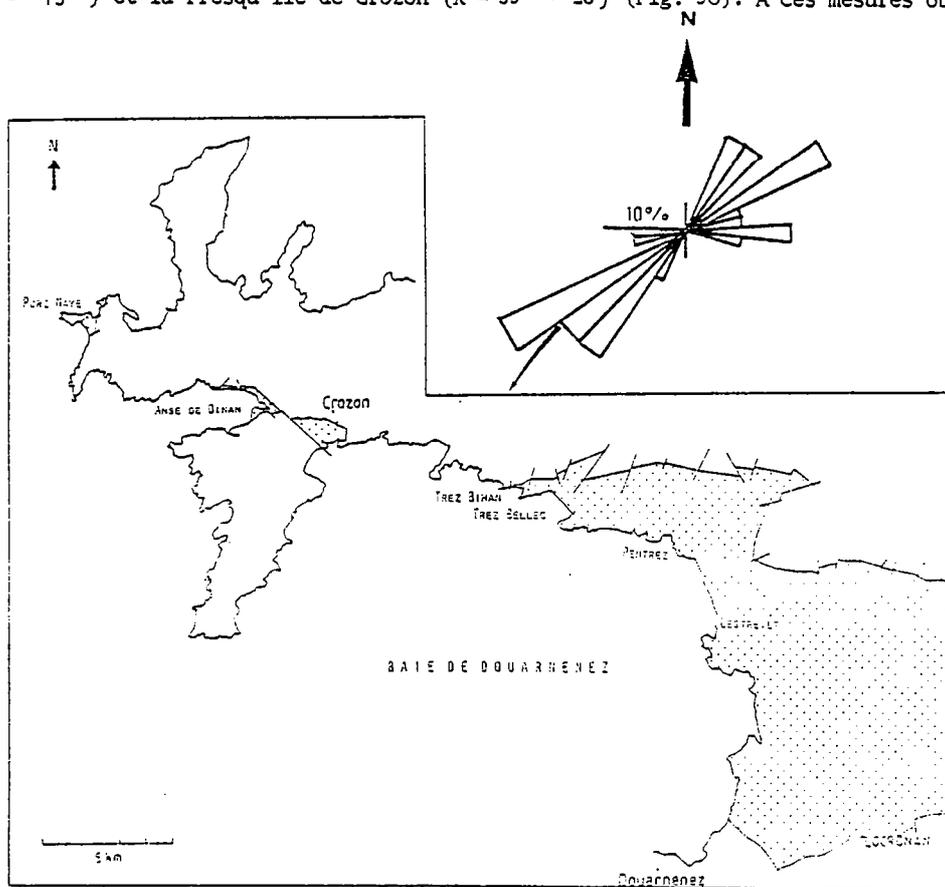


Figure 90. - Répartition des sens de transport en Bretagne Occidentale.

tir de figures de base de banc, il convient de comparer la direction moyenne des axes de plis couchés donnée par Darboux (1973). Ces axes sont en effet orientés N 150°, soit environ à 90° de la direction de transport sédimentaire (NE - SW). L'absence de schistosité associée à ces plis (Darboux, 1973) entraîne une mise en place superficielle qui pourrait être le résultat de phénomènes de slumping. Le fait d'observer une obliquité à 90° entre les axes des plis et les figures sédimentaires milite en faveur d'une telle hypothèse. En effet les axes d'enroulement des slumps sont en général parallèles à la direction de la pente sur laquelle glissent les écoulements gravitaires.

VI - 3 - LES LIMITES DES RESULTATS

La validité des mesures de direction des paléocourants peut éventuellement être remise en cause dans certains cas, en particulier lorsqu'il s'agit de sédiments notablement déformés dont la position originelle s'avère plus difficile à retrouver. Les terrains étudiés ici appartiennent à des ensembles faiblement déformés mais il existe cependant certaines situations pouvant être source d'erreurs.

En Baie de Douarnenez, les structures sédimentaires apparaissent localement réorientées selon la linéation d'intersection stratification-schistosité. Bien que la majorité des mesures aient été effectuées sur des figures manifestement peu réorientées, il peut être intéressant de tester l'influence de la déformation sur les résultats obtenus. Si l'on compare les valeurs de la linéation d'intersection en baie de Douarnenez publiées par Darboux (1973) et les mesures de paléocourants, on observe un écart d'environ 20° entre les deux (Fig. 91).

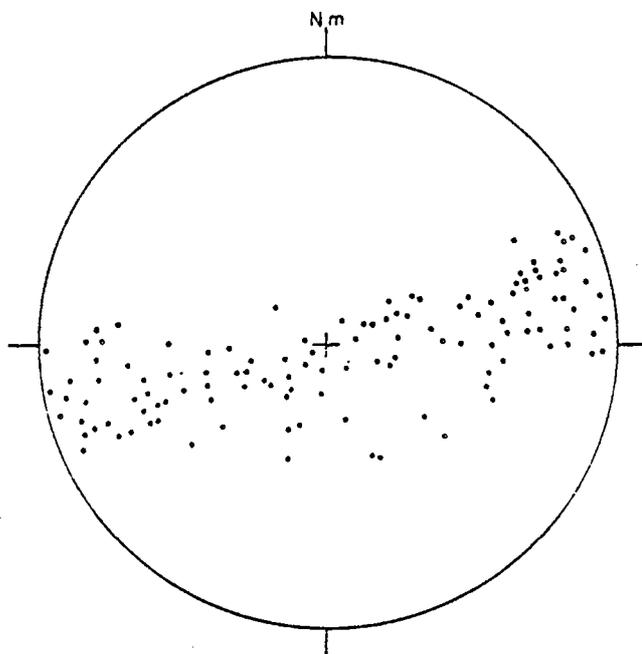
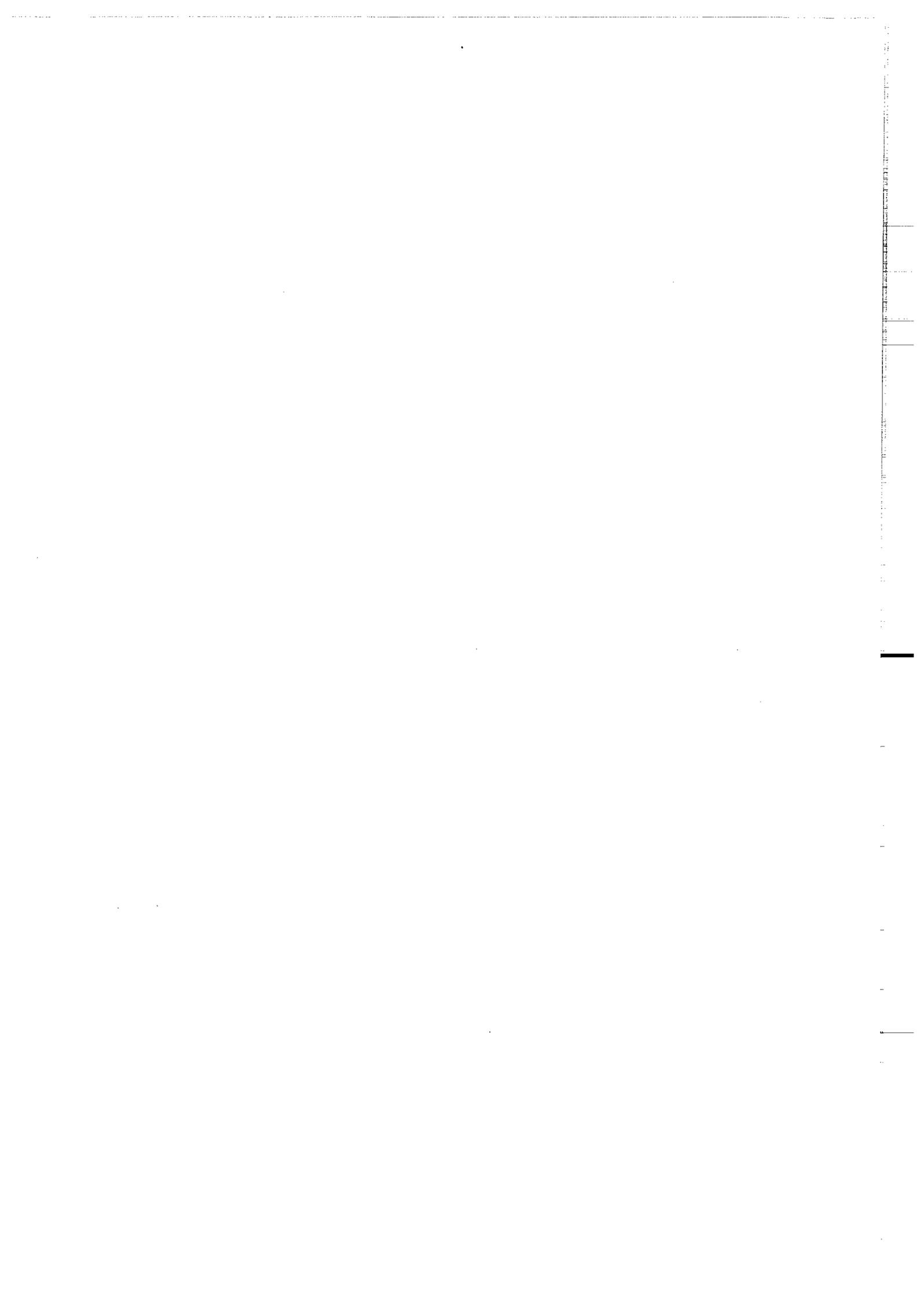


Figure 91. - Diagramme d'orientation de la linéation d'intersection Sa/So en Baie de Douarnenez (d'après Darboux, 1973).

En considérant que les objets sédimentaires ont eu tendance à se réaligner selon S_a/S_o , il est nécessaire d'effectuer la rotation inverse pour obtenir la position anté-déformation. En l'absence de données quantifiées sur la déformation de ce domaine, il n'est pas possible d'évaluer de façon chiffrée l'ampleur de la réorientation. Cependant, le stade atteint par les sédiments ne dépassant pas la schistosité de flux dans ce secteur, on peut supposer que la réorientation subie par les structures sédimentaires n'a pas dû être très élevée. Les directions de paléocourants obtenus dans la baie de Douarnenez doivent donc être assez proches des structures originelles mais il convient de leur appliquer une légère rotation anti-horaire.

Une deuxième source d'écarts peut provenir de la rotation à plat des strates lorsque les bassins sont limités par des accidents cisailants. Les limites originelles des bassins ne sont pas connues mais la déformation postérieure à la sédimentation est de type décro-chevauchante à Binic (Balé, 1986) et décrochante pour les Formations de La Roche-Derrien et du Minard (Balé, 1986) ; elle ne semble pas avoir entraîné de rotation rigide sauf très localement. De plus, les rotations de couches sont en général progressives et les paléocourants devraient enregistrer une telle progression. Or on ne note pas d'évolution régulière dans les directions à l'intérieur de chaque formation. Il faut rappeler enfin que les variations de paléocourants observées entre les formations septentrionales s'accompagnent de variations pétrographiques et géochimiques. Il apparaît donc difficile de faire intervenir uniquement une rotation à plat des séries pour expliquer les variations des sens de transport.



2ème Chapitre

Les faciès ou séquences - unité

I - DESCRIPTION DES FACIES OU SEQUENCES-UNITE

I - 1 - INTRODUCTION

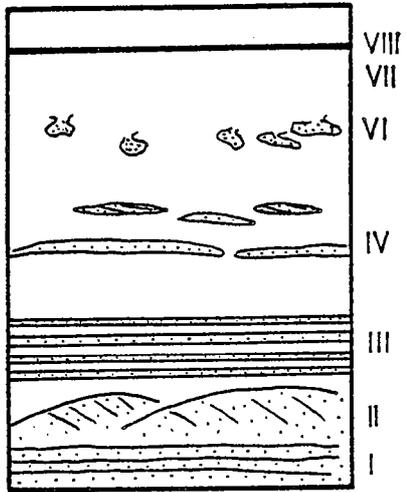
Après avoir caractérisé les principales structures sédimentaires observées dans les sédiments briovériens on peut définir des faciès. Dans son sens usuel, le terme de faciès désigne une couche ou un groupe de couches ayant des caractères sédimentaires similaires (Pickering, 1982a). En se basant sur ce concept on peut ainsi reconnaître parmi les formations étudiées dix faciès qui regroupent la majorité des figures reconnues. Leur classement - les six premiers - correspond schématiquement à une augmentation progressive du pourcentage de sable et de la taille des particules.

I - 2 - FACIES I

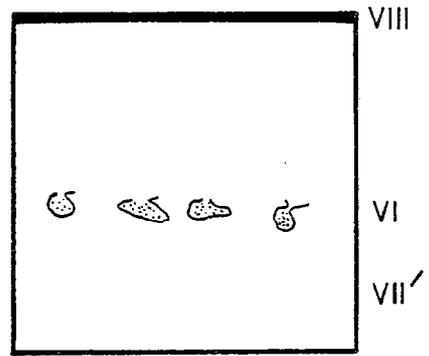
2 - 1 - FACIES I - A

Le faciès I - A est essentiellement argilo-silteux et ne comporte qu'une très faible proportion de siltites grossières ou de grès très fin. Il est principalement représenté dans la Baie de Douarnenez où il constitue le faciès le plus courant. La valeur du rapport grès/siltite est très faible voire nulle ou même impossible à évaluer en raison du manque d'individualisation des lits gréseux. La figure 92 montre différents exemples de ce faciès dans lequel on peut reconnaître de bas en haut les intervalles successifs suivants :

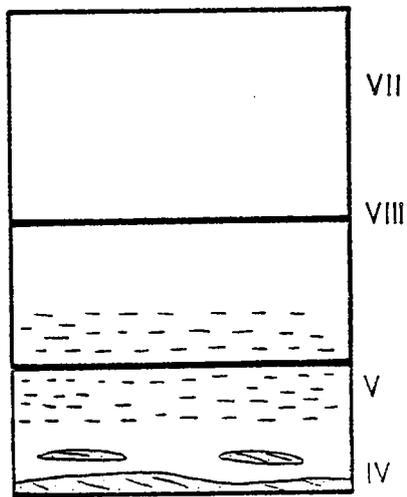
- une base gréseuse, à grain très fin, laminée, très planaire et très réduite (Intervalle I)
- un intervalle à litage de rides très planes et de très faible amplitude (Intervalle II)
- des siltites laminées bien nettes (Intervalle III)
- des siltites à litage de rides discontinues (Intervalle IV), surmontées par des niveaux laminés très diffus dans lesquels la lamination est discrète et plutôt en "pointillé" (Intervalle V)
- un intervalle à pseudonodules (Intervalle VI)
- puis une zone argilosilteuse homogène, sans figures, proportionnellement im-



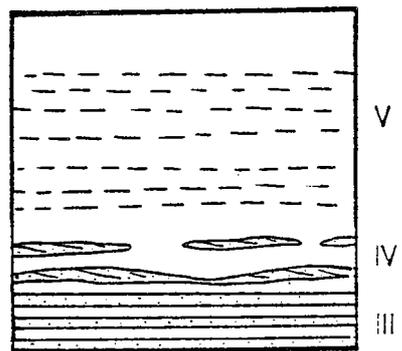
A



B



C



D

Figure 92. - Exemples de faciès I-A représentant des séquences plus ou moins complètes.

portante (Intervalle VII)

- un horizon noir très tranché (Intervalle VIII), riche en micro-organismes et en pyrite et qui termine généralement la séquence (Fig. 92 - B) mais qui peut aussi se situer à l'intérieur de la zone homogène (Fig. 92 A et C) . Cet intervalle est le plus souvent très réduit (quelques millimètres) (voir. Pl.8 photo 2) sauf exceptions (plusieurs centimètres).

La séquence ainsi décrite correspond à une séquence complète idéale mais le plus souvent certains intervalles sont absents. Le faciès le plus fréquent comporte une base très peu épaisse à rides très planes puis des siltites laminées et un horizon homogène avec ou sans le niveau noir sur une puissance totale comprise en moyenne entre 5 et 15 cm. La description complète de ce faciès est basée sur des observations faites principalement dans la Baie de Douarnenez. En Bretagne Nord - sauf dans la Formation du Minard - on rencontre des faciès très similaires mais l'horizon noir n'y a jamais été reconnu.

2 - 2 - FACIES I - B

Ce faciès très voisin du précédent correspond à des niveaux de siltites parallèles laminées, d'aspect "zébré", comprenant de très fines passées planaires, légèrement plus grossières et réparties de façon altéatoire (Pl.8 photo 3). La limite de banc dans ce faciès est très difficile à placer en raison du développement de la lamination sur la quasi-totalité d'une séquence. Il existe cependant localement des petits horizons homogènes surmontant les niveaux laminés en sommet de banc et qui permettent parfois d'établir des limites.

Ce faciès a été distingué du précédent - dont il pourrait cependant être un équivalent incomplet - à cause de l'importance de la lamination et de l'extrême réduction de l'horizon homogène.

Le faciès I-B est fréquent dans la Formation de Binic (à Tournemine en particulier), où la puissance des bancs est de l'ordre d'une dizaine de centimètres.

I - 3 - FACIES II

Le Faciès II comprend toujours des niveaux fins granoclassés (5-10 cm) marqués par le développement de petites rides de courant. L'originalité de celles-ci réside dans le fait que les deux flancs de la structure sont préservés (voir Pl. 5, Photo 1). La surface supérieure du flanc en pente douce (stoss-side) peut localement avoir été érodée et drapée par des lamines qui moulent cette surface (Fig. 93). Les rides sont asymétriques, unidirectionnelles et toutes

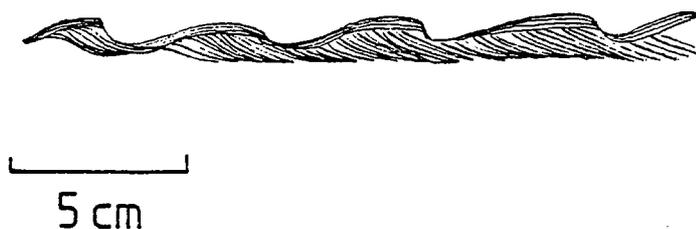


Figure 93. - Exemple de rides du faciès II montrant des lamines qui moulent le côté amont.

reliées les unes aux autres, de longueur d'onde identique dans un même banc ($\lambda = 5-8$ cm le plus souvent).

Les rides sont recouvertes progressivement par des siltites fines homogènes dont la puissance est variable d'un banc à l'autre. Cette variation aléatoire de l'épaisseur des siltites entraîne l'absence d'organisation verticale entre les bancs de ce faciès. Le rapport sable/silt est encore assez faible mais varie entre 0,2 et 0,5.

Ce faciès semble apparemment absent de la Formation du Minard.

I - 4 - FACIES III

Ce faciès a été distingué du précédent car bien qu'il soit toujours caractérisé par du litage de rides, les niveaux gréseux fins sont ici discontinus à lenticulaires. Il en résulte une alternance centimétrique à caractère très tranché de grès fin clair et de siltites fines laminées ou homogènes sombres. Le litage de rides est unidirectionnel et aucune figure d'oscillation n'a été reconnue. Les passées gréseuses sont lenticulaires à une très petite échelle (≈ 5 cm) et montrent souvent des ondulations à leur base dues à un début d'enfoncement par gravité.

L'individualisation de couches ne peut bien évidemment pas se faire dans ce faciès qui présente des convergences d'allure avec le "lenticular-bedding" produit dans les dépôts tidaux. Il existe parfois des faciès de transition entre le type III nettement lenticulaire et le faciès II (Fig. 94). Les stades intermédiaires montrent des rides qui sans être discontinues

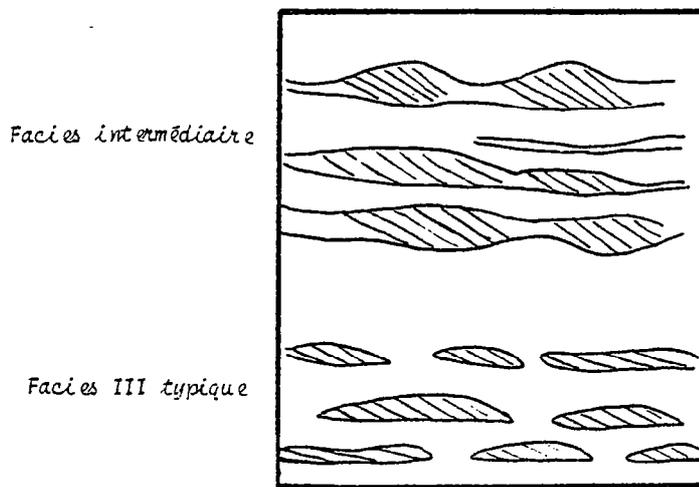


Figure 94. - Schématisation du faciès III.

sont beaucoup plus irrégulières que dans le faciès II. Dans ce cas, les intervalles gréseux présentent également une base ondulante et ont une fréquence verticale beaucoup plus élevée.

Les faciès du type III n'ont été observés qu'à Bréhec Nord (Formation du Minard) et Tournemine (Formation de Binic) (Pl. 5, photos 5 et 6).

I - 5 - FACIES IV

Il se rapporte toujours à des séquences peu épaisses (< 15 cm) qui montrent à

leur base un intervalle gréseux de granulométrie fine à moyenne surmonté par des siltites grano-classées laminées et/ou homogènes (Fig. 95). La limite inférieure est plane ou légèrement irrégulière

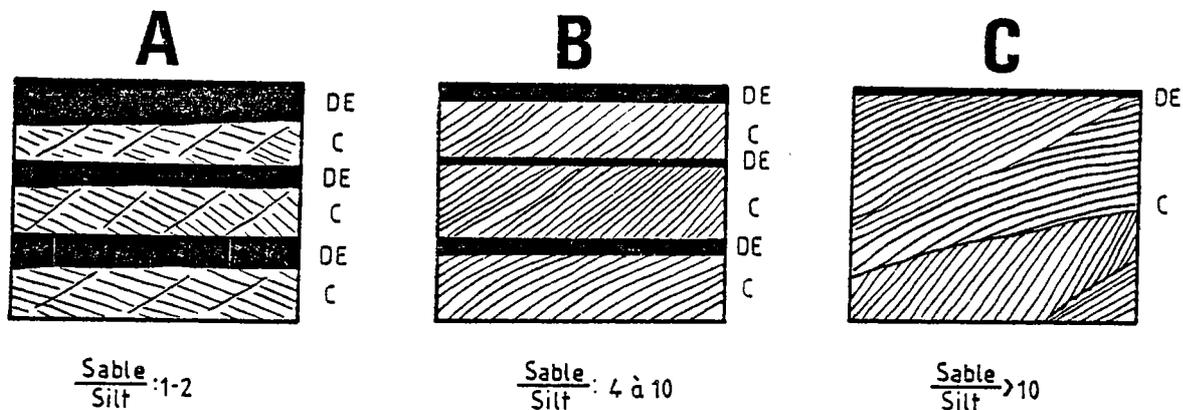


Figure 95 . - Evolution du rapport sable/silt dans le faciès IV.

lière mais très nette, tout comme la limite grés-silt qui présente même parfois un aspect érosif. Les intervalles gréseux sont caractérisés par la superposition de niveaux à rides qui sont soit érosifs (Fig. 95 C) entre eux, soit chevauchants sur tout l'intervalle (Fig. 95 A).

On peut observer une évolution dans ce faciès entre les termes où les proportions de grès et silt sont voisines (IV- A ; sable/silt = 1-2) et les termes où les siltites sont très réduites voire inexistantes (IV-B ; sable/silt = 4-10 et plus). Les sous-faciès IV-A semblent montrer plus fréquemment des rides chevauchantes mais tous les termes de ce faciès peuvent être déformés par des convolutes ou des phénomènes d'échappement d'eau ("pillar", litage entrecroisé, renversé...). De plus dans certains cas, l'intervalle silteux sommital peut recouper les faciès à rides.

Enfin il faut noter à la Pointe de Minard et à Tournemine (Formation de Binic) dans une zone de séquences fines de type IV ou I, la présence d'horizons particuliers surmontant les intervalles silteux de sommet sur quelques millimètres ou centimètres (Fig. 96). Ils sont très

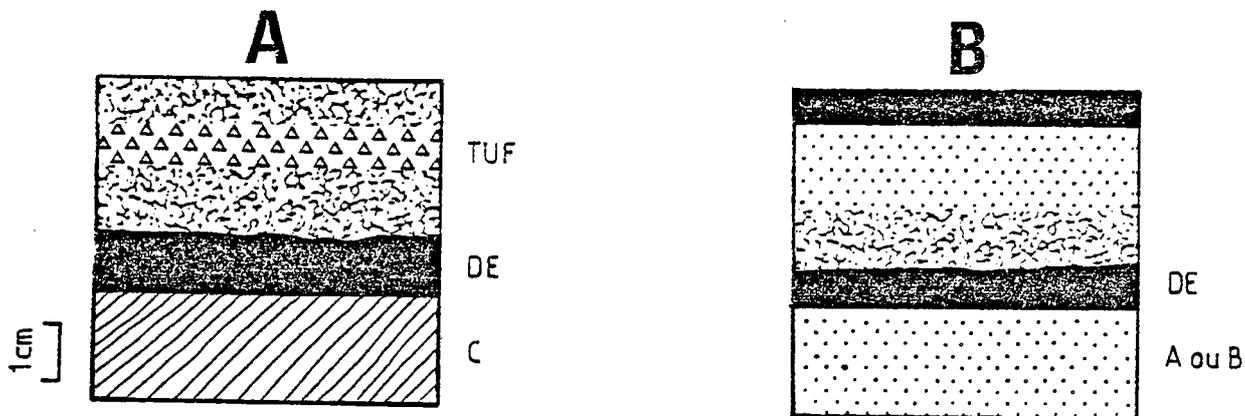


Figure 96. - Localisation des horizons particuliers dans les séquences.

fréquemment associés à des niveaux tuffacés (Fig. 96 A) mais cette relation n'est pas systématique. Ces horizons particuliers sont caractérisés par une granulométrie globalement plus grossière que les siltites sous-jacentes et par une hétérogénéité de texture. La structure semble perturbée par des phénomènes d'échappement d'eau (dish structure, pillar ?) et présente un aspect lenticulé irrégulier.

I - 6 - FACIES V

Il s'agit du faciès le plus fréquent en Bretagne Nord et le plus varié. La séquence est essentiellement gréseuse avec une base très nette, souvent à caractère érosif. C'est sur la semelle de ces bancs que l'on observe la plupart des figures de base de banc (flute, groove...) produisant en coupe une limite irrégulière. La partie gréseuse de ce faciès est largement dominante et montre un granoclassement de type "coarse-tail" (concentration des particules les plus grossières à la base) pouvant affecter des éléments de taille millimétrique. En dehors du granoclassement présent à la base, on observe également en sommet de banc, dans les derniers centimètres, une diminution progressive de la taille des particules, aboutissant à des siltites.

L'intervalle gréseux, dont l'épaisseur varie en moyenne entre 10 et 90 cm, ne comporte pas de façon générale, de structures. A ce terme gréseux massif se superposent les intervalles suivants dans l'ordre : (voir Fig. 97).

- *l'intervalle gréseux fin, à lamination très discrète, d'amplitude très réduite sauf exception. Cet intervalle ne semble pas très fréquent mais sans doute est-ce dû à son caractère peu marqué qui rend l'observation difficile.*
- *l'intervalle gréseux fin ou grésosilteux caractérisé par du litage de rides ou des convolutés. Le passage avec les grès sous-jacents est le plus souvent progressif mais peut parfois être tranché. La puissance de cet intervalle semble proportionnelle à la taille des grains le constituant.*
- puis, plus rarement visible, on rencontre *des siltites laminées* passant en continuité avec des *siltites très fines homogènes sombres*. Il faut noter que la distinction entre les siltites laminées et les siltites homogènes est difficile à mettre en évidence dans les bancs où l'intervalle gréseux est le plus développé. En effet la très faible puissance de siltites sommitales (2 ou 3 cm) dans ces niveaux ne permet pas de déceler une telle différence (en particulier dans la Formation du Minard)

L'ordre de superposition de ces différents termes est toujours le même sauf dans certains bancs où l'on note des divergences :

- Au-dessus d'un premier intervalle à rides on rencontre un niveau silteux homogène, aux limites inférieures érosives bien marquées dans lequel s'intercalent des grès à rides (voir Pl.3 photo 5). Puis on retrouve la fin de séquence habituelle à savoir des siltites laminées progressivement homogènes.
- On peut également observer la présence de deux intervalles C (Fig. 97-2). Le premier intervalle est constitué par des grès convolutés sur une plus grande amplitude que celle généralement observée. Le deuxième correspond à des grès-siltites à litage de rides tout à fait similaires à ceux que l'on observe lorsqu'il n'y a qu'un intervalle.

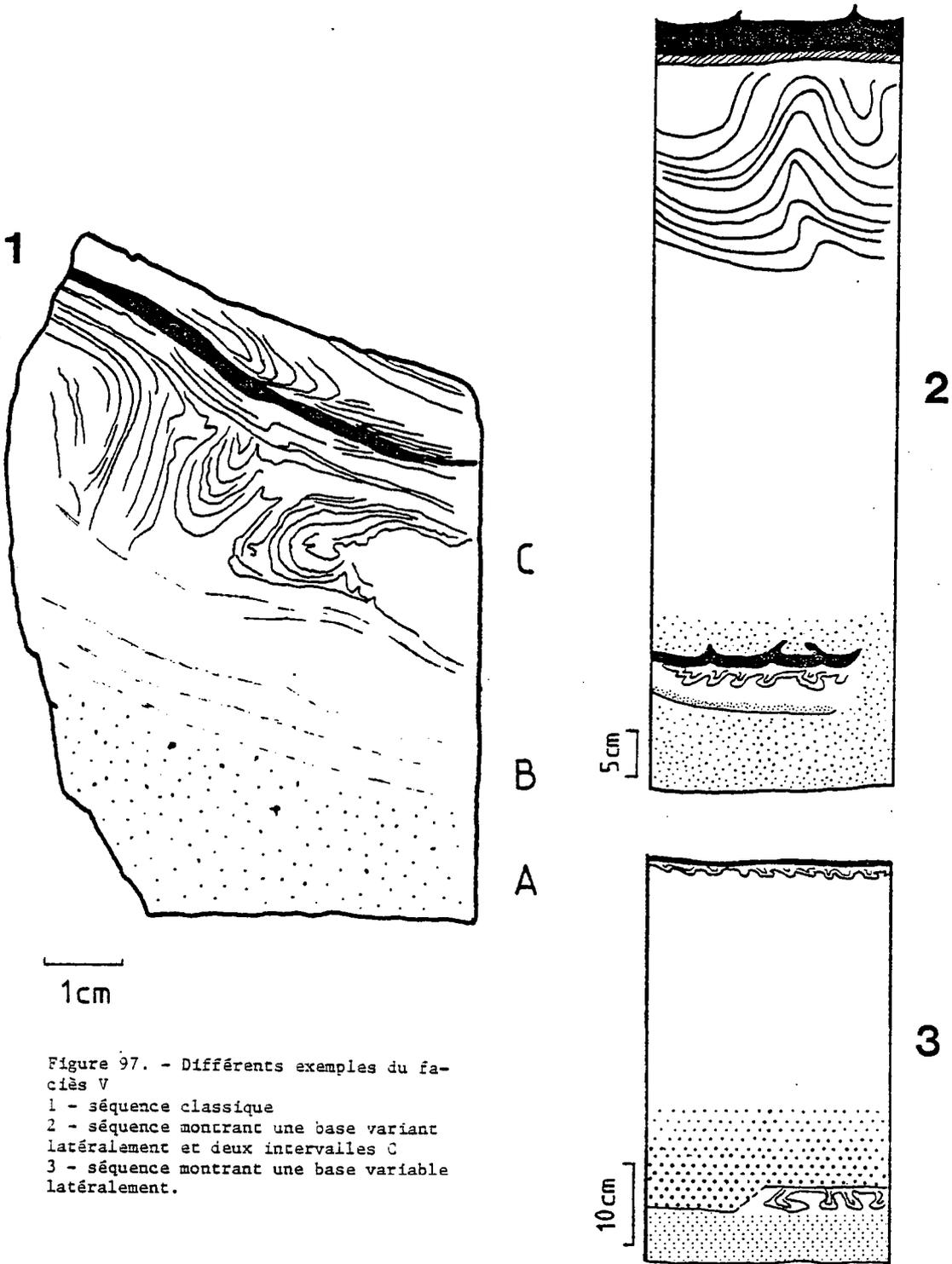


Figure 97. - Différents exemples du faciès V
 1 - séquence classique
 2 - séquence montrant une base variant latéralement et deux intervalles C
 3 - séquence montrant une base variable latéralement.

I - 7 - FACIES VI

Ce faciès est assez proche du type V mais se différencie par un certain nombre de caractères spécifiques. Il s'agit de bancs constitués principalement par des siltites grossières à moyennes d'aspect massif non granoclassées dans lesquelles s'observe la présence de grands fragments silteux laminés (parfois jusqu'à 15 cm) aux contours déchiquetés (Fig. 98).

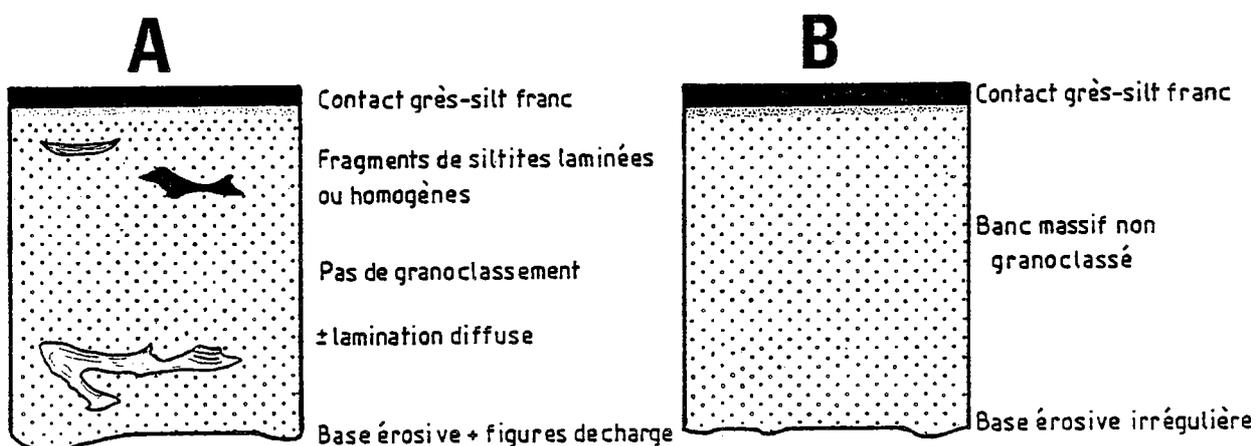


Figure 98. - Représentation schématique d'une séquence du faciès VI (A) et de séquence intermédiaire entre les faciès V et VI (B).

Ces fragments plutôt concentrés à la base sont associés à des dish-structures. Les grès sont surmontés par quelques centimètres de siltites fines homogènes par l'intermédiaire d'un contact très franc et tranché. La base de ce faciès également très nette présente parfois des ondulations ou des irrégularités apparemment liées à du load-cast.

Les différences importantes avec le type V résident surtout dans l'absence d'intervalles à rides ou convolutés, dans la présence de ces grands fragments et des dish structures. Un certain nombre de bancs possède des caractères intermédiaires entre les deux faciès (Fig. 98 B). Ces strates sont alors constituées d'un intervalle gréseux massif sans structures et d'un intervalle silteux homogène. Les limites de bancs inférieurs et supérieurs sont planes et marquées, et le rapport sable/silt tout comme pour les niveaux à fragments, est généralement supérieur à 10.

I - 8 - FACIES VII

Ce faciès regroupe tous les sédiments apparemment dépourvus d'organisation et d'aspect perturbé. Il peut s'agir de niveaux de slumps (VII-A) (voir description 3ème chap.) ou de niveaux chaotiques (VII-B). Ces derniers comprennent notamment des faciès bréchiques dans lesquels les éléments anguleux et déchiquetés - pouvant occuper la majorité du banc, comme sur le Banc à Binic - semblent provenir de la déstabilisation du banc lui-même. Les bancs sous et sus-jacents ne sont pas affectés.

Un autre exemple de ces faciès chaotique correspond aux niveaux décrits à Porz Pin dans lesquels l'agencement vertical apparaît fortement troublé.

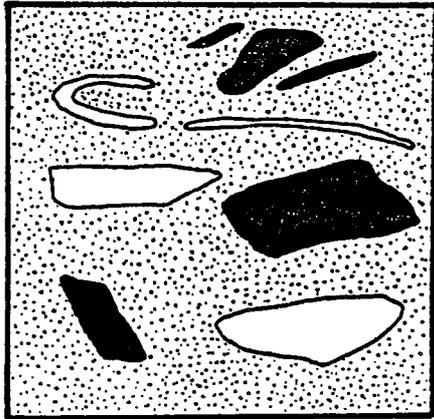


Figure 99. -

Schématisation du faciès VII-B.

Enfin un dernier exemple du faciès VI-B est situé à Goulien (Presqu'île de Crozon) où les sédiments n'offrent aucune continuité latérale et ont un aspect perturbé mais non plissé. De plus de nombreuses figures de déformation souple sont associées à ce faciès dans lequel on reconnaît cependant des petites séquences fines granoclassées, déformées par paquets.

I - 9 - FACIES VIII

Ce faciès caractérise les passées de "schistes à galets" c'est-à-dire des niveaux où la proportion de matrice siliceuse est largement supérieure à celle des galets (Pl. 7, photo. 5) et dont la description a été donnée dans le premier chapitre. Les "schistes à galets" comportent des éléments hétérométriques et ne montrent pas d'organisation qu'il s'agisse de l'orientation des galets ou de granoclassement vertical. Ils ont été distingués même si leur observation demeure exceptionnelle et limitée à la Baie de Douarnenez.

I - 10 - FACIES IX

Ce faciès s'observe dans des niveaux gréseux moyen à grossier, assez puissants (60 à 200 cm). Il est caractérisé par la présence de grandes rides assez diffuses affectant le matériel gréseux le plus souvent en base de banc. Ces structures dessinent des concavités qui peuvent engendrer des ondulations de la limite inférieure des strates.

La séquence ne débute pas directement par ces lamines courbes à grande échelle puisqu'on observe parfois des niveaux gréseux amalgamés peu épais et de granulométrie plus fine sous les rides formant localement un granoclassement inverse (Fig. 100).

On note encore que les niveaux gréseux sont parfois granoclassés par bandes décimétriques qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer d'une amalgamation interne. De plus ce faciès peut comporter des structures convolutées dans le sommet de la partie gréseuse de plus grande taille (20 cm d'amplitude) que celle observée dans les faciès IV ou V (5-10 cm maximum).

On peut également associer à ce faciès certains niveaux microconglomératiques de Bretagne Occidentale (Trez Bellec), peu épais (20-30 cm) et affectés sur toute leur puissance par des rides. En raison du caractère diffus des structures en auge, il est possible que la pro-

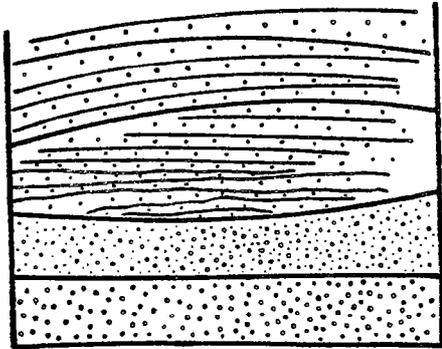


Figure 100. - Représentation schématique du faciès IX, montrant deux passées gréseuses à granulométrie plus fine sous l'intervalle gréseux à mégarides.

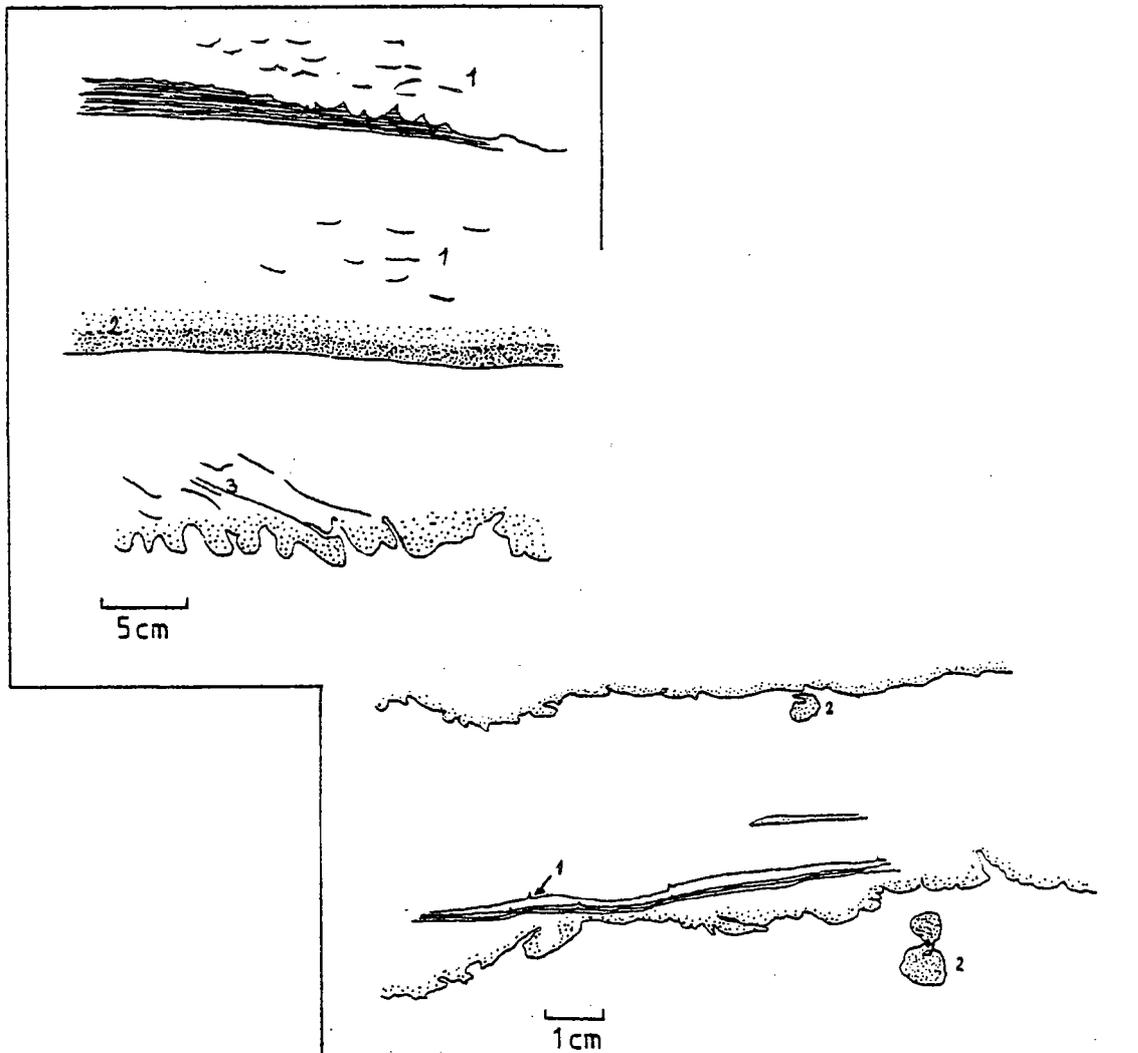


Figure 101. - Deux exemples de séquences déformées par les phénomènes d'échappement d'eau (D'après des échantillons de Forz Naye. Presqu'île de Crozon).

portion de faciès 9 soit sous-estimée, notamment dans la Formation de Binic.

I - 11 - FACIES X

Ce faciès regroupe des bancs de puissance et de composition variables, même s'il s'agit le plus souvent de bancs gréseux de granulométrie moyenne. Tous ces niveaux ont en commun d'être très riches en figures d'échappement d'eau - convolutes et litage de rides déformés, pseudonodules, flammes, pillar et dish-structures... (Fig. 101), mais il est très difficile d'établir un faciès type.

I - 12 - FACIES DIVERS

Un certain nombre de structures ont été rencontrées mais n'ont pas été rapportées aux séquences types précédemment décrites. Il s'agit :

- des rides de vagues, situées dans des bancs proches du faciès III et observées dans la Baie de Douarnenez
- du granoclassement inverse, visible à la base de certains bancs gréseux puissants aux limites ondulantes. Ces niveaux sont caractérisés par les enchaînements granulométriques suivant : grès fin, grossier, moyen ou grès moyen, microconglomératique, grès moyen.

II - ORIGINE ET MECANISMES DE FORMATION DES FACIES

Le fait le plus remarquable dans la description des différents faciès provient de leur organisation verticale rythmique. L'essentiel des sédiments est en effet constitué par une base gréseuse ou gréso-silteuse et un sommet de banc silteux ou argilo silteux, définissant ainsi des séquences de base, au minimum binaire. Parmi les ensembles sédimentaires rythmiques, les séries turbiditiques sont celles qui permettent le mieux d'intégrer les structures et l'organisation observées à l'intérieur des bancs, dans les sédiments briovériens. Les faciès décrits précédemment peuvent être rapprochés des différentes séquences mises en évidence dans les environnements turbiditiques.

II - 1 - FACIES I-A et I-B

Ces faciès qui montrent un granoclassement sur une très faible épaisseur s'apparentent à des turbidites très fines. La lamination des siltites, caractérisant le faciès I-B et correspondant à l'intervalle D de la séquence de Bouma, résulterait du tri entre silts et argiles. Celui-ci serait provoqué par des tensions existant à la base de l'écoulement (Stow et Bowen, 1978 ; Stow et Shanmugan, 1980).

La très grande extension latérale des lits ainsi que l'absence de figures érosives dans ce faciès pourraient suggérer le dépôt par décantation de particules en suspension dans des eaux calmes mais l'irrégularité verticale de la lamination semble plus en accord avec l'hypo-

thèse de courant de turbidité de faible vitesse et faible densité.

Des faciès similaires ont été décrits par divers auteurs (Stow et al., 1982 ; Pickering, 1982 a et b, 1984 ; Helm et Pickering, 1985 ; Fenton, 1985) mais l'épaisseur est généralement beaucoup plus faible (3 cm contre 10 cm) et les dépôts laminés montrent un léger grainoclassement.

Le faciès I-A présente de nombreuses affinités avec la séquence idéale décrite par Stow et Shanmugan (1980) dans des turbidites à grain fin. Ces auteurs ont détaillé en de

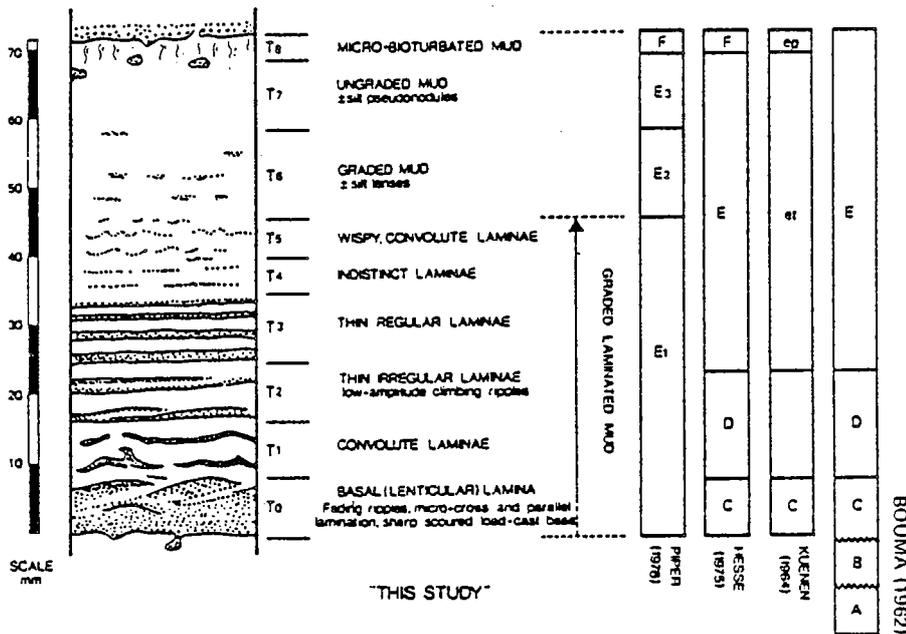


Figure 102. - Séquence idéale dans les turbidites à grain fin décrite par Stow et Shanmugan (1980).

nombreux sous-intervalles et ont apporté des précisions sur les faciès fins turbiditiques, qui malgré leur abondance dans les séries, sont souvent très succinctement décrits. A partir d'exemples actuels et anciens Stow et Shanmugan ont reconnu neuf intervalles dans les divisions CDE de Bouma (Fig. 102).

Les roches du faciès IA présentent les mêmes superpositions d'intervalles, à l'exclusion du niveau à convolutes qui n'a jamais été reconnu dans ces horizons silteux. Le niveau à rides lenticulaires et/ou irrégulières semble situé ici au-dessus des minces lamines régulières. Mais l'originalité des faciès IA briovériens provient surtout de la présence d'horizons noirs (± laminés) riches en pyrite et en microorganismes qui terminent généralement ces séquences. Ce dernier fait n'est pas systématique puisque ces horizons peuvent se rencontrer intercalés dans les niveaux homogènes ou à lamination diffuse, ou souligner le litage de rides ou la lamination des grès. Ils n'ont été observés qu'en Bretagne Occidentale où ils confèrent à la roche un aspect "tigré" (= schistes zonés de Darboux, 1973).

La genèse du faciès I-A résulterait d'un courant de turbidité unique et large, de vitesse réduite (10-15 cm/s, Stow et Bowen, 1979), composé de particules fines en faible concentration. La partie basale de la séquence (lamination + rides) indiquerait plus particulièrement des phénomènes de traction tandis que le reste serait produit directement par le dépôt des

particules à partir de la suspension. L'absence des intervalles de base ou intermédiaires est donc à relier avec les caractéristiques hydrodynamiques de ces courants, une trop faible vitesse ou une trop faible concentration de particules silteuse inhibant le développement de l'intervalle à rides par exemple.

L'origine des horizons noirs de la Baie de Douarnenez est plus délicate à retrouver mais leur position fréquente en fin de séquence, leur caractère tranché, leur richesse en micro-organismes carbonés et en pyrite, et leur granulométrie plus grossière les rapproche des hémipélagites. Celles-ci résultent du mélange entre une pluie de particules pélagiques et un dépôt de suspension très dilués (Walker et Mutti, 1973). Ces suspensions peuvent être engendrées par des courants de contour, des courants de turbidité très dilués ou des couches néphéloïdes. Certains auteurs distinguent de plus les contourites, mises en place par des courants de contour, des hémipélagites (Stow, 1981).

La caractérisation de ces dépôts implique généralement la présence de bioturbation (Stow, 1979 ; 1981). L'absence d'organismes bioturbateurs à l'époque du dépôt des sédiments briovériens entraîne donc la disparition d'un des critères de reconnaissance des hémipélagites et contourites. Foucault et al. (1986) ont montré également qu'il existait une différence dans la nature de la faune entre des sédiments attribuables à des turbidites fines et des hémipélagites. Dans le premier cas il s'agit d'une faune benthique remaniée alors qu'elle est pélagique dans le second. Mais là aussi les seuls organismes briovériens étant des algues bleues planctoniques (Mansuy, 1983), une telle distinction ne peut être effectuée. Cependant parmi les possibilités de dépôt associés à des turbidites fines, seules les hémipélagites ou les contourites boueuses peuvent être évoquées. D'autre part, Pickering (1982a) a également proposé une origine similaire dans des dépôts azoïques d'âge précambrien terminal.

L'absence de ces horizons noirs dans les faciès I des Formations de La Roche-Derrien et Binic peut s'expliquer par différentes hypothèses :

- *L'âge des sédiments* : puisque les bassins ne sont pas nécessairement synchrones (cf. 1ère Partie Introduction), on peut imaginer que la production des algues n'a pas été permanente à cette époque charnière. Mais l'évolution des algues est assez lente et régulière et s'accorde assez mal avec une telle hypothèse.
- *position dans le bassin* puisque des dépôts hémipélagiques sont limités à la pente continentale et à la plaine abyssale (Walker et Mutti, 1973) alors que les possibilités pour les turbidites du faciès I sont beaucoup plus nombreuses.
- *Nature et profondeur du bassin* : Cette hypothèse est importante car le mode de mise en place évoqué par les hémipélagites ou contourites boueuses nécessite des circulations d'eaux profondes qui ne se réalisent actuellement que dans de vastes bassins ou dans des bassins en communication avec eux. Des petits bassins fermés peu profonds style bassin d'arrière-arc à un stade précoce ont peu de chances d'être le siège de dépôts hémipélagiques.

Quelque soit leur origine, la présence de ces horizons noirs singularise une fois de plus les sédiments de Bretagne Occidentale par rapport à ceux de Bretagne Nord.

II - 2 - FACIES II

Des structures de rides, analogues à celles qui caractérisent le faciès II, ont été décrites dans des environnements turbiditiques par Ghibaudo (1980), Pickering (1982a), Helm et et Pickering (1985) qui désignent ce type de rides sous le terme de "starved ripples" (littéralement rides non alimentées). Leur origine ne semble pas clairement établie puisqu'elles peuvent être produites par des courants de turbidité de faible densité, vitesse et concentration, tractant les particules à sa base mais l'hypothèse de courants de contour ne peut être rejetée de façon indubitable. Cependant le caractère continu et régulièrement espacé des rides et leur répétition constante sur au moins un mètre de puissance s'accorde plus avec les courants de faible densité.

D'autre part l'érosion du stoss-side s'explique par un courant de turbidité en-dessous de sa capacité maximale, capable de mouvoir le sédiment après la formation de la ride par traction (Pickering, 1982a) mais est peu compatible avec la dynamique des courants de contour. De plus les directions de transport déduites de l'asymétrie des rides de ce faciès ne sont pas orientées à 90° des autres mesures comme on l'observe généralement dans les contourites.

II - 3 - FACIES III

Parmi les séquences briovériennes ce type se distingue par sa ressemblance avec les faciès de plateforme à lenticular ou flaser bedding, mais aucune figure produite exclusivement par des vagues n'a jamais été reconnue. Situés dans un tel contexte, ces faciès ont déjà été signalé par divers auteurs en tant que curiosité, mais les exemples décrits ont en général une granulométrie plus élevée - grès grossier - (Faciès E de Mutti et Ricci Lucchi, 1975 ; Fig. 103; Mutti, 1977, 1979 ; Walker et Mutti, 1973).

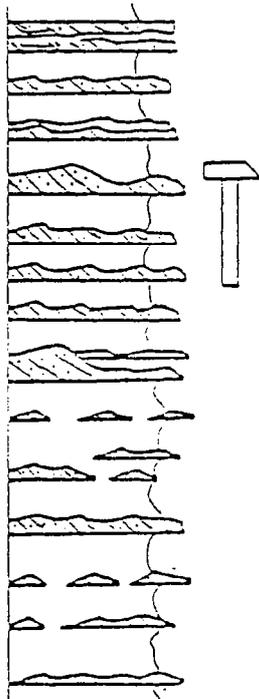


Figure 103. - Faciès E de Mutti et Ricci Lucchi (1975).

Le mécanisme de formation de ces faciès ne semble pas clairement établi mais pour les niveaux grossiers similaires, Mutti (1977, 1979) suppose qu'ils sont dus à des effets tractifs sur des particules grossières, abandonnées à la suite d'une perte locale de capacité dans des complexes de chenalisation. Ces sédiments seraient entraînés jusqu'à l'embouchure des chenaux où leur manque de cohésion leur permettrait d'être facilement remobilisés par les courants ultérieurs. Mutti et Ricci Lucchi (1975), Walter et Mutti (1973) envisagent quant à eux des processus locaux entraînant le débordement de particules en dehors de chenaux plus ou moins confinés. Malgré ces divergences les auteurs semblent unanimes pour lier ces faciès particuliers à des complexes chenalisés (débordement ou embouchure).

II - 4 - FACIES IV et V

Ces faciès correspondent sensiblement à la séquence clastique de Bouma dont la figure 104 montre les cinq intervalles complets. Cette séquence mise au point par Bouma en 1962

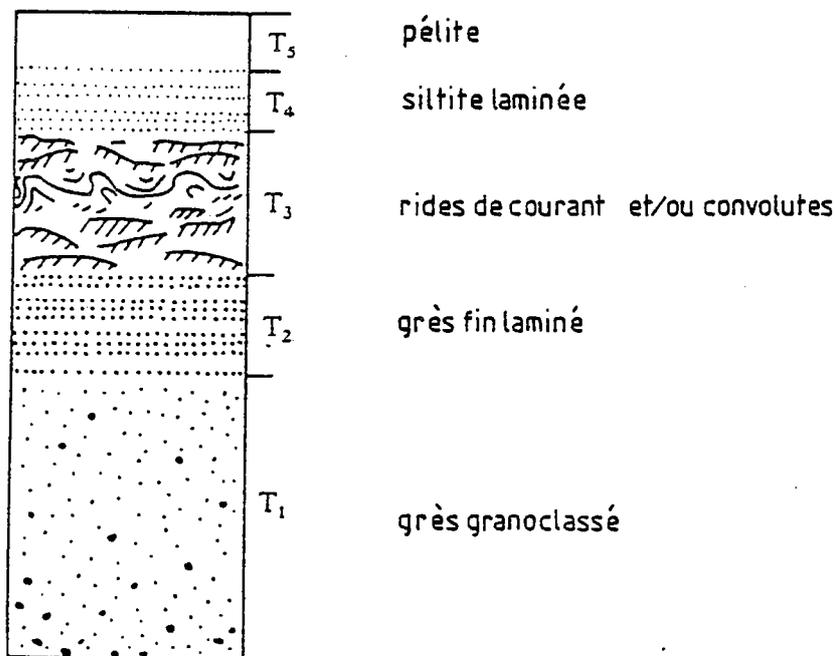


Figure 104. - Séquence complète de Bouma (1962) avec ses 5 intervalles.

à partir d'exemples alpins est supposée être produite par un courant de turbidité d'où la dénomination génétique de turbidite proposé en 1957 par Kuenen pour caractériser ces dépôts.

Les séquences du faciès IV sont assimilables à une séquence de Bouma tronquée par la base ("base-cut") voire même par le sommet (IV-C). Elles seraient mises en place par des courants de turbidité de plus faible énergie que ceux qui engendrent le développement de la séquence complète. La troncature du sommet de la couche résulte de l'érosion par un courant ultérieur d'énergie suffisante pour décaper le sommet silteux sous-jacent partiellement consolidé.

Le concept des courants de turbidité, désignant un écoulement très chargé de particules en suspension, qui du fait d'un contraste de densité très fort avec le milieu ambiant possède une énergie et une vitesse considérable, avait été établi depuis longtemps (Daly, 1936...). Mais les dépôts engendrés par ces courants n'ont été reconnus que beaucoup plus tard et les premiers à avoir évoqué la responsabilité de ces mécanismes sont sans doute Kuenen et Migliorini (1950). Ceux-ci, à partir d'observations sur le terrain et d'expériences de laboratoires se sont rendus compte que le granoclassement typique de certaines séries sédimentaires ne pouvait en effet être produit que par des courants de turbidité. Partant de cette hypothèse de nombreux travaux ont été réalisés sur les alternances grésomarneuses des séries à caractère Flysch (Dzulynski et Walton, 1965 ; Lanteaume et al., 1967) et dans les bassins profonds actuels. En effet la mise en place de ces dépôts est considérée comme se faisant le plus souvent sous une certaine profondeur même si cette notion n'est pas clairement exprimée.

Toutefois les turbidites ne sont pas limitées à des dépôts marins profonds puis-

que Forel avait déjà signalé en 1887 la présence de phénomènes similaires dans des lacs. Depuis, cette notion de profondeur a toujours été conservée et la limite minimale de préservation des turbidites est celle de la limite d'action des tempêtes (Walker et Mutti, 1973 ; Fenton et Wilson, 1985) et correspond en général à quelques centaines de mètres (Mutti, 1979).

Après la découverte des dépôts turbiditiques certains auteurs se sont attachés à modéliser les observations faites ponctuellement sur des sédiments fossiles (Ten Haff, 1959 ; Bassett et Walton, 1960) et actuels (Nesteroff, 1961). Bouma (1962) propose quant à lui une séquence idéale qui découle de l'examen de plusieurs séries et a un caractère beaucoup plus universel. Cette séquence a été unanimement reconnue et adoptée en raison de sa simplicité - 5 intervalles - et de son adaptabilité à de nombreux faciès par troncature. Les recherches ultérieures n'ont pratiquement jamais remis en cause cette séquence mais ont simplement montré qu'elle ne suffisait pas à décrire l'ensemble des faciès rencontrés dans un environnement turbiditique.

Les interprétations hydrodynamiques de la séquence de Bouma ont été faites ultérieurement par comparaison avec des études expérimentales et sont résumées sur le tableau 24 .

Intervalle de Bouma	BOUMA (1962) WALKER (1965, 1967)	WALKER, 1979	HAMPTON MIDDLETON (1976)
E	Bas régime Pas de mouvement	Courants de turbidité	
D	Bas régime Pas de mouvement	+ sédiments pélagiques	Traction
C	Bas régime	Bas régime Traction	Traction + décantation à partir de suspension
B	Haut régime avec mouvement	Haut régime Traction	Haut régime ou ségrégation par dépôt un peu moins rapide
A	Haut régime	Dépôt rapide	Dépôt rapide

Tableau 24. - Les différentes interprétations hydrodynamiques des intervalles de la séquence de Bouma.

Bien que cette séquence ait été décrite il y a près de 25 ans, son mode de mise en place ne semble pas encore clairement établi dans le détail, en particulier pour les niveaux sommitaux D et E. Certains auteurs ont d'ailleurs déjà souligné le problème de ces intervalles D et E dont la distinction est très souvent impossible à établir sur le terrain (Walker, 1979 notamment). Dans les sédiments briovériens, la reconnaissance de deux niveaux terminaux dans les faciès gréseux n'a pratiquement jamais pu être faite avec certitude, aussi ont-ils été groupés ensemble.

Par rapport à la séquence classique de Bouma, on peut faire certaines observations concernant les sédiments briovériens des faciès IV et V.

- 1 - Dans certaines séquences des faciès IV et V, le passage entre l'intervalle C, à rides ou convolutés et les siltites sus-jacentes n'est pas du tout progressif comme dans la séquence de Bouma mais au contraire très tranché. Des

phénomènes similaires ont déjà été observés par certains auteurs (Pons, 1985 ; Fig.105 A) qui imaginent pour ces séquences une formation en 3 temps (Fig.105 B) :

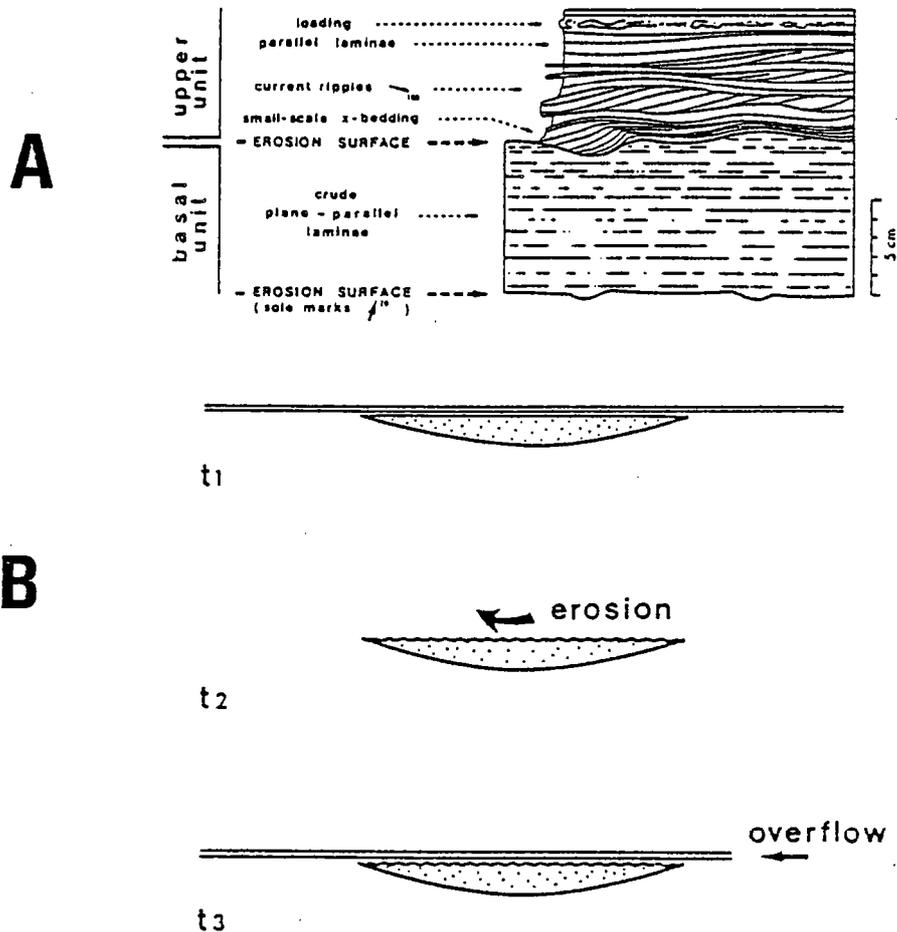


Figure 105. - A : Séquence décrite par Pons (1985)
B : Interprétation de la séquence sus-jacente.

dépôt de l'intervalle gréseux (a) et laminé (b), puis érosion par un autre courant et enfin dépôt des intervalles CDE par celui-ci ou par un troisième courant.

L'origine des intervalles CDE résiderait non plus dans le même courant de turbidité que celui produisant les intervalles AB mais dans un autre courant (de contour par exemple). Cependant cette dernière hypothèse s'appuie aussi sur le fait que les directions de transport dans les rides des intervalles C sont à 90° de celles des figures de base de banc. Ceci n'a été que très rarement observé dans le Briovérien, alors que le caractère tranché entre la partie basale et sommitale est assez courant dans certaines formations. D'autre part s'il fallait scinder certaines séquences ce serait plutôt entre les intervalles ABC et DE et non pas entre AB et CDE comme l'indiquent les différents auteurs. Si le mécanisme dépôt - érosion - dépôt à l'intérieur d'une séquence peut être évoqué

pour expliquer certains caractères, en particulier au Minard, la nature de l'écoulement engendrant le dépôt des intervalles sommitaux ne semble pas compatible avec l'hypothèse de courant de fond (ex. contour). En supposant qu'il s'agisse du trop plein d'un courant de turbidité postérieur, il reste à éclaircir le contexte dans lequel se développe ce type de turbidité. Une possibilité pourrait être l'enchaînement très rapide des événements turbiditiques mais la nature et les quantités de particules impliquées doivent aussi être un élément déterminant.

- 2- Au Minard, où les structures sont le mieux conservées, on observe sur sections sciées dans le faciès IV-A essentiellement, des horizons très particuliers associés à des niveaux tuffacés. La formation de ces horizons s'intègre très mal dans une séquence turbiditique puisqu'ils interrompent le granoclassement vertical caractéristique de ces séquences. L'enregistrement des particules de cendres laisse supposer que le milieu était alors particulièrement calme par rapport au reste de la sédimentation. Les éléments plus grossiers connus dans ces niveaux ne semblent pas correspondre à des feldspaths, à la différence des tufs et on ne peut donc pas supposer qu'ils en représentent l'équivalent en plus fin. On pourrait imaginer cependant une origine similaire à celle des hémipélagites (même position dans la séquence, granulométrie plus grossière, conditions calmes) mais où l'absence d'organismes dans le bassin (aucun microorganisme, même dans les faciès les plus fins, n'a jamais été observé dans la Formation du Minard, Mansuy, 1983 comm. pers.) aurait engendré des faciès particuliers, différents des niveaux noirs de Douarnenez. Leur association avec les niveaux tuffacés reflèterait simplement la nécessité de conditions calmes pour la conservation de particules volcaniques. Thornton (1986) a décrit des structures similaires dans des sites hémipélagiques à fort taux de sédimentation, localisés sur des pentes faibles, non affectées par des courants de contour. Les structures décrites par Thornton caractériseraient des dépôts de mudflow

II - 5 - FACIES VI

Ce faciès ressemble à la séquence type décrite par Stauffer (1967) supposée caractéristique de l'écoulement granulaire (Fig.106). Ce mécanisme dans lequel les particules

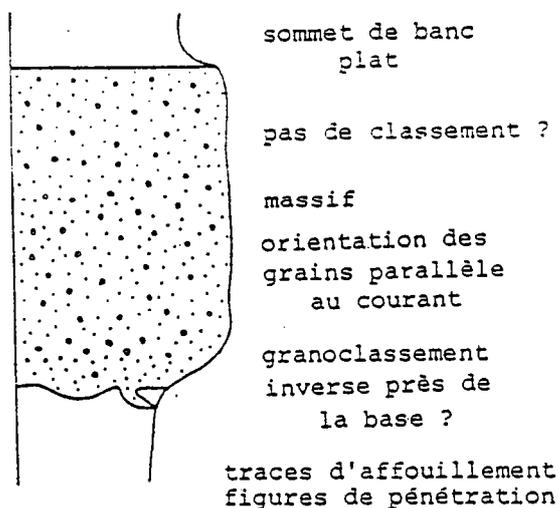


Figure 106. - Séquence décrite par Stauffer (1967) et supposée produite par écoulement granulaire ("grain flow").

gréseuse se meuvent par collisions intergranulaires (Hampton et Middleton, 1976 ;Lowe, 1976) dans un système plus ou moins laminaire a été remis en cause en tant que phénomène responsable du dépôt de bancs épais massifs, similaires à la séquence-type de Stauffer. Lowe (1976) a montré qu'un écoulement granulaire expérimental ne pouvait engendrer des dépôts de puissance supérieure à 5 cm. Il évoque alors la participation d'une phase fluide intersticielle dense permettant aux éléments de se déplacer sans que la pente soit trop élevée. Ces dépôts ressemblent également au type B de la classification de Walker et Mutti.

Pour Mutti (1979), les processus de collisions intergranulaires ne peuvent être responsables de ces dépôts qui seraient produits par des courants de turbidité de haute densité. Les collisions n'interviendraient que dans les dernières phases du transport, à la base de l'écoulement très chargé en particules.

Ces faciès correspondent également aux turbidites gréseuses épaisses définies par Lowe (1982).

II - 6 - FACIES VII

Les dépôts regroupés dans ce faciès n'ont vraisemblablement pas tous la même origine. Les niveaux de slumps sont le produit de glissements sous-marins, le long d'une pente, de sédiments plastiques. Le déclenchement de ces phénomènes semble avoir plusieurs origines ; la plus fréquemment évoquée est sismique mais peut être due aussi à une surcharge gravitaire.

Au Minard, l'intercalation, à plusieurs niveaux, de faciès tuffacés pourrait être un argument en faveur d'une origine sismique mais il ne s'agit vraisemblablement dans cette formation que de déplacements très locaux. En effet la base des bancs montre un terme gréseux homogène surmonté par un niveau à fragments silteux contournés proportionnellement important. Le fait qu'un seul banc soit affecté à chaque fois suggère que ces niveaux puissent être assimilables à une séquence. Des faciès d'organisation similaire mais de puissance plurimétrique viennent d'être décrits dans le flysch numidien de Tunisie (Beaudoin et al., 1987) et sont interprétés comme des dépôts resédimentés par glissement sur une pente. Un tel agencement pourrait être rapproché également de celui décrit par Lowe (1976b) dans des dépôts précambriens mis en place par des écoulements liquéfiés non turbulents sous l'influence de la gravité.

Dans la Baie de Douarnenez et en Presqu'île de Crozon, la déformation par paquets résulte sans doute de phénomènes plus généraux.

Certains niveaux semblent avoir été engendrés par d'autres phénomènes que ceux précédemment décrits, notamment certains niveaux de la Banche dans lesquels on n'observe pas de structures enroulées ou contournées. Ces faciès pourraient être le produit de fragmentation in situ des intervalles DE par des phénomènes de liquéfaction et fluidisation (Helm et Pickering, 1985). Mais le mécanisme proposé par Spaletta et Vai (1984) pour expliquer la formation de parabrèches à intraclastes pourrait également être évoqué pour les niveaux de la Banche. Tout comme dans les parabrèches décrites par Spaletta et Vai, les fragments d'intraclastes constituent environ 70% de la séquence. Les auteurs précités imaginent une formation en trois temps pour ces dépôts (Fig.107) :

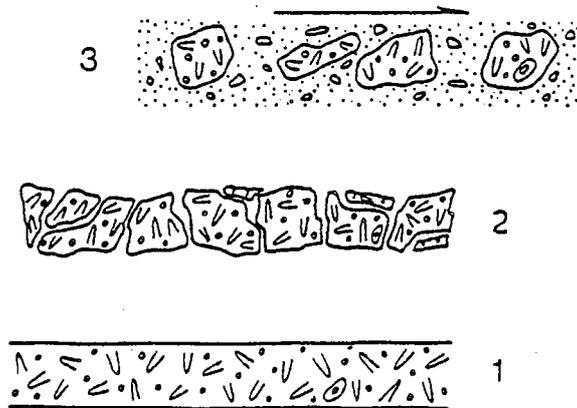


Figure 107 . - Processus de formation des parabrèches à intraclastes (d'après Spaletta et Vai, 1984).

- 1 - dépôt de sédiments pélagiques
- 2 - bréchification autoclastique de ces sédiments partiellement indurés, provoquée par des chocs sismiques
- 3 - reprise partielle de ces clastes dans une matrice sableuse par des courants de turbidité.

Ce mécanisme pourrait s'appliquer ici non pas à des dépôts pélagiques mais aux horizons fins DE de fin de séquence sous-jacente.

II - 7 - FACIES VIII

Ce faciès a été fréquemment décrit dans la littérature sous des termes très variés comme "schistes à galets", argiles à blocaux, diamictites ou tillitoïdes. Les niveaux rencontrés dans le Briovérien correspondent à des coulées boueuses ou vraies coulées de débris (Middleton et Hampton, 1976). Dans celles-ci les larges particules sont directement supportées par une matrice cohésive, composée d'un mélange de particules fines argileuses et d'eau (Lowe, 1982 ; Hampton et Middleton, 1976) sans qu'il y ait en théorie de pression entre les grains.

L'écoulement dans ce mécanisme est laminaire (Johnson, 1970 ; Lowe, 1982 ; Postma, 1986) mais il semblerait qu'un mécanisme de turbulence agisse à certaines étapes de l'évolution de ces courants (Enos, 1977). De même, l'absence de pression de dispersion n'est que théorique car l'angle minimum de la pente requis pour le développement de ces courants dans la nature doit être influencé par ces tensions. En effet, mathématiquement ces mécanismes se mettent en place quelque soit l'inclinaison de la pente (Hampton et Middleton, 1976), or leur occurrence actuellement est limitée aux environnements les plus pentés.

Le dépôt en masse des "schistes à galets", assimilable au gel de la coulée boueuse, serait provoqué par une perte locale de capacité.

II - 8 - FACIES IX

La présence de litage oblique à grande échelle a déjà été signalé par différents

auteurs dans des conglomérats ou des grès granuleux (Dzulynski et al., 1959 ; Aalto, 1976 ; Walker, 1978 ; Hiscott, 1980 ; Eriksson, 1982 ; Pickering, 1982b, Leszczynski, 1986). Si la plupart des auteurs évoquent des phénomènes de traction pour leur origine, très peu intègrent ces structures dans une organisation séquentielle. Walker (1978) suppose que le transport des grès granuleux comportant ce type de rides se fait par suspension accompagnée de collisions dans les derniers stades de transport mais souligne l'absence de modèles permettant d'intégrer les figures de traction. Lowe (1982) décrit une séquence-type, à partir des turbidites gréseuses épaisses, dans laquelle il définit des intervalles produits par des courants de haute densité ($S_1S_2S_3$) et de faible densité (T) (Fig.108).

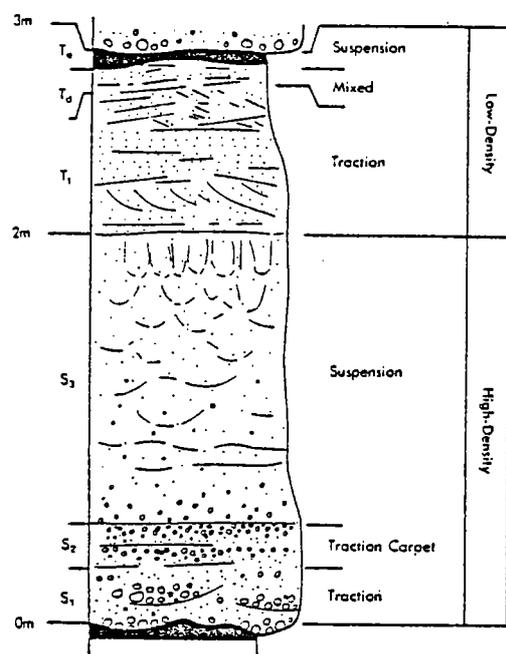


Figure 108.- Séquence idéale de Lowe (1982) produite par un courant de turbidité gréseuse de haute densité (Intervalles S) et de faible densité (Intervalles T).

Les faciès observés dans les sédiments briovériens peuvent être rapprochés de cette séquence avec à la base un intervalle S_1 surmonté de l'intervalle S_2 (bandes granoclassées) ou de l'intervalle massif astructuré S_3 puis de convolutes à grande échelle pouvant représenter l'intervalle T_t et enfin T_{de} .

Par rapport à la séquence théorique de Lowe, on note certaines variations : il existe parfois sous l'intervalle S_1 des horizons de granulométrie plus fine qui s'intègrent mal dans le schéma de Lowe mais qui pourraient correspondre à des fluctuations de l'écoulement (surging flow). Cette hypothèse expliquerait également la présence de passées de siltites, latéralement discontinues dans l'intervalle S_3 qui semblent délimiter des bancs.

Ce faciès, dont la partie inférieure est engendrée par des courants de haute densité, semble caractéristique des environnements chenalisés puisqu'il n'a été mentionné que dans ces milieux. Il s'agit donc d'un faciès important dans les sédiments briovériens où l'absence de continuité latérale rend difficile l'observation des structures chenalisées éventuellement présentes.

II - 9 - FACIES X

Tout comme pour le faciès VIII, le mode de mise en place des sédiments de ce faciès est controversé. Pour certains, les niveaux caractérisés par des figures d'échappement d'eau résultent d'écoulements spécifiques : écoulement liquéfié (Lowe, 1976) ou fluidisé (Lowe, 1976 ; Middleton et Hampton, 1976). Tandis que pour d'autres (Mutti, 1979 par ex.) leur origine provient de courant de turbidité classique et les figures d'échappement d'eau ne sont produites que dans les phases finales de consolidation. Quelque soit l'hypothèse retenue, il semblerait cependant que de telles structures se développent préférentiellement dans des sédiments sableux fins,

rapidement déposés et faiblement consolidés, alternant avec des niveaux silteux (Lowe, 1975).

Dans le cas d'un écoulement fluidisé, les fluides interstitiels sont animés d'un mouvement ascendant entre les particules, alors que pour un écoulement liquéfié c'est la migration vers le bas des éléments qui provoque l'expulsion des fluides (Lowe, 1976)(Fig. 109). Ces

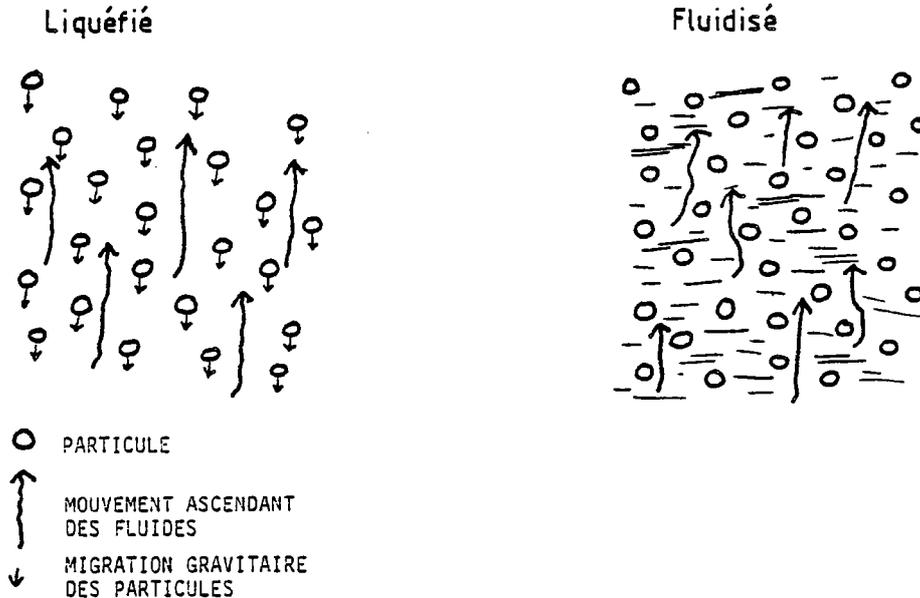


Figure 109.- Schéma montrant la différence entre un écoulement liquéfié théorique et un écoulement fluidisé théorique.

phénomènes, dont certains sont directement liés à l'inclinaison du substrat, engendreraient le départ de particules qui iraient se redéposer plus bas, jusqu'à un kilomètre pour les éléments fins.

Concernant les sédiments briovériens très riches en figures de fluidisation/liquéfaction, il apparaît assez difficile de trancher pour l'une ou l'autre des hypothèses (écoulement vrai ou phase finale de courants de turbidité. Pour un banc particulier, localisé à la Pointe de Minard, les caractéristiques - banc anormalement épais (8 m), sans structure autres que celles d'échappement d'eau, maturité de texture nettement meilleure (5% de matrice contre 15 à 20%) - s'accordent avec celles des dépôts décrits par Lowe (1976) et supposés produits par des courants intermédiaires entre l'écoulement liquéfié et de turbidité. Un tel niveau pourrait être déclenché à l'origine par des slumps qui auraient progressivement évolués en courant de turbidité de haute densité.

II - 10 - CONCLUSION

L'ensemble des faciès décrits ici peut être rapproché d'une façon générale des dépôts produits par écoulement gravitaire. Si ceux-ci sont caractérisés par quatre mécanismes théoriques (Middleton et Hampton, 1976) (Fig.110), il semblerait que dans la nature, seulement deux ont pu être reconnus : les courants de turbidité et de débris (Mutti, 1979). Les deux autres mécanismes ne correspondraient pas à des écoulements vrais mais pourraient être évoqués dans les phases finales du dépôt à partir de suspensions très chargées et très fréquentes (Fig.111).

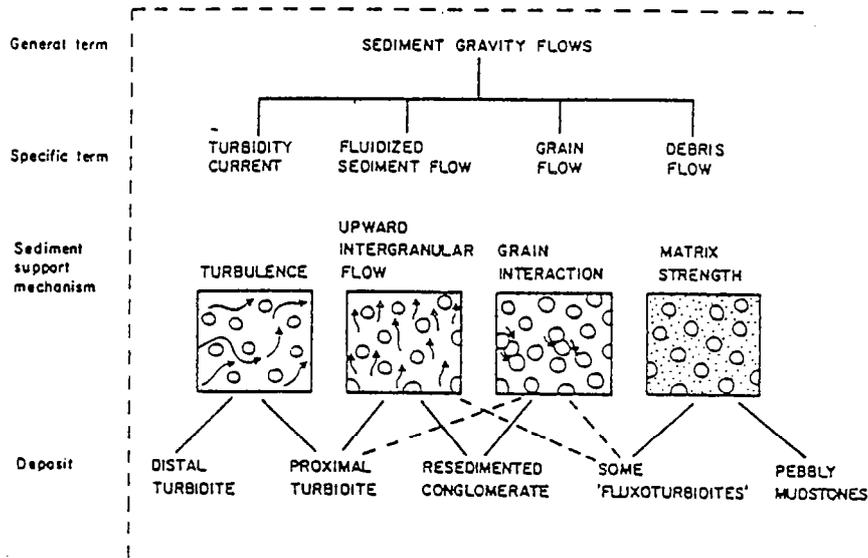


Figure 110. - Classification des écoulements gravitaires sous-marins théoriques (d'après Middleton et Hampton, 1976).

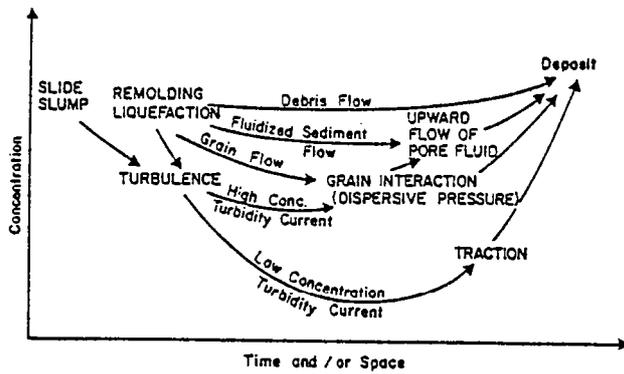


Figure 111. - Evolution hypothétique d'un écoulement unique dans le temps et l'espace (d'après Middleton et Hampton, 1976).

Formations	La Roche-Derrien	Minard	Binic	Douarnenez
Faciès				
I				
A	+	-	+	+
B	-	-	+	-
II	+	-	+	+
III	-	+	+	-
IV	+	+	+	+
V	+	+	+	+
VI	+	+	+	+
VII	+	+	+	+
VIII	-	-	-	+
IX	+	+	-	-
X	+	+	?+	+
Divers		tuf	tuf	rides de vagues tuf

Tableau 25. - Répartition des faciès dans les différentes formations étudiées (* représente les horizons noirs).

Le tableau 25 montre la répartition des différents faciès dans les quatre formations et permet de constater l'absence des séquences fines de façon générale dans la Formation du Minard.

3ème Chapitre

Agencement des faciès

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

I - INTRODUCTION

L'étude des figures observées dans les sédiments briovériens a permis de dégager un certain nombre de faciès type permettant d'intégrer l'essentiel de la sédimentation à l'échelle de la strate. La reconstitution des paléoenvironnements turbiditiques nécessite non seulement la reconnaissance des faciès mais également de leur agencement vertical et latéral. Celui-ci ne peut être appréhendé que lorsque les conditions d'affleurements, permettent d'effectuer des levés de détail sur une distance suffisamment importante. L'hétérogénéité de la déformation dans les terrains étudiés ici n'a pas permis d'obtenir le même degré d'informations pour chaque formation en particulier dans la Baie de Douarnenez où il est pratiquement impossible de suivre un empilement continu de couches sur plus de 25 m. De plus, à l'échelle du Massif Armoricain, pratiquement seuls les affleurements côtiers sont susceptibles de fournir suffisamment de renseignements pour l'étude des structures sédimentaires. Toutes ces raisons de conditions d'affleurement et de structuration n'ont généralement pas permis l'observation des variations latérales de faciès de façon satisfaisante. Il existe donc un certain nombre de contraintes inhérentes à la nature des terrains qui rendent difficile l'application des modèles les plus couramment utilisés dans l'étude des faciès turbiditiques : le premier de ceux-ci est dû à Bouma (1962). Au moment où celui-ci décrivait la séquence synthétique, il supposait que les variations observées devaient correspondre dans l'espace au développement d'une structure plus ou moins radiaire comparable à celle des deltas (Fig. 112).

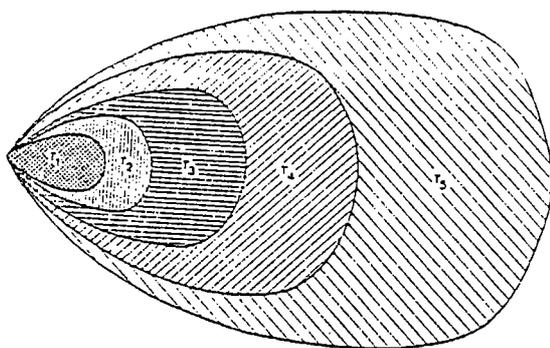
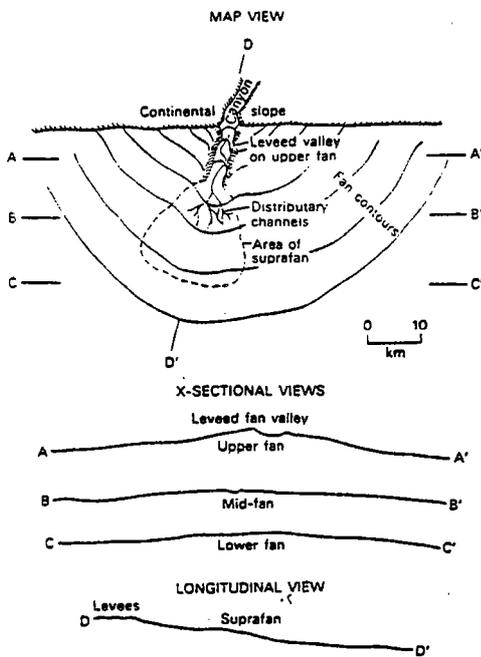


Figure 112. - Organisation spatiale radiaire des dépôts turbiditiques, selon Bouma (1962).

Normark (1970) affine ensuite la vision très simplifiée de Bouma, à partir de données acquises sur l'actuel (Fig.113). Il propose un modèle basé sur la division en trois parties de la structure en cône : le cône supérieur moyen (ou supracône) et inférieur. Dans ce modèle repris par Walker et Mutti (1973) l'essentiel des sédiments se dépose dans la partie interne du supracône au niveau des chenaux.



Cette notion de cône triparti ne semble pas retenue dans le modèle établi par Mutti et Ricci Lucchi (1975) à partir d'exemples fossiles. En effet ces auteurs ne distinguent que deux zones : le cône interne caractérisé par les chenaux distributaires et le cône externe où se développent les lobes gréseux (Fig. 114). A la différence du modèle proposé par Normark, il n'apparaît pas de continuité physique entre la région chenalisée et la zone d'accumulation, le passage étant perturbé par la présence de barres d'embouchures. Puis Nelson et al. (1975) (Fig.115) et Walker (1978) (Fig. 116) localisent les associations de faciès, dans des éventails où les subdivisions établies par Normark sont conservées.

Figure 113.- Modèle sur la physiographie d'un cône turbiditique établi à partir des cônes sous marins de la côte Ouest des Etats-Unis (d'après Normark, 1970).

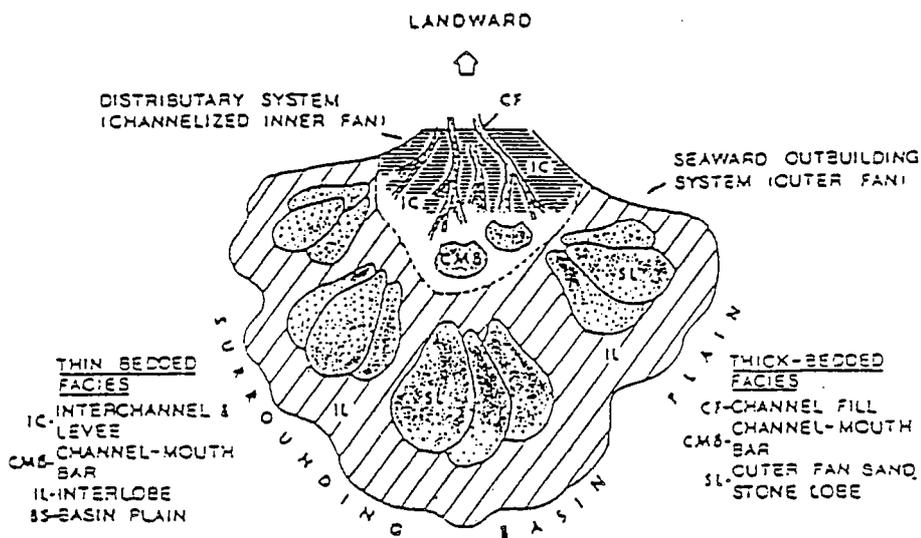


Figure 114.- Modèle de cône sous-marin caractérisé par une zone distributaire (cône interne) et une zone de dépôt (cône externe) d'après Mutti et Ricci Lucchi, 1975.

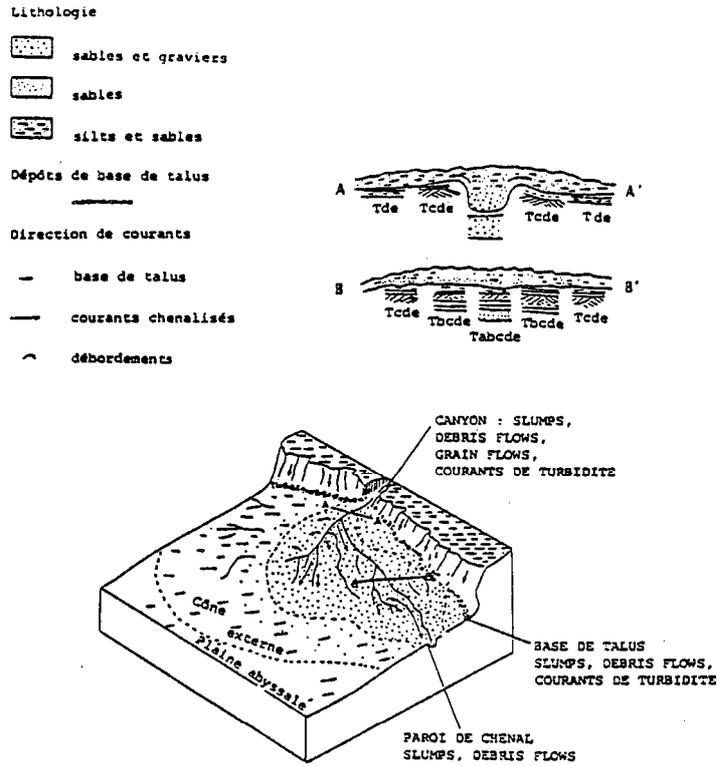


Figure 115. - Distribution des processus de sédimentation dans un deep sea fan (Astoria fan, selon Nelson et Kuim, 1973).

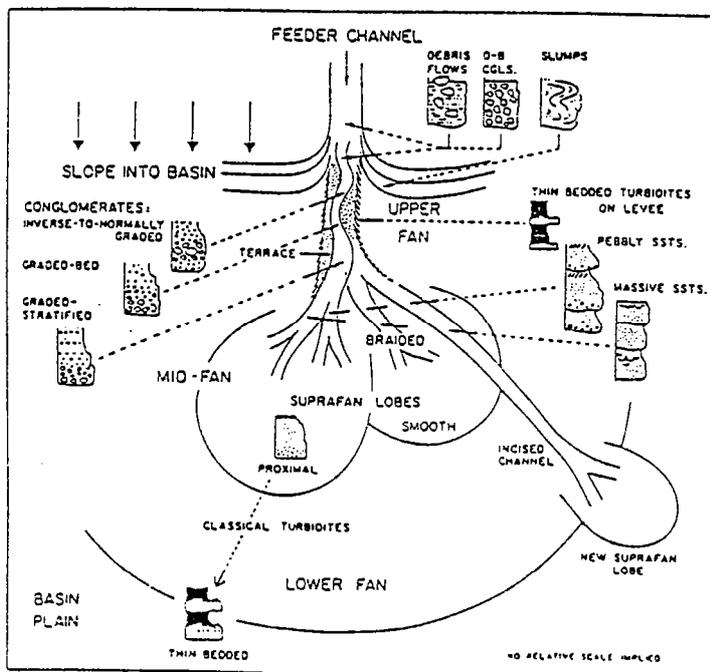


Figure 116. - Modèle de Walker (1978).

Le modèle théorique proposé par Walker semble avoir été largement retenu ultérieurement mais ne peut vraisemblablement pas s'appliquer à tous les cônes turbiditiques. Normark (1978) (Fig. 117) et Mutti (1979) montrent que le développement de l'appareil supracône est lar-

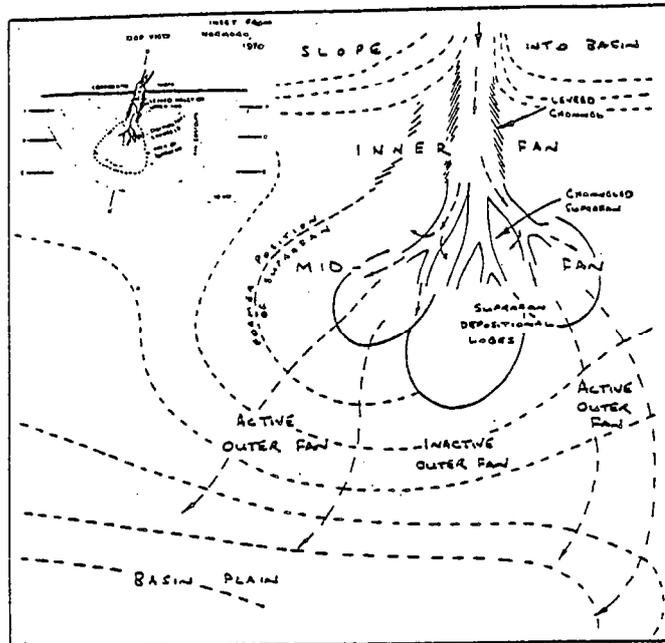


Figure 117.- Modèle de Normark (1978) s'appliquant à des sédiments appauvris en particules fines.

gement dépendant de la nature du matériel et qu'une telle structure ne se met en place qu'en l'absence de particules fines. A l'opposé le modèle de Mutti et Ricci Lucchi s'appliquerait à des sédiments très riches en particules fines (silts et argiles) caractérisant ainsi des cônes à haute efficacité de transport (Mutti, 1979). Cependant la nature du matériel n'est pas le seul contrôle sur la géométrie de la structure en éventail et de nombreux facteurs influent : (Fig. 118).

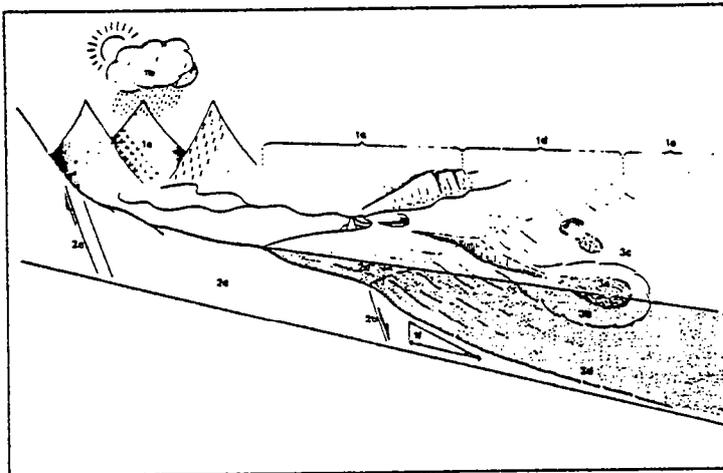


Figure 118.- Les différents paramètres contrôlant le développement d'un cône sous-marin (d'après Stow et al., 1982). 1a - nature de la source ; 1b - climat et altération ; 1c - largeur de la plaine continentale ; mode de transport ; 1d - type de sédiment formant la zone transitoire ; 1e - processus de resédimentation ; 1f - largeur et inclinaison de la pente ; 2a - style tectonique de la zone source ; 2b - style tectonique de la zone transitoire ; subsidence du bassin ; 2c - type de marge ; 2d - type de bassin de réception ; 2e - variation du niveau marin ; 3a - géométrie du cône ; système d'alimentation ; 3b - conditions marines ; 3c - faune marine.

même si certains sont interconnectés.

Les modèles de mise en place des faciès turbiditiques doivent donc être certainement plus variés que les deux grandes tendances précitées et d'autres alternatives ont pu être proposées, notamment celle de Surlyk (1978) pour les dépôts de blocs faillés (Fig. 119). Néanmoins l'attribution des différents paléoenvironnements briovériens ne peut être établie qu'en comparant la distribution des différents faciès avec ceux des modèles existants.

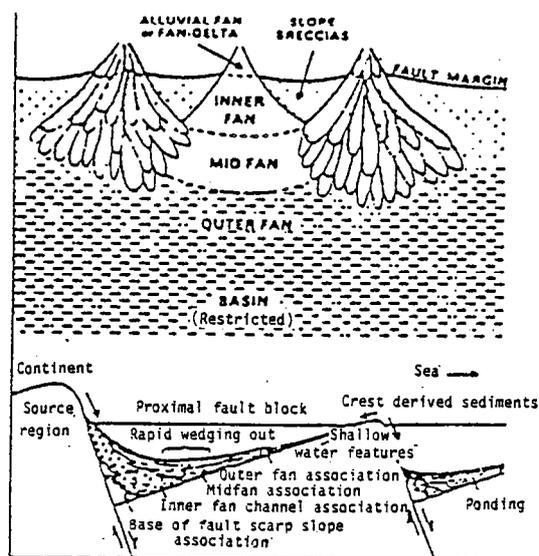


Figure 119.- Modèle de Surlyk (1978) pour les blocs faillés.

II - VARIATION DE PUISSANCE

Le relevé banc par banc des sédiments briovériens n'a été effectué que dans la Formation du Minard, le long du Trieux (Formation de la Roche-Derrien) et très localement en Bretagne Occidentale, suivant des coupes choisies pour la qualité des affleurements et la continuité des dépôts. Le report de la puissance des bancs sur des représentations graphiques permet de mettre en évidence la présence d'une rythmicité dans l'enchaînement des bancs. On peut ainsi définir des séquences à l'échelle de l'affleurement dont la reconnaissance est importante car elles sont contrôlées de façon générale par la dynamique du cône.

Si la détermination des séquences reste subjective et peut être contestée (Hiscott, 1980 ; Chan et Dott, 1983), en particulier en l'absence de niveaux fins de transition, il semble admis que les dépôts chenalés s'organisent en séquences stratodécroissantes (positives) alors que la sédimentation dans la zone des lobes s'organise suivant une tendance stratocroissante marquant la progradation des dépôts (Ricci Lucchi et Paréa, 1973 ; Ricci Lucchi, 1975 ; Walker et Mutti, 1973).

Dans les sédiments briovériens, on peut reconnaître plusieurs types d'agencement : positif, négatif, symétrique et monotone dans le sens défini par Ricci Lucchi c'est-à-dire qu'il n'y a pas de tendance organisée. Il faut également noter la présence de bancs de puissance anormale, largement supérieure à la moyenne et correspondant chacun à un épisode unique (Pointe de Minard et Porlec'h). Les séquences positives (Lancerf, Notoret, Pointe de Minard, Porlec'h) peuvent s'enchaîner très rapidement ou être séparées par des niveaux fins de puissance

suffisante pour caractériser des séquences monotones (Fig.120). L'enchaînement rapide de ces séquences positives est lié à la fois à la position dans le bassin, au contrôle tectonique du bassin mais aussi à l'abondance du matériel disponible. En effet un apport continu de particules, lié à de hauts reliefs et/ou à l'activité tectonique par exemple, va entraîner la succession fréquente des édifices sans phase de quiescence.

La présence de séquences positives correspond selon la majorité des auteurs au remplissage progressif de chenaux par des courants de relativement haute énergie abandonnant peu à peu leur charge. Cette relation - séquence positive, chenaux - n'est peut être pas systématique, en particulier dans le cas de séquence isolée mais ne semble pas devoir être remise en cause pour des ensembles de même type se superposant plusieurs fois.

Les séquences négatives dans les sédiments briovériens sont rarement présentes sur de grandes distances et sont souvent nettement moins bien organisées sauf dans l'unité 6 de Binic (voir Rabu et al., 1983 pour la définition des unités). De plus elles sont fréquemment associées à des séquences symétriques ou monotones (Ex : Pointe de Kerlite, Formation du Minard) (Fig. 121). Le caractère stratocroissant dans ces séquences résulterait de la progradation

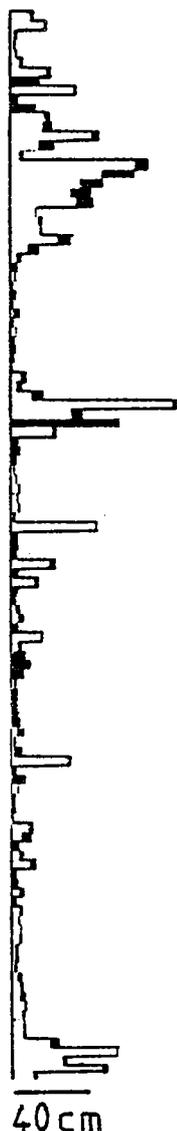


Figure 121. - Exemple de séquence négative associée à une séquence symétrique, Pointe de Kerlite (Formation du Minard). Puissance des grès en blanc, puissance des siltites en noir.

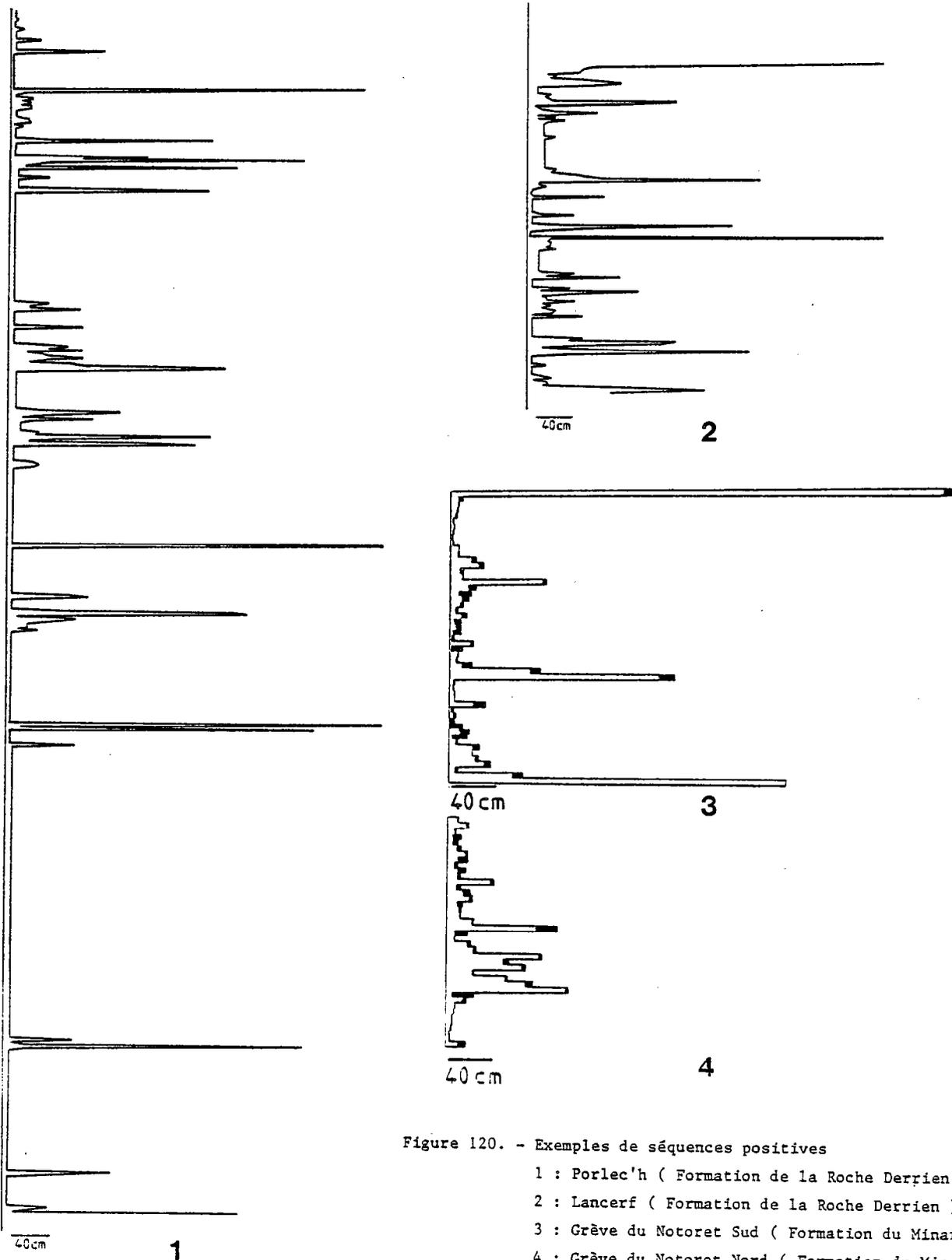


Figure 120. - Exemples de séquences positives

- 1 : Porlec'h (Formation de la Roche Derrien)
- 2 : Lancerf (Formation de la Roche Derrien)
- 3 : Grève du Notoret Sud (Formation du Minard)
- 4 : Grève du Notoret Nord (Formation du Minard)

de lobes de dépôts dans lesquels s'accumulent les sédiments gréseux selon les modèles de Mutti et Ricci Lucchi (1975).. Le manque de régularité dans les variations de puissance peut vraisemblablement être lié à la nature et la géométrie de l'édifice où se mettent en place les sédiments briovériens. Par exemple les structures induites par des courants à basse efficacité de transport (défini par Mutti, 1979) ne développent pas de lobes très caractéristiques et ne présentent pas de séquences négatives bien marquées.

Les séquences monotones sont intéressantes dans la mesure où elles nous renseignent sur les zones situées hors des alimentations principales (Fig. 122).

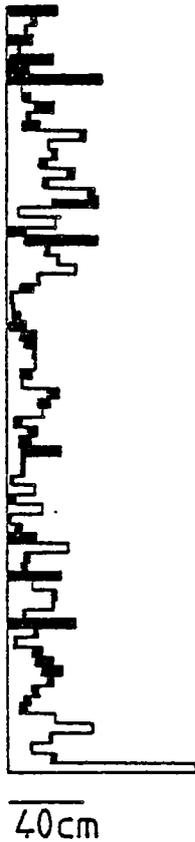


Figure 122. - Exemple de séquence monotone à Minard-village. Puissance des grès en blanc, puissance des siltites en noir.

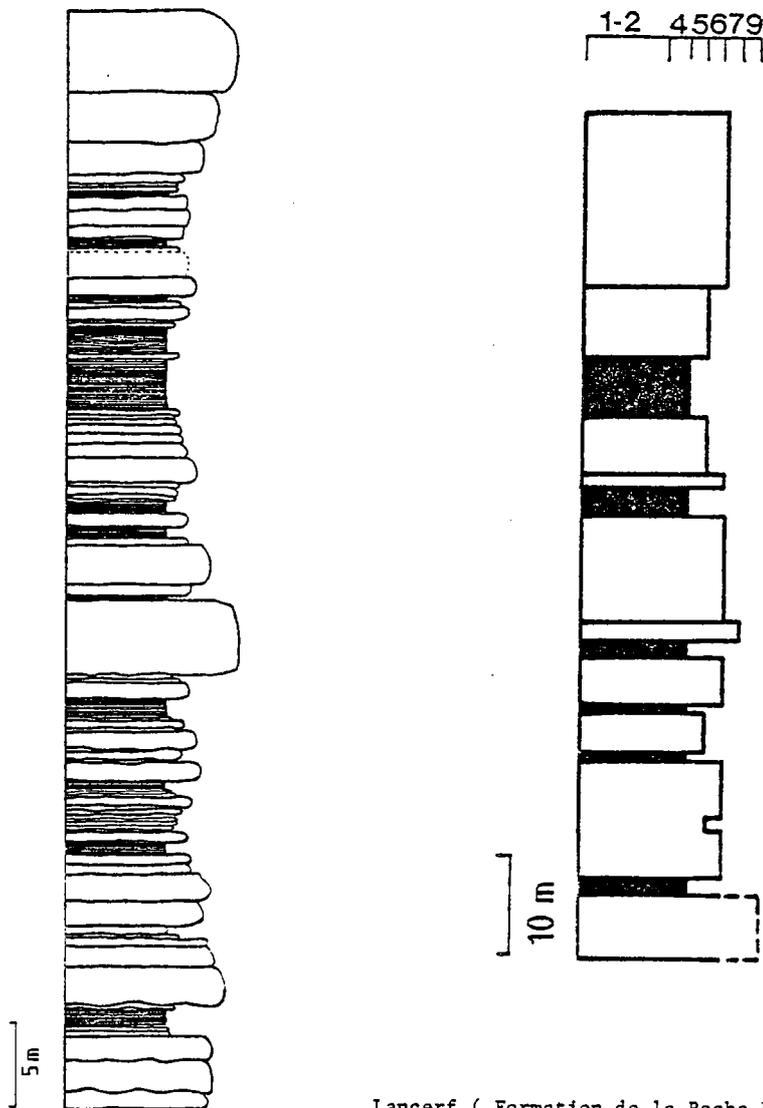
Le report de la puissance des bancs correspond à une méthode de mise en évidence de l'organisation des séries mais qui doit nécessairement être contrôlé par l'étude de leur succession stratigraphique.

III - CARACTERISATION DES DIFFERENTS ENVIRONNEMENTS EN BRETAGNE NORD

Différentes associations des faciès ont été reconnues au sein des sédiments briovériens étudiés et ont été comparées avec celles décrites dans la littérature.

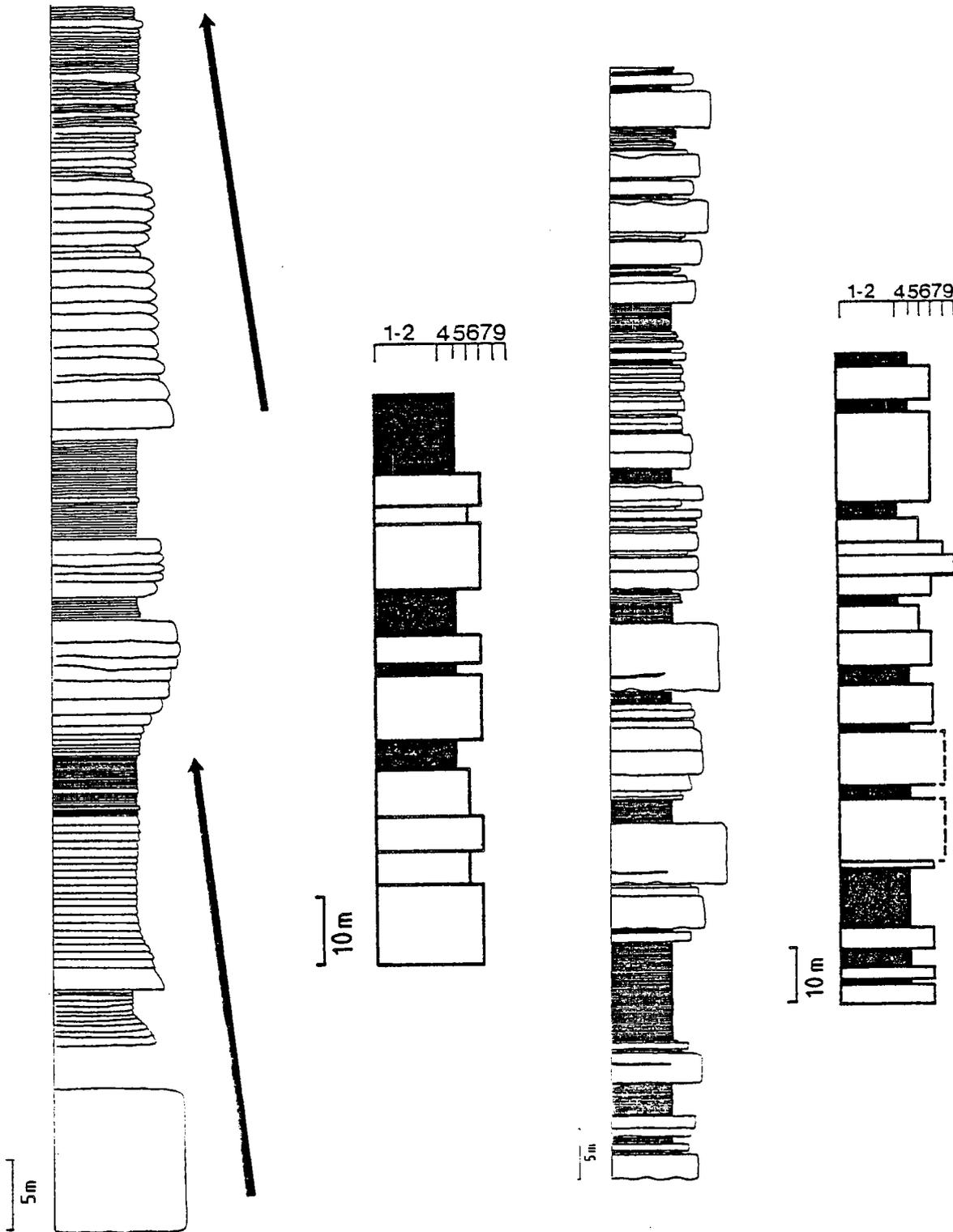
III - 1 - LES FACIES CHENALISES

Parmi les sédiments briovériens, certaines associations de faciès ont été interprétées ici comme résultant du comblement de structures chenalisées. Cette interprétation est basée à la fois sur la reconnaissance de séquences positives et sur la nature du matériel. La limite inférieure de ces niveaux possède généralement un caractère érosif mais les conditions d'affleurement (la stratification est plus ou moins perpendiculaire à la côte) ne permettent pas de suivre l'extension latérale de ces dépôts. La disposition lenticulaire qui est une caractéristique géométrique de ces faciès n'a donc pratiquement jamais pu être observée. Les associations les plus fréquentes sont constituées à la base par des bancs gréseux massifs, parfois amalgamés, de granulométrie moyenne à grossière, représentés par les faciès VI, VII ou X (Fig. 123). Puis



Lancerf (Formation de la Roche Derrien)

Figure 123. - Exemples de séquences chenalisées (Log et schématisation des principaux faciès)



Plage des Godelins Nord (Formation de Binic)

Porlec'h (Formation de la Roche Derrien)

Figure 123. (suite)

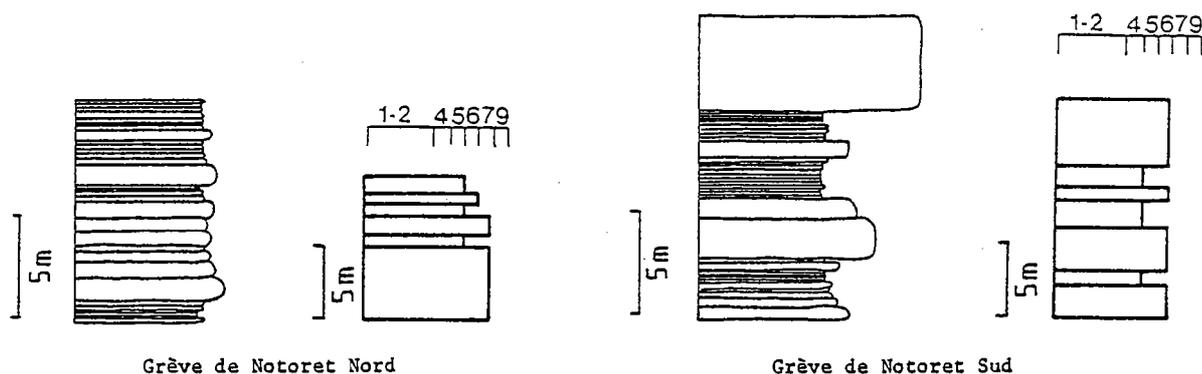


Figure 123. - (fin)

succèdent soit sans transition de minces séquences turbiditiques CDE dont les rides sont souvent chevauchantes ou soit des séquences turbiditiques complètes (Faciès V) progressivement tronquées par la base (Faciès IV).

Les niveaux gréseux de la partie inférieure sont d'une façon générale riches en figures de fluidisation liquéfaction, en "galets mous" et en nodules. L'épaisseur de ces séquences est comprise entre 3 et 20 m et les proportions entre les niveaux gréseux massifs de la base et les niveaux plus fins sus-jacent varient le plus souvent d'une façon aléatoire, même si ces derniers restent relativement peu développés. Les associations de type VI-VII et IV peuvent résulter du brusque abandon du chenal alors que celles du type VI, V, IV correspondraient à une phase de remplissage progressif (Mutti, 1979).

Il faut noter que la base de certaines séquences chenalisées débute par des niveaux peu épais (en particulier à Lancerf) comme il l'a déjà été décrit par Hiscott (1980) dans des complexes gréseux chenalisés ordoviciens. L'origine de ces faciès pourrait correspondre à une première phase d'activité du chenal, en écoulement ouvert pendant laquelle de larges volumes de sédiment vont directement alimenter les lobes. A ce stade, seule la queue d'un courant, plus diluée, aurait la possibilité de perdre une partie de sa charge dans le chenal (Hiscott, 1980). Cette première phase pourrait également être induite par le fait qu'au début de son fonctionnement le chenal est peu ou pas marqué et que les particules y sont faiblement confinées.

Les bancs très peu épais représentent les dépôts de débordement au sens large et leurs caractéristiques (épaisseur comprise entre 3 et 20 cm, abondance des figures de déformation souple, structures pouvant résulter d'injections clastiques de petites dimensions, rides chevauchantes) s'accordent assez bien avec celles des niveaux fins proches d'alimentation chenalisée (interchenal ou marge de chenal) décrits dans la littérature (Mutti, 1977 ; Pickering, 1982b). Les directions de transport dans ces faciès fins sont en majorité similaires à celles des autres faciès mais peuvent être localement obliques. Cette dernière observation a également été notée pour les levées ou les marges de chenaux (Mutti, 1977 ; Walker, 1985 ; Pickering, 1982b) et s'explique par la présence de reliefs sur les bords du chenal qui constituent une barrière.

Deux coupes (Pointe de Minard et Convent Folory) sont détaillées ci-dessous parce qu'elles possèdent des caractères particuliers.

Convent Folory

Sur une puissance d'environ 50 m, la coupe de Convent Folory est caractérisé par des alternances de niveaux fins à très fins (type I-II et IV) et de niveaux gréseux massifs

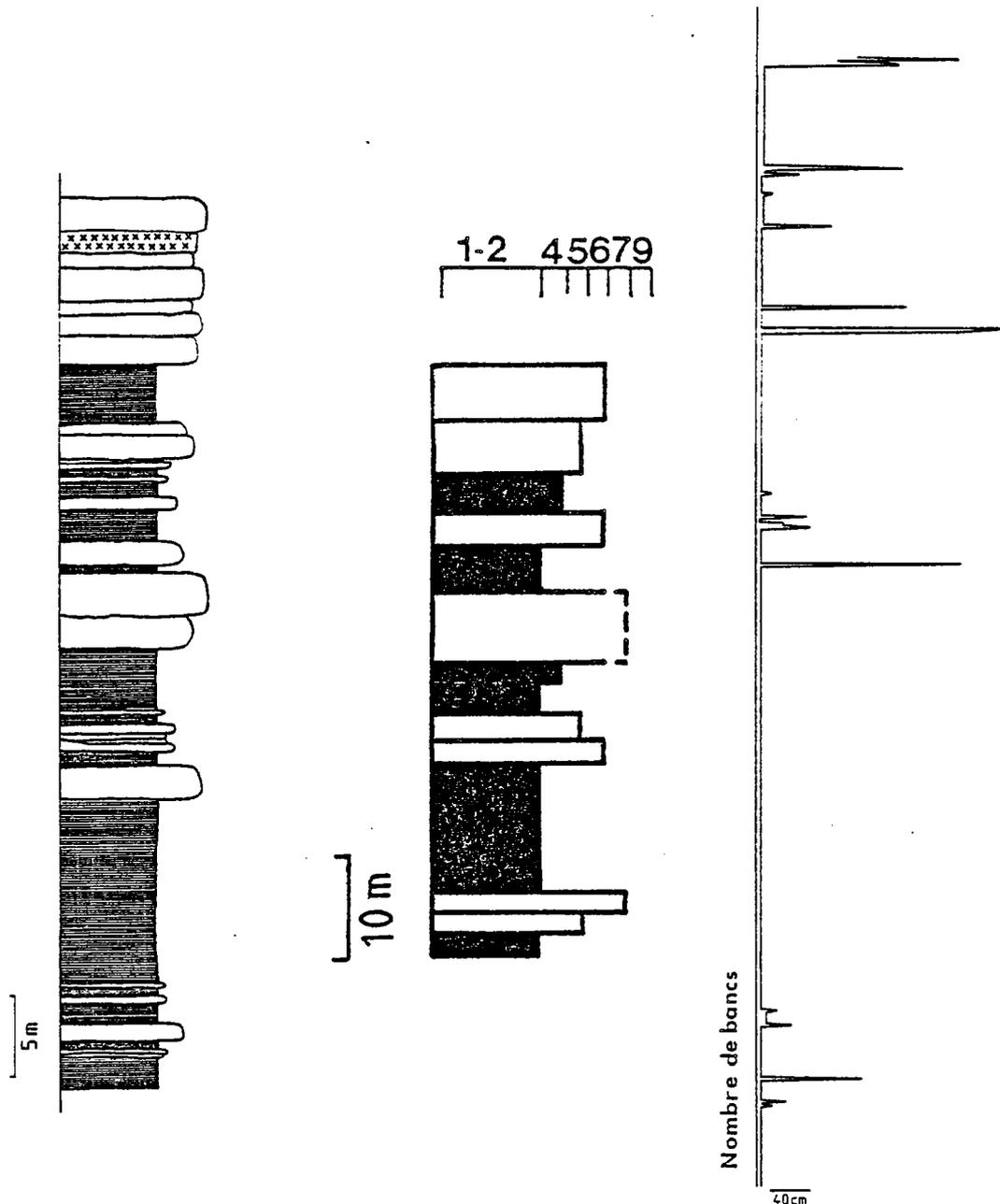


Figure 124.- Log et schématisation des principaux faciès et représentation graphique de la puissance des bancs (Coupe de Convent Folory).

moyennement épais (type V et VI-VII-X). L'originalité de cette coupe réside dans la grande proportion des niveaux fins (Fig. 124).

Le report de la puissance des bancs permet de définir trois séquences plus ou moins régulièrement stratocrodoissantes (positives). Les niveaux fins (type I) mesurent en moyenne 3 à 4 cm de puissance et ont un rapport sable/silt très variable mais souvent supérieur à 1. Les strates de type IV sont parfois biseautéées et sont riches en très fines et petites figures de base de banc. Elles comportent fréquemment des rides qui progradent localement vers le S-SW à 90° des figures de base de banc. Un niveau d'aspect perturbé est intercalé à la base de la coupe et pourrait résulter d'un phénomène d'injection clastique. Les bancs gréseux renferment des galets

mous à la base et sont assez fréquemment amalgamés. Il y a apparemment une diminution de la puissance des faciès fins mais l'épaisseur des niveaux gréseux, même si elle est plus élevée au sommet qu'à la base, ne semble pas suivre une évolution aussi régulière.

L'abondance des niveaux fins dans la coupe de Convent Folory laisse supposer qu'il s'agit vraisemblablement d'un environnement externe ou latéral. Les caractéristiques des niveaux fins les rapprochent des faciès d'interchenal (turbidites DE et CDE, lenticularités mineures, épaisseur 5 cm, Pickering, 1982b), mais ils pourraient également correspondre à des dépôts de bordure de lobe (Faciès IV) et/ou de frange de cône (Faciès I-II) - Variations par paquets, richesse en figures de base de banc -.

La présence de niveaux fins pouvant être assimilés à des niveaux d'interchenal, associés à des bancs gréseux amalgamés de type V-VI s'organisant en séquences positives pourrait permettre d'envisager une origine chenalisée. Dans une telle hypothèse, la diminution des faciès fins conjointe à l'augmentation mal ordonnée des grès chenalisés peut traduire la progradation mais aussi la migration latérale du remplissage sédimentaire du chenal. Cependant la signification précise de cette séquence négative à l'échelle de la coupe peut difficilement être résolue sans l'étude des variations latérales de faciès.

L'absence de séquences d'accumulations laisse supposer que ces dépôts se mettent en place dans une zone sans connection directe avec les lobes de dépôt.

Pointe de Minard

À la Pointe de Minard, on observe le dépôt de séquences relativement mal organisées, à caractère cependant plus ou moins positif (Fig. 125). Les associations de faciès sont de type VI puis V et enfin IV, avec à la partie inférieure de la coupe des intercalations de faciès VII à la base des séquences. Dans la moitié supérieure, on observe plutôt des faciès de type IX, localisés en début de séquences. La puissance des ensembles est comprise entre 8 et 12 m mais ne semble pas subir de variations importantes. De même, la proportion de faciès fins (I-II-IV) et de faciès gréseux (V-VI-VII-IX), même si elle n'est pas constante, ne semble pas dessiner d'évolution cohérente.

Une des particularités de cette coupe réside dans l'intercalation à différents niveaux d'horizons tuffacés dans les faciès fins. De plus on note la présence d'un banc anormalement épais (8 m) et appauvri en matrice, correspondant apparemment à un seul événement, qui serait engendré par un état intermédiaire entre un écoulement liquéfié et un courant de turbidité (cf. chapitre précédent).

On observe de plus dans cette coupe des faciès de type IX dont l'organisation est voisine de celle décrite par Lowe (1982) dans les dépôts issus de courants de turbidité de très haute densité.

Les niveaux chaotiques (Faciès VIII) et les faciès IX, plus ou moins localisés à la base des séquences plurimétriques peuvent être interprétés comme les premiers stades d'activité des chenaux. Ils représenteraient soit des dépôts résiduels (Faciès IX) soit des glissements en masse long des parois des chenaux (Faciès VII) (Mutti, 1979). Le chenal est ensuite comblé par des bancs gréseux massifs (type VI) dont les variations aléatoires de l'épaisseur, à l'échelle de la coupe, pourraient être liées à la quantité de particules disponibles ou à une activité tectonique. En effet l'intercalation à différentes reprises d'horizons tuffacés à éléments automorphes

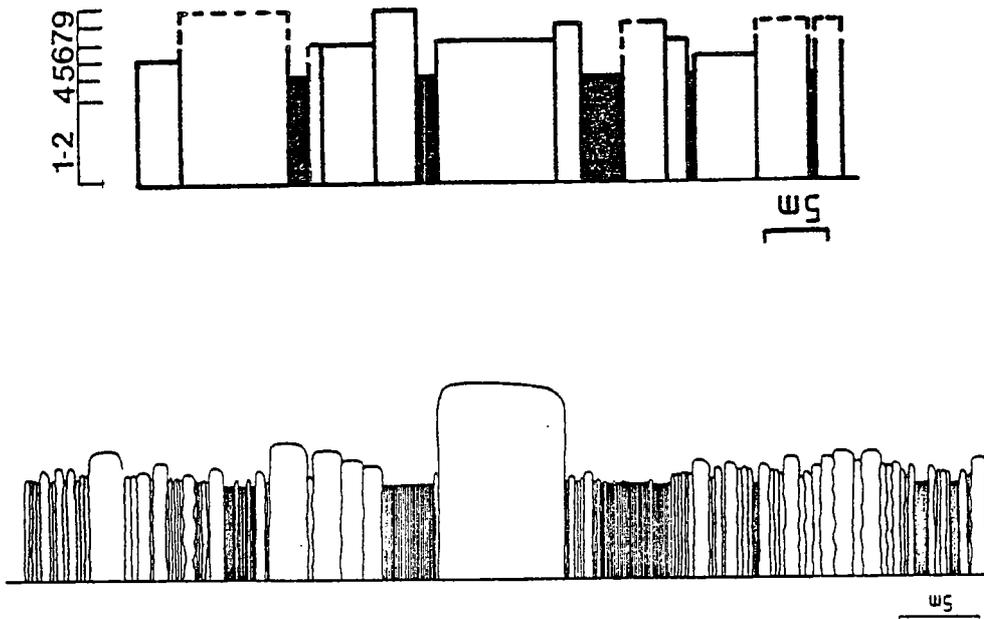
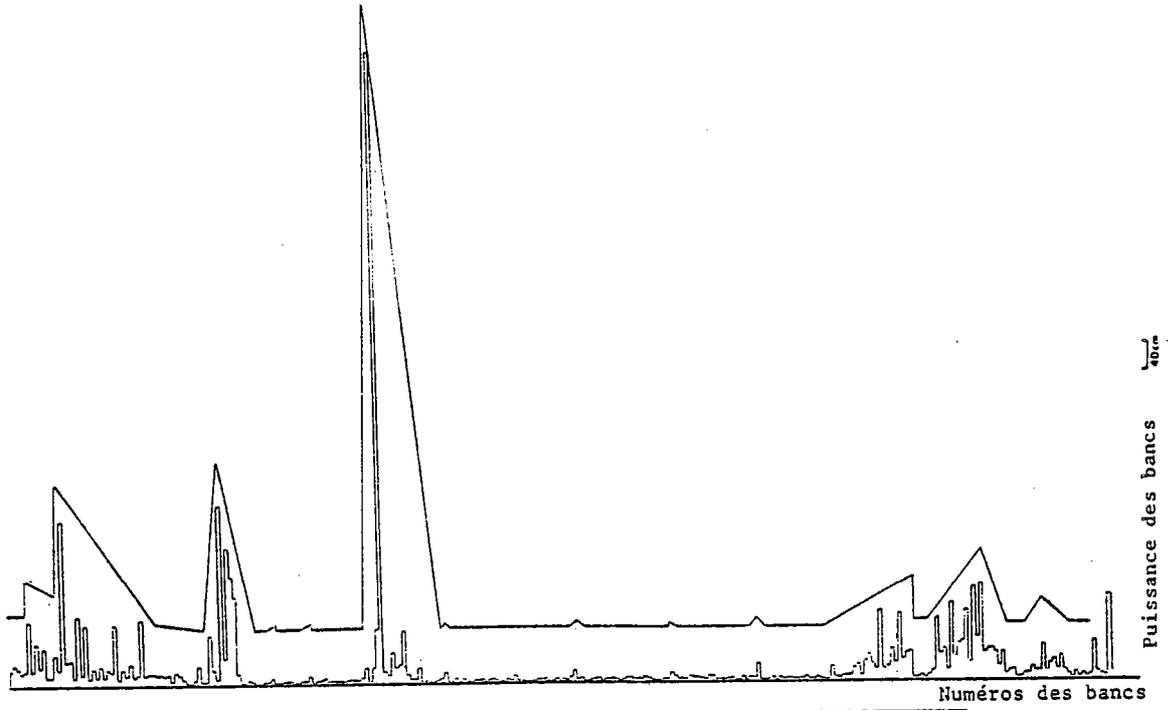


Figure 125. - Log, schématisation des faciès et variation de puissance à la Pointe de Minard.

suppose l'existence de zones volcaniques dont la proximité doit se traduire par une influence des secousses sismiques sur la sédimentation.

Le niveau anormalement épais, encadré par des niveaux fins relativement puissants, déposés dans des conditions calmes pourrait être la réponse à une telle activité d'autant que le pourcentage de débris de laves dans ce banc est très élevé (18% contre 6 et 8% respectivement à la base et au sommet de la coupe). L'abandon du chenal peut ensuite être progressif (20 m au-dessus de la base) ou brutal (35 m au-dessus) et marque l'arrêt des apports détritiques dans la structure chenalisée qui est ensuite recouverte par des faciès de débordement.

Les dépôts chenalisés rencontrés dans les formations briovériennes sont caractérisés par l'absence de conglomérats, par l'abondance des figures de déformation souple et/ou d'échappement d'eau. Cette dernière observation ajoutée au fait que les faciès fins de débordement sont peu développés pourrait être due à un enchaînement rapide des événements turbiditiques et/ou à la migration rapide de chenaux peu profonds (5m) (Walker, 1978; Hiscott, 1980).

L'absence de niveaux conglomératiques dans les faciès chenalisés est contrôlée par un facteur interne (la position dans le bassin) mais aussi par un facteur externe (nature du matériel disponible sur la plateforme ou son équivalent). Busby-Spera (1985) signale également l'absence de dépôts conglomératiques et la faible puissance du matériel fin entre les séquences chenalisées de cône moyen. Elle relie ce phénomène à la nature de la source (seulement des particules sableuses près des chaînes volcaniques) et à la faible profondeur du bassin. Ces faits semblent donc situer les dépôts briovériens décrits dans cette partie en position intermédiaire vis-à-vis de la pente, malgré l'absence de dépôts conglomératiques, dans des complexes chenalisés de bassins relativement peu profonds.

III - 2 - LES DEPOTS NON CHENALISES

Les séquences, pouvant être interprétées comme correspondant à des zones sédimentaires non chenalisées, observées dans les sédiments briovériens sont très variées dans le détail et leur attribution à un environnement spécifique n'est pas toujours aisée.

2 - 1 - LES DEPOTS DE LOBES

Les structures de lobes de dépôt sont habituellement caractérisées par une organisation cyclique strato et granocroissante et par une forte accumulation des turbidites DE à la base puis progressivement de type T_{ABCDE}, due à la progradation du cône. Dans cet environnement les couches peuvent avoir une grande extension latérale (Mutti, 1979).

Un certain nombre de caractères des dépôts briovériens peuvent être interprétés comme indicateur d'une sédimentation de lobes. Les séquences montrent cependant des variations dans les diverses coupes étudiées qui peuvent résulter de légères différences dans les conditions de mise en place.

Dans la Formation de Binic

Dans la Formation de Binic, les séquences pouvant résulter de la progradation de lobes sont bien exprimées dans les unités 6 et 8. Elles mesurent entre 10 et 20 m dans l'unité 6, et entre 5 et 10 m dans l'unité 8. Elles ont un caractère stratocroissant bien caractérisé et progressif (Fig. 126). Les séquences de l'unité 6 (Plage des Godelins Sud et du Vau Madet)

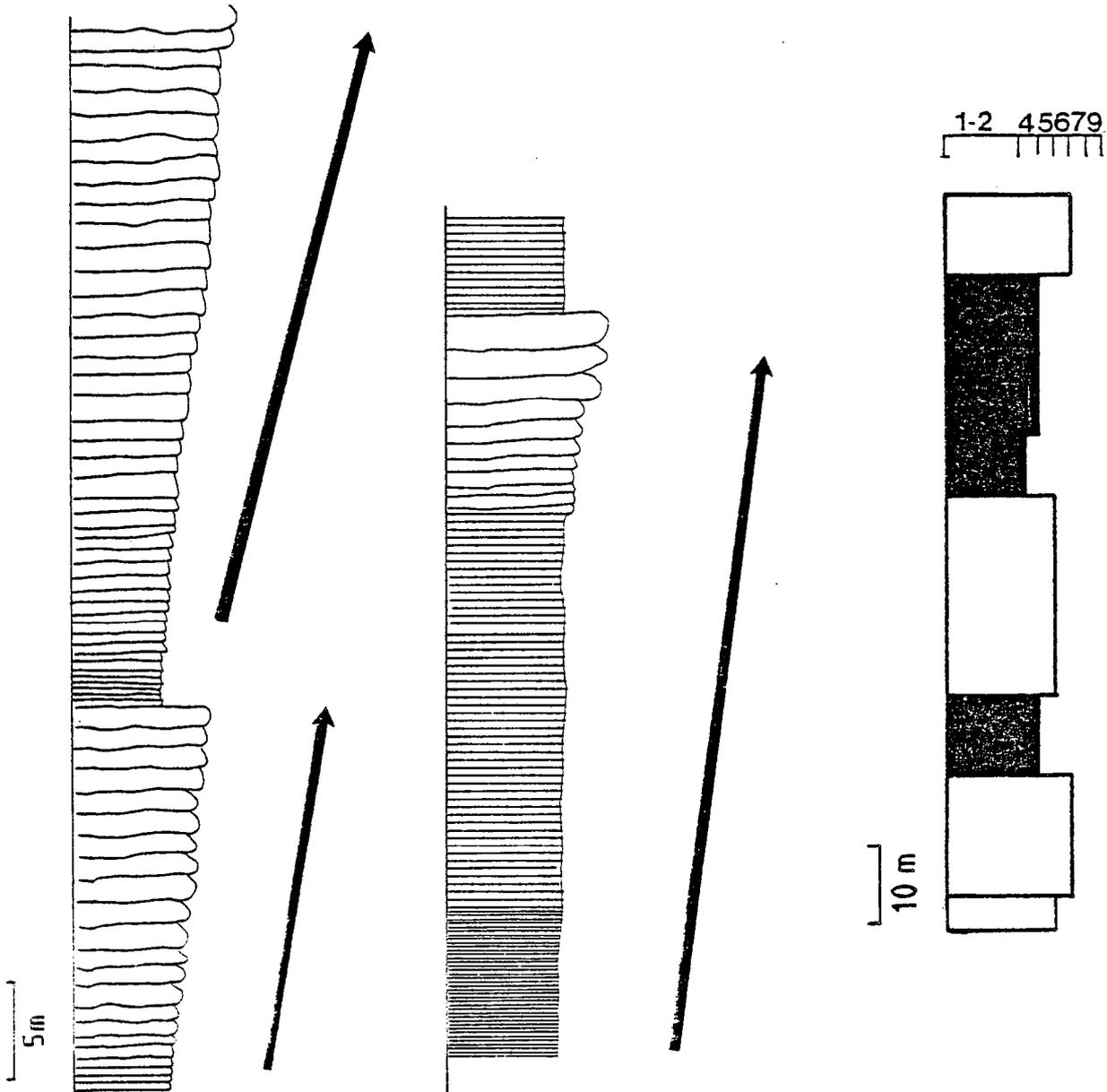


Figure 126. - Log et schématisation des faciès de la Plage des Godelins, partie Sud, Unité 6 (Formation de Binic).

semblent montrer de plus une évolution depuis la base où les bancs terminaux peuvent être pluri-métriques et où les faciès fins sont quasi absents (type V et intermédiaire V-VI) jusque vers le sommet où au contraire la proportion de faciès gréseux massifs est beaucoup plus réduite.

Tous ces éléments semblent caractériser des structures d'accumulation en position relativement proximale surtout dans la partie inférieure de l'unité 6. L'apport de matériel dans ces lobes devait être assez fréquent comme en témoignent les nombreuses figures de déformation souple favorisées par des dépôts rapides. Il n'est pas exclu cependant que des chocs sismiques soient à l'origine de ces figures, bien que leur part de responsabilité soit difficile à mettre en évidence, étant donné la finesse du grain dans le matériel.

Les divergences dans le sens de transport du matériel, parfois à 90°, entre certaines séquences d'accumulations et même au sein des séquences entre faciès gréseux massifs et faciès grésosilteux peu épais, sont assez voisines de celles classiquement décrites dans la littérature et traduisent la migration latérale des lobes.

La bonne organisation des séquences négatives dans la série de Binic peut refléter une alimentation par des chenaux relativement stables dans lesquels l'apport de matériel est assez constant. Le caractère positif, à l'échelle de l'unité 6, de la superposition des séquences stratocroissantes traduit soit l'abandon du système de lobes soit sa migration latérale progressive (Fig. 127).

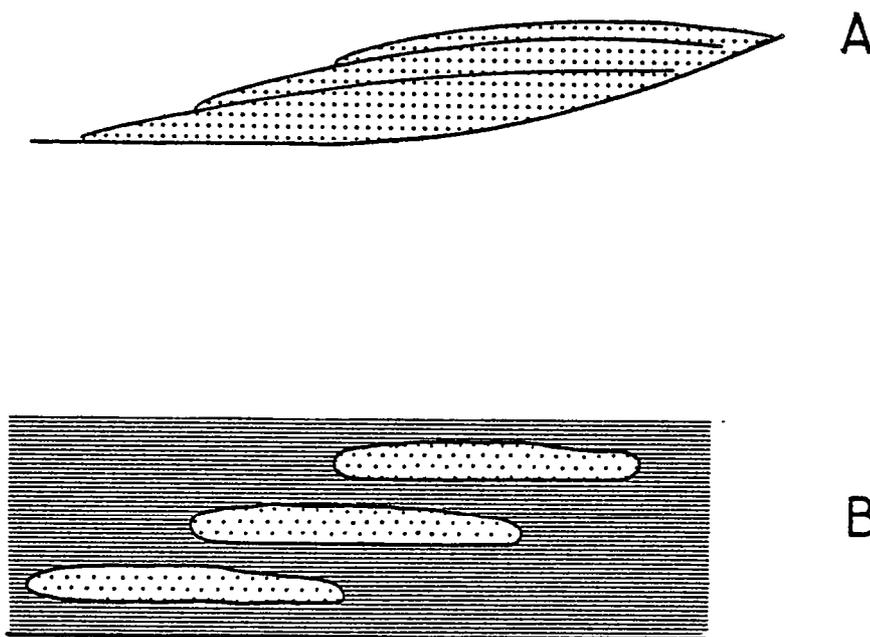


Figure 127. - Progradation des lobes de dépôt (A : vue de profil) ou migration latérale (B : vue en coupe frontale).

Dans la Formation du Minard

Dans la Formation du Minard, il existe des ensembles sédimentaires (Run Dogan et Pointe de Kerlite) dont l'origine peut également être attribuée à une dynamique de lobes. Il s'agit de séquences négatives ou symétriques (Pointe de Kerlite) mesurant entre 8 et 30 m mais à caractère plus complexe que dans la Formation de Binic. A la Pointe de Kerlite (Fig. 128), les faciès rencontrés sont de type IV-VI et I et montrent très fréquemment des structures convolutées

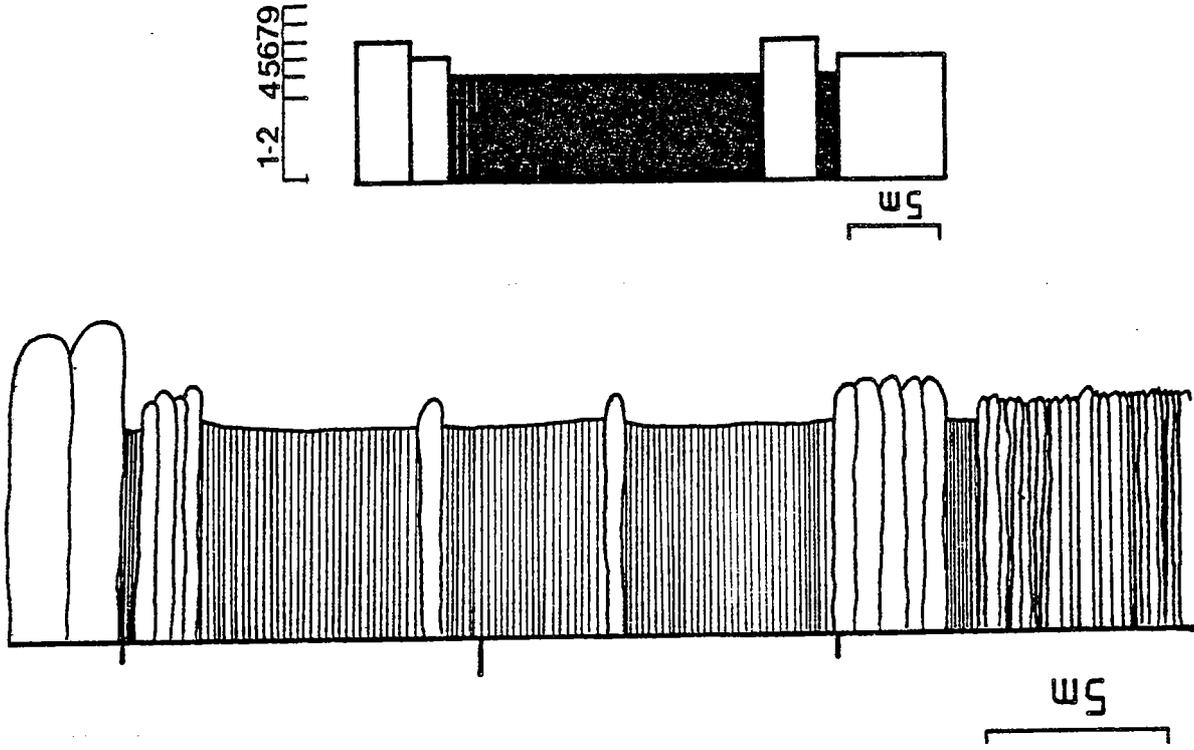


Figure 129. - Log et schématisation des faciès de Run Dogan.

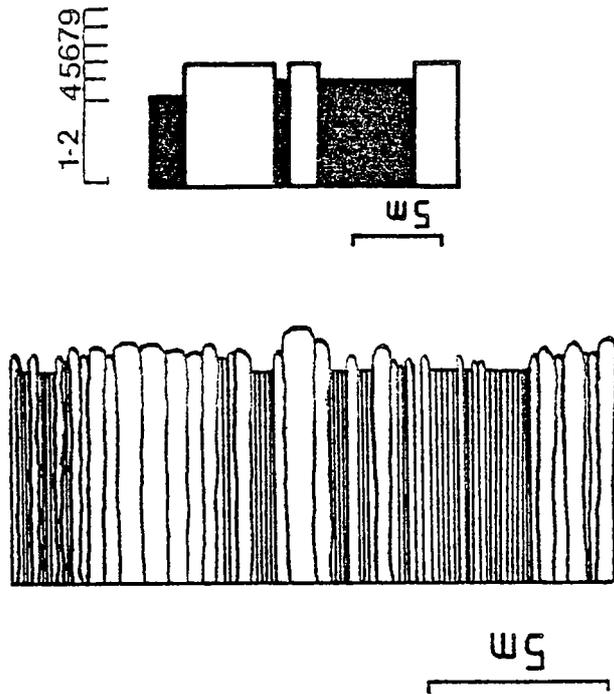


Figure 128. - Log et schématisation des faciès de la Pointe de KerLite.

ainsi qu'une "amalgamation" des niveaux les plus gréseux.

La présence de cycles symétriques peut être interprétée comme le résultat de l'abandon progressif du lobe de dépôt (Busby-Spera, 1985) et semble caractériser les cônes richement nourris. Les conditions de mise en place des sédiments de la Pointe de Kerlite pourraient ainsi être réalisées dans des lobes d'accumulation, alternant avec des faciès de bordure (type 1), dans lesquels les apports s'enchaîneraient rapidement.

A *Run Dogan* (Fig.129), l'organisation est légèrement stratocroissante sur une trentaine de mètres avec des associations de faciès IV, V, VI et IV-V. Les niveaux fins gréseux (Faciès IV) mesurent entre 5 et 10 cm et sont largement dominants. Ils renferment de plus quelques intercalations de bancs plus épais (30-50 cm). La base de la coupe est très riche en figures de déformation souple et en groove-casts et les variations de puissance des bancs y sont assez brutales. Les courants de transport sont diamétralement opposés au reste de la Formation puisqu'ils proviennent du N. NE et les grès possèdent une composition minéralogique originale beaucoup plus quartzeuse.

De telles caractéristiques sont assez différentes de celles précédemment décrites pour les lobes d'accumulations et semblent plutôt correspondre à celles d'un complexe frontal en bordure de lobe ("lobe-fringe"). Les dépôts de lobes et de franges de lobes sont assez voisins et seraient produits par le même courant de turbidité déchargeant dans un premier temps ses particules les plus grossières dans les lobes (Mutti, 1977).

Le fait d'observer une inversion des courants à 180° a déjà été noté par différents auteurs (Ricci Lucchi, 1975 ; Hiscott, 1980 ; Götzen et Kelling, 1983) qui envisagent pour l'origine soit une divagation des structures à l'intérieur d'un cône, soit un recouvrement des zones externes de deux cônes différents (Fig. 130), soit l'alimentation par des édifices établis sur

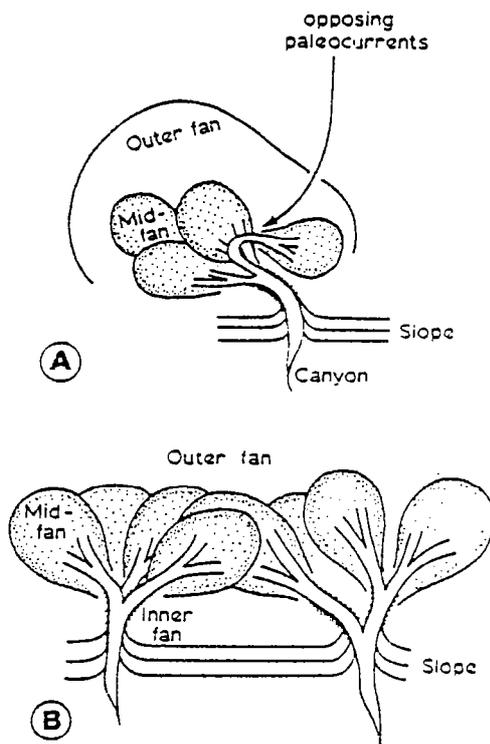


Figure 130.- Deux situations engendrant des paléocourants opposés, d'après Hiscott (1980).
A - Avulsion dans un cône asymétrique
B - Recouvrement de petits cônes adjacents.

des flancs opposés dans le cas de bassins étroits. Cette dernière hypothèse apparaît assez plausible ici car le changement dans le sens de transport s'accompagne de variations minéralogiques pouvant indiquer des modifications de la zone source.

2 -2 - LES FACIES EXTERNES OU LATÉRAUX

Ces faciès sont caractérisés par l'absence de structures chenalisées et de structures d'accumulations gréseuses très épaisses.

Carrière du Moulin de Bizien

Dans cette carrière située dans la Formation de la Roche-Derrien, on observe de petites séquences négatives de 3-5 m. Les niveaux gréseux sont massifs, peuvent comporter des galets mous en sommet de banc et possèdent un intervalle silteux bien développé. L'association de faciès est de type I-II-VI avec des niveaux fins où domine très largement l'intervalle argilo-silteux (Fig. 13). Les limites de bancs sont très planes mais les conditions d'affleurement ne

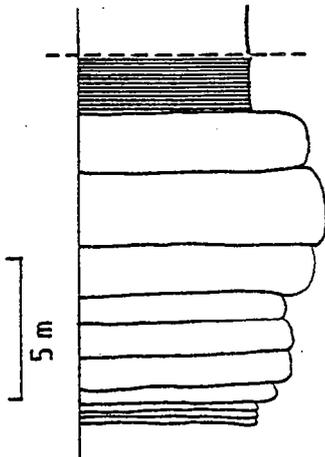


Figure 131.- Moulin de Bizien (Formation de la Roche-Derrien).

permettent pas de suivre leur extension latérale sur une grande distance. Ces petites séquences négatives sont surmontées par des niveaux argilo-silteux de type I_A mesurant de 2 à 30 cm et superposés sans organisation sur une puissance totale d'au moins 20 m.

Ces dépôts correspondent à des suspensions très externes (frange de cônes ou bassin plain) dans lesquels viennent s'intercaler des petites séquences négatives représentant soit l'équivalent distal des lobes d'accumulations soit des lobes à caractère plus exceptionnel contrôlés par des facteurs externes au bassin (lobes type II, Pickering, 1981). Ce dernier auteur a également noté la présence de "galets mous" matérialisant une énergie assez élevée dans les séquences négatives, en opposition avec le contexte ambiant. Ce caractère se conçoit assez mal s'il s'agit simplement de lobes très distaux dans lesquels le pouvoir d'érosion est très réduit, mais s'explique mieux si l'on considère que ce type de lobes résulte d'une augmentation accidentelle des apports sédimentaires (Pickering, 1981).

Minard-village

Cette coupe - située comme son nom l'indique dans la Formation du Minard - comporte essentiellement des turbidites de type 5 et 6. Les niveaux peu épais sont majoritaires et présentent une légère organisation en séquence négative sur 18 m (Fig.132). On observe des "galets mous" à la base de la coupe ainsi que d'abondantes figures de déformation souple et des figures qui pourraient être produites par des injections clastiques. Cette coupe possède de plus des niveaux où l'intervalle silteux est très largement supérieur à l'intervalle gréseux. Les mesures de

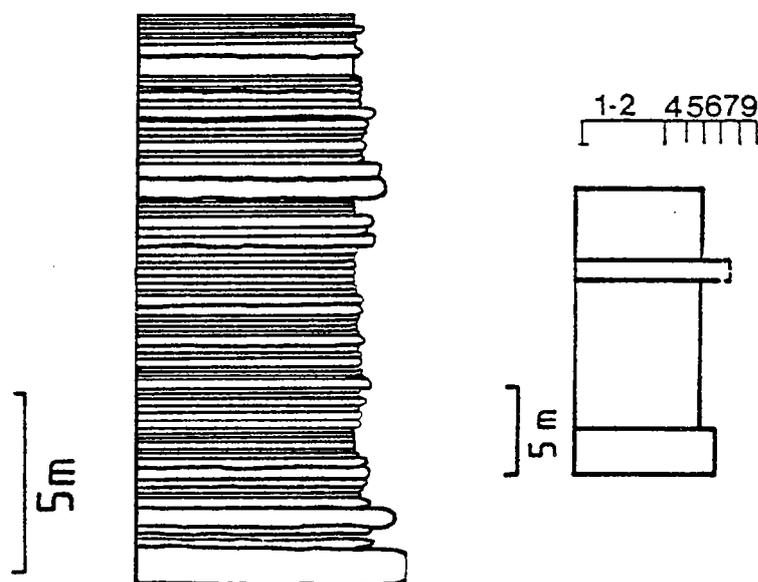


Figure 132.- Minard-village (Formation du Minard).

paléocourants, très rares, indiquent un sens de transport vers l'Ouest à 90° de la majorité des autres figures de la Formation du Minard. Les faciès se situent manifestement loin des zones d'apports principaux et pourraient se rapprocher des dépôts de marge latérale de cône ("fan lateral margin") décrits par Macpherson (1978) et Pickering (1983). Dans cet environnement les sédiments sont en position marginale mais relativement proche de la pente et les directions de transport sont orthogonales à celles du reste de la Formation. Il pourrait s'agir également de faciès interlobes ou frange de lobes migrant latéralement bien que ces environnements soient rarement constitués par des turbidites de type 6.

Havre de Pordic

Il s'agit d'un petit ensemble gréseux de 20 m environ situé au sein de sédiments fins dont la puissance est très élevée et qui caractérisent l'unité 7 de la Formation de Binic. Les sédiments gréseux situés immédiatement au Nord du port de Binic peuvent également être rattachés à cet ensemble car ils occupent la même position dans la série. Les faciès représentés sont essentiellement de type V (avec des rides dans l'intervalle C) ou VI, avec un intervalle silteux bien développé alternant avec quelques niveaux silteux de type II (Fig.133). Les figures de base de banc sont assez courantes et indiquent un sens de transport vers l'W.SW, très légèrement oblique par rapport à l'unité 6 sous-jacente. Les grès comportent fréquemment des "galets mous" de petite taille et localement des nodules tandis que les niveaux fins développent parfois des pseudonodules.

Les sédiments fins situés au-dessus de cet ensemble sont assez différents et représentés par les faciès fins I et II essentiellement silteux (sable/silt compris entre 0,5 et 0,1). Les surfaces de bancs sont planes et parallèles sur toute la largeur des affleurements. Les variations verticales de l'épaisseur des bancs et du rapport sable/silt semblent aléatoires et se font par paquets. On y observe le développement de rides particulières (voir Fig. 93).

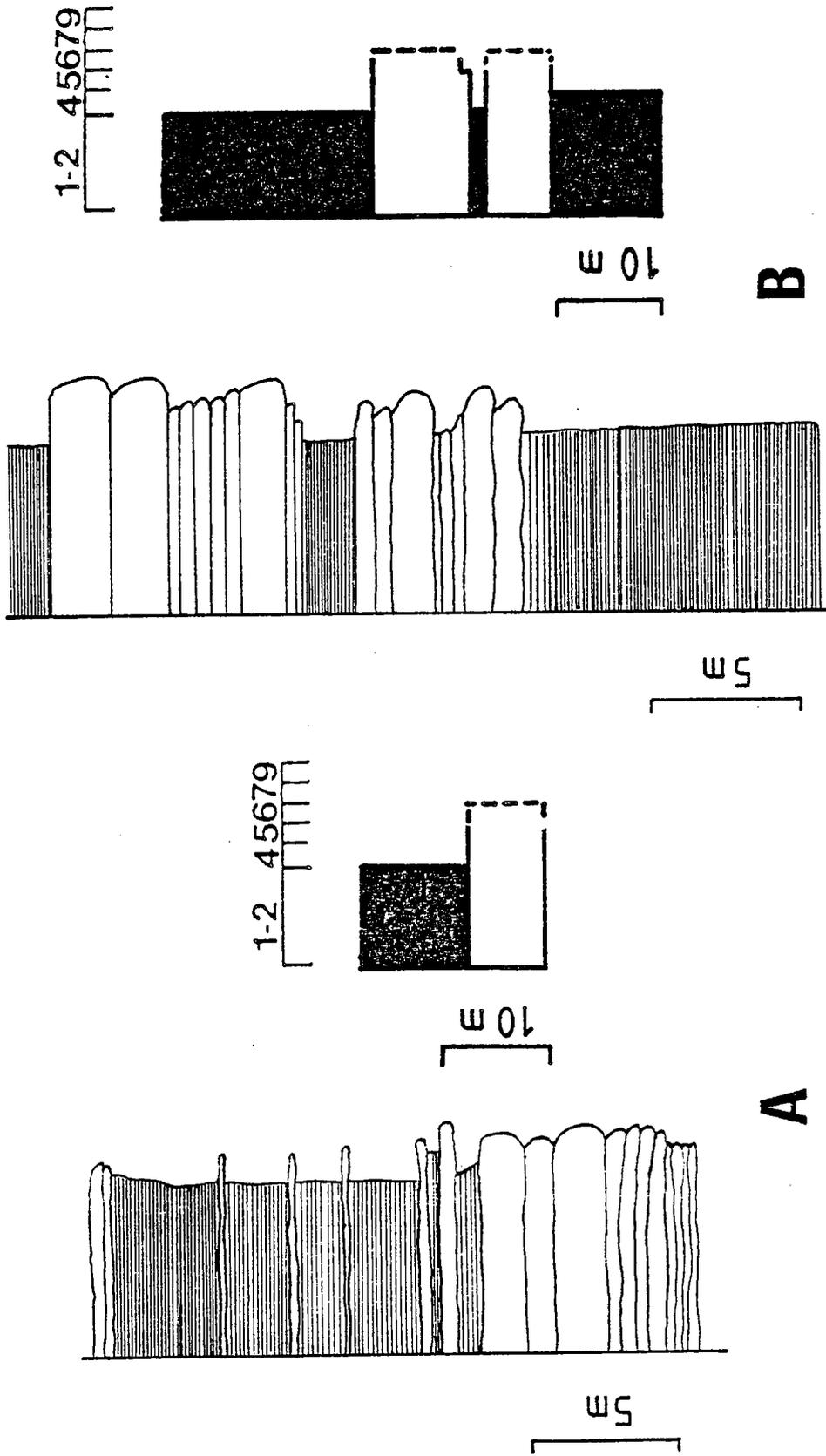


Figure 133. - Log et schématisation des faciès du port de Binic (A) et du Havre de Pordic (B)

dans lesquelles le flanc amont a été érodé ("drapé") selon la forme extérieure de la ride. Ce type de structures a été décrit par Pickering (1982a) qui l'interprète comme le résultat de courants de turbidité de très faible densité et vitesse. Ces courants ne seraient pas à leur capacité maximale et seraient capables d'éroder puis de remobiliser le sédiment.

Les niveaux fins situés sous l'ensemble gréseux présentent un certain nombre de caractéristiques comparables à celles des dépôts de frange de lobe (turbidites CDE, pourcentage de grès, épaisseur des couches) décrits par Mutti (1977). Les niveaux fins supérieurs présentent par contre beaucoup plus d'affinité avec des dépôts très externes (frange de cônes ou bassin plain) où dominent les phénomènes de traction ("starved ripple", intervalle silteux très développé, variations par paquets). Les niveaux gréseux dans un tel contexte pourraient alors représenter des dépôts de lobes (turbidites ACDE et AE de puissance comprise entre 20 et 150 cm, nombreuses figures de base de banc, amalgamation dans certains bancs épais) isolés au sein d'une sédimentation monotone.

L'absence de séquences très bien définies à l'échelle de la coupe et la transition très brutale avec les niveaux fins sus-jacents doit sans doute être à relier avec le mode de mise en place de ce type de lobes. Un caractère plus épisodique, comme il a déjà été évoqué pour les sédiments du Moulin de Bizien, pourrait être proposé pour expliquer la présence de cet ensemble gréseux au sein d'un environnement externe très développé.

III - 3 - LES FACIES ATYPIQUES

Porz Pin

La coupe de Porz Pin est assez remarquable par le développement des figures de déformation souple qu'elle renferme. La base est occupée par des bancs gréseux relativement puissants aux limites inférieures ondulantes, contenant des nodules silico-carbonatés et des fragments de siltites (Fig. 134). Leur succèdent des grès fins parfois à matrice carbonatée, et des siltites d'allure très perturbée puis des niveaux fins essentiellement silteux, très riches en pseudonodules et autres figures d'échappement d'eau. Les contacts anormaux observés dans cette partie de la coupe ont été interprétés comme le résultat d'injections clastiques en feuillets (cf. chapitre fig. sed.).

Les couches constituent une séquence globalement négative surtout si l'on tient compte uniquement des variations de puissance de l'intervalle gréseux. Cette séquence se caractérise de plus par l'absence de structures de traction (jamais de rides progradantes ou chevauchantes) et de figures de base de banc.

L'abondance des figures d'échappement d'eau est favorisée dans trois types d'environnements : en base de pente immédiatement au-delà de l'embouchure d'un chenal et dans les aires adjacentes aux chenaux (Lowe, 1975). D'autre part les injections clastiques, de plus grande taille décrites dans la littérature semblent être alimentées par du matériel issu des chenaux (Pickering, 1985 ; Archer, 1984 ; Beaudoin et al., 1985). Cette origine est difficile à mettre en évidence à Porz Pin car on n'observe pas de lien direct avec des séquences chenalisées, mais ce fait ne constitue pas un contre-argument car il peut être simplement dû à un problème d'échelle d'observation. On peut cependant imaginer un processus similaire par lequel les dépôts de dé-

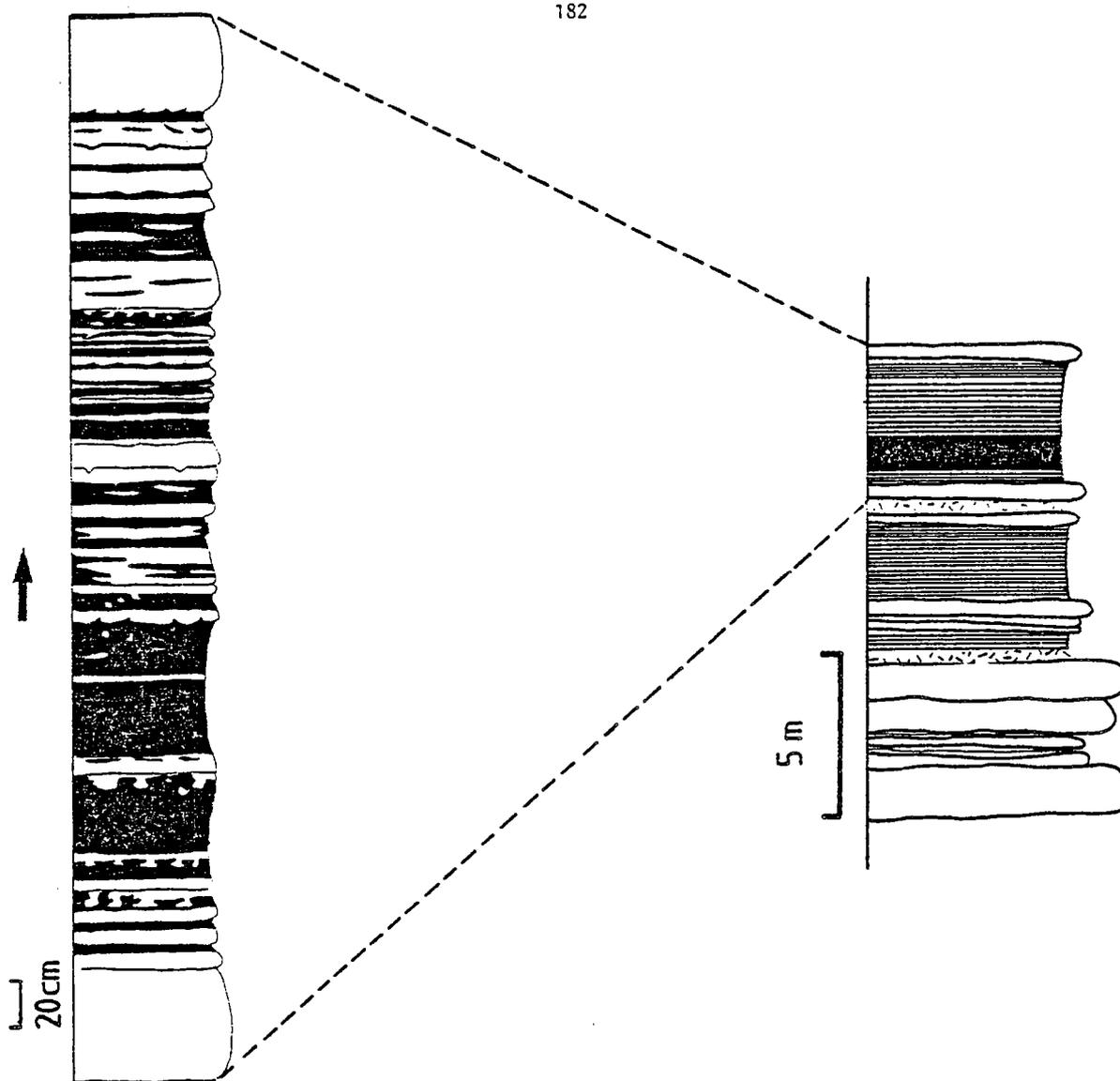


Figure 134. - Log de Porz Pin.

bordement (s. l.) s'enchaînant très rapidement seraient perturbés par la proximité d'une surcharge gréseuse. Les injections clastiques s'accompagneraient de circulations fluides enrichies en carbonates, entraînant la formation de nodules et de lits enrichis en carbonates de façon très précoce.

Plage de la Banche (Unité 4 de la Formation de Binic)

L'unité 4 de la Formation de Binic, visible au pied des falaises de la Banche, se démarque par sa composition essentiellement silteuse voire argileuse, notamment à la base, conférant aux sédiments un aspect très sombre, et par sa richesse en pyrite. C'est une des rares coupes en Bretagne Nord où il semble possible de différencier les intervalles D et E de la séquence de Bouma. En effet on observe immédiatement au-dessus de l'intervalle C à rides planes, un niveau silto-argileux plus sombre et apparemment homogène. Il faut signaler également que les échantillons de la Formation de Binic renfermant des microorganismes rapportés à des algues bleues (Mansuy, 1983) ont été prélevés dans ces faciès sombres de la base de l'Unité 4.

En dehors de ces horizons rapportés au type I, on rencontre des niveaux plus gré-

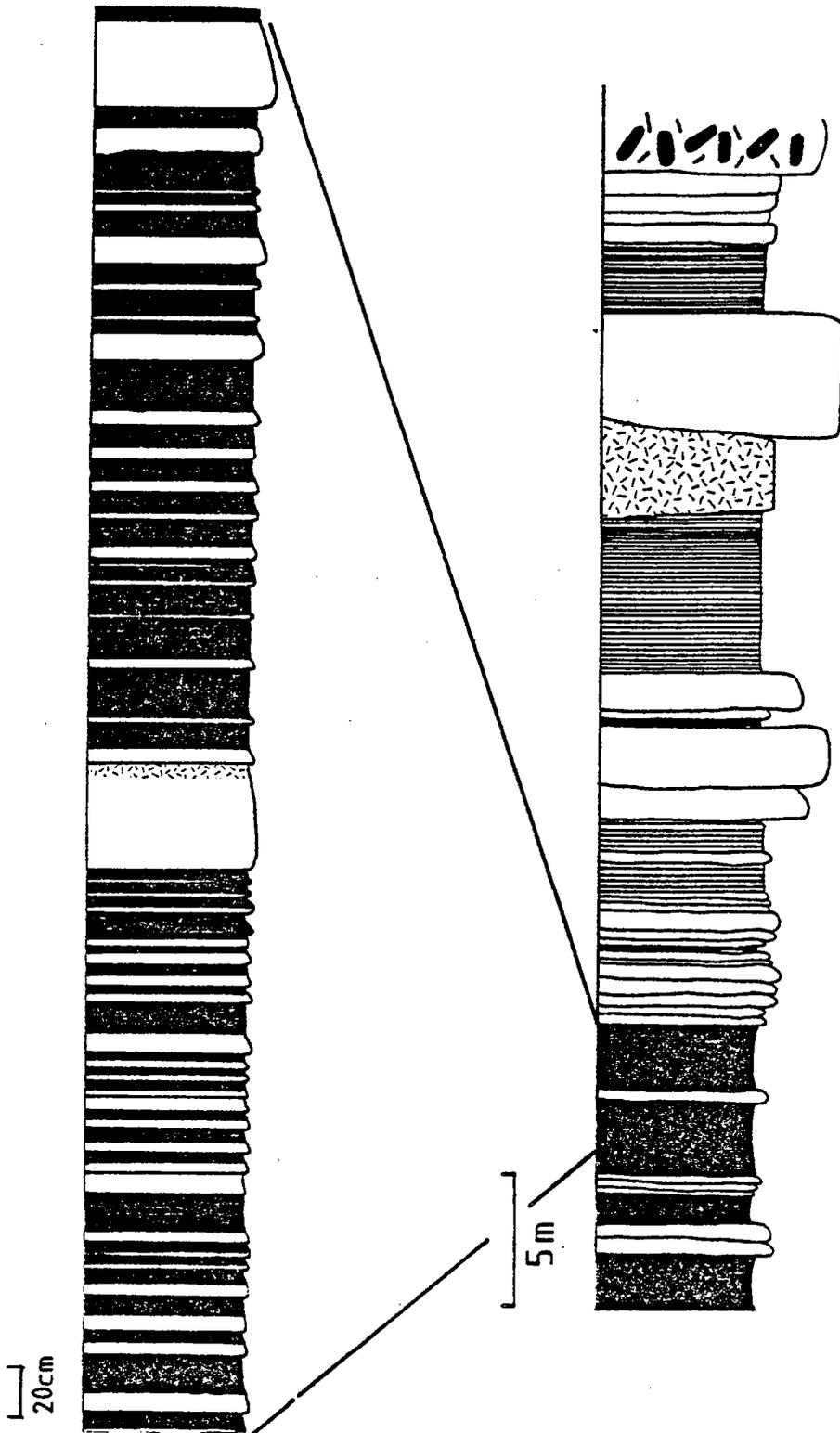


Figure 135. - Log de la Plage de la Banche.

seux voire microconglomératiques, aux limites généralement irrégulières, intermédiaires entre les faciès de type II-6 et 7 (Fig.135). Ils contiennent fréquemment des fragments dont les caractéristiques sont très variables : il peut s'agir soit de petits ou grands fragments silto-argileux homogènes, très semblables aux sédiments de fin de séquence et de forme anguleuse ou arrondie, soit de fragments de siltites laminées (30 cm de longueur) dont l'attribution à des niveaux sous-jacents est difficile à établir. La quantité de ces débris à l'intérieur d'un banc n'est pas constante et pratiquement tous les stades sont visibles depuis des grès à galets épars jusqu'à des niveaux où la concentration est telle qu'elle confère à la strate un aspect chaotique. De plus les niveaux gréseux sont très fréquemment associés à des figures d'échappement d'eau voire à des petites injections parfois microconglomératiques.

La coupe de la Banche se termine par un horizon très chaotique, différent des précédents et dont la description pétrographique a déjà été donnée (cf. chapitre Etude pétrographique). Les éléments de ce niveau, dont les limites latérales ne sont pas visibles, sont hétérogènes tant du point de vue de la composition que de la morphologie et de la taille. Les fragments ne sont pas organisés et on observe parfois des structures plissées. Ce niveau, composé de matériaux différents, se rapproche des dépôts chaotiques mis en place par slumping.

L'Unité 4 se singularise par la présence de niveaux fins très sombres correspondant à des dépôts de décantation et de niveaux d'aspect chaotique dans lesquels les séquences de Bouma sont difficilement reconnaissables. Une telle association semble assez proche des faciès de bas de pente dans lesquels la sédimentation est essentiellement représentée par de fines turbidites et/ou hémipélagites et des niveaux de slump (Walker et Mutti, 1973). Les bancs gréseux assez massif pourraient dans ce contexte être l'expression de séquences chenalisées se mettant en place soit sur la pente soit en bas de la pente.

IV - ORGANISATION DES DEPOTS EN BRETAGNE OCCIDENTALE

IV - 1 - EN BAIE DE DOUARNENEZ

L'agencement des faciès en Bretagne Occidentale demeure très hypothétique puisqu'il n'est pas possible d'y établir de succession stratigraphique en raison de la complexité structurale (Darboux, 1973; Darboux, Plusquellec, 1984). Néanmoins on peut dégager les caractères sédimentologiques des secteurs les mieux conservés. Les observations faites en Baie de Douarnenez sont résumées sur le tab.26 où la superposition des zones correspond à la succession géographique suivant le tracé de la côte, depuis le Sud de la Baie jusqu'au contact Nord avec le Paléozoïque.

A la différence des régions septentrionales, le Briovérien de la Baie de Douarnenez est en majorité constitué par des faciès silteux de type I, de faible puissance (souvent 15-20 cm). Mais en dehors de ces niveaux, de loin les plus courants, on rencontre des faciès particuliers qui caractérisent certains secteurs.

Il faut tout d'abord noter que les horizons noirs, interprétés comme des dépôts hémipélagiques (cf. IIIème partie, 2ème chapitre), semblent absents du Sud de la Baie, à partir de l'Anse de Kervigen, et ce malgré la présence de niveaux fins similaires à ceux qui leur sont associés au Nord.

Les niveaux gréseux massifs sont très peu représentés, excepté au Nord de la Pointe de Talagrip où on observe un banc plurimétrique au-dessus d'une séquence négative - strato-troissante - . De petits ensembles gréseux de puissance variable sont cepen-

LOCALISATION	FACIES	PUISSANCE		REMARQUES
		DES BANCS	SABLE SILT	
Beg Ar Gwin	I-II		0,2-0,08	Rides de vagues
Trez Bihan	V-VII		0,2	Séquence négative
Trez Bellec	V-VI-VIII-IX		0,3-0,6	Séquence positive
Kéric	IA	16 cm	0,03	Grès quasi-absents
Caméros	IA	10 cm	0,25	
Caméros-Pentrez	IV-V	60 cm (maxi)		Rides chevauchantes dans l'intervalle C - Rides de vagues en plan - grès moyen
Pentrez	IA	15-18 et 50 cm	0,4	
Lestrevet	IA et IV-V	50		Séquences négatives
Talagrip et Nord de Ty Marc	IA et IV	10-20		Séquences négatives + intercalations de cendres
LIMITE D'APPARITION DES NIVEAUX NOIRS				
Kervigen	I	5 cm	0,1	Intercalations de niveaux gréseux plus puissants de façon aléatoire
Ar Vechen	V-VII	40-80		Déformation souple
Ar Garreg	et I			fragments silteux

Tableau 26. - Principales caractéristiques des sédiments de la Baie de Douarnenez.

dant présents, notamment dans les secteurs d'Ar Garreg-Ar Vechen, à Talagrip, sur la plage de Lestrevet entre Pentrez et Caméros et à proximité du volcanisme interstratifié, au Sud et au Nord de Pen Ar Vir.

Au niveau d'Ar Garreg-Ar Vechen, malgré l'intensité de la déformation, on peut reconnaître des bancs gréseux grossiers, parfois microconglomératiques à leur base, épais de 40 à 100 cm et comportant de nombreuses figures de déformation souple. Ces niveaux gréseux sont intercalés sans organisation particulière dans des sédiments grésosilteux à rides chevauchantes ou effilochées et très planes.

Dans le secteur de la Pointe de Talagrip, les niveaux gréseux, mesurant au maximum 60 cm d'épaisseur, sont riches en flute-casts et sont organisés en séquences négatives de 15 m de puissance environ.

Sur la plage de Lestrevet, les sédiments sont pour la plupart de type I_A mais on rencontre parfois des niveaux gréseux isolés ou groupés (Fig. 136). Ce petit ensemble présente des figures d'échappement d'eau et les bancs (les plus épais mesurent 60 cm) à cette échelle ne montrent pas d'organisation verticale.

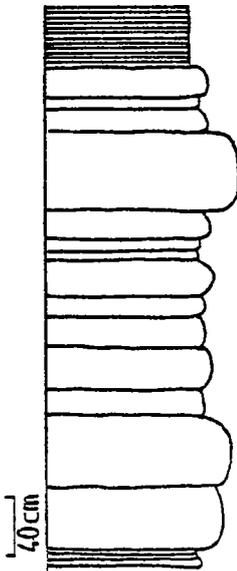


Figure 136. - Log de la plage de Lestrevet.

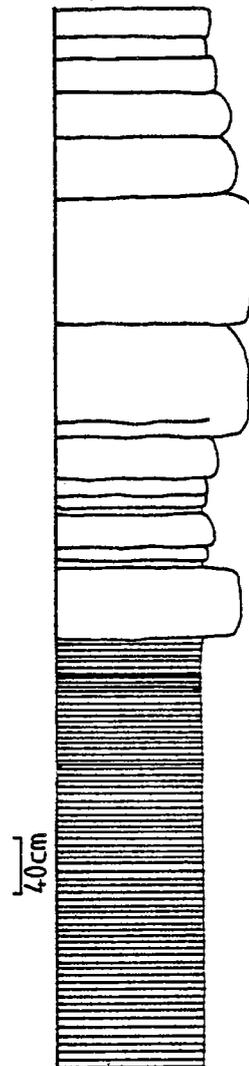


Figure 137. - Log des sédiments situés au dessus des niveaux de "schistes à galets".

Entre Pentrez et Caméros, les faciès gréseux sont constitués par des turbidites classiques A(B)CDE, à rides chevauchantes et nombreux flute-casts. Elles ont une puissance maximale de 60 cm et ne présentent pas d'organisation.

Près du volcanisme de Pen Ar Vir, on observe des niveaux très particuliers. On reconnaît tout d'abord l'association "schistes à galets"-niveaux silteux, surmontée par des niveaux gréseux moyens, d'épaisseur comprise entre 10 et 80 cm (Fig.137). Dans ces derniers, la proportion de siltites est très réduite même dans les niveaux fins ce qui contraste avec le reste de la sédimentation. On note de plus la présence de passées microconglomératiques (les niveaux "poivre et sel" de Darboux, 1973) souvent situées à la base des bancs mais pas exclusivement. Enfin il faut souligner que les limites de bancs sont ici fréquemment ondulantes et que les bancs sont localement amalgamés. Au Nord de Pen Ar Vir, sous les pillows-lavas, on retrouve le même type de petites passées gréseuses (20-30 cm) renfermant toujours les horizons "poivre et sel".

Le dernier exemple d'ensemble gréseux est situé sur la plage de Trez Bihan où on observe une séquence négative stratocroissante avec des niveaux particuliers comme celui de la figure 138.

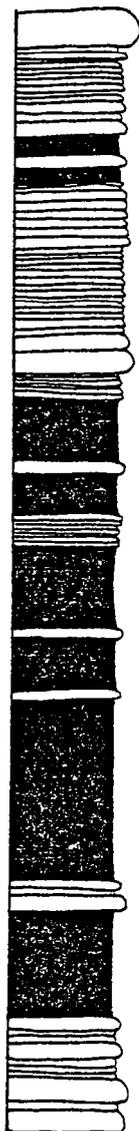


Figure 138. - Log des sédiments situés sur la plage de Trez Bihan.

Les niveaux gréseux sont caractérisés par la présence de fragments silteux et des figures de liquéfaction. Il faut enfin souligner que deux localités ont fourni des structures qui peuvent avoir été engendrées par des vagues : en coupe à Trez Bihan sous la série rouge et en plan entre Pen Trez et Caméros.

Un dernier point mérite d'être souligné concernant les sédiments de la Baie de Douarnenez : les structures convolutées n'ont jamais été observées dans les intervalles C de Bouma, à la différence des sédiments de Bretagne Nord où elles sont relativement courantes.

Les sédiments gréseux caractérisés par les associations de faciès I-4-5, organisés ou non en séquences négatives peuvent être interprétés comme des dépôts d'accumulations relativement externes (faible puissance de ces ensembles, granulométrie fine des grès, exemples : Talagrip, Lestrevet). L'interprétation des autres faciès gréseux ou grossiers est beaucoup plus délicate. Les sédiments qui jouxtent le volcanisme ont des caractères qui les rapprochent des dépôts chenalisés - debris flow, grès microconglomératiques parfois à granoclassement inverse, séquence positive - mais avec ici des puissances, pour chaque banc et ensemble des bancs, beaucoup plus faibles que celles qui sont couramment citées.

Les sédiments fins silteux du type I, développés sur de grandes épaisseurs comme en Baie de Douarnenez sont généralement mis en place sur des aires où les apports détritiques sont très réduits. C'est pourquoi le développement des turbidites fines se fait préférentiellement au niveau de la plaine abyssale ou sur la pente (Walker et Mutti, 1973). Très peu de caractères semblent différencier les niveaux fins de ces deux environnements et la distinction s'effectue principalement sur les faciès associés et sur la nature des sédiments sous et sus jacents. Ceux-ci ne sont pas connus en Bretagne Occidentale.

Les éléments pouvant permettre de préciser la paléogéographie de ces sédiments sont les suivants : les horizons noirs interprétés comme des hémipélagites, les passées de schistes à galets ainsi que les niveaux microconglomératiques, les intercalations d'ensemble gréseux fins, la présence de niveaux pouvant être produits par des slumps et par des vagues.

Si les niveaux hémipélagiques peuvent correspondre à la fois à des dépôts de pentes et de plaines, les niveaux de débris flow et de slumps semblent généralement restreints à des dépôts de pente ou de chenaux proximaux (Nelson et Kulm, 1973). Rupke (1977) a cependant décrit des schistes à galets localisés à la limite entre un cône inactif (sédimentation boueuse) et un cône actif (sédimentation gréseuse).

Une partie des sédiments silteux peut donc avoir été mise en place au niveau de la plaine sous marine, en particulier les niveaux où l'horizon noir est situé plutôt en base de séquence et qui pourraient avoir été engendrés par des courants de contour. Toutefois les autres faciès semblent plus caractéristiques des dépôts de pentes dans lesquels viendraient s'intercaler de minces accumulations gréseuses correspondant au remplissage de petits chenaux (Mutti et Ricci Lucchi, 1972). Il faut cependant rappeler, comme le souligne Ingersoll (1978), que la différenciation entre des dépôts de plaine et de pente n'est pas toujours aisée du fait qu'il existe des faciès intermédiaires.

La présence de structures pouvant être produites par des vagues amène à s'interroger soit sur la profondeur de mise en place des sédiments concernés soit sur la limite d'action des vagues à la fin du Protérozoïque. Il convient de signaler que Pickering (1982) a reconnu des faciès de vagues, associés à des dépôts de pente supérieure dans des terrains finiprécam briens. Il leur applique le principe d'actualisme et en déduit une profondeur modérée pour leur mise en place, argumentée par les enchainements latéraux (ces dépôts sont intermédiaires entre des formations fluviodeltaïques et de cônes sous-marins). Une origine moins profonde que celle des turbidites fines associées semble donc pouvoir être évoquée pour ces faciès briovériens. Cependant, les critères les plus souvent admis pour marquer la transition entre des dépôts de pente et des dépôts de plateforme sont représentés par la présence de litage en mamelon -"Hummocky Cross - Stratification"- (Fenton et Wilson, 1985) ou de grès laminés au sommet remanié par des structures bidirectionnelles (Nelson, 1982 ; Graham, 1982). De telles structures n'ont jamais été observées en Baie de Douarnenez et un environnement de plate-forme demeure très hypothétique. Il convient donc d'être prudent dans l'interprétation des rides de vagues dont le caractère sporadique peut ici difficilement être relié à des tempêtes à la différence des hypothèses émises par les auteurs précédemment cités.

Toutefois, il semblerait qu'on ait en Baie de Douarnenez les enchainements suivants : plaine sous-marine, pente inférieure, pente supérieure et ponctuellement plate-forme externe, la présence de cônes sous-marins n'étant pas nécessaire pour expliquer les structures observées. Un environnement similaire a déjà été proposé par Graham (1982) dans le flysch carbonifère du Sud-Maroc et par Lamens (1985) pour des formations ordoviciennes de Belgique. Pour expliquer l'absence de cône sous-marin, Graham propose que les turbidites soient mises en place par des tempêtes. Une telle dynamique n'engendrerait pas d'écoulement chenalisé et par conséquent pas de structure en éventail au pied de la pente.

Les sédiments briovériens pourraient également avoir été mis en place au niveau des bassins de fosse, dans lesquels se déposent en majorité des particules fines non chenalisées (Underwood et Bachman, 1982). Dans ce contexte en effet, les particules grossières peuvent être déviées ou piégées antérieurement et du fait de la faible inclinaison de la pente, peu de dépôts chaotiques sont observés (Fig. 139).

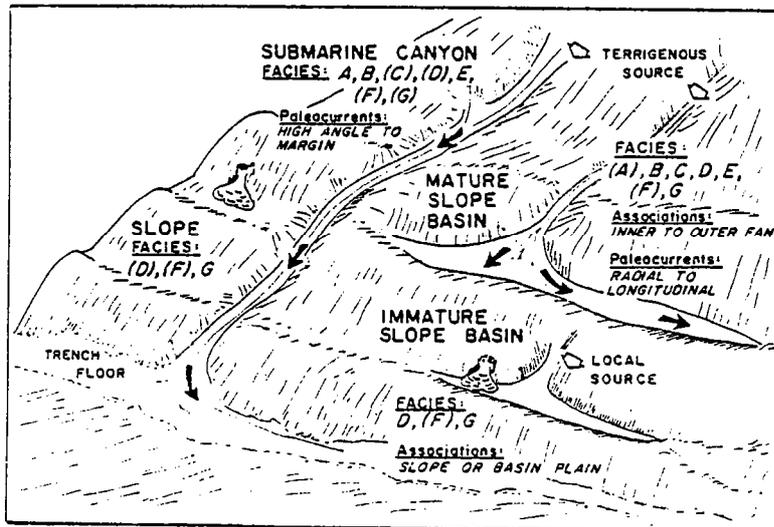


Figure 139. - Diagramme montrant les faciès turbiditiques dans le cadre d'une fosse (d'après Underwood et Bachman, 1982).

IV - 2 - EN PRESQU'ILE DE CROZON

En Presqu'île de Crozon, les faciès sont assez différents de ceux de la Baie de Douarnenez. Ainsi, à Porz Naye, on rencontre à la fois des ensembles gréseux assez puissants et des niveaux très fins et très sombres dans lesquels on ne reconnaît plus aucune structure. Dans le premier cas, il s'agit de bancs massifs pouvant être plurimétriques et organisés en séquences stratocroissantes (Fig. 140). Ils comportent en outre des figures d'érosion (scour-marks) et très rarement du litage de rides ou des convolutes. Les paléocourants obtenus dans ces sédiments gréseux sont orientés N.NE soit environ à 180° de ceux obtenus dans la Baie de Douarnenez. On note également la présence de fragments argilosilteux très riches en pyrite, plus ou moins alignés et localisés dans le tiers inférieur des bancs (Pl. 6 photo 3). On observe de plus un ensemble grésosilteux très riche en figures d'échappement d'eau (dish, pseudonodules, flammes très prononcées, pillarstructures) (voir Fig. 101 et 140). Les niveaux sont moyennement épais (40 cm) avec des limites très irrégulières et ondulantes. Lowe (1975) a déjà décrit des faciès similaires et a reconnu trois aires où se rencontre préférentiellement ce type de structures : en base de pente, immédiatement à ou au delà de l'embouchure d'un chenal, sur les zones adjacentes aux chenaux. De plus, récemment Hein (1985) a mis en évidence sur la bordure continentale californienne que les séquences riches en figures d'échappement d'eau étaient localisées principalement sur des pentes raides ou en base de pente et qu'elles pouvaient être induites par des chocs sismiques (Thornton, 1981).

Les faciès gréseux semblent plutôt correspondre à des dépôts de lobes proximaux (grès granoclassés ACDE et AE, figures d'érosion, séquence négative avec une large proportion de grès commençant par l'intervalle A). Dans ce contexte, les séquences de liquéfaction de Porz Naye pourraient avoir été mises en place à l'embouchure de chenaux ou en base de pente. L'origine

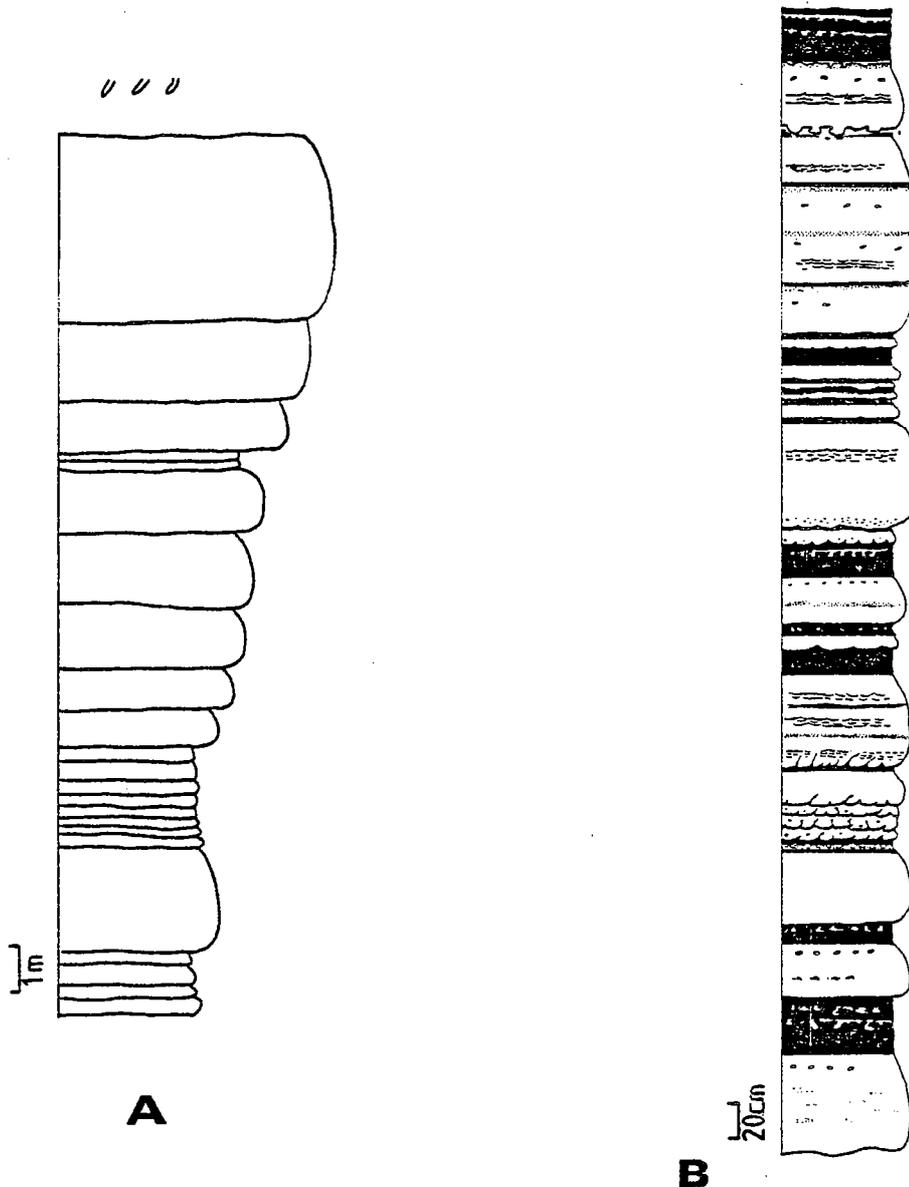


Figure 140. - Exemples de Log de Porz Naye.

(A) : juste sous le Grès Armoricaïn

(B) : petit ensemble présentant de très nombreuses figures d'échappement d'eau.

des niveaux noirs est plus délicate à retrouver dans la mesure où les structures sédimentaires éventuellement présentes ne sont plus conservées. L'étude géochimique de ces milieux noirs, (Dabard, en cours) permettra peut-être de préciser leur condition de mise en place.

Les grès grossiers de Goulien (Anse de Dinan) se distinguent par de nombreuses figures de déformation souple dans lesquelles l'influence de la tectonique est souvent difficile à apprécier. Il semblerait que ces niveaux aient subi des contraintes alors qu'ils n'étaient pas complètement indurés. On observe en effet des ruptures (failles inverses et surtout normales) affectant du matériel déjà déformé par des phénomènes gravitaires (pseudonodules). Ces structures présentent des ressemblances avec des dépôts du groupe Franciscain décrits par Cowan (1982). Cowan envisage pour ces sédiments un environnement de fosse d'avant-arc, latéralement non confiné

et affecté par des phénomènes d'affaissement gravitaire. Les sédiments de Goulien s'accompagnent, de plus, d'un enrichissement en feldspaths tandis que ceux de Porz Naye ont des teneurs plus élevées, par rapport à ceux de la Baie de Douarnenez, en débris de roches sédimentaires et métasédimentaires. Enfin, il faut signaler l'absence des horizons noirs, interprétés en Baie de Douarnenez comme des hémipélagites, à Goulien et à Porz Naye.

Les variations observées dans le sens des paleocourants mesurés en Baie de Douarnenez et en Presqu'île de Crozon peuvent s'expliquer également dans le cas d'une fosse (Fig. 141).

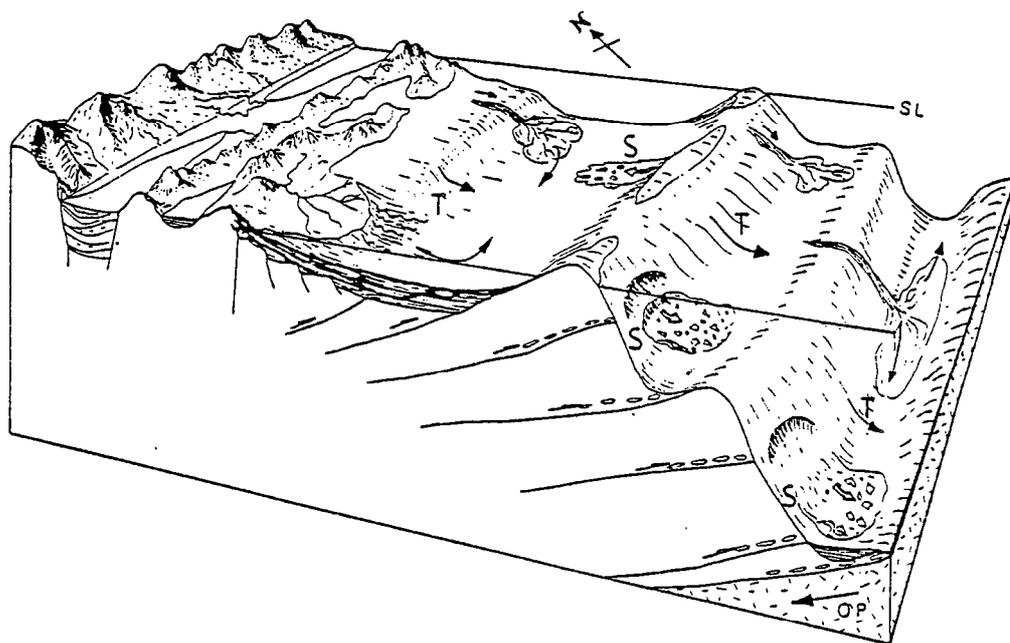


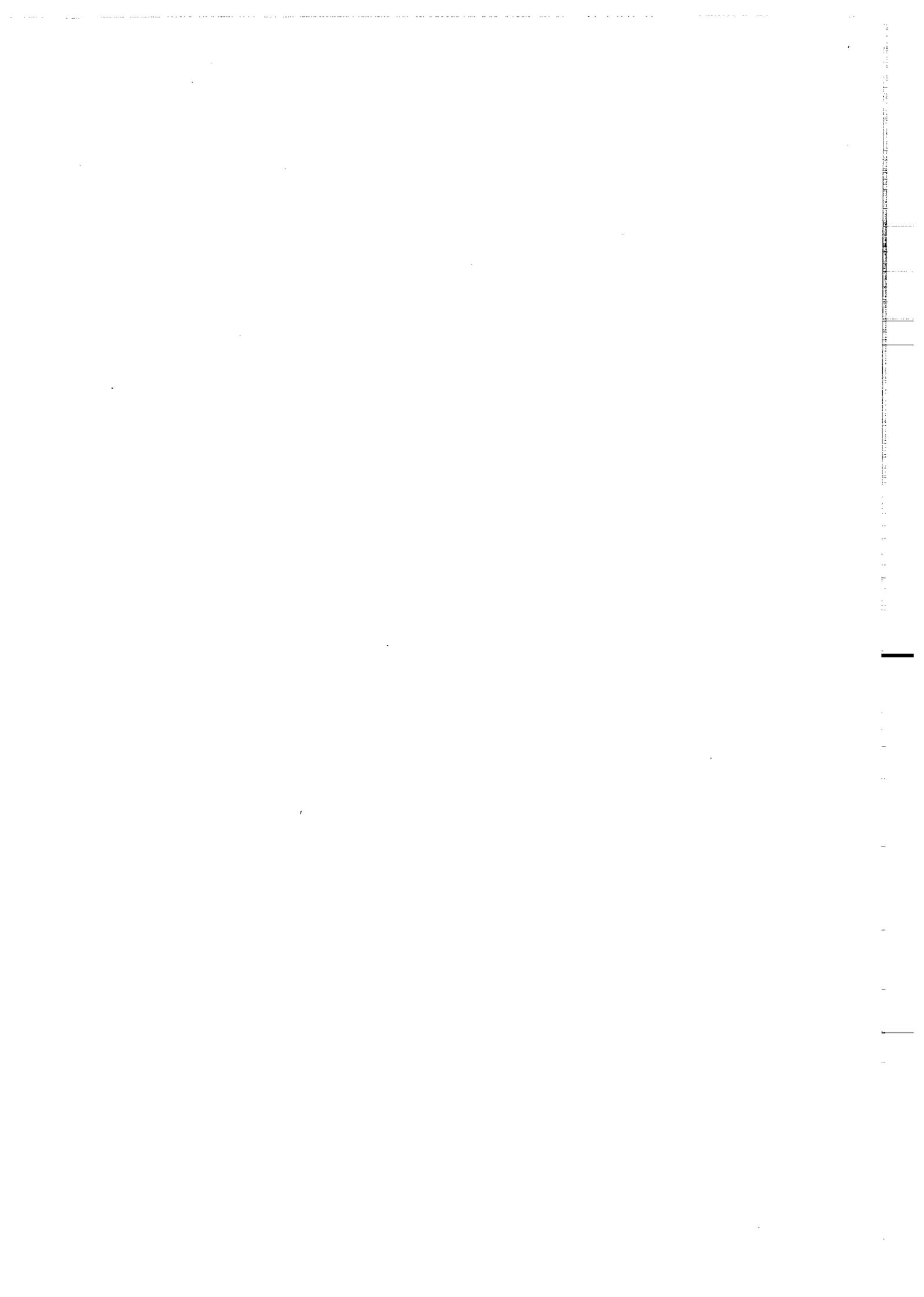
Figure 141. - Bloc diagramme de la marge active japonaise au Crétacé (D'après Taira et al., 1982)

S = Slumps et olistostromes; T = Turbidites; OP = Plaque océanique; SL = Niveau marin.

Le déversement vers l'Est des plis couchés pouvant correspondre à des slumps, alors que les paleocourants sont orientés \pm vers l'Ouest parait de plus envisageable dans un tel contexte.

4ème PARTIE

MISE EN PLACE ET EVOLUTION DES BASSINS



L'interprétation des conditions de dépôt des sédiments briovériens de Bretagne Occidentale permet de restreindre leur environnement à un domaine de pente et/ou de plaine abyssale pouvant correspondre à une zone de fosse.

L'étude de l'agencement des faciès en Bretagne Nord a permis de reconnaître un certain nombre d'associations qui ont pu être rattachées à celles des environnements turbiditiques. La plupart des dépôts turbiditiques se mettent en place dans des cônes sous-marins profonds ("deep-sea fan") (Mutti, 1979) mais peuvent également se rencontrer dans trois autres types de cônes : les cônes abyssaux, les cônes courts de front de delta (Short-headed delta-front fan), les cônes développés sur des glacis (Reading, 1978). Concernant les sédiments briovériens, certains de ces environnements peuvent être rejetés. Les cônes abyssaux se développent en aval des deltas engendrés par de larges rivières. L'absence de dépôts de plate-forme actuellement à l'affleurement ne permet pas d'envisager une telle hypothèse qui semble de plus incompatible avec l'abondance des feldspaths normalement éliminés par un long transport fluvial. Les dépôts lacustres ou développés au front des deltas (short headed-delta-front fan) ne peuvent pas non plus être retenus en l'absence de sédiments continentaux associés et parce que de tels dépôts ont en général des épaisseurs beaucoup plus réduites. Très peu de critères de remaniement ont été observés en Bretagne Nord et donc rien ne permet de retenir une hypothèse de mise en place sur le glacis.

Les cônes sous-marins profonds classiques ne permettent pas non plus d'intégrer tous les caractères des sédiments briovériens septentrionaux, en particulier ceux de la Formation du Minard. Par rapport aux cônes à basse efficacité de transport, définis par Mutti (1979), on note la quasi-absence de niveaux conglomératiques qui caractérisent ce type de cône. L'absence des faciès de zone interne ne permet pas non plus un rapprochement avec les cônes à haute efficacité de transport. De plus, les mesures de paléocourants n'indiquent pas franchement de structures radiales comme c'est généralement le cas dans un "deep-sea fan". Les sédiments de la région interne peuvent ne jamais avoir existé et il faut alors trouver un autre modèle pour expliquer ce type de sédiment, ou alors ils existent mais ne sont pas à l'affleurement, ou ont existé mais ont disparu depuis.

Différents auteurs ont déjà souligné les divergences qui existent par rapport au

modèle classique de cône alimenté par un canyon, en particulier dans les successions turbiditiques gréseuses ("sand rich submarine fan"). En effet, dans un tel contexte, il semblerait que les dépôts bien typés de cône interne ("inner fan") et de pente soient très peu développés (Gökzen et Kelling, 1983 ; Chan et Dott, 1983 ; Busby-Spera, 1985). L'apport assez constant de matériel gréseux empêcherait le développement de structures chenalisées larges et uniques. L'apport de particules peut lui-même être attribué à différents facteurs. Il peut être lié à la proximité immédiate d'une structure deltaïque sur une plateforme étroite, développant alors une structure en "ramp" (Heller et Dickinson, 1985). Mais le cas le plus fréquent d'appareils turbiditiques riches en grès semble être associé à des bassins situés près des chaînes volcaniques actives. En effet, dans ces sites, d'une part la largeur de la plateforme est très réduite et d'autre part l'apport de particules sableuses est quasi-permanent. Les structures de type "canyon" ont donc très peu de chances de se mettre en place. On a alors formation de nombreux petits cônes qui migrent rapidement "en cascade" (Fig. 142). C'est pourquoi les structures chenalisées et les val-

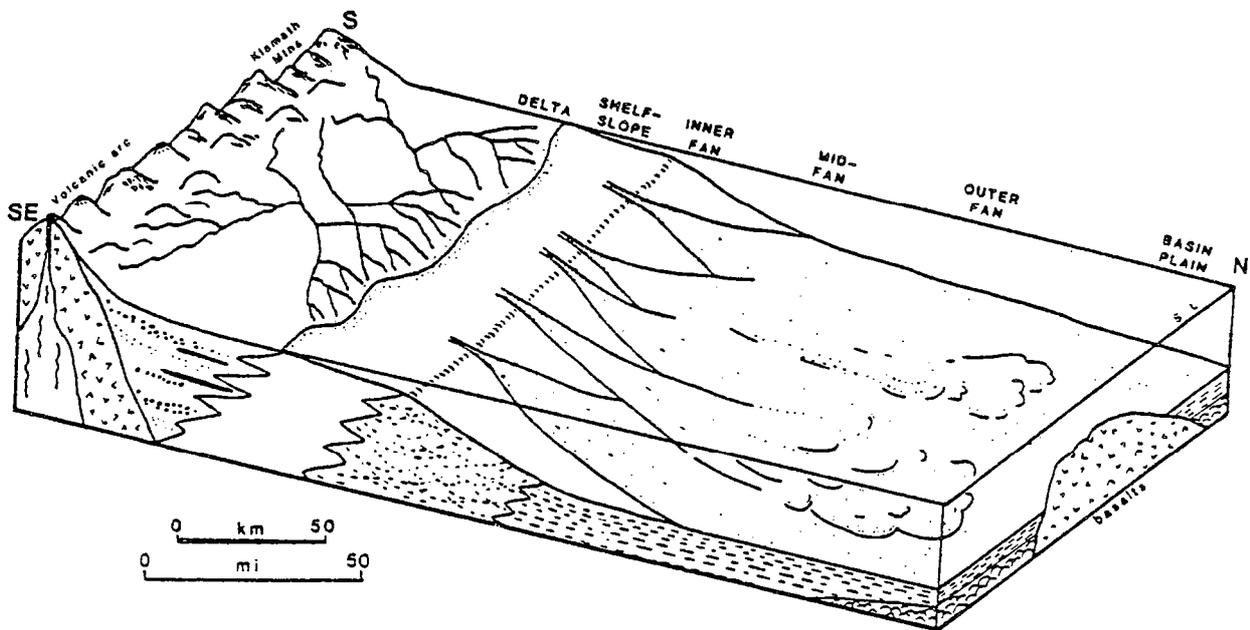


Figure 142. - Modèle de cône riche en grès de Chan et Dott (1983) montrant le dépôt en "cascade" des particules à partir d'une plate-forme très réduite. Les caractéristiques des zones proximales n'ont pas encore été observées en arrière des chaînes de volcans actifs (Karig et Moore, 1975).

Un tel modèle pourrait s'appliquer aux sédiments du Minard caractérisés par une très grande proportion de faciès gréseux y compris dans les niveaux fins et par de nombreuses figures matérialisant un enchaînement rapide des événements. Les modifications dans les sens d'apport du matériel vers le sommet de la série pourraient résulter d'un contrôle tectonique (accident cisailant restreignant le bassin ou légère phase de compression) (Fig. 143). L'absence de grandes passées de faciès fins dans la Formation du Minard peut être due au fait que les zones à l'affleurement se situent toutes dans les zones principales d'apport (cône moyen ou lobes proximaux) ou que l'apport de particules était relativement important et constant.

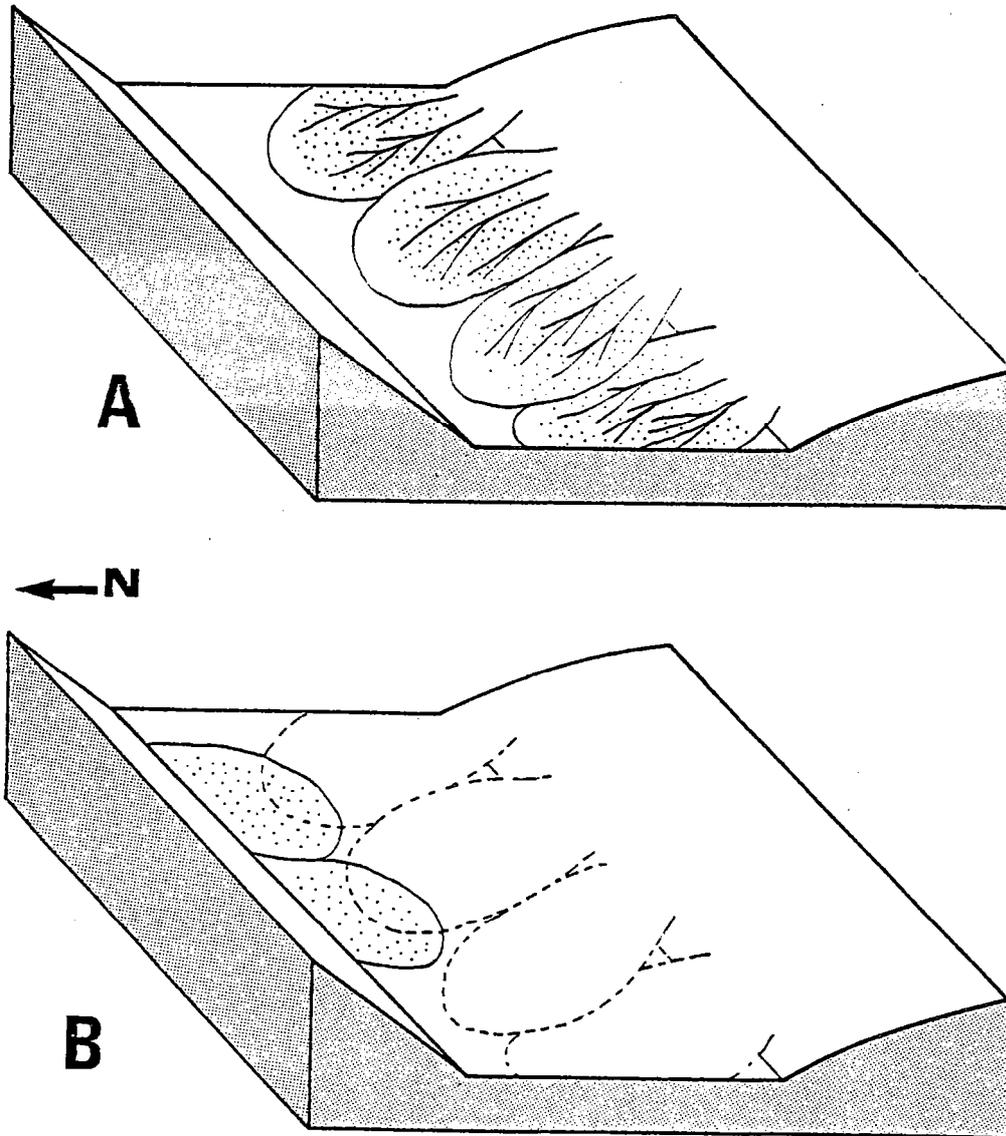


Figure 143. - Modèle de dépôt des sédiments de la Formation du Minard.
 (A) : Alignement venant du Sud
 (B) : Alimentation venant du Nord au sommet de la Formation (Run Dogan).

Dans la Formation de Binic où les faciès sont plus variés et surtout où il a été possible d'avoir un suivi pratiquement en continu le long de la côte, il semble possible de mettre en évidence une évolution à l'échelle du bassin. Les sédiments de cette formation, dont la succession stratigraphique a été établie par Rabu et al. (1983 a), montrent l'enchaînement suivant (Fig. 144) : dépôts de pente (Unité 4), dépôts chenalisés (Unité 5), lobes gréseux (Unité 6), bordure de lobe, lobe épisodique, bordure de cône (7), lobes, dépôts d'embouchure, dépôts chenalisés, interlobes ou interchenaux puis lobes (Unité 8). La partie inférieure de la formation pourrait correspondre à une suite rétrograde dans le sens défini par Ricci Lucchi (1975 a). La progression du cône montre en effet l'empilement suivant : pente, chenaux de cône moyen, lobes de cône moyen ou externe, sans faire intervenir de dépôts de cône interne bien caractérisés. Puis se mettent en place des sédiments à caractère externe qui pourraient représenter une phase de quiescence (Ghibaudo, 1980). La série est ensuite marquée par une succession à caractère prograde : bordure de cône, lobes, dépôts chenalisés. Il convient de noter que

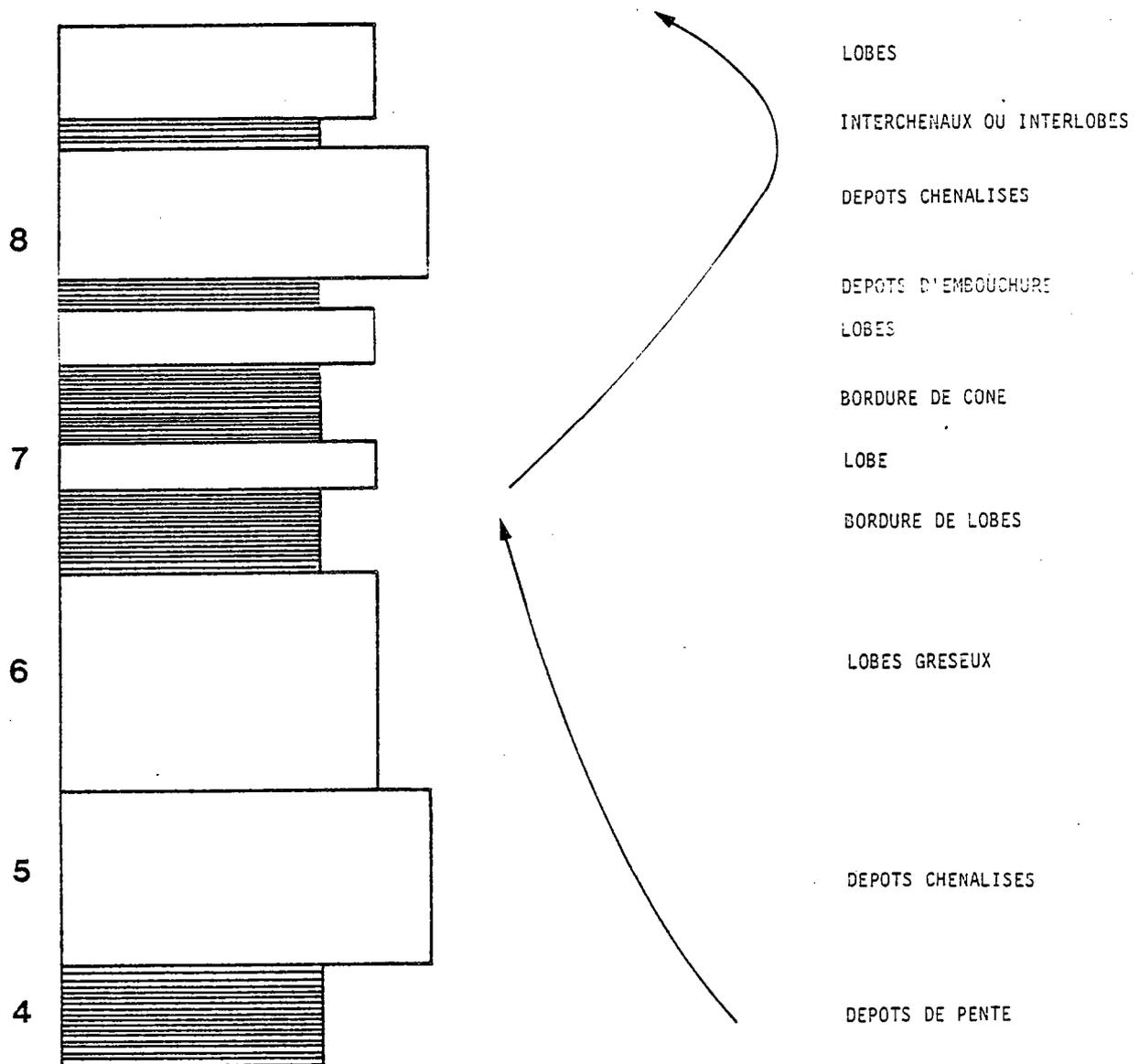


Figure 144. - Organisation de la Formation de Binic - Schématisation des environnements.

les sens d'apport entre les deux systèmes ne montrent pas de divergences notables.

Selon Ingersoll (1978b) les séquences rétrogrades caractériseraient des périodes durant lesquelles la subsidence du bassin est plus rapide que l'apport des particules et inversement pour les séquences progrades. Il faut souligner également pour la Formation de Binic l'absence de dépôts conglomératiques de cône interne qui pourrait également trouver son origine dans la nature du matériel disponible et le contexte d'évolution tectonique du bassin. Dans le cadre d'un environnement de type arrière-arc tel qu'il a été proposé par Rabu et al. (1983 a et b) et Chantraine et al. (1986), la progression rétrograde pourrait s'effectuer pendant une phase de distension du bassin tandis que la succession prograde matérialiserait un arrêt dans la distension ou un début de compression entraînant la progradation du cône.

La rareté des affleurements et les nombreux plis locaux - au moins le long du Trieux - dans la Formation de La Roche-Derrien, ne permettent pas de reconstituer de façon précise la paléogéographie de l'aire de dépôt. Néanmoins, la disposition actuelle des associations de faciès permet de dégager une zone de dépôts gréseux chenalisés (Trieux) passant en aval à des dépôts externes (bordure de cône / plaine abyssale) (Fig. 145). En amont les sédiments semblent plutôt caractéristiques de dépôts de débordement de chenaux. Cette disposition est assez proche de celle des bassins étroits et allongés dont la structure radiale est limitée.

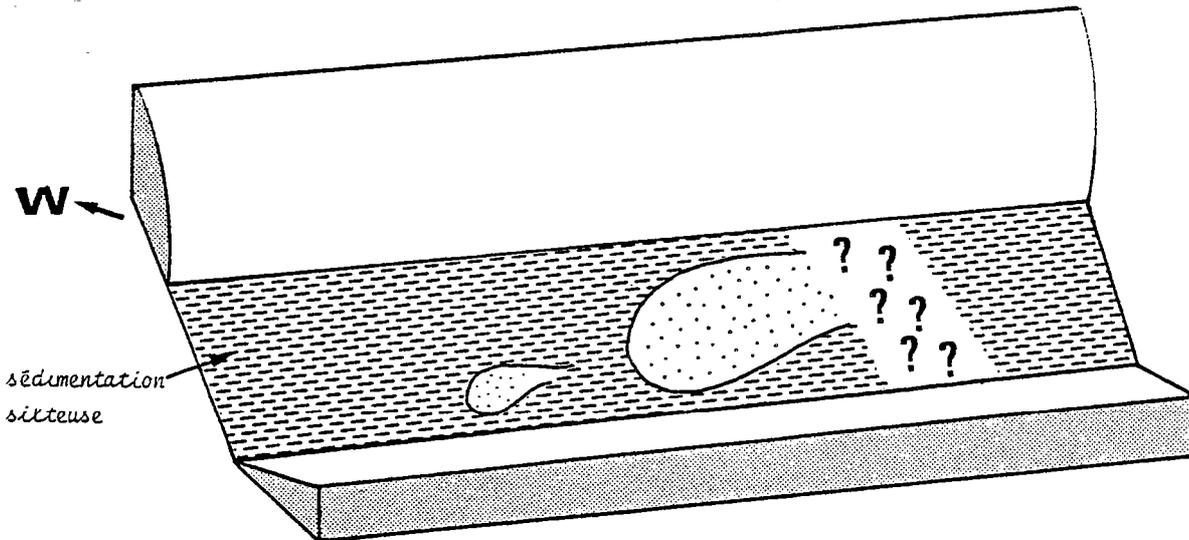
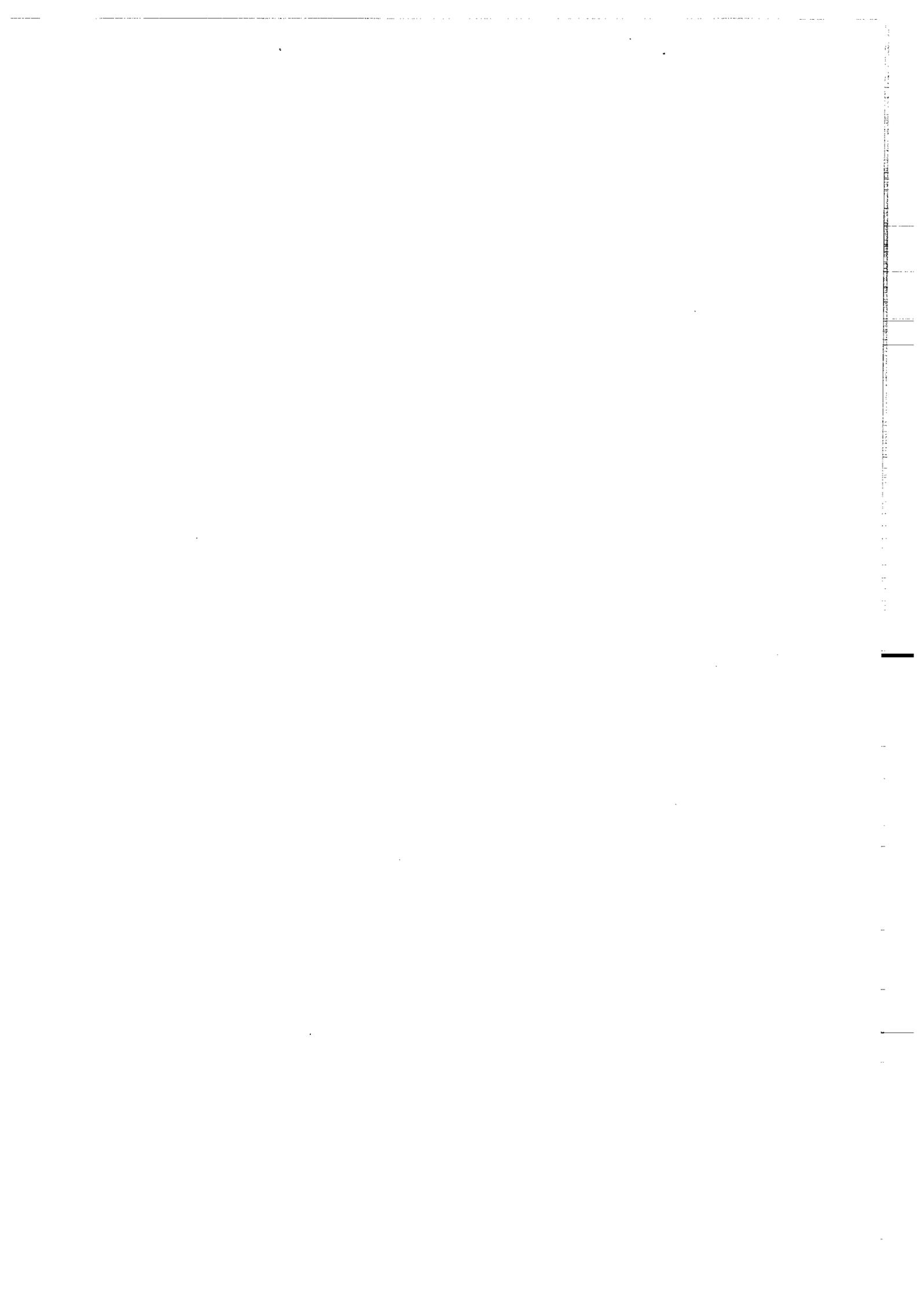


Figure 145. - Modèle de dépôt de la Formation de La Roche-Derrien.

En conclusion, les trois formations de Bretagne Nord présentent des similitudes et des variations dans l'organisation des dépôts à l'échelle du bassin. Les variations peuvent être attribuées à des différences dans le degré d'information mais certaines doivent cependant être prises en considération. Les caractéristiques les plus importantes sont les suivantes :

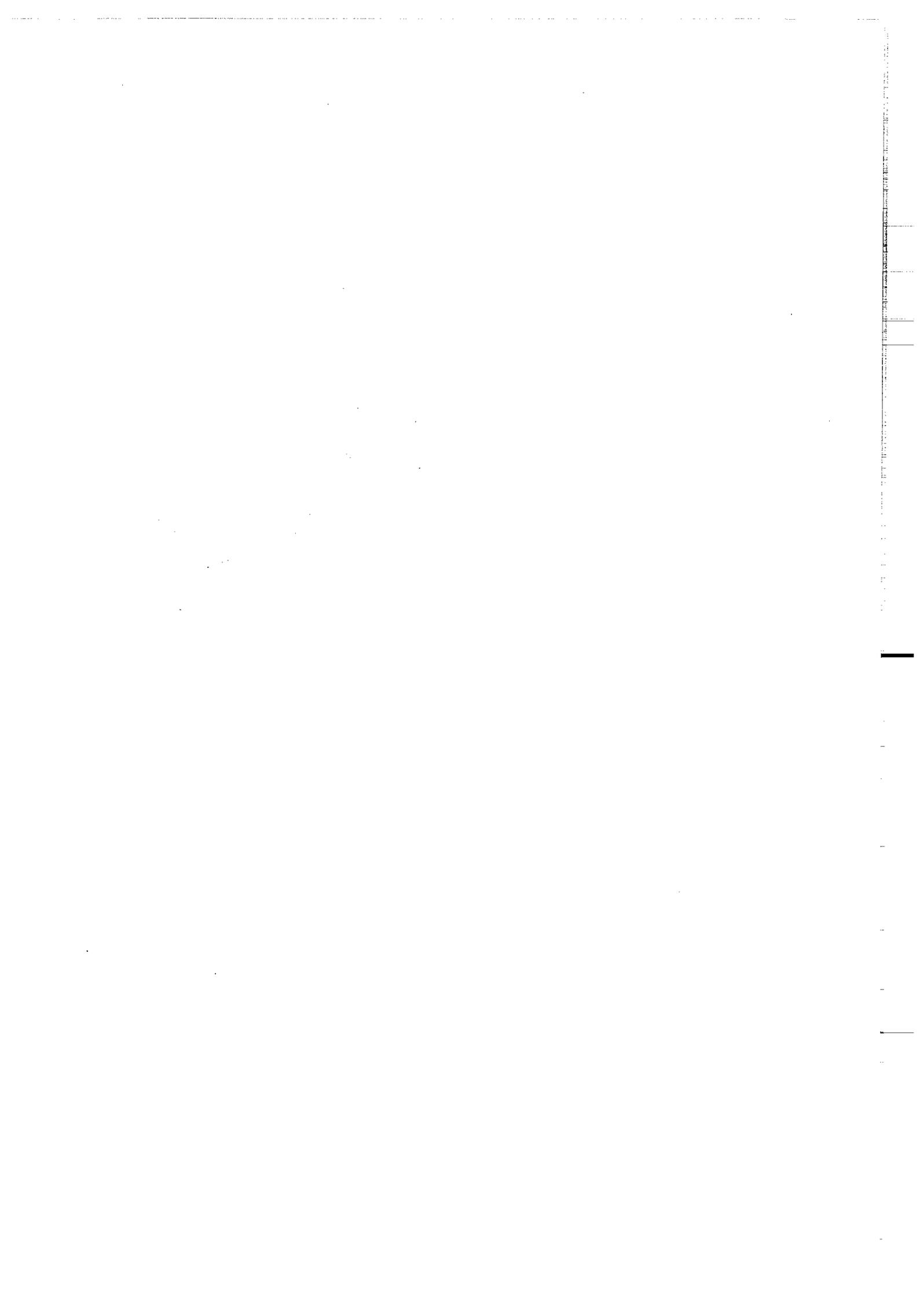
- Absence de dépôts de cône interne, quelque soit la formation
- Organisation très faiblement radiale des structures d'accumulation
- Abondance des termes gréseux, en particulier dans la Formation du Minard
- Absence de dépôts de plaine ou de bordure de cône dans la Formation du Minard.

Ces caractéristiques permettent d'approfondir la connaissance des dépôts turbiditiques situés en contexte actif pour lesquels les modèles de sédimentation restent encore à affiner.



5^{ème} PARTIE

CONCLUSIONS



La sédimentologie établit des relations avec les grands phénomènes naturels, suggère des hypothèses qui rejoindront plus tard les lois régissant l'histoire et le devenir de notre planète.

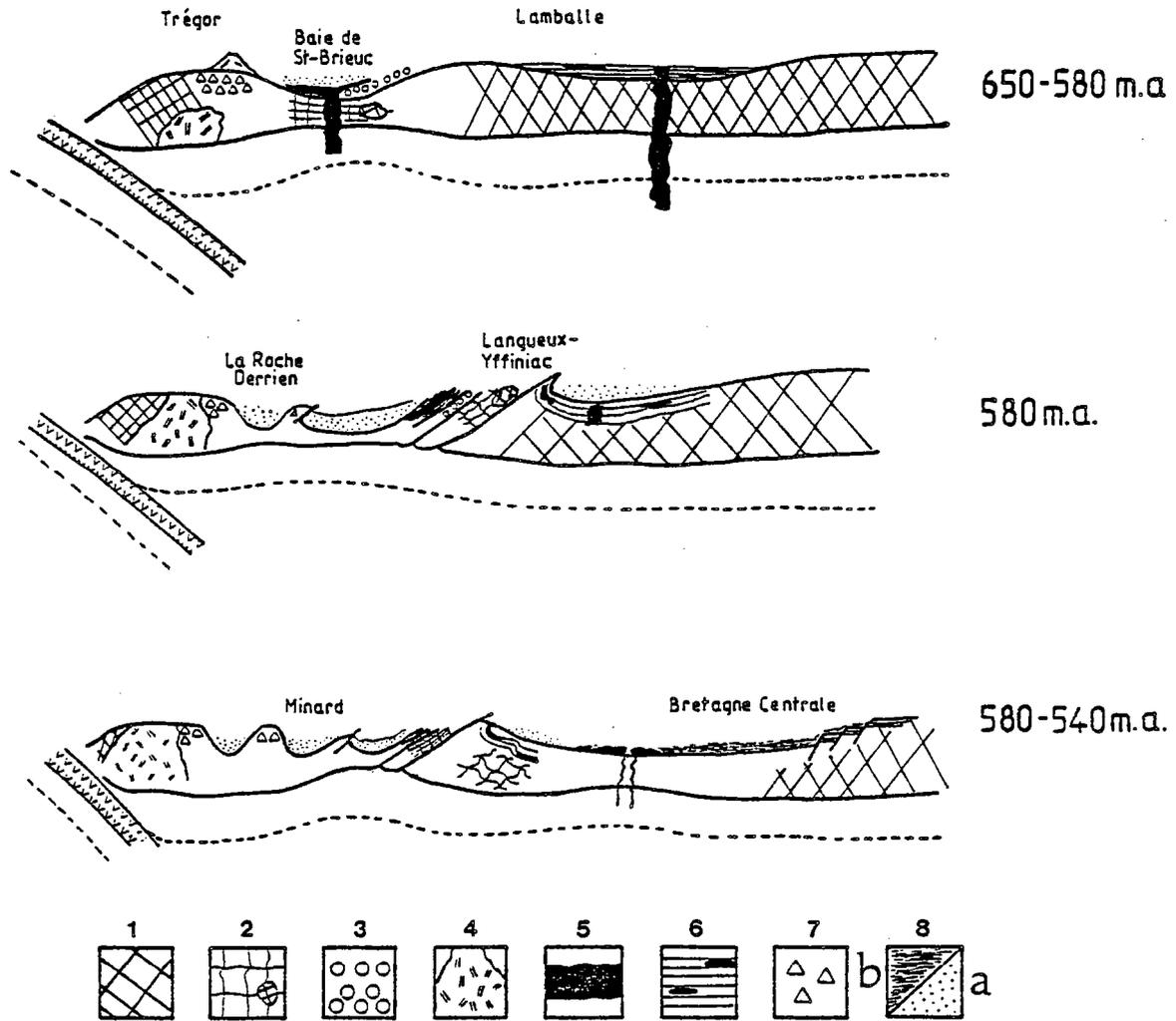
A. Lombard

L'étude des sédiments briovériens de Bretagne Nord et de Bretagne Occidentale permet de mettre en évidence l'intérêt de ce type d'analyse dans la connaissance de la chaîne cadomienne. La signature pétrographique et géochimique des événements magmatiques et structuraux contemporains du dépôt confirme la nécessité d'intégrer ce type de données dans la recherche des conditions de sédimentation.

Les sédiments de Bretagne Nord apparaissent ainsi très nettement liés à un site tectonique actif (arc insulaire continental ou marge active continentale), en opposition avec le contexte beaucoup plus passif des sédiments de Bretagne Occidentale. Les formations septentrionales présentent cependant entre elles des variations dans la nature des éléments figurés, variations dont les conséquences stratigraphiques ne sont pas négligeables. Il s'agit notamment des grains de phanite dont la présence dans la Formation du Minard constitue une particularité vis-à-vis des autres formations du domaine domnonéen.

L'analyse de l'organisation des dépôts permet elle aussi de différencier les formations de Bretagne Occidentale de celles de Bretagne Septentrionale. Dans le premier cas, il s'agit de sédiments essentiellement silteux attribués à un environnement de plaine et /ou de pente avec quelques intercalations gréseuses turbiditiques ou de "schistes à galets" et également d'un ensemble volcanique basique. En Bretagne Nord, la sédimentation turbiditique est au contraire principalement gréseuse mais les différentes formations ne peuvent être rattachées à un site unique de dépôt. La non observation des dépôts de plate-forme dans le domaine domnonéen est en accord avec les résultats pétrographiques et géochimiques montrant le caractère actif du site de dépôt. En effet de nombreux auteurs ont déjà noté le très faible, voire nul, développement des dépôts de plate-forme dans les contextes actifs (MacPherson, 1978 ; Taylor et McLennan, 1985). La contemporanéité d'un volcanisme effusif en activité pendant le dépôt des sédiments est attestée par les intercalations de tufs dans les Formations de Binic, Minard et en Baie de Douarnenez.

Le morcellement qui affecte les terrains briovériens oblitère les relations originelles entre les différents ensembles. Cependant il peut être intéressant de tenter de replacer les formations briovériennes dans leur contexte géodynamique.



- 1 - Croûte continentale ; 2 - Croûte océanique d'arrière-arc avec inclusions de socle ; 3 - Poudingues de Cesson
 4 - Plutons calco-alcalins ; 5 - Amphibolites de Lanvollon, Plouguenast et Vassy ; 6 - Schistes et phanites
 7 - Volcanites d'arc ; 8 - Remplissage sédimentaire des bassins : a = sédiments principalement gréseux
 b = " " silteux

Figure 146. - Modèle d'évolution des bassins briovériens entre 650 M.A. et 540 M.A..

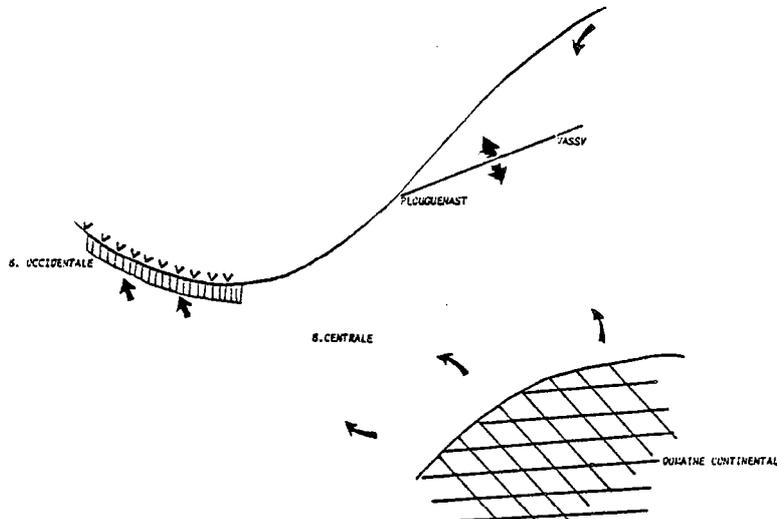


Figure 149. - Schématisation du bassin briovérien de Bretagne Centrale et Occidentale.
 Les flèches courbes indiquent les sens d'apports sédimentaires.

Les études structurales menées dans le domaine domnonéen (Rabu et al., 1983 ; Balé et Brun, 1983 ; Balé, 1986) ont mis en évidence l'existence d'une phase majeure de déformation aux alentours de 580 M.A.. Cette phase qui développe de grands chevauchements vers le Sud-Est résulte de la fermeture d'un bassin dont la genèse est liée au magmatisme trégorrois. Ce magmatisme à caractère calco-alcalin (Auvray, 1979 ; Graviou, 1984) serait le témoin d'un paléoarc volcanique situé sous le socle à 2000 M.A..

La localisation et le pendage de la subduction semblent controversés : les arguments magmatiques, étayés par la présence d'une très forte anomalie gravimétrique mise en évidence par Lefort en 1975, placent cette subduction au large de la Manche avec un pendage Sud. Les arguments tectoniques en Baie de Saint-Brieuc - chevauchements vers le Sud-Est - semblent au contraire en faveur d'une subduction à pendage Nord, comme il avait déjà été proposé par Squire (1974), localisé sous le Trégor (Balé, 1986).

Une autre alternative serait de faire débiter dans un premier temps, vers 640 M.A., une subduction à pendage Sud, matérialisée par l'arc trégorrois en Bretagne (Fig. 146). Cette subduction, ou l'arrêt de son fonctionnement, provoquerait l'ouverture d'un bassin de faible profondeur. Les premiers dépôts de ce bassin pourraient être représentés par les Poudingues de Cesson dont les caractéristiques indiqueraient une mise en place subcontinentale. L'hypothèse d'une croûte océanique franche envisagée dans le schéma de Balé (1986) pour les amphibolites de Langueux- Yffiniac et Belle-Isle-en-Terre permet difficilement d'intégrer la formation de ces poudingues.

L'extension dans ce bassin serait matérialisée par les amphibolites de Lanvoilon pour lesquelles Rabu et al. (1983) ont proposé une position de volcanisme d'arrière-arc. Il faut toutefois signaler que l'hypothèse d'un volcanisme tholéitique d'arc immature pour ces amphibolites ne peut être totalement rejetée. Ce bassin, d'arrière-arc ou intra-arc, serait ensuite le siège d'une sédimentation plus profonde à caractère turbiditique (Formation de Binic) avec une alimentation longitudinale par rapport à l'arc volcanique actuellement orienté Nord-Est - Sud-Ouest.

En arrière de ce bassin se déposeraient les séries à phanites interstratifiés (Série de Lamballe) dans un environnement non précisé jusqu'à présent. Les relations de la Série de Lamballe avec la Formation de Binic ont été détruites depuis par les grands accidents chevauchants mais l'évolution de la maturité des sédiments depuis le Nord-Ouest vers le Sud-Est dans la Série de Lamballe nécessite la présence d'un relief entre les deux ensembles. De plus l'intercalation dans la Série de Lamballe de volcanisme (Formation de Château Serein dans la Baie de la Fresnaye) dont le caractère intracontinental a été établi (Cabanis, 1987 ; Cabanis et al., 1987) corrobore l'hypothèse d'une mise en place subcontinentale pour la Série de Lamballe.

Le calage stratigraphique des séries de Lamballe à phanites interstratifiés n'est pas connu précisément mais leur non-remaniement dans la Formation de Binic s'explique de diverses manières :

- soit les séries de Lamballe et de Binic sont contemporaines et les phanites n'ont pu être déposés et remaniés en même temps
- soit la Série de Lamballe est légèrement antérieure et est séparée de Binic par un relief faisant obstruction à son érosion

La fermeture du bassin de Binic déclencherait la formation de décrochevauchements dont la structure arquée serait attribuable à une collision oblique (Balé, 1986). Elle serait scellée par les intrusions dioritiques vers 580 M.A.. Cette collision oblique engendrerait au Nord la formation de bassins en décrochement, d'extension limitée, comparables à ceux décrits par Eisbacher (1985) dans la cordillère canadienne dont la genèse est attribuée également à une convergence oblique (Fig. 147).

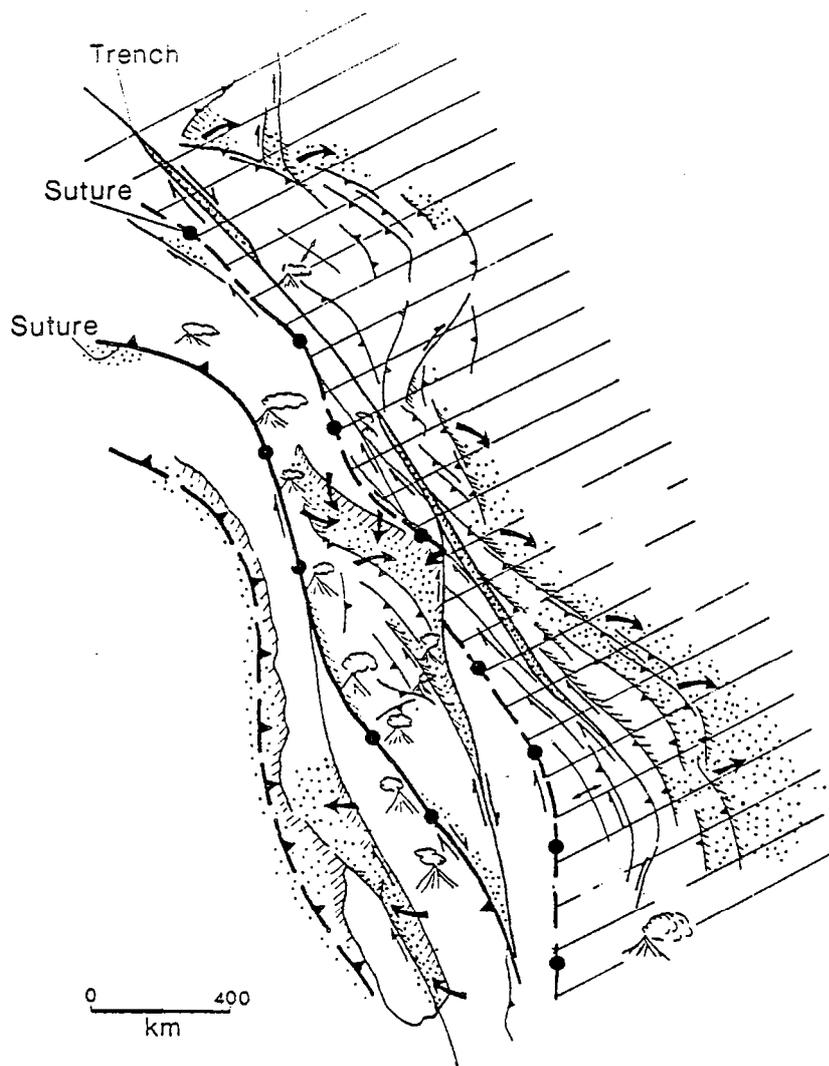


Figure 147. - Modèle paléogéographique de la cordillère canadienne, dans le cadre d'une collision oblique (D'après Eisbacher, 1985).

La formation de La Roche-Derrien pourrait s'être déposée dans un bassin de ce type de façon très précoce, avant la collision finale. En effet l'alimentation ne reprend pas encore les séries à phtanite et est toujours longitudinale. De plus un massif gabbroïque (Gabbro du Taurel), dont la similitude géochimique avec le magmatisme basique daté aux alentours de 580 M.A., a été établie par Auvray (1979) recoupe les sédiments de La Roche-Derrien. Un âge postérieur à 540 M.A. pour cette formation semble difficilement compatible avec les résultats de cette étude.

La Formation du Minard serait quant à elle légèrement plus jeune puisqu'elle remanie des formations - notamment les séries à phtanite - qui sont vraisemblablement amenées à l'af-

fleurement par le jeu des chevauchements. La limite supérieure pour l'âge de la Formation du Minard peut être cernée indirectement. La discordance entre les séries briovériennes et paléozoïques de Plouézec-Plourivo, datées à 472 M.A., est géométrique mais aussi vraisemblablement structurale puisqu'on observe à la base de la série rouge des galets de sédiments briovériens déjà déformés. La Formation du Minard est de plus plissée avant la mise en place des coulées ignimbritiques du Trégor, datées à 550 M.A., qui sont elles indemnes de toute déformation. La Formation du Minard présente d'autre part de nombreuses similitudes avec les sédiments briovériens de Jersey: même style de déformation, turbidites principalement gréseuses, composition pétrographique assez voisine avec notamment des grains de phanite. Or ces terrains sont recoupés par des massifs granitiques tardi-cadomiens dont les âges se situent aux alentours de 540-530 M.A.. Un âge postérieur à 540 M.A., même s'il ne peut être totalement écarté, semble donc difficilement envisageable pour la Formation du Minard.

L'alimentation du Sud vers le Nord pour l'essentiel des terrains observés dans la Formation du Minard singularise cet ensemble. L'existence de plans de chevauchements vers le Sud-Sud-Ouest, vers 580 M.A., pourrait avoir modifié les directions d'apports en créant des plans préférentiels. Les changements d'apports entre les formations septentrionales peuvent être liés également au fonctionnement du bassin: pendant la phase de distension, l'alimentation se fait de façon longitudinale par rapport à l'alignement supposé de la chaîne volcanique, dont les témoins actuels dessinent une ligne Nord-Est - Sud-Ouest. Après la collision, la poursuite des contraintes compressives engendrent au contraire des apports latéraux.

La présence d'accidents antithétiques de la subduction serait donc le fruit de cette collision par la poursuite des contraintes. Cette dynamique en compression a pu donner naissance localement à une subduction de la croûte basique d'arrière-arc sous l'arc volcanique calco-alcalin comme l'envisageait Churkin(1974) dans la cordillère américaine à la fin du Paléozoïque (Fig. 148 A). Bruhn et Dalziel(1977) proposent pour expliquer la présence de chevauchements antithétiques un début d'obduction de la croûte d'arrière-arc sur l'arc fossile (Fig. 148 B), par le rejeu de failles normales d'ouverture du bassin. Dans un tel contexte, la déformation est localisée à la charnière plate-forme continentale bassin d'arrière-arc. Un tel contexte s'accompagne de plus d'un soulèvement du bassin marginal compensé par la subsidence d'un nouveau bassin au niveau de l'ancienne plate-forme.

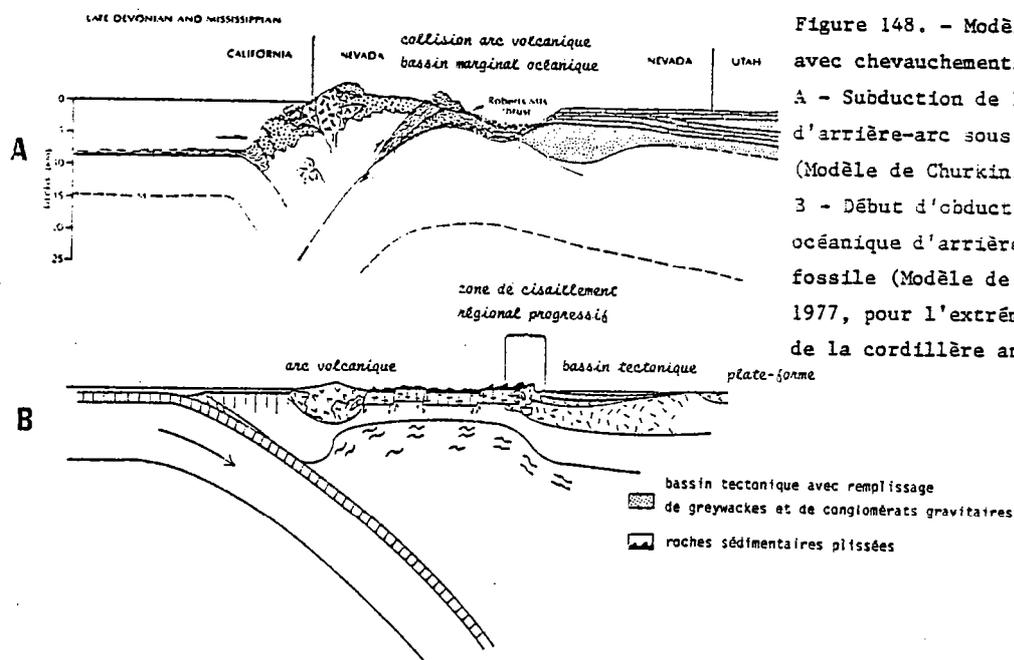


Figure 148. - Modèles de subduction avec chevauchements antithétiques :
 A - Subduction de la croûte océanique d'arrière-arc sous l'arc volcanique (Modèle de Churkin, 1974).
 B - Début d'obduction de la croûte océanique d'arrière-arc sur l'arc fossile (Modèle de Bruhn et Dalziel, 1977, pour l'extrémité méridionale de la cordillère andine au Crétacé).

Quelque soit l'hypothèse retenue, il convient de souligner que le fait de rencontrer des inclusions de socle dans une croûte mafique, comme c'est le cas dans le complexe de Langueux-Yffiniac, semble être une caractéristique de la croûte de ces bassins d'arrière-arc.

LES FORMATIONS DE BRETAGNE OCCIDENTALE. EXTENSION AU MASSIF ARMORICAIN

La place des formations de Bretagne Occidentale dans la géodynamique cadomienne est beaucoup plus délicate à établir. Comment intégrer l'environnement déduit de l'analyse sédimentologique - plaine abyssale et/ou pente - avec les données imposées par la nature du volcanisme interstratifié ? Les études récentes menées sur le volcanisme de Douarnenez ont montré que ses caractères géochimiques s'accordent globalement avec ceux des séries tholéitiques d'arrière-arc (Cabanis, 1987), même s'il ne faut pas négliger les possibilités de modifications ultérieures. Ce volcanisme se démarque cependant très franchement du volcanisme distensif type Plouguenast ou Vassy pour lequel une position arrière-arc a également été proposé (Dupret et al., 1985 ; Saunier et Chauvel, 1986). Il convient toutefois de noter que l'interprétation des paléoséries atypiques comme celles de Bretagne Occidentale est toujours délicate. En l'absence d'étude sédimentologique approfondie des sédiments de Bretagne Centrale, il n'est pas possible de leur comparer les formations de Bretagne Occidentale. Cependant l'étude pétrographique et géochimique développée ici a mis en évidence les nombreuses similitudes de la zone source de ces sédiments.

Les sédiments du Maine, au Sud du bassin mancelien, dont la composition pétrographique et géochimique est également assez proche, ont pu être interprétés comme caractéristiques d'un environnement de talus (Garlan, 1985). L'analogie existant entre les formations du Maine et celles de Bretagne Occidentale peut donc être effectuée. Le synchronisme de ces formations ne peut cependant être établi ; elles sont toutes deux post-phtanitiques mais anté-arénigien en Bretagne Occidentale et anté-cambrien dans le Maine. La même remarque peut également être appliquée aux formations type La Laize et à la Formation du Minard puisque là aussi elles sont toutes deux post-phtanitiques ; l'une est anté-arénig (Minard), l'autre est anté-cambrien (Normandie).

Les difficultés de corrélations entre les formations bretonnes et normandes ont déjà été évoquées et si les travaux récents sur ces deux régions ont permis d'avancer l'état des connaissances, ils soulèvent également de nombreux problèmes. En particulier, il ne semble pas possible actuellement de trouver des équivalents bretons aux nombreuses formations volcaniques reconnues au sein des terrains briovériens normands. Une collision oblique aurait pu préserver certaines formations normandes non impliquées dans la collision. L'alimentation par une même source à caractère continental, malgré des sites de dépôts différents, aurait ainsi contribué à la similitude pétrographique et géochimique des formations du Maine, de Bretagne Centrale et Occidentale (Fig. 149).

CONCLUSION GENERALE

L'analyse de sédiments situés dans une chaîne ancienne fini-protérozoïque s'avère très utile pour la compréhension de l'évolution des bassins associés. L'influence du contexte géodynamique sur le mode de sédimentation et la nature des sédiments est mis en évidence. Les sédiments turbiditiques constituent ainsi un sujet de prédilection à l'enregistrement des événements tectoniques et autorisent l'extension au Protérozoïque terminal des modèles construits à partir de données plus récentes. Il serait intéressant de pouvoir vérifier sur d'autres ensembles volcano-sédimentaires d'âge similaire, en particulier dans les terrains panafricains d'Afrique du Nord et d'Amérique du Nord, la généralité de ces interprétations.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES



- Aalto K., 1972. - Flysch pebble conglomerate of the Cap-des-Rosiers Formation (Ordovician) Gaspé Peninsula, Québec. *J. Sediment. Petrol.*, 42, 4 : 922-926.
- Adams C. J. D., 1967. - A geochronological and related isotopic study of rocks from North Western France and Channel Islands (United Kingdom). Ph. D. thesis, Oxford.
- Allen J. R. L., 1968. - Current ripples. North-Holland, Amsterdam, 433 p.
- Allen J. R. L., 1970. - Physical Processes of sedimentation. Earth Sci. Ser. Allen and Unwir ed. London, 248 p.
- Allen J. R. L., 1971. - Transverse erosional marks of mud and rock : their physical basis and geological significance. *Sediment. Geol. Sp. Issue*, 5, 314 : 167-387.
- Anketell J. M.; Cegla J. and Dzulyński S., 1970. - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Roczn. pol. Tow. Geol.*, 41 : 3-30.
- Archer J. B., 1984. - Clastic intrusions in deep sea fan deposits of the Rosroe Formation, Lower Ordovician, Western Ireland. *J. Sediment. Petrol.*, 54, 4 : 1197-1205.
- Auvray B., 1979. - Génèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. Thèse d'Etat, Rennes, 681 p.
- Auvray B., Charlot R. et Vidal P., 1980. - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth. Sci.*, 17, 4 : 532-538.
- Auvray B., Macé J., Vidal P. et Van der Voo R., 1980. - Rb-Sr dating of the Plouezec volcanics, N. Brittany : implication for the age of red beds (séries rouges) in the Northern Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, 137, 2 : 207-210.
- Auvray B. et Vidal P., 1973. - Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). *1ère R. A. Sci. Terre*, Paris, p. 54.
- Balé P., 1986. - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interaction décrochement - chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Thèse d'Université, Rennes, 361 p.
- Balé P. et Brun J. P., 1983. - Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 297, sér. II : 359-362.
- Barrois C., 1876. - Note préliminaire sur le terrain silurien de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, IV, p. 38.
- Barrois C., 1889. - Sketch of the geology of central Brittany. *Proc. Geol. Assoc.*, XIV : 101-132.
- Barrois C., 1895. - Légende de la Feuille de Saint-Brieuc au 1/80 000. *Soc. Géol. Nord*, 23 : 66-87.
- Barrois C., 1896. - Feuille de Saint-Brieuc au 1/80 000, n° 59, 1ère édition.

- Barrois C., 1899. - Légende de la feuille de Tréguier. Bull. Ser. Carte Géol. Fr., X, 62 : 37-41.
- Barrois C., 1908. - Légende de la feuille de Tréguier. Ann. Soc. Géol. Nord, XXXVII : 111-130.
- Bassett D. A. and Walton E. K., 1960. - The Hell's Mouth Grits : Cambrian greywackes in St-Tudwal's Peninsula, North Wales. Quart. J. Geol. Soc. London, 116 : 85-110.
- Battey M. H., 1955. - Alkali metasomatism and petrology of some keratophyres. Geol. mag., 92 : 104-126.
- Beaudoin B., Fries G., Parize O. et Pinault M., 1985. - Sedimentary sills and dykes : characters and modes of the sand injection in fractured shaly massifs. Europ. Reg. Meet. Sediment., I. A. S. 6th, 1985, Lleida, p. 34-37.
- Bhatia M. R., 1983. - Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J. Geology, 91 : 611-627.
- Bhatia M., 1985a. - Composition and classification of paleozoic flysch mudrocks of eastern australian : implications in provenance and tectonic setting interpretation. Sediment. Geol., 41 : 249-268.
- Bhatia M., 1985b. - Rare earth element geochemistry of australian paleozoic graywackes and mudrocks : provenance and tectonic control. Sediment. Geol., 45 : 97-113.
- Bhatia M. P. and Crook K. A. W., 1986. - Trace element characteristics of gray wackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contrib. Mineral. Petrol., 92 : 181-195.
- Blanchet R., 1977. - Bassins marginaux et Téthys alpine de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinardes. in Symp. Intern. XXV, 1976. Split. Yougoslavie Structural history of the mediterranean basins : Histoire structurale des bassins méditerranéens. Biju-Duval B. et Montadert L., dir. Technip. Paris, p. 47-73.
- Blatt H., Middleton G. and Murray R., 1980. - Origin of Sedimentary Rocks. Englewood Cliffs, N. J. : Prentice-Hal, 634 p.
- Bonnot-Courtois C., 1981. - Géochimie des Terres Rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse d'Etat, Paris, VI, 217 p.
- Bouma A. H., 1962. - Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier ed., Amsterdam, 168 p.
- Boyer C., 1967. - Le volcanisme kératophyrique du Paléozoïque inférieur des Alpes Mancelles (Mayenne et Sarthe). Bull. Soc. Linn. Normandie, 8 : 9-24.
- Boyer-Guillaumeud C., 1974. - Volcanites acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn. Thèse d'Etat, Paris Sud, 384 p.
- Bradshaw J. D., 1963. - The Lower Palaeozoic and Lowest Devonian rocks of the Crozon Peninsula (Finistère). Unpubl. Ph. D. thesis, Londres.
- Bruhn R.L. and Dalziel I.W.D., 1977. - Destruction of the early cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In Island Arcs Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins, Talwani and Pitman ed., M. Ewing Series 1 : 395-405.

- Busby-Spera C., 1985. - A sand-rich submarine fan in the Lower Mesozoic Mineral King Caldera complex, Sierra Nevada, California. *J. Sediment. Petrol.*, 55, 3 : 376-391.
- Cabanis B., 1986. - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armoricain. Thèse d'Etat, Paris, 640 p.
- Cabanis B. et Darboux J. R., 1984. - Le volcanisme briovérien de la région de Telgruc (Baie de Douarnenez). Etude géochimique et signification géodynamique. Réunion R.C.P. 705 "Géodynamique du Massif Armoricain", Le Mans, 1984 : p. 9.
- Cabanis B., Chantraine J. et Rabu D., 1987. - Geochemical study of the Brioverian (Late Proterozoic) volcanic rocks in the Northern Armorican Massif (France). Implications for the geodynamic evolution during the Cadomian. In *Geochemistry and mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*, Geol. Soc. Sp. Publ. 33 : 525-539.
- Calvez J. Y. and Vidal P., 1978. - Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western Europ. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65 : 395-399.
- Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, 1961. - Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Technip., Paris.
- Chan M. A. and Dott R. H. JR., 1983. - Shelf and deep sea sedimentation in Eocene Forearc basin, Western Oregon, Fan or non-Fan ? *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 67, 11 : 2100-2116.
- Chantraine J., Chauvel J. J., Dupret L., Gatinot F., Icart J. C., Le Corre C., Rabu D., Sauvan P. et Villey M., 1982. - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne Centrale et du Bocage Normand pour la recherche de guides métallogéniques. *Bull. B.R.G.M. (2)*, I, 1-2 : 3-18.
- Chantraine J., Chauvel J. J., Dupret L., Gatinot F., Icart J. C., Le Corre C., Rabu D., Sauvan P., et Villey M., 1983. - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne Centrale et du Bocage normand. *Doc. B.R.G.M.*, 67 : 185 p.
- Chantraine J., Chauvel J. J., Balé P., Denis E. et Rabu D., 1986. - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. *Bull. Soc. Geol. Fr. (soumis)*.
- Churkin M.JR., 1974. - Paleozoic marginal ocean basin-volcanic arc systems in the Cordilleran Foldbelt. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ.* 19 : 174-192.
- Cogné J., 1962. - Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, IV, 3 : 413-430.
- Cogné J., 1972. - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 236 : 193-218.
- Cogné J. and Wright A. E., 1980. - L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens de l'Europe moyenne et occidentale et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. 26ème C.G.I., Colloque C 6, Géologie de l'Europe : 29-55.

- Coleman J. M. and Gagliano S. M., 1965. - Sedimentary structures : Mississippi River deltaic plain. In : Middleton-G. V. ed., Primary Sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 12 : 133-148.
- Cowan D. S., 1982. - Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California - in Trench-Forearc Geology, Leggett ed., Geol. Soc. sp. Publ. 10 : 495-520.
- Crook K. A. W., 1974. - Lithogenesis and geotectonics : the significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). In : R. H. Dott and R. H. Shaver (Editors), Modern and Ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 19 : 304-310.
- Crowell J. C., 1955. - Directional-current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. Bull. Geol. Soc. Am. , 66 : 1351-1384.
- Dabard M. P., 1983. - Etude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif Armoricain. Presqu'île de Crozon, Flanc Nord du Bassin de Laval. Thèse 3ème cycle, Rennes, 190 p.
- Daly R. A., 1936. - Origine of submarine "canyons". Am. J. Sci., 31 : 401-420.
- Darboux J. R., 1973. - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif Armoricain) : étude pétrographique et structurale. Thèse 3ème cycle, Brest, 170 p.
- Darboux J. R. et Plusquellec Y., 1984. - La discordance du grès armoricain sur le Briovérien dans la région de Camaret (Presqu'île de Crozon, Massif Armoricain). Caractères sédimentologiques et structuraux. Réunion R.C.P. 705 "Géodynamique du Massif Armoricain", Le Mans, p. 12.
- Denis, E., 1983. - La Formation du Minard (Trégor) : étude sédimentologique. D. E. A., Rennes, 38 p.
- Denis E. and Dabard M. P., 1987. - Sandstone petrography and geochemistry of Late Proterozoic sediments of the Armorican Massif.. A key to basin development during the cadomian orogeny. Precamb. Res. (soumis).
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J., 1980. - An introduction to the Rock Forming Minerals. Longman Ed., London : 281-338.
- Dickinson W. and Suczek C., 1979. - Plate tectonics and sandstone composition. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 63, 12 : 2164-2182.
- Dickinson W. and Valloni R., 1980. - Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. Geology, 8, 2 : 82-86.
- Doré F., 1984a. - Le problème de la limite Précambrien/Cambrien : les données du Massif Armoricain. 10ème R. A. Sci. Terre, Bordeaux, 1984, Soc. Geol. Fr. Edit. Paris : p. 187.
- Doré F., 1984b. - Aspects radiométriques et biostratigraphiques de la limite Précambrien/Cambrien dans le Massif Armoricain. Réunion R. C. P. 705 "Géodynamique du Massif Armoricain". Le Mans, 1984 : p. 18.

- Dott R. H., 1964. - Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification ?
J. Sediment. Petrol., 34, 3 : 625-633.
- Dott R. H., JR., 1974. - Paleocurrent analysis of severely deformed flysch-type strata- a case study from south Georgia Island. J. Sediment. Petrol., 44 : 1166-1173.
- Dupret L., Cabanis B., Le Gall J. et Doré F., 1985. - Les tholéiites d'arc briovériennes de Mont-survent (Manche) : leur place dans l'évolution orogénique cadomienne du Nord de l'Armorique. *Hercynica*, 1, 1 : 39-46.
- Dupret L., Le Gall J.; Doré F., Gatinois F. et Dissler E., 1985. - Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme sous-marin tholéiitique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie (NE du Massif Armoricain). C. R. Acad. Sc., Paris, 300, II, 14, : 687-692.
- Dzulynski S., Książkiewicz M. and Kuenen P. H., 1959. - Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70 : 1089-1118.
- Dzulynski S. and Walton E. K., 1963. - Experimental Production of Sole markings. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 19, 3 : 279-305.
- Dzulynski S. and Walton E. K., 1965. - Sedimentary features of flysch and greywackes. *Developments in sedimentology*, Elsevier ed., Amsterdam, 7, 274 p.
- Eisbacher G. H., 1985. - Pericollisional strike-slip faults and synorogenic basins, Canadian Cordillera. In *strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Publ. 37 : 265-282.
- Enos P., 1977. - Flow regimes in debris Flow. *Sedimentology*, 24 : 133-142.
- Ericksson K., 1982. - Geometry and Internal characteristics of Archaean submarine channel deposits, Pilbara block, Western Australia. *J. Sediment. Petrol.*, 52, 2 : 383-393.
- Evensen M. N., Hamilton P. and O'Nions R. K., 1978. - Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 1199-1212.
- Fenton M. W. and Wilson C. J., 1985. - Shallow water turbidites : an example from the Mallacoota beds, Australia. *Sediment. Geol.*, 45 : 231-260.
- Folk R. L., 1968. - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.
- Forel F. A., 1887. - Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le lac Léman. *Bull. Soc. Vaudoise, Sci. Nat.*, 23 : 85-107.
- Foucault A., Baltzer F., Glaçon G. et Lellouche D., 1986. - Turbidites et hémipélagites sur la pente sud de la ride du Var (mer ligure, Méditerranée occidentale). *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. II, 4 : 675-679.
- Garlan T., 1985. - *Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine*. Thèse 3ème cycle, Caen, 148 p.
- Garrels R. M. and Mackenzie F. T., 1971. - *Evolution of sedimentary Rocks*. Norton Ed., New York, 397 p.

- Ghibaudo G., 1980. - Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy. *J. Sediment. Petrol.*, 50, 3 : 723-742.
- Gökçen S. L. and Kelling G., 1983. - The Paleogene Yamak sand-rich submarine-fan complex, Haymana Basin, Turkey. *Sediment. Geol.*, 34 : 219-243.
- Grabau A. W., 1903. - On the classification of sedimentary rocks. *Am. Geol.*, 33 : 228-247.
- Graham J. R., 1982. - Transition from basin-plain to shelf deposits in the Carboniferous flysch of southern Morocco. *Sediment. Geol.*, 35, 3 : 173-194.
- Graindor M. J., 1957. - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain. *Mem. Expl. Carte Geol. de Fr.*, 211 p.
- Graviou P., 1984. - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoides cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain). Thèse 3ème cycle, Rennes, 216 p.
- Gromet L. P. and Silver L. T., 1983. - Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 925.
- Guerrot C., 1985. - Géochronologie et géochimie isotopique de roches basiques de la baie de Saint-Brieuc. D. E. A., Rennes, 33 p.
- Guerrot C., Peucat J. J. et Dupret L., 1986. - Age du Précambrien sédimentaire (Briovérien) dans le Massif Armoricain. 11ème R. Sci. Terre, Clermont-Ferrand. *Soc. Géol. Fr. éd.* p. 86.
- Haaf E. Ten, 1959. - Graded beds of the Northern Apennines, Thesis, Groningen, 102 p.
- Hein F., 1985. - Fine-grained slope and basin deposits, California continental borderland : Facies, depositional mechanisms and geotechnical properties. *Mar. Geol.*, 67, 3-4 : 237-263.
- Heller P. L. and Dickinson W. R., 1985. - Submarine Ramp Facies Model for Delta-Fed, Sand-Rich Turbidite systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 69, 6 : 960-976.
- Helm D. G. and Pickering K., 1985. - The Jersey Shale Formation : a Late Precambrian deep-water siliciclastic system, Jersey, Channel Islands. *Sediment. Geol.*, 43 : 43-66.
- Hiscott R. N., 1979. - Clastic sills and dykes associated with deep-water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Québec. *J. Sediment. Petrol.*, 49 : 1-9.
- Hiscott R., 1980. - Depositional framework of sandy midfan complexes of Tourelle Formation. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64, 7 : 1052-1072.
- Hiscott R. N. and Middleton G. V., 1980. - Fabric of coarse deep-water sandstones, Tourelle Formation, Québec, Canada. *J. Sediment. Petrol.*, 50, 3 : 703-722.
- Holland H. D., 1978. - *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley ed.
- Ingersoll R., 1978a. - Petrofacies and Petrologic evolution of the Late Cretaceous forearc basins, Northern and Central California. *J. Geol.*, 86, 3 : 335-353.

- Ingersoll R.V., 1978 b. - Submarine fan facies of the Upper Cretaceous Great Valley Sequence, northern and southern central California. *Sediment. Geol.*, 21, 3 : 205-231.
- Ingersoll R. et Suczek C., 1979. - Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218. *J. Sediment. Petrol.*, 49, 4 : 1217-1228.
- Jeannette D. et Cogné J., 1968. - Une discordance majeure au sein du Briovérien, au flanc Ouest de la Baie de Saint-Brieuc. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 266, D : 2211-2214.
- Johannsen A., 1969. - A descriptive, petrography of the igneous rocks. 6 th ed., Chicago Press, 4 vol.
- Johnson A. M., 1970. - *Physical Processes in Geology*. San Francisco : Freeman, 577 p.
- Jopling A. V. and Walker R. G., 1968. - Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sediment. Petrol.*, 38, 4 : 971-984.
- Juteau T. et Rocci G., 1966. - Etude chimique du massif volcanique dévonien de Shirmeck (Vosges Septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. *Sci. Terre, Fr.*, XI : 68-104.
- Karig D. E. and Moore G. F., 1975. - Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26 : 233-238.
- Kerforne F., 1901. - Etude de la région silurique occidentale de la Presqu'île de Crozon (Finistère). Thèse, Rennes, 134 p.
- Krylatov S., 1971. - Proposition d'une série cohérente des termes (graves, gravites, sables, sablites, pelds, pelites) destinés à désigner les grands groupes de roches détritiques. *Cahiers géologiques*, 87 : 1164-1169.
- Kuenen P. H. and Migliorini C. I., 1950. - Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58 : 91-127.
- Kuenen P. H., 1953. - Significant features of graded bedding. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 37 : 1044-1066.
- Kuenen P. H., 1957. - Sole markings of graded graywacke beds. *J. Geol.*, 65 : 231-258.
- Kuenen P. H., 1958. - Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 23 : 1-28.
- Kuenen P. H., 1966. - Experimental turbidite lamination in a circular flume. *J. Geol.*, 74 : 523-545.
- Kuenen P.H., 1966. - Matrix of turbidites. Experimental approach. *Sedimentology*, 7 : 267-297.
- Lamens J., 1985. - Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian of the Stavelot massif, Belgium. *Sediment. Geol.*, 44 : 121-142.

- Lanteaume M., Beaudoin B. et Campredon R., 1967. - Figures sédimentaires du Flysch "Grès d'Annot" du Synclinal de Peira-Cava. C.N.R.S. ed., Paris, 97 p.
- Le Corre C., 1977. - Le Briovérien de la Bretagne Centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. Bull. B. R. G. M., 1, 3: 219-254.
- Le Maitre R.W., 1976. - The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrol., 17 : 589-637.
- Leszczynski S., 1986. - Depositional processes of fluxoturbidites, Ciekowice Sandstone, (Lower Paleogene) Silesian nappe, Polish Carpathians. I. A. S. Europ. Reg. Meeting, 7 th, Krakow, 1986, Excursion B-7 : 114-121.
- Leutwein F., Chauris L., Sonet J. et Zimmermann J. L., 1969. - Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord Finistère (Massif Armoricain). Sciences de la Terre, 14, 1 : 329-358.
- Lombard A., 1956. - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson ed. Paris.
- Lowe D., 1975. - Water escape in coarse-grained sediments. Sedimentology, 22: 157-204.
- Lowe D., 1976a. - Grain flow and grain flow deposits. J. Sediment. Petrol., 46, 1 : 188-199.
- Lowe D., 1976b. - Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology, 23, 3 : 285-309.
- Lowe D., 1982. - Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sediment. Petrol., 52 : 279-298.
- Lowe D. and Lo Piccolo R., 1974. - The characteristics and origins of dish and pillar structures. J. Sediment. Petrol., 44, 2 : 484-501.
- Mack G., 1984. - Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. J. Sediment. Petrol., 54, 1 : 212-220.
- MacPherson B. A., 1978. - Sedimentation and Trapping Mechanism in Upper Miocene Stevens and Older Turbidite Fans of Southeastern San Joaquin Valley, California. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 62, 11 : 2243-2274.
- Maillet P., 1977. - Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif Armoricain. Thèse 3ème cycle, Rennes, 134 p.
- Mansuy C., 1983. - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse 3ème cycle, Rennes, 97 p.
- Maynard J. B., 1984. - Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands : relationship to tectonic setting. Sedimentology, 31 : 493-501.
- Maynard J. B., Valloni R. et Yu H. S., 1982. - Composition of modern deep-sea sands from arc related basins. in Trench-Forearc Geology, Legget ed., Geol. Soc. sp. Publ. 10 : 551-561.

- Mehnert K. R., 1969. - Composition and abundance of common metamorphic rock types. In : K. H. Wedepohl (Ed.), Handbook of geochemistry, 1 : 272-296.
- Middleton G. V. and Hampton M. A., 1976. - Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Marine sediment transport and environmental management. Stanley-Swift eds : 197-218.
- Migliorini C. I., 1950. - Dati a conferma della risedimentazione della arenarie del macigno. Mem. Soc. Toscana Sci. Nat. Ser. A, 57 : 82-94.
- Mutti E., 1977. - Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in South-Spain. Sedimentology, 24, 1 : 107-133.
- Mutti E., 1979. - Turbidites et cônes sous-marins profonds. - In : Homewood P. (ed.) : Sédimentation détritique, 1, 353-419, Univ. Fribourg.
- Mutti E. and Ricci Lucchi F., 1975. - Turbidites facies and facies associations. Cong. Intern. Sedim., IXème, Nice, 1975. Excursion 11, p. 21-36.
- Myashiro A., 1975. - Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol., 83 : 249-280.
- Nance W. B. and Taylor S. R., 1976. - Rare earth element patterns and crustal evolution. I - Australian post-Archean sedimentary rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 41 : 225-231.
- Nance W. B. and Taylor S. R., 1977. - Rare earth element patterns and crustal evolution. II - Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 41 : 5.
- Nemec W., Porebski S. and Steel R., 1980. - Texture and structure of resedimented conglomerates : examples from Ksiaz Formation (Famennian - Tournaisian), south Western Poland. Sedimentology, 27 : 519-538.
- Nelson C. H. and Kulm L. D., 1973. - Submarine fans and channels. In : Turbidites and Deep Water Sedimentation, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pacific Section, Short Course, Anaheim : 39-78.
- Nelson H., 1982. - Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf : a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. J. Sediment. Petrol., 52, 2 : 537-545.
- Nesbitt H. W., Markovics G. and Prive R. C., 1980. - Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. Geochim. Cosmochim. Acta, 44 : 1659-1666.
- Nesbitt H. W. and Young G. M., 1982. - Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of Lutites. Nature, 299 : 715-717.
- Nesteroff W. D., 1961. - La séquence type dans les turbidites terrigènes modernes. Rev. Géog. Phys. Geol. Dyn., 2, IV : 263-268.

- Niggli P., 1935. - Tabellen zur Petrographic und zum gesteinstinnen. Min. Petr. Inst. Eidg. Tech. Hochschule, Zurich.
- Normark W. R., 1970. - Growth patterns of deep-sea fans. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 54 : 2170-2195.
- Norwark W. R., 1978. - Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidite environments. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 62, 6 : 912-931.
- Oinuma K., Shimoda S. and Sudo T., 1972. - Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. Proc. of the Int. Clay conference, Madrid : 123-130.
- Pasteels P. and Doré F., 1982. - Age of the Vire-Carolles granitic. In : G. S. Odin (Ed), Numerical dating in stratigraphy. Wiley and Sons, New York : 784-790.
- Pettijohn F. J., 1963. - Chemical composition of sandstones excluding carbonate and volcanic sands. In : Data of Geochemistry (6th Ed.). U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 440 S, 19 p.
- Pettijohn F., Potter P. et Siever R., 1972. - Sand and sandstones. Springer, Berlin, 618 p.
- Pickering K. T., 1981. - Two types of outer fan lobe sequence from the Late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, Finnmark, North Norway. J. Sediment. Petrol., 51, 4 : 1277-1286.
- Pickering K. T., 1982a. - A precambrian Upper basin-slope and prodelta in Northeast Finnmark, North Norway. A possible ancient upper continental slope. J. Sediment. Petrol., 52, 1 : 171-196.
- Pickering K. T., 1982b. - Middle fan deposits from the Late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, Northern Norway. Sediment. Geol., 33, 2 : 79-110.
- Pickering K. T., 1983. - Transitional submarine fan deposits from the Late Precambrian Kongsfjord Formation sub-marine-fan NE Finnmark, N. Norway. Sedimentology, 30 : 181-199.
- Pickering K. T., 1984. - The Upper Jurassic "Boulder Beds" and related deposits : a fault-controlled submarine slope, NE Scotland. J. Geol. Soc. London, 141 : 357-374.
- Pons P., 1985a. - About some turbidite sequences from the Albian North-Pyrenean Black Flysch (France). Europ. Meet. Sedimentology I.A.S., 6th, Lleida, 1985, p. 369-372.
- Pons P., 1985b. - Séquences turbiditiques du Flysch noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées basco-béarnaises. Strata, 1, 2 : 75-80.
- Postma G., 1986. - Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. Geology, 14 : 291-294.
- Potter P. E. and Pettijohn F. J., 1977. - Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin, 425 p.

- Qu  t   Y., 1975. - L'évolution géodynamique du Domaine Centre Armoricaïn au Pal  ozoofque inférieur : L'ellipse de R  miniac. Thèse 3  me cycle, Rennes, 107 p.
- Raaf J. F. M. De, Boersma J. R. and Gelder A. Van, 1977. - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24 : 451-483.
- Rabu D., Chauvel J. J. et Chantraine J., 1983a. - Le domaine interne de la chêne cadomienne dans le Massif Armoricaïn. Etude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint-Brieuc et dans le pays de Lamballe (Côtes-du-Nord). Doc. B.R.G.M., 66 : 69 p.
- Rabu D., Chauvel J. J. et Chantraine J., 1983b. - Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Prot  rozoofque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricaïn). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXV, 4 : 615-621.
- Reading H. G., 1978. - *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scie. Publ., London. 557 p.
- Reineck H. et Singh I., 1973. - *Depositional sedimentary environments*. Springer, Berlin, 439 p.
- Ricci Lucchi F., 1975a. - Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). *J. Sediment. Petrol.*, 45, 1 : 3-43.
- Ricci Lucchi F., 1975b. - Sediment dispersal in turbidite basins : examples from the Miocene of northern Apennines. *Cong. Int. Sedimentologie*, IX  me, 1975, Nice. Th  me 5, p. 347-354.
- Ricci Lucchi F. and Parea G., 1973. - Cicli deposizionali (Megasequence) nelle torbiditi di conoide sottomarina : Formazione della Laga. *Atti. Soc. Nat. di Modena*, 104 : 247-283.
- Ronov A. B., Migdisov A. A. and Lobach-Zhuchenko S. B., 1977. - Regional metamorphism and sediment composition evolution. *Geochem. Int.*, 12 : 90-112.
- Rupke N. A., 1977. - Growth of an ancient deep-sea fan. *J. Geol.*, 85 : 725-744.
- Safa P., 1980. - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse 3  me cycle, Paris, 246 p.
- Sanders J. E., 1960. - Origin of convoluted laminae. *Geol. Mag.*, 97 : 409-421.
- Saunier J. F., 1986. - Un domaine cristallophyllien dans le Prot  rozoofque supérieur (Briovérien) de Bretagne Centrale : le d  me de Plouguenast (Côtes-du-Nord). Doc. B.R.G.M., 109, 119 p.
- Sawyer E. W., 1986. - The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior province, Canada. *Chem. Geol.*, 55 : 77-95.
- Schmid R., 1981. - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9 : 41-43.
- Schwab F. L., 1975. - Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. *Geology*, 3 : 487-490.

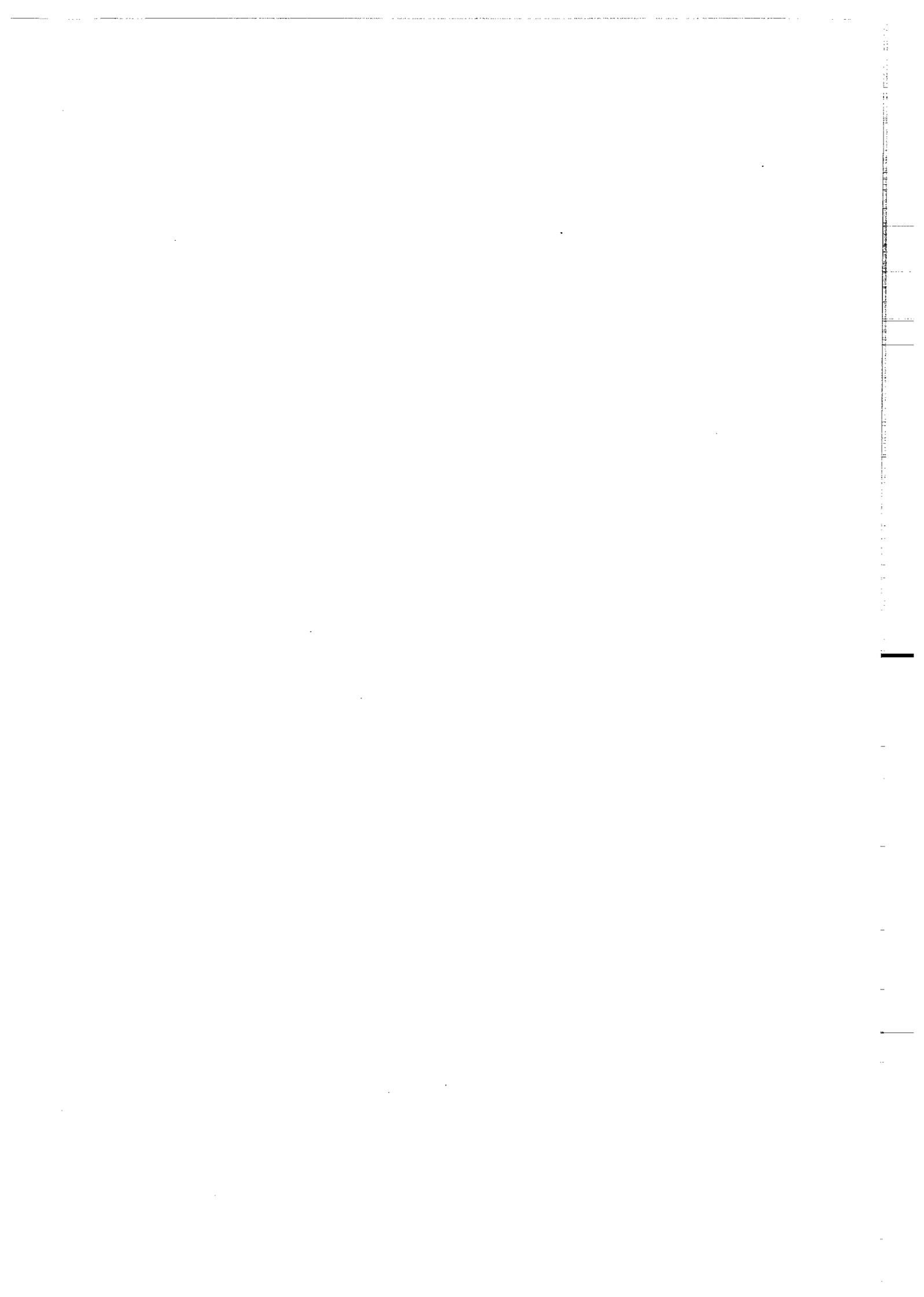
- Shufflebotham M. M. and Roach R. A., 1985. - A review of the geological relationship between the Brioverian Supergroup and Palaeozoic red beds around the Baie de Saint-Brieuc, Brittany, in the light of illite crystallinity studies. *Ann. Conf. Ussher Soc.*, 196-204.
- Siever R., 1979. - Plate-tectonic controls on diagenesis. *J. Geol.*, 87, 2 : 127-156.
- Spaletta C. and Vai G. B., 1984. - Upper Devonian intraclast parabreccias interpreted as seismites. *Mar. Geol.*, 55 : 133-144.
- Squire A. D., 1974. - Brioverian sedimentology and structure of Jersey and adjacent areas. Unpubl. Ph. D. thesis, University of London.
- Stauffer P. H., 1967. - Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *J. Sediment. Petrol.*, 37, 2 : 487-508.
- Steinberg M. et Courtois C., 1976. - Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVIII, 1 : 13-20.
- Stow D. A. V., 1979. - Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotia deep water margin. *Sedimentology*, 26, 3 : 371-387.
- Stow D. A. V., 1982. - Courants profonds et leurs dépôts dans le bassin Nord-Atlantique. *Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux, 1981. Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 31 : 151-166.
- Stow D. A. V. and Bowen A., 1978. - Origin of lamination in deep-sea, fine grained sediments. *Nature*, 274, 27 : 324-328.
- Stow D. A. V., Bishop C. and Mills S., 1982. - Sedimentology of the Brae Oilfield, North Sea : Fan models and controls. *J. Petroleum Geol.*, 5, 2 : 129-148.
- Stow D. A. V. and Shanmugam G., 1980. - Sequence of structures in fine-grained turbidites : comparison of recent deep sea and ancient flysch sediments. *Sediment. Geol.*, 25 : 23-42.
- Suchocki R. K., 1984. - Facies history of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Great Valley sequence : response to structural development of an outer-arc basin. *J. Sediment. Petrol.*, 54, 1 : 170-191.
- Surlyk F., 1978. - Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). *Bull. Gronlands geol. Unders.*, 128, 108 p.
- Taira A., Okada H., Whitaker J.H. and Smith A.J., 1982. - The Shimanto Belt of Japan : Cretaceous Lower Miocene active-margin sedimentation. In *Trench-Forearc Geology*, Leggett ed., *Geol. Soc. Sp. Publ.* 10 : 5-26.

- Tanner W. F., 1967. - Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology*, 9 : 89-104.
- Taylor S. R. and McLennan S. M., 1985. - The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Thornton S., 1981. - Suspended sediment transport in surface waters of the California Current off Southern California : 1977 - 78 floods. *Geo-marine letters*, 1 : 23-28.
- Thornton S., 1986. - Origin of Mass Flow Sedimentary structures in Hemipelagic Basin Deposits : Santa Barbara Basin, California Borderland. *Geo-marine letters*, 6 : 15-19.
- Trevena A. S. and Nash W. P., 1979. - Chemistry and provenance of detrital feldspar. *J. Sediment. Petrol.*, 51 : 475-478.
- Trevena A. S. and Nash W. P., 1981. - An electron microprobe study of detrital feldspar. *J. Sediment. Petrol.*, 51, 1 : 137-150.
- Underwood M. B. and Bachman S. B., 1982. - Sedimentary facies associations within subduction complexes. in *Trench-Forearc Geology*, Leggette., *Geol. Soc. sp. Publ.* 10 : 537-550.
- Valloni R. and Maynard J. B., 1981. - Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting : a first approximation. *Sedimentology*, 28 : 75-83.
- Vidal P., 1976. - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. Thèse d'Etat, Rennes, 142 p.
- Vidal P., Auvray B., Chauvet J. F. et Cogné J., 1972. - L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272 : 132-135.
- Vidal P., Auvray B., Cogné J., Hameurt J. et Jeannette D., 1971. - Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 273 : 132-135.
- Vidal P., Deutsch S., Martineau F. et Cogné J., 1974. - Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle anté cadomien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 279 : 631-634.
- Walker R. G., 1965. - The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 35 : 1-32.
- Walker R. G., 1967. - Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sediment. Petrol.*, 37 : 25-43.
- Walker R. G., 1978. - Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans : Models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 62, 6 : 932-966.
- Walker R. G., 1979. - Turbidites and Associated coarse clastic deposits. In : *Facies Models*, R. G. Walker (ed.), *Geosci. Canada, Reprint Ser.* 1 : 91-103.

- Walker R. G., 1985. - Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler gorge conglomerates, California : a possible channel-levee complex. *J. Sediment. Petrol.*, 55, 2 : 279-290.
- Walker R. G. and Mutti E., 1973. - Turbidites facies and facies associations. In *Turbidites and deep-water sedimentation*. Soc. Econ. Palaeontol. Mineralog. Pacific section. Short course. Anaheim : 119-157.
- Yagishita K., 1985. - Evolution of a provenance as revealed by petrographic analyses of Cretaceous formations in the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 32 : 671-684.
- Yerino L. N. and Maynard J. B., 1984. - Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. *Sedimentology*, 31 : 83-89.

Et puis il avait franchi
le rebord de la plate-forme
ou quelque grande faille
des fonds marins ... Il
avait fait immédiatement
demi-tour. Il avait une
peur atroce des profondeurs.

(William Boyd)



PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

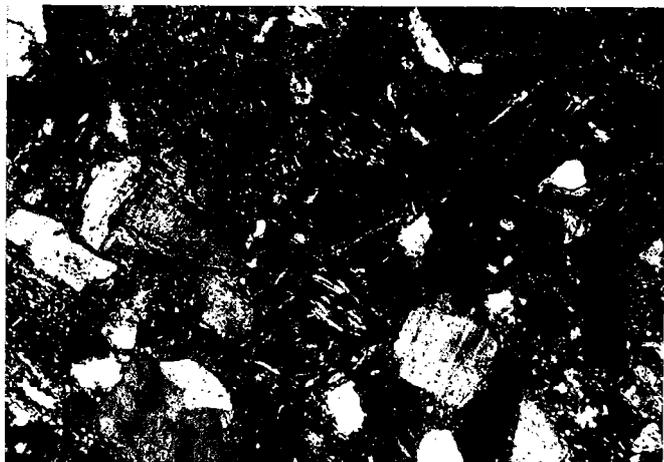
PLANCHE I

Photo 1, 2, 5. Sédiments de la Formation du Minard montrant de nombreux feldspaths, débris de lave, débris de microquartzite.

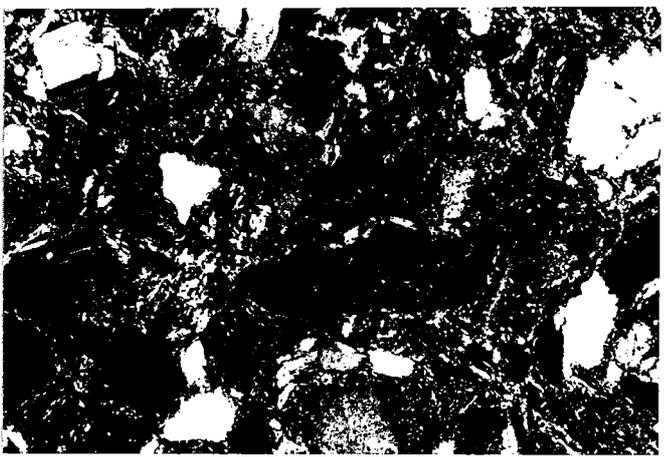
Echelle = 100 μ m.

Photo 3. Faciès grossier dans l'unité 6 de Binic avec de gros fragments de lave. Echelle = 100 μ m.

Photo 4. Faciès gréseux de la Baie de Douarnenez. Echelle = 100 μ m.



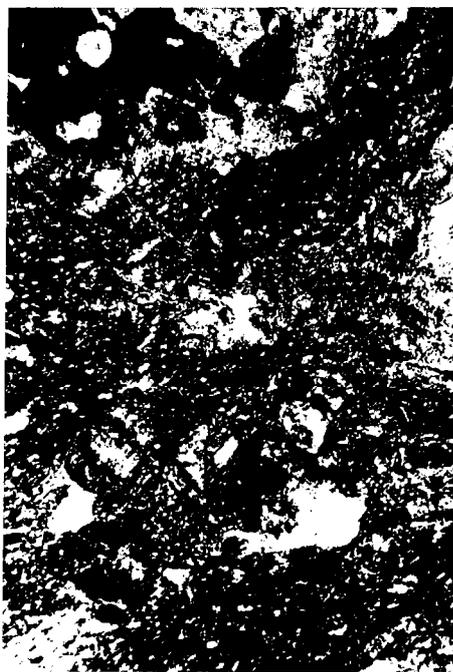
1



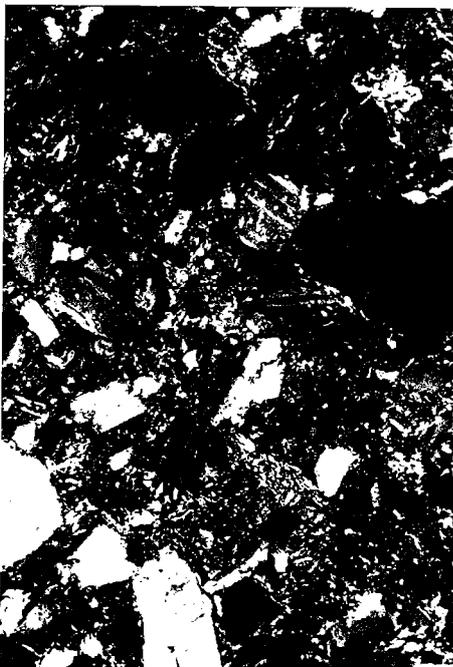
2



3



4



5

PLANCHE II

Photo 1. Grain de phtanite remanié, déformé avant son remaniement. Echelle = 100 μ m.
Echantillon prélevé à Trez Bellec (Baie de Douarnenez).

Photo 2. Niveau de tuf, à feldspaths, chlorite, opaques, s'enfonçant dans des siltites. Echelle = 250 μ m. (Pointe de Minard).

Photo 3. Le même niveau montrant l'enfoncement des feldspaths dans les sédiments.
Echelle = 2 mm.

Photo 4. Grain de lave à texture trachytique. Echelle = 50 μ m. (Pointe de Minard).

Photo 5. Les niveaux noirs de Lézardrieux, intercalés dans les spilites de Paimpol. Echelle = 2 mm.



1



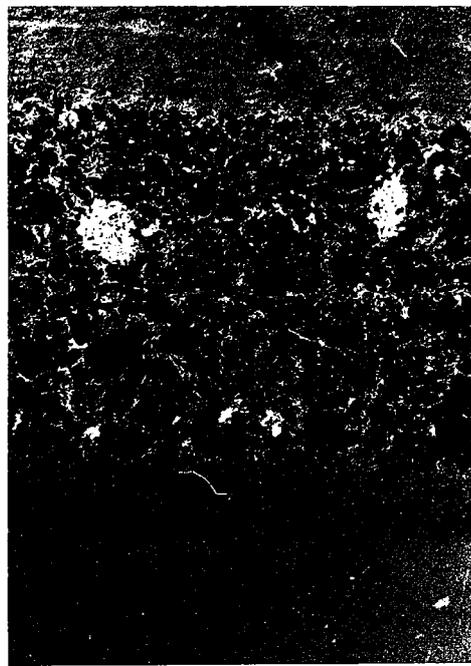
2



4



5



3

PLANCHE III

- Photo 1. Petits Flute-casts bulbeux avec une disposition longitudinale. Courant de bas en haut (Port de Binic, Formation de Binic).
- Photo 2. Flute-casts assez plats (Pointe de Kerlite, Formation du Minard, courant de droite à gauche).
- Photo 3. Flute-casts montrant des petits sillons parallèles. L'échelle est donnée par le boîtier du décimètre. (Pointe de Kerlite, Formation du Minard).
- Photo 4. Flute-casts en "terrasse" (Grève de Notoret, Formation du Minard).
- Photo 5. Flute-casts avec un dispositif en "peau de lézard" (Grève de Notoret, Formation du Minard).



1



2



3



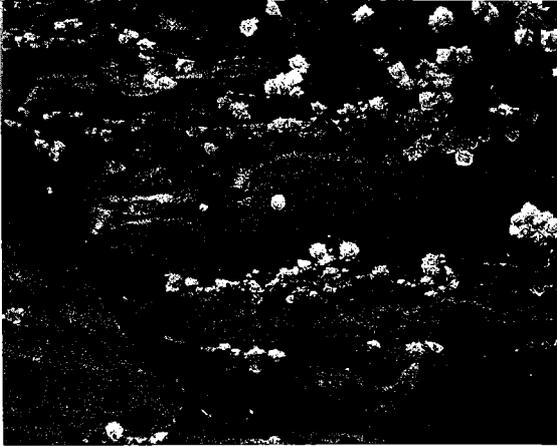
5



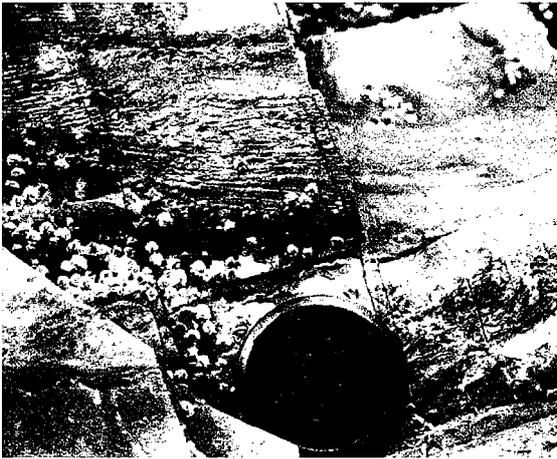
4

PLANCHE IV

- Photo 1. Petits flute-casts associés en structure "Fleur de Lys" (Porlec'h, Formation de La Roche-Derrien).
- Photo 2. Rides longitudinales avec localement de petits flute-casts (Porlec'h, Formation de La Roche-Derrien)
- Photo 3. Nombreux bounce-casts se recoupant localement. (Moulin de Lojon, Formation du Minard)
- Photo 4. Groove cannelé recoupant des rides longitudinales (Run Dogan, Formation du Minard).
- Photo 5. Grooves cannelés présentant parfois une structure "twistée" (Pointe de Minard, Formation du Minard)



1



2



4



3



5

PLANCHE V

Photo 1. Rides de courant dissymétriques dont les deux flancs sont conservés ("starved ripple") - Trez Bihan, Baie de Douarnenez.

Photo 2. Litage de rides silteuses très planes (Moulin de Bizien, Formation de La Roche-Derrien).

Photo 3. Rides chevauchantes sinusoïdales (Plage de Kerlite, Formation du Minard)

Photo 4. Rides chevauchantes de type ripple-drift (Pentrez, Baie de Douarnenez).

Photo 5 et 6. Exemples de faciès III typique (5) et intermédiaire (6).
(Tournemine, Formation de Binic)



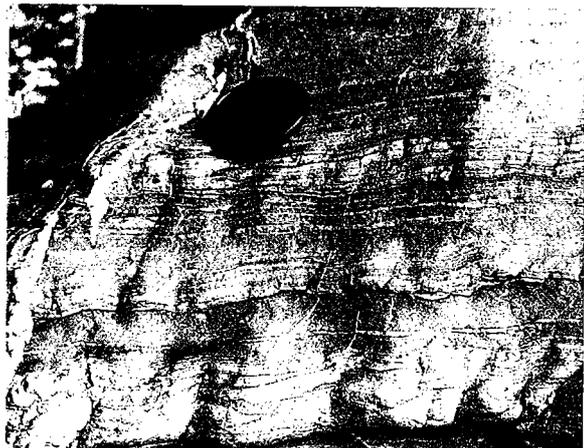
1



2



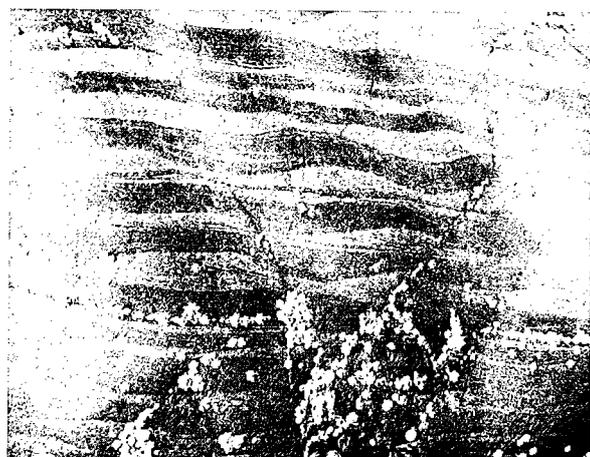
3



4



5



6

PLANCHE VI

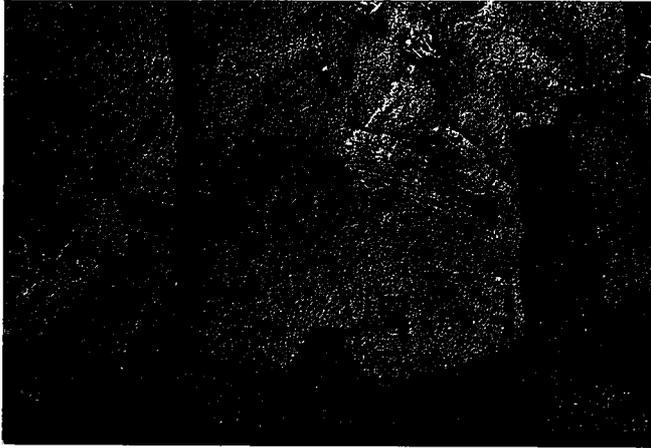
- Photo 1. Petits fragments de siltites homogènes plus ou moins alignés selon des plans de stratification (Au Sud de la Banche, Formation de Binic).
- Photo 2. Fragment de lamines convolutées reprises en base de banc (Pointe de Minard, Formation du Minard)
- Photo 3. Petits fragments de siltites homogènes pyritisées (Porz Naye, Presqu'île de Crozon)
- Photo 4. Niveau chaotique montrant une perturbation de l'agencement latéral et vertical (Pointe de Minard, Formation du Minard).
- Photo 5. Rides de courant en plan, au Nord du Havre de Pordic (Formation de Binic).
- Photo 6. Le niveau chaotique de la Banche (Formation de Binic).



1



3



2



4



5



6

PLANCHE VII

- Photo 1. Niveau gréseux laminé passant en continuité à des lamines légèrement convolutées (Lancerf, Formation de La Roche-Derrien) (la photo correspond à 7 cm).
- Photo 2. Niveau gréseux laminé sans organisation des lamines (Moulin de Bizien, Formation de La Roche-Derrien).
- Photo 3. Exemple de faciès VII montrant des structures d'enroulement (Pointe de Minard, Formation du Minard).
- Photo 4. Autre exemple de faciès VII avec des structures plissées d'aspect plus anguleux (coupe parallèle au courant, Pointe de Minard, Formation du Minard).
- Photo 5. Le niveau de "schistes à galets" de Trez Bellec (Baie de Douarnenez).
- Photo 6. Faciès VII à Goulien (Presqu'île de Crozon).



1



2



3



4



5



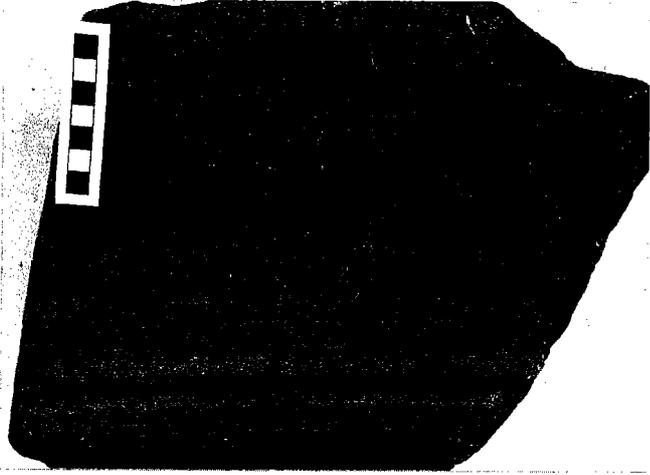
6

PLANCHE VIII

- Photo 1. Exemple de séquence du faciès I-A entre Pentrez et Caméros (Baie de Douarnenez (10 cm de puissance)).
- Photo 2. Les niveaux noirs intercalés dans le faciès I_A - échantillon prélevé à Kéric (Baie de Douarnenez).
- Photo 3. Les niveaux silteux laminés (Faciès I_B) à Tournemine (Formation de Binic).
- Photo 4. Litage pouvant être produit par des rides d'oscillation - Trez Bihan (Baie de Douarnenez).
- Photo 5. Superposition de plusieurs intervalles à rides au-dessus de l'intervalle gréseux (Pointe de Minard, Formation du Minard).



1



2



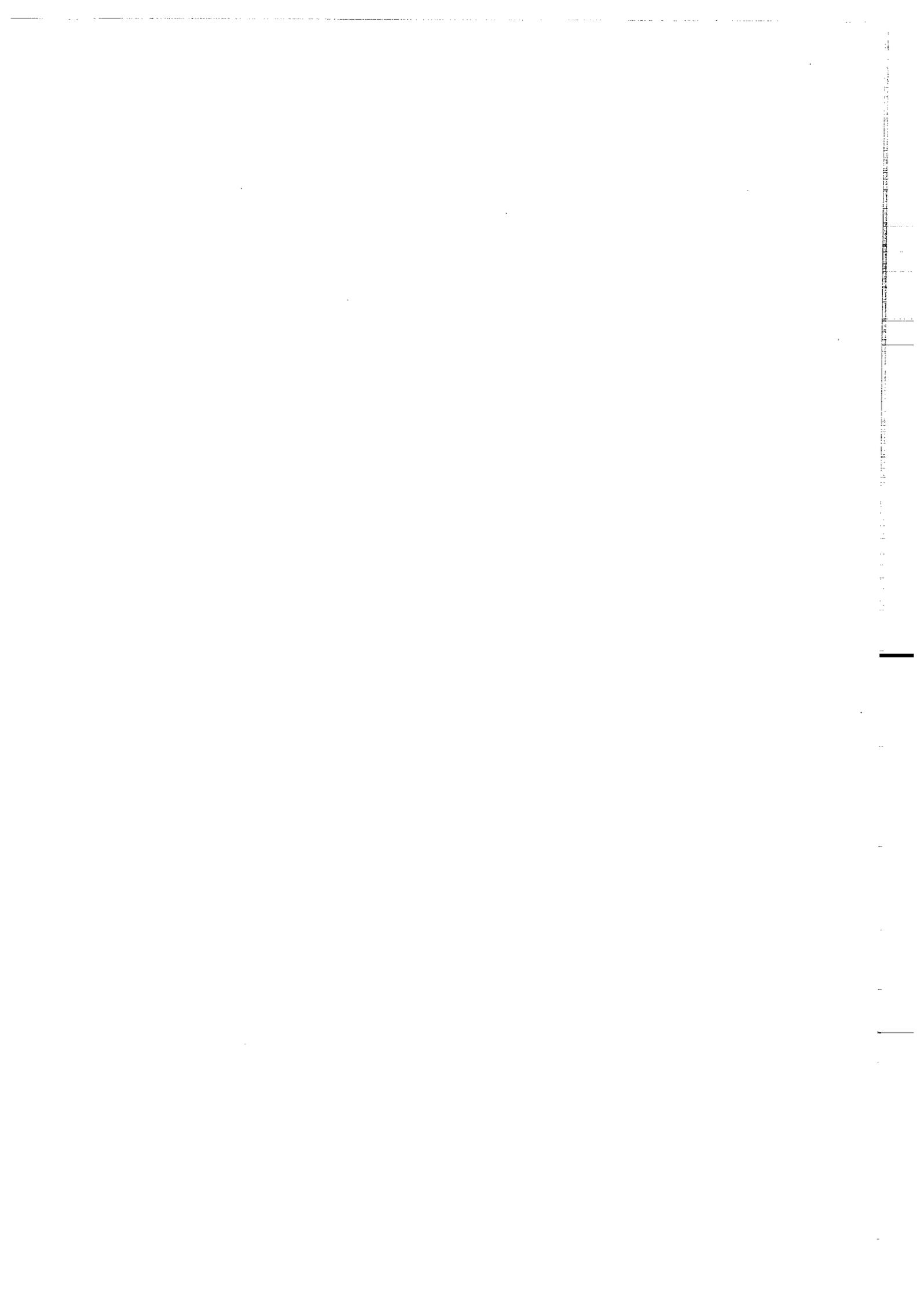
3



4



5



ANNEXE

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

NORMANIE

BRETAGNE CENTRALE

COUPE	DG (sup)		EF		ARC		SEBENT		JANZE		MAYENNE	
	\bar{x}	σ										
SiO ₂	69.52	4.79	72.43	2.94	70.51	5.53	76.64	4.27	76.34	4.74	74.29	3.62
Al ₂ O ₃	14.33	1.74	12.65	0.99	13.62	2.75	10.42	2.22	10.75	1.99	12.11	2.3
Fe ₂ O ₃ ⁺	4.81	1.44	5.27	0.82	5.86	1.03	5.78	1.13	5.15	2.13	5	0.98
MnO	0.05	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01
MgO	12.6	0.58	1.01	0.40	1.32	0.46	1.12	0.34	0.95	0.57	1.2	0.35
CaO	0.31	0.19	0.2	0.06	0.17	0.05	0.04	0.03	0.07	0.06	0.08	0.07
Na ₂ O	3.18	0.4	2.46	0.47	1.92	0.44	0.93	0.61	0.81	0.6	1.23	0.81
K ₂ O	2.89	0.62	1.97	0.44	2.17	0.70	1.21	0.43	1.72	0.59	1.88	0.42
TiO ₂	0.56	0.18	0.53	0.09	0.6	0.13	0.71	0.19	0.58	0.08	0.62	0.16
P ₂ O ₅	0.13	0.05	0.09	0.02	0.1	0.04	0.08	0.04	0.09	0.04	0.11	0.03
P. F.	2.48	0.82	2.66	0.42	3.0	0.79	2.57	0.66	3.17	0.62	3.13	0.71
Ba	479	126	408	170	303	81	261	43	234	67	363	91
Co	10	-	10	4	10	3	14	5	10	3	13	5
Cr	87	25	96	13	107	22	82	21	79	22	73	21
Cu	18	9	20	6	21	10	25	8	26	6	21	9
Ni	17	7	20	11	15	7	37	15	14	10	27	13
Sr	143	52	66	27	46	7	48	13	54	47	84	38
V	54	23	59	13	75	26	71	25	48	14	53	17
Nombre d'analyses	12		10		10		9		10		13	

ANNEXE 2. - MOYENNES DES ANALYSES CHIMIQUES (MAJEURS ET TRACES) DE BRETAGNE CENTRALE
ET DE NORMANDIE.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

NUMERO D'ANALYSE	NUMERO D'ECHANTILLON	LOCALISATION	FORMATION
1	ED5	Plage de Kerlite	Minard
2	ED12	Plage de Kerlite	Minard
3	ED14	Pointe de Minard	Minard
4	ED15	Pointe de Minard	Minard
5	ED16	Pointe de Minard	Minard
6	ED32	Pointe de Minard	Minard
7	ED41	Pointe de Minard	Minard
8	ED57	Pointe de Minard	Minard
9	ED58	Pointe de Minard	Minard
10	83-28	Plage de Porz Donan Sud	Minard
11	84-105	Pointe de la Tour	Minard
12	84-140	Pointe de Plouezec	Minard
13	84-144	Brehec Nord	Minard
14	85-36	Run Dogan	Minard
15	85-37	Run Dogan	Minard
16	P. L.	Taurel	La Roche-Derrien
17	83-1	Le Passage	La Roche-Derrien
18	83-16	Taurel Nord	La Roche-Derrien
19	83-73	Lancerf Sud	La Roche-Derrien
20	84-116	Pen Ar Crec'h près Pommerit Jaudy	La Roche-Derrien
21	84-135	Pointe de Kerarzic	La Roche-Derrien
22	84-138	Taurel	La Roche-Derrien
23	85-27	Convenant Folory	La Roche-Derrien
24	83-40	Plage des Godelins Nord	Binic
25	83-45	Plage des Godelins Nord	Binic
26	83-58	Port de Binic	Binic
27	84-30	Havre de Pordic	Binic
28	85-40	Tournemine	Binic
29	84-38	Entre Porz Naye et Camaret	Presqu'île de Crozon
30	85-19	Trez Bellec Plage Nord	Baie de Douarnenez
31	85-24	Pointe de Pen-Ar-Vir	Baie de Douarnenez
32	85-48	Trez Bihan (milieu)	Baie de Douarnenez
33	85-49	Plage de Lestrevet	Baie de Douarnenez
34	85-50	Anse de Dinan (Goulien)	Presqu'île de Crozon
35	84-128	Fry an Daou Dour (Rive G. du Leff)	Minard-La Roche-Derrien
36	85-29	Fry an Daou Dour (Rive D. du Leff)	Minard-La Roche-Derrien

ANNEXE 3. - LOCALISATION DES ECHANTILLONS UTILISES POUR LES ANALYSES MODALES.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

N° ANALYSE	N° MATIÈRE	LOCALISATION (NOM DE LA FORMATION)	MATIÈRES TRACTES	LABORATOIRE TRACTES	TIÈRES RAPES
A8	85-14	Entre la Banche et le Havre (Unité 5) (B)	CRUG	CRUG	
A7	85-13	Entre la Banche et le Havre (Unités 5 et 6) (B)	CRUG	CRUG	CRUG + CEA
A6	85-12	Convent Folory (RD)	CRUG	CRUG	
A5	85-11	Lancert (RD)	CRUG	CRUG	CRUG + CEA
A4	85-8	Pointe de Kérarziac (RD)	CRUG	CRUG	
A3	85-7	Grève du Notorel (MI)	CRUG	CRUG	
A2	85-6	Pointe de Minard (MI)	CRUG	CRUG	CRUG + CEA
A1	85-5	Bréhec Nord (MI)	CRUG	CRUG	
FD12	FD12	Plage de Kerlille (MI)	CRUG	CRUG	
85-36	85-36	Run Dogan (MI)	CRUG	CRUG	
84-73	84-73	Moulin de Cojou (MI ?)	CRUG	CRUG	
20/2	R20/2	Godellins Nord (Unité 5/6) (B)	BRGM		
25/2	R25/2	Pointe de la Rogneuze Nord (Unité 6) (B)	BRGM		
26/1	R26/1	Pointe de la Rogneuze Nord (Unité 6) (B)	BRGM		
28/1	R28/1	Fort de Rhuic (surnet 6) (B)	BRGM		
33/1	R33/1	Entre le port de Rhuic et la Pointe de la Rogneuze (Unité 7)	BRGM		
85-39	85-39	Tourneville - Base de l'unité 8 (B)	CRUG	CRUG	
84-68	84-68	Moulin de Bizilien (RD)	CRUG	CRUG	
83-16	83-16	Taurel N (RD)	CRUG	CRUG	
II	II	Ty Anquer (Dz)	Brest		
III	III	Kerlizeen (Dz)	Brest		
IV	IV	Ty Mare (Dz)	Brest		
V	V	Lestrevet (Dz)	Brest		
85-49	85-49	Lestrevet (Dz)	CRUG	CRUG	CRUG
VII	VII	Trez Bellec (Dz)	Brest		
SI091	SI091	Coupe Sérent (B-C)	BRGM	BRGM	CEA
J711	J711	Coupe Janzé (B-C)	BRGM	BRGM	CEA
M212	M212	Coupe Méyenne (B-C)	BRGM	BRGM	CEA
M551	M551	Coupe Méyenne (B-C)	BRGM	BRGM	CEA
2191	2191	Coupe DG sup. (N)	BRGM	BRGM	CEA
1532	1532	Coupe EF (N)	BRGM	BRGM	CEA

B = Rhuic

RD = La Roche-Dortien

MI = Minard

Dz = Penthièvre

B-C = Bretagne Centrale

N = Normandie

ANNEXE 4. - LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS UTILISÉS POUR LES ANALYSES CHIMIQUES ET

DESIGNATION DES LABORATOIRES.

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95F.
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). 100F.
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1987). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1986). 145F.
- N°20 - J.P. GRATTIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1987). 85F.



BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
 Mémoires et documents du CAESS
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.			Total	
				Frais d'envoi
				Montant total

Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

2ème trimestre 1988

RESUME :

L'intérêt présenté par les terrains précambriens du Massif Armoricain a toujours été reconnu, cependant l'accent a le plus souvent été mis sur l'aspect magmatique ou structural de ces formations, en particulier dans le domaine domnonéen. L'étude des sédiments antérieurs au Paléozoïque régional armoricain et désignés sous le nom de Briovérien, a par contre été longtemps négligée, en raison sans doute de leur apparente monotonie.

La reconstitution des environnements sédimentaires au Protérozoïque est possible à condition d'intégrer les données pétrographiques et géochimiques qui constituent de bons marqueurs des événements tectoniques contemporains du dépôt. Les études pétrographiques et géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) permettent de différencier deux ensembles : l'un en Bretagne Occidentale situé dans un contexte passif, et l'autre en Bretagne Septentrionale nettement lié à un site tectonique actif (arc insulaire continental ou marge active). De plus au sein de ces formations septentrionales, certaines hétérogénéités sont apparues, reflétant la diversité des zones d'alimentation.

L'interprétation des conditions de dépôt des sédiments briovériens de Bretagne Occidentale permet de restreindre leur environnement à un domaine de pente et/ou de plaine abyssale.

L'étude de la succession des faciès en Bretagne Nord montre un certain nombre d'associations qui peuvent être rattachées à celles des environnements turbiditiques avec cependant certaines particularités (absence de dépôts de cône interne, abondance des termes gréseux, organisation très faiblement radiale).

Les données acquises, jointes aux données magmatiques, structurales et radiochronologiques permettent de penser que la genèse des bassins est directement liée à des phénomènes de subduction ayant entraîné des processus d'ouverture/fermeture entre 650 M.A et 530 M.A.

Mots-Clés : Massif Armoricain, Sédiments briovériens, Turbidites, Pétrographie et géochimie sédimentaire, cône sous-marin, arc magmatique, chaîne cadomienne.