HAL
open science

L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE CENTRE ARMORICAIN AU PALEOZOÏQUE INFERIEUR : L'ELLIPSE DE REMINIAC

Yves Quete

To cite this version:

Yves Quete. L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE CENTRE ARMORICAIN AU PALEOZOÏQUE INFERIEUR : L'ELLIPSE DE REMINIAC. Tectonique. Université de Rennes, 1975. Français. NNT : 1975REN1S042 . tel-01760134

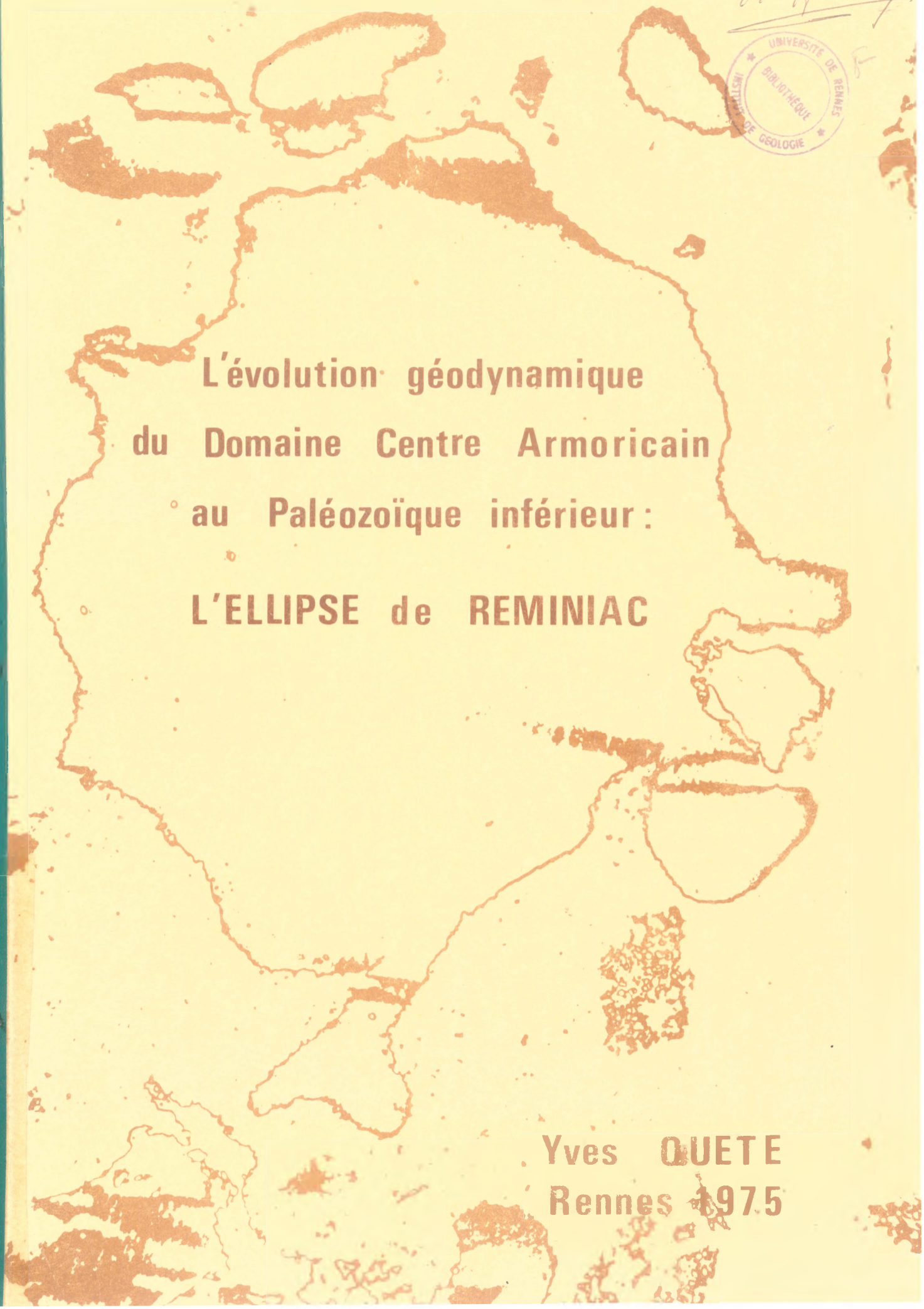
HAL Id: tel-01760134

https://insu.hal.science/tel-01760134

Submitted on 6 Apr 2018

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

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



Ts Auray
UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

L'évolution géodynamique du Domaine Centre Armoricain au Paléozoïque inférieur :

L'ELLIPSE de REMINIAC

Yves QUETE

Rennes 1975

Série : C

N° d'ordre : 373

N° de série : 121

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. STRUCTURES ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir

le titre de Docteur en troisième cycle

Spécialité : GEOLOGIE

par

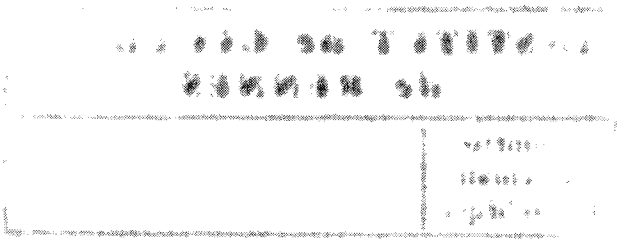
Yves QUETE

L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE CENTRE ARMORICAIN AU PALEOZOIQUE INFERIEUR : L'ELLIPSE DE REMINIAC

INSTITUT de GEOLOGIE
de RENNES
1715

Soutenue le devant la Commission d'Examen

M. H. LARDEUX	Président
M. J. HAMEURT M. J.J. CHAUVEL	Examinateurs
Mme Cl. BOYER	Membre invité



UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. Sciences et Philosophie

Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. TREHIN R.
M. SCHMITT M.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.
M. BOCLE J.

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.
M. HAGENE P.
M. ROHMER R.
M. TREHIN R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. des ABBAYES H.
M. MILON Y.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
M. LECRECQ A.

Professeurs		Maîtres de Conférences & Chargés de Cours
	Mathématiques	
M. GUERINDON J.		M. BERTHELOT P.
M. METIVIER M.		M. BOULAYE G.
M. GIORGIUTTI I.		M. BREEN L.
M. TOUGERON J.C.		M. CAMUS J.
M. MIGNOT A.		M. CONZE P.
M. HOUDEBINE J.		M. FERRAND D.
M. KEANE Michaël		M. GUIVARC'H Y.
	Physique	
M. VACHER M.		M. GUIDINI J.
M. VIGNERON L.		M. DECAMPS E.A.
M. LE BOT J.		
Mme ROBIN née SALOMOND		
M. ROBIN S.		
M. LE MONTAGNER S.		
M. MEVEL J.Y.		
M. REGENSTREIF E.		
M. BRUN P.		
M. LE ROUX E.		
M. DUBOST G.		
M. ARQUES P.Y.		
M. HAEUSLER C.		
M. NUSIMOVICI M.		

Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours

Chimie

M. VENE J.	M. TALLEC A.
M. LE MOAL H.	
M. LEVAS E.	
M. PELTIER D.	
M. PRIGENT J.	
M. FOUCAUD A.	
M. LANG J.	
M. CARRIE R.	
M. GUERILLOT C.R.	
M. KERFANTO M.	
M. DABARD R.	
M. GRANDJEAN D.	
M. LUCAS J.	
M. MARTIN G.	

Chimie Biologique

M. JOUAN P.	
M. DUVAL J.	

Géologie

M. COGNE J.	M. HAMEURT J.
Melle DURAND S.	M. LARDEUX H.
M. BOILLOT G.	

Zoologie

M. RICHARD G.	M. CALLEC J.J.
M. MAILLET P.	
M. RAZET P.	
M. FOLLIOT R.	
M. ALLEGRET P.	
M. MANIEY J.	
M. JOLY J.	
M. LEFEUVRE J.C.	

Botanique

M. VILLERET S.	M. TOUFFET J.
M. CLAUSTRES G.	
Melle GOAS G.	
Melle GOAS M.	
Mme LEMOINE C.	

Philosophie

M. ORTIGUES E.	M. JACQUES F.
	M. BEYSSADE J.M.

—

Que ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail soient ici remerciés; je pense tout particulièrement à J-F Chauvet J Plaine et J-J Chauvel qui furent pour moi des aides de tout instant.

S O M M A I R E

INTRODUCTION — pages

I Situation géographique et géologique 5

II Travaux antérieurs 5

III Problèmes posés. Buts du travail 6

IV Méthode de travail 8

1ère Partie - ETUDE STRATIGRAPHIQUE

A : LES TERRAINS SEDIMENTAIRES : DONNEES PETROGRAPHIQUES

Avant-propos : choix d'une classification des roches sédimentaires terrigènes. 10

I Le Briovérien 13

II La série sédimentaire paléozoïque 16

Remarque préliminaire.

1 La Formation de Pont-Réan 17

1a - Le Poudingue de Montfort 17

1b - Le Grès de Courouët 19

1c - Les Dalles pourprées 22

1d - Définition et signification de la Formation de Pont-Réan 23

2 La Formation du Grès armoricain 26

2a - Carrière de La Vollais (grès de La Vollais) 27

2b - Carrières de Bécihan 28

2c - Carrière située à l'Ouest de Bécihan 29

3 La Formation de Traveusot 31

3a - Les niveaux fins situés à la base 31

3b - Les faciès sédimentaires reconnus au dessus des niveaux fins de la base. 32

3c - Les niveaux particuliers 33

3d - Comparaison avec les Synclinaux du Sud de Rennes 34

4 La Formation du Chatellier 36

4a - Le faciès vert chloriteux 36

4b - Le faciès blanc quartziteux 37

5 La Formation de Riadan 38

5a - Coupe de la Moulière 38

5b - Coupe Nord de la Beraie 39

6 La Formation de Réminiac 41

III Conclusion à l'étude de la série sédimentaire paléozoïque inférieur de l'Ellipse de Réminiac : essai de reconstitution.

1 Caractères communs à l'ensemble de la série sédimentaire 43

2 Caractères de différenciation 44

3 Essai de reconstitution des conditions de sédimentation 44

4 Comparaison avec les terrains homologues décrits à l'Est dans le Synclinorium de Martigné-Ferchaud 45

B : DONNEES PALEONTOLOGIQUES : Faunes et traces d'activité organique recueillies dans la série sédimentaire paléozoïque 47

C : DONNEES FOURNIES PAR L'ETUDE DES FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANO-CLASTIQUES ASSOCIEES A LA SERIE SEDIMENTAIRE

I Les travaux antérieurs 51

II Les données nouvelles 53

1 Formations volcaniques et volcanoclastiques cartographiées à l'intérieur de l'Ellipse de Réminiac 54

1a - Le volcanisme du flanc Nord : La Bande de Marsac 54

1a1 Etude pétrographique des différentes variétés de roches volcaniques et volcanoclastiques rencontrées 55

1a1.1 Le Lambeau Marsac - Clos Boschet 55
. les laves 55
. Les épisodes volcanoclastiques 58

1a1.2 Le Lambeau Bois de la Grée Callac'h - la Farandais 59
. les laves 59
. les épisodes volcanoclastiques 60

1a1.3 Le Lambeau de la Bresselais 61

1a2 Position stratigraphique : unité de la Bande de Marsac 61

1a2.1 le Lambeau Marsac - Clos Boschet 61
1a2.2 le Lambeau Bois de la Grée Callac'h-La Farandais 62
1a2.3 le Lambeau de la Bresselais 63

1b Le volcanisme du flanc Sud : la Bande de Tréal 65

1b1 Les felsites 65

1b2 Les tufs felsitiques 65

1b3 Les brêches volcaniques fines 66

1b4 Position stratigraphique 66

1b5 Relations avec le volcanisme du flanc Nord 66

2 Formations volcaniques et volcanoclastiques cartographiées à l'extérieur de l'Ellipse de Réminiac 67

2a Secteur de la Grée Mareuc - Trélian : le conglomérat de la Grée - Mareuc 68

2a1 Localisation de l'étude pétrographique 68

2a2 Signification 70

2a3 Position stratigraphique 70

2a4 Relation avec le volcanisme de la Bande de Marsac 71

2b Secteur Saint Nicolas -Bois Jean 71

2c Secteur La Ronserais - La Barbotais 74

2d Secteur La Pichardais 76

2e Secteur Pont de la Fosse - Ezel 76

2f Secteur La Cruère 77

2f1 La Cruère 77

2f2 La Rousselais 78

2f3 La Rabinais 78

Conclusion 79

3 Position stratigraphique des phénomènes volcaniques reconnus dans la région de Réminiac. Corrélations avec les volcanites infra-paléozoïques connues dans le Massif Armoricain. 82

3a La Normandie et le Maine 83

3b La Vendée 85

3c Le volcanisme de Réminiac : corrélations 87

3d Signification du volcanisme de Réminiac en Bretagne centrale : La Ride de Bain? 88

2ème partie - ETUDE STRUCTURALE

Introduction 90

A : DOMAINE NORD-EST : UNITE DE LA CORBINAIS

I Les mégastructures 92

II Les mésostructures 92

III Comportement des formations gréseuses et silteuses : observation d'une disharmonie structurale 98

IV CONCLUSION : Signification des Unités de la Corbinais et Réminiac : nature de leur jonction. 99

3ème Partie - EVALUATION DU DEGRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES FORMATIONS BRIOVERIENNES ET PALEOZOIQUES.

A : APPRECIATION DU METAMORPHISME SYNTECTONIQUE 101

B : PRESENCE D'UN METAMORPHISME POST-TECTONIQUE : LA PARAGENESE A CHLORITOIDE 103

CONCLUSIONS GENERALES 105

I N T R O D U C T I O N

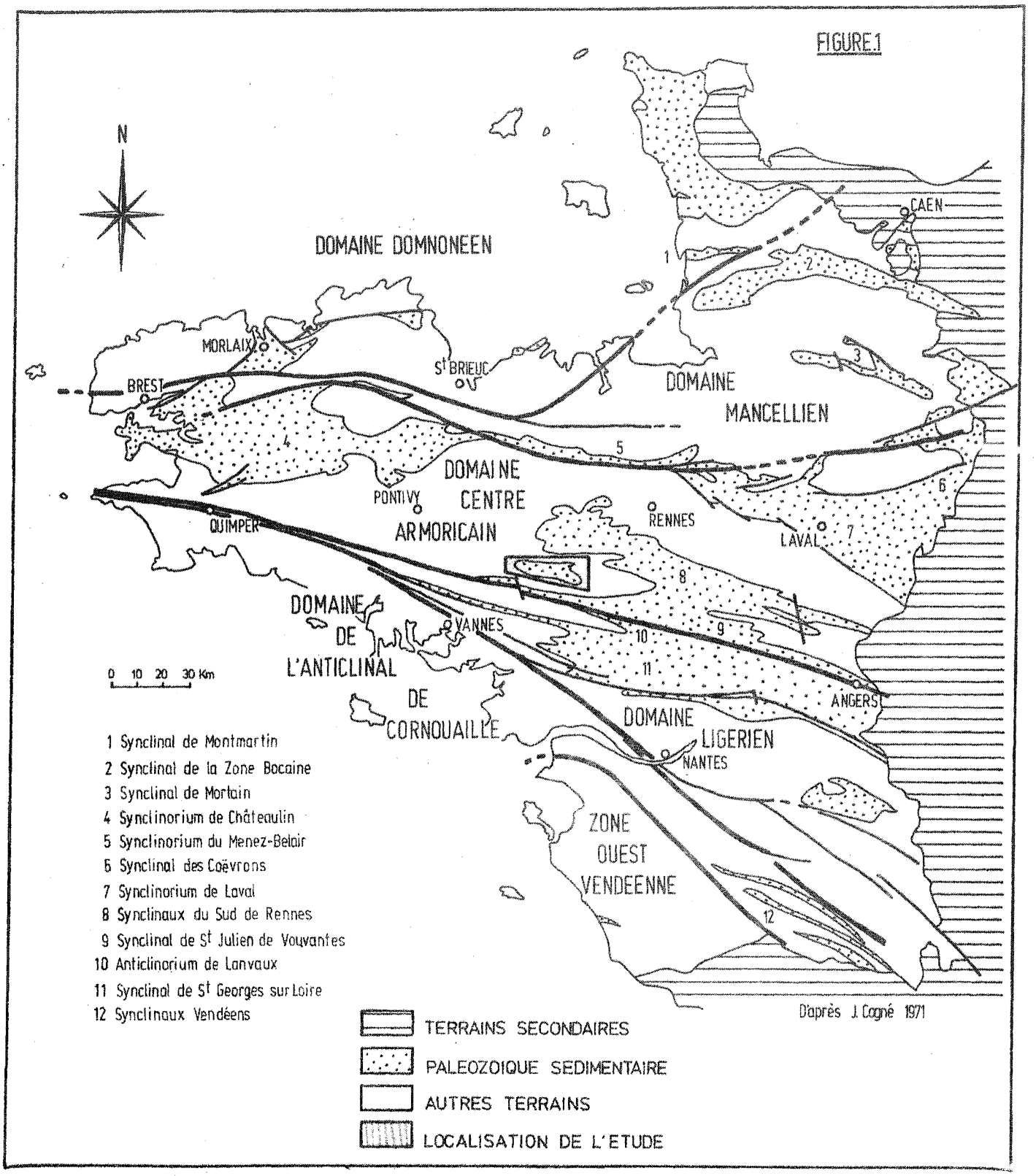


FIGURE 1
N
DOMAINE DOMNONEEN
CAEN
MORLAIX
BREST
St BRIEUC
DOMAINE
MANCELLIEN
DOMAINE
CENTRE
ARMORICAIN
PONTIVY
QUIMPER
RENNES
LAVAL
DOMAINE
DE
L'ANTICLINAL
DE
CORNOUAILLE
VANNES
ANGERS
DOMAINE
LIGERIEN
NANTES
ZONE
OUEST
VENDEENNE
0 10 20 30 Km
1 Synclinal de Montmartin
2 Synclinal de la Zone Bocaine
3 Synclinal de Mortain
4 Synclinorium de Châteaulin
5 Synclinorium du Menez-Belair
6 Synclinal des Coëvrons
7 Synclinorium de Laval
8 Synclinaux du Sud de Rennes
9 Synclinal de St Julien de Vouvantes
10 Anticlinorium de Lanvaux
11 Synclinal de St Georges sur Loire
12 Synclinaux Vendéens
D'après J. Cogné 1971
TERRAINS SECONDAIRES
PALEOZOIQUE SEDIMENTAIRE
AUTRES TERRAINS
LOCALISATION DE L'ETUDE

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE (fig. 1)

Le bourg de Reminiac est situé au Nord-Est du département du Morbihan, à environ 50 km au Sud-Ouest de Rennes, il occupe le coeur d'un "synclinal" paléozoïque isolé au sein des assises briovériennes. Ce territoire désigné aussi sous le terme d' "Ellipse de Reminiac" est presque entièrement compris dans les limites de la feuille de Redon de la carte géologique à 1/80 000; sa terminaison occidentale se trouvant dans le cadre de la feuille de Vannes. Cette région située au Sud du Synclinorium de Martigné-Ferchaud, fait partie de l'ensemble des "Synclinaux du Sud de Rennes".

II - TRAVAUX ANTERIEURS

Depuis près d'un siècle de nombreux travaux ont été consacrés à l'étude des Synclinaux du Sud de Rennes. En ce qui concerne la région de Reminiac et mise à part la carte géologique à 1/80 000, les connaissances actuelles peuvent être résumées ainsi :

- en 1925 : F. Kerforne interprète les formations éruptives du Chateau de Marsac comme un granite écrasé équivalent de la mylonite située à la base de l'ensemble, appelé par lui "Nappe de la Vilaine".

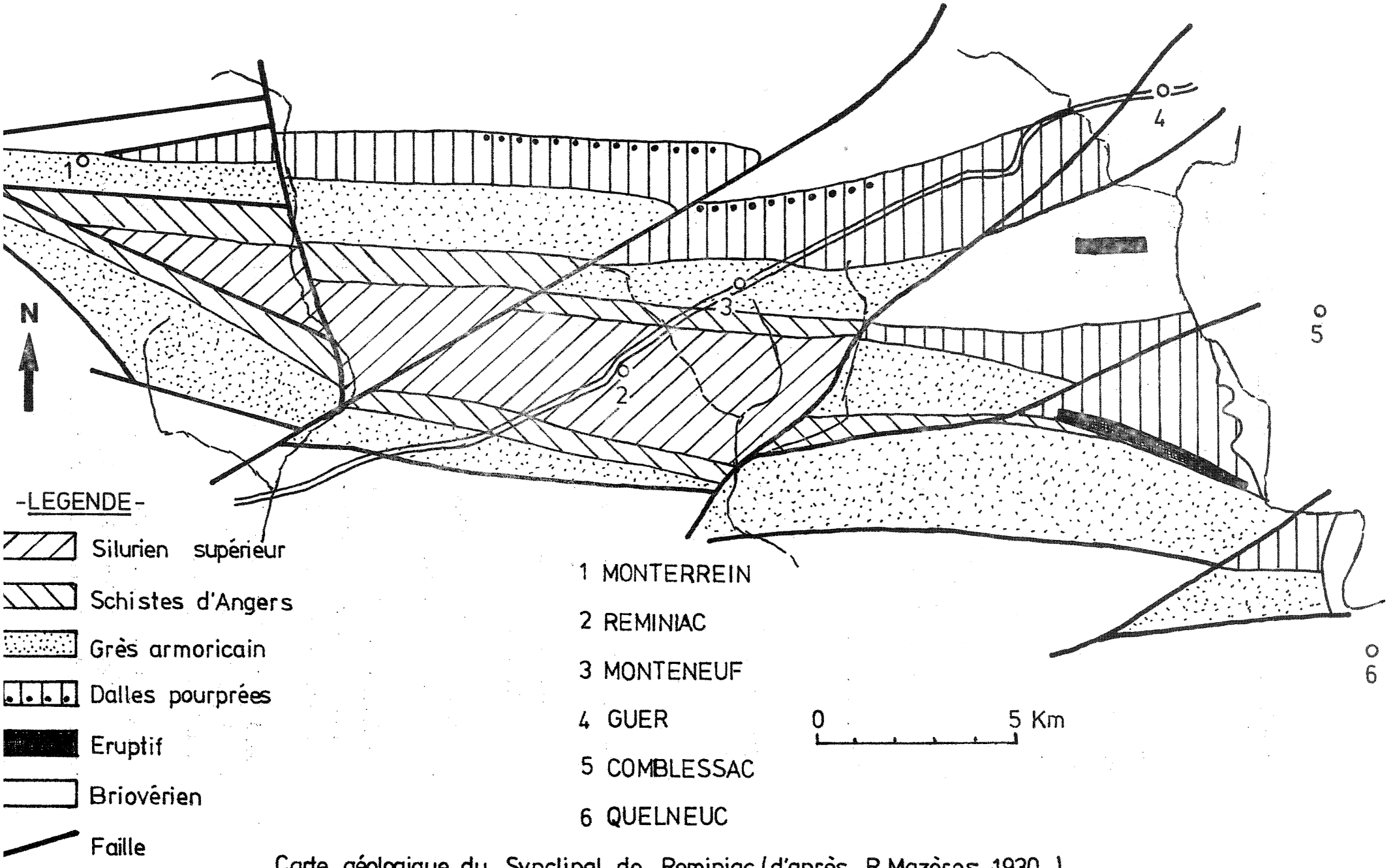
- en 1930 : R. Mazères publie une carte de la "Bande silurienne de Reminiac" (fig. 2).

- en 1950 : A. Philippot signale dans les Grès de Poligné qui occupent le coeur de l'Ellipse, une faune graptolitique donnant à ceux-ci, un âge valentien moyen et supérieur.

- en 1966 : A. Darte nous livre, un schéma morphologique du "Synclinal perché" de Reminiac accompagné de quelques remarques à caractères géologiques.

- en 1966 : C. Boyer, à l'occasion d'une étude plus générale de la région de Redon précise la nature des terrains éruptifs rencontrés dans le secteur de Reminiac.

Figure 2



Carte géologique du Synclinal de Reminiac (d'après R. Mazères -1930-)

Il s'agit d'un volcanisme de type acide, en grande partie constitué de roches pyroclastiques accompagnées de roches effusives peu importantes en volume. Ce volcanisme est aérien et continental.

- en 1968 : J.J. Chauvel note dans le poudingue de base du Paléozoïque, la présence de galets de roches microlitiques, semblant indiquer l'existence d'un volcanisme antérieur au Cambrien.

Je profite de l'évocation de ces travaux antérieurs pour remercier les auteurs qui m'ont permis d'accéder à leurs documents personnels concernant l'Ellipse de Reminiac. J'ai pu ainsi utiliser les minutes d'affleurement lévées par A. Darte, principalement sur le pourtour de l'Ellipse. Plusieurs rencontres avec Madame Boyer tant à Orsay que sur le terrain m'ont initié au paléovolcanisme de cette région. Enfin je tiens à remercier J.J. Chauvel qui, particulièrement durant l'époque critique de ma première année de thèse, guida mes recherches tant sur le terrain qu'au laboratoire.

III - PROBLEMES POSES - BUTS DU TRAVAIL

1 - La Cartographie

Nous disposons de deux documents très différents : la Carte géologique de la feuille de Redon à 1/80 000 (1, 2, 3ème édition) levée par Ch. Barrois, L. Bochet et P. Pruvost d'une part et le travail de R. Mazères d'autre part.

Ce dernier auteur (fig. 2) donne un rôle prépondérant à la tectonique cassante :

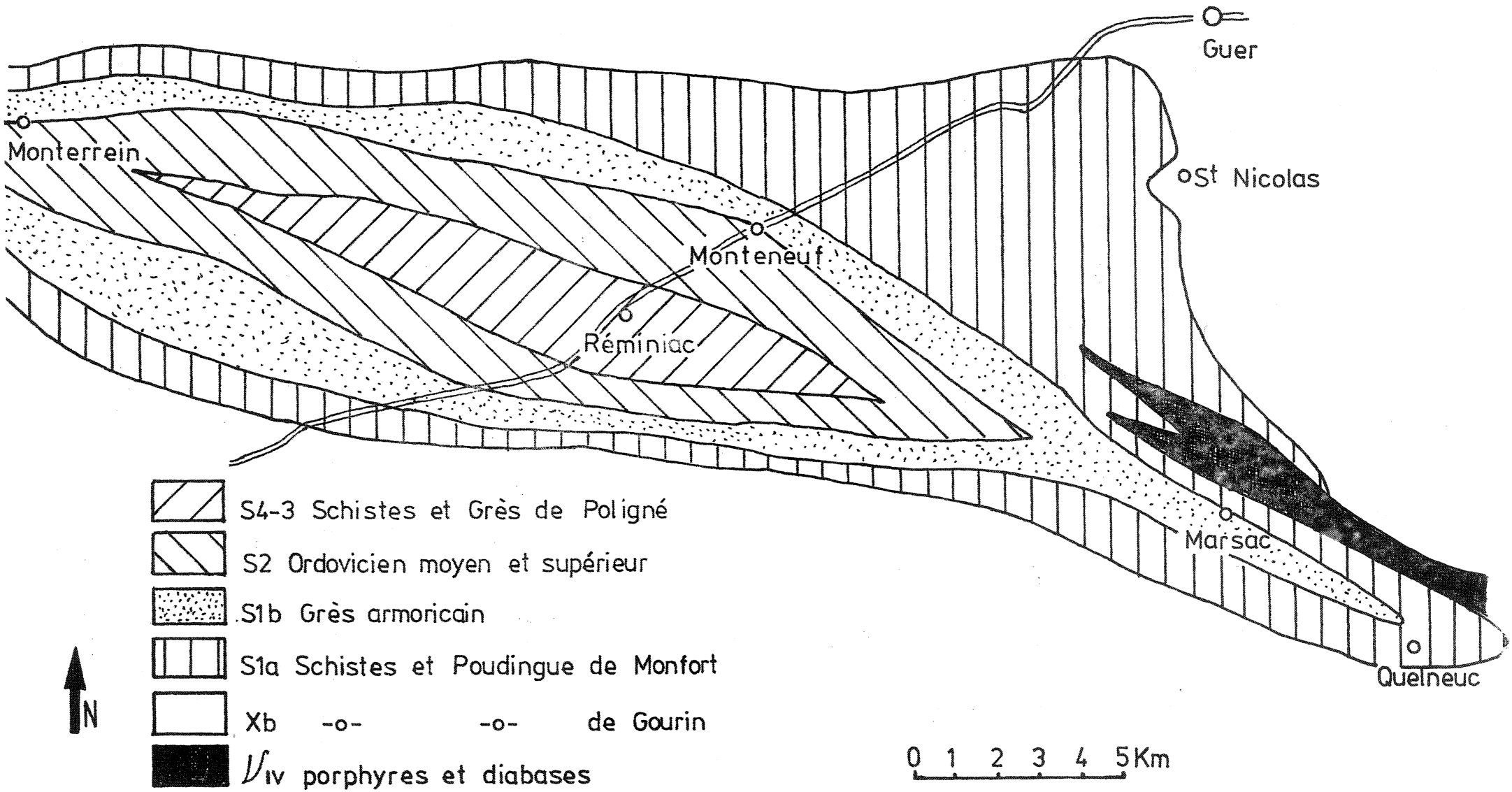
"... Le secteur de Reminiac se présente comme un pli synclinal de direction E-W, haché par un système de failles obliques entre lesquelles des couches diverses se sont empilées de façons différentes..." (p. 167-8).

Au Sud de l'Ellipse le contact Grès armoricain - Briovérien est anormal.

A travers les trois éditions de la feuille de Redon, nous trouvons une interprétation très différente de celle proposée par R. Mazères.

Figure. 3

Extrait de la feuille de Redon (1/80000 · 1° ed. 1890)



-LEGENDE-

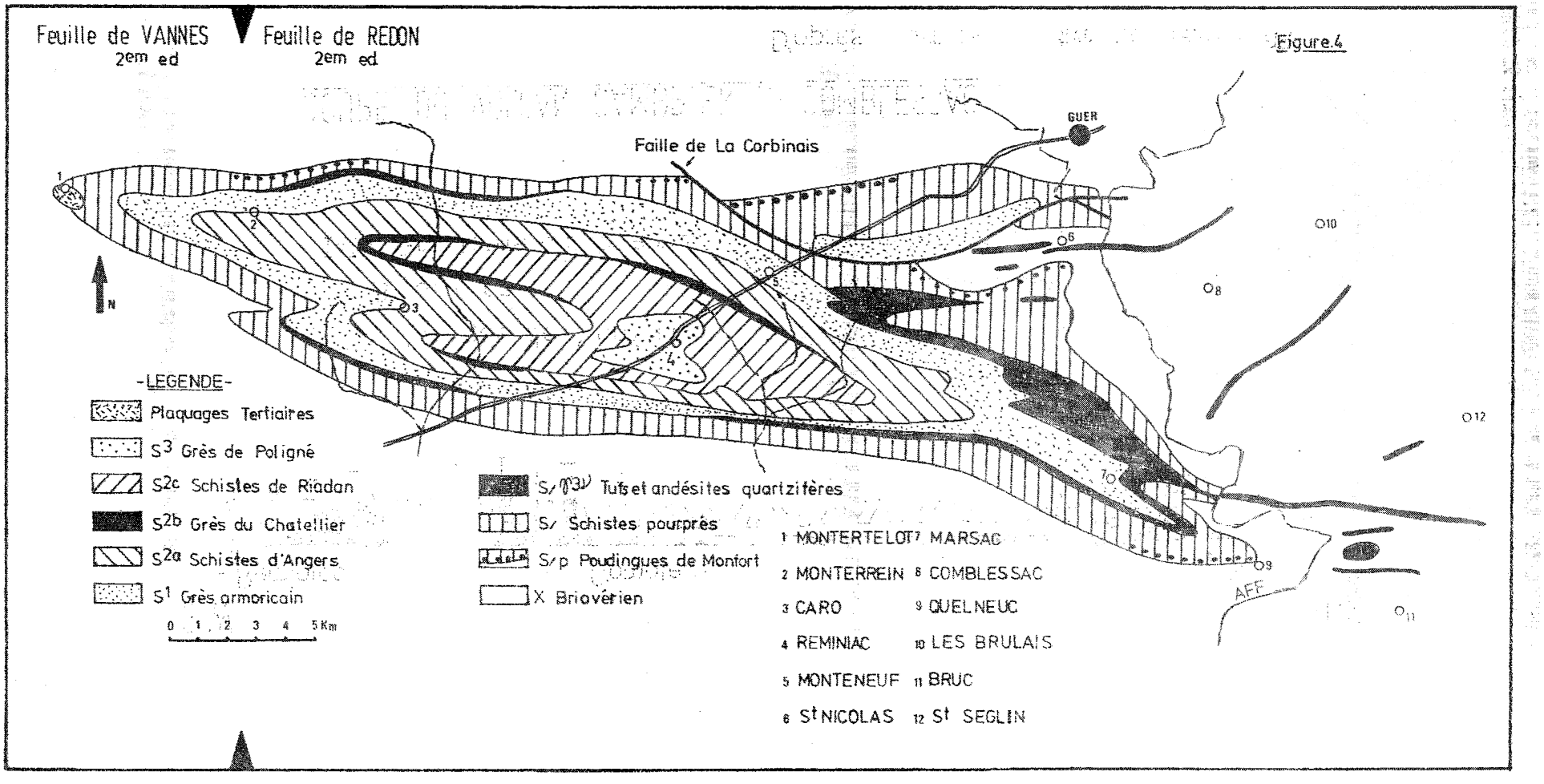
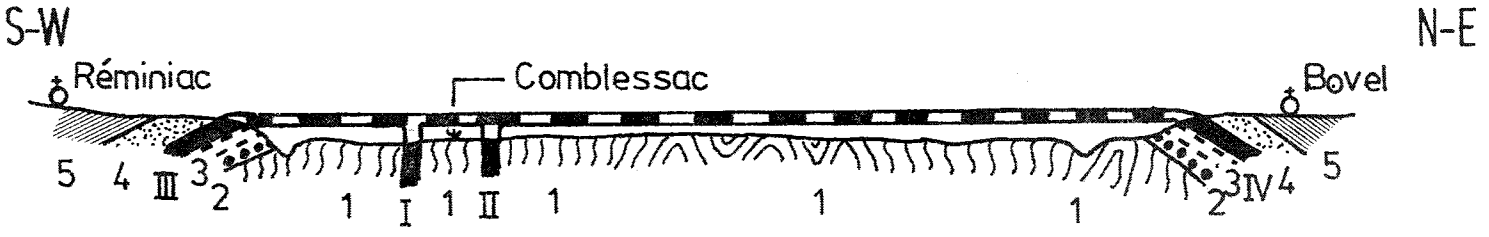

Feuille de VANNES
2em ed
Feuille de REDON
2em ed
Figure.4
Faille de La Corbinais
GUER
N
-LEGENDE-
Plaquages Tertiaires
S3 Grès de Poligné
S2c Schistes de Riadan
S2b Grès du Chatellier
S2a Schistes d'Angers
S1 Grès armoricain
0 1 2 3 4 5 Km
S/ (3) Tufs et andésites quartzifères
S/ Schistes pourprés
S/p Poudingues de Montfort
X Briovérien
1 MONTERTELOT
2 MONTERREIN
3 CARO
4 REMINIAC
5 MONTENEUF
6 St NICOLAS
7 MARSAC
8 COMBLESSAC
9 QUELNEUC
10 LES BRULAIS
11 BRUC
12 St SEGLIN
AFF

Figure.5



2 Poudingue de Monfort
1 Briovérien
I-IV Eruptions cambriennes
5 Schistes d'Angers
4 Grès armoricain
3 Schistes pourprés

COUPE DU VOLCAN CAMBRIEN DE COMBLESSAC

D'après Barrois et Pruvost 1929 p.85

L'Ellipse de Reminiac, tout d'abord dessinée comme un synclinal paléozoïque simple (cf. fig. 3),est ensuite divisée en deux unités distinctes (fig. 4) : au Nord-Est, le synclinal de la Corbinais est séparé du synclinal de Reminiac proprement dit par une faille (faille de la Corbinais).

Les terrains éruptifs rapportés au Carbonifère dans la première édition, sont dans les deux éditions suivantes interprétés comme un phénomène effusif cambrien, dont les produits sont interstratifiés entre les "Schistes rouges" et le Grès armoricain; les filons cartographiés à l'Est de l'Ellipse, dans le Briovérien, représentant les cheminées d'alimentation des coulées de Reminiac et de Bovel (fig. 5).

2 - La Stratigraphie

Concernant les roches sédimentaires, les données stratigraphiques fournies par les différentes éditions de la carte géologique sont résumées dans le tableau I, elles n'ont fait depuis l'objet d'aucuns travaux de détail dans le secteur de Reminiac.

La position stratigraphique des terrains éruptifs définie par les auteurs de la carte géologique au 1/80 000 (fig. 5) a suscité quelques observations particulières.

- A. Darte (1966, p. 3) précise "Sans entrer dans le détail, j'ai pu remarquer qu'à certains endroits les coulées volcaniques étaient situées sous le Poudingue de Montfort, c'est à dire qu'il convient de modifier, localement le schéma proposé par Ch. Barrois. Il existe bien des coulées interstratifiées dans les roches du Cambrien, mais d'autres constitueraient un faciès du Briovérien"...

- Cette remarque, ainsi que celle de J.J. Chauvel (voir plus haut), indique clairement que le problème posé par la position stratigraphique des formations volcaniques était à reprendre.

Tableau I

Dernière immersion marine		p^b	Sables roux
ORDOVICIEN	Supérieur	S_3	Grès psammitique de Poligné
	Moyen	S_{2c}	Schistes de Riadan
		$S_2{}^b$	Grès du Chatellier
		S_{2a}	Schistes d'Angers
	Inférieur	S_1	Grès armoricain
CAMBRIEN		$S_1\,\gamma_3\nu$	Tufs et Andésites quartzifères
		S_1	Schistes pourprés
		$S_1{}^p$	Poudingue de Montfort
BRIOVERIEN		X_c	Schistes et Quartzophyllades
		X_{bp}	Poudingue de Gourin
filons (Cambrien)		$\nu\gamma_3$	Porphyres quartzifères
ETAGES		SYMBOLES	FORMATIONS

Stratigraphie de l'Ellipse de Reminiac

d'après les Cartes géologiques au 1/80 000e (Barrois, Bochet, Pruvost)

IV - METHODES DE TRAVAIL

Je ne donnerai ici qu'un bref rappel des techniques désormais habituelles dans nos contrées, où les terrains superficiels et le couvert végétal sont parfois très importants.

L'étude stéréographique des photographies aériennes fournies par l'I.G.N. est primordiale dans la recherche des affleurements, associée à la cartographie de détail, elle s'avère très utile pour l'interprétation de la géologie des paysages (localisation des failles, repèrage des niveaux gréseux, carrières...). Enfin dans le secteur étudié la photographie aérienne constituait le seul document cartographique récent utilisable à l'échelle du 1/25 000.

Au laboratoire, l'étude micrographique des lames minces ainsi que l'utilisation de techniques telles que les rayons X et l'analyse chimique m'ont permis de déterminer les caractéristiques principales de la pétrographie des différentes formations recensées.

Une étude structurale détaillée a été tentée, afin de décrire et reconstituer les déformations ayant affecté ces terrains.

1ère Partie

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Gri ≠ Sable
Gri = sable à gravy de quartz

Tableau II

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

Classification granulométrique des roches sédimentaires terrigènes non carbonatées

A : LES TERRAINS SEDIMENTAIRES : DONNEES PETROGRAPHIQUES

Avant-propos Choix d'une classification des roches sédimentaires terrigènes (à l'exclusion des roches calcaires).

La nature des problèmes envisagés ici a conduit à l'utilisation de deux types complémentaires de classification des roches sédimentaires.

La première (tableau II) issue des travaux de Grabau (1903) et Niggli (1935) est basée sur la taille des éléments figurés constituant la majeure partie du volume de la roche. Suivant la proposition de Krylatov (1971) le terme de sablite a été substitué à celui d'arénite, qui possède dans la littérature anglo-saxonne un sens différent.

Cette classification ne tient compte ni de la composition minéralogique, ni de la texture du sédiment étudié; il est donc indispensable, particulièrement pour le groupe des sablites, d'avoir recours à une classification d'un autre type.

- La classification modale (fig. 6) a été établie en collaboration avec J.F. Chauvet et J.J. Chauvel d'après les schémas proposés par Gilbert (1955) et Dott (1964).

La représentation du degré d'évolution des sédiments suivant deux axes a été conservée, les modifications ont porté essentiellement sur la définition des limites entre les différents "domaines".

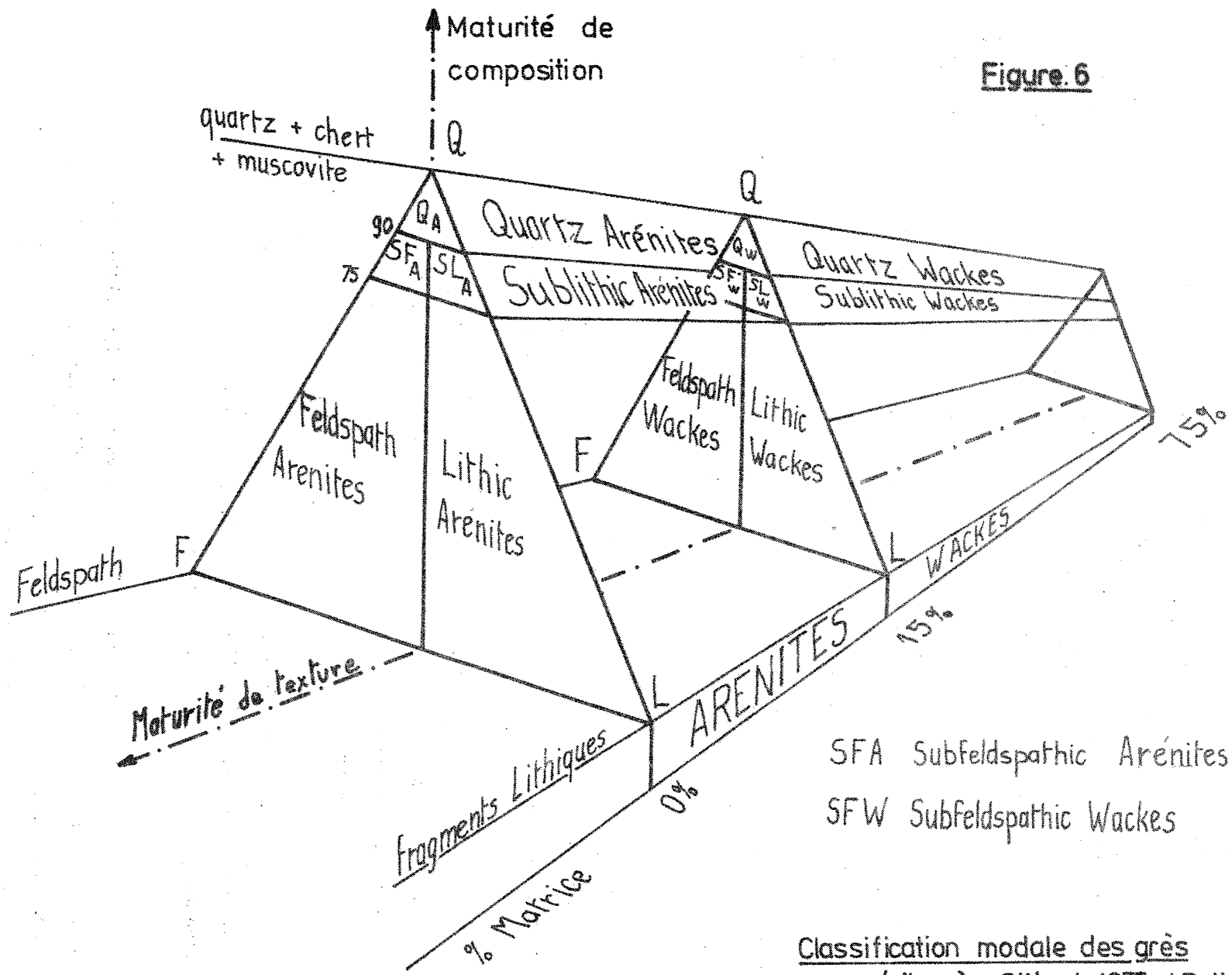


Figure. 6

Classification modale des grès
(d'après Gilbert 1955 et Dott 1964)

- La maturité de texture, définie par Folk en 1951 découle de l'hypothèse qu'un sédiment passe successivement par différents stades de maturité distingués d'après l'importance du volume de la fraction fine, le classement et le degré d'usure des grains détritiques de la roche.

Dans le schéma proposé ici, suivant Gilbert et Dott, nous retenons l'abondance de la matrice comme caractéristique essentielle du degré d'évolution de la roche sédimentaire.

On entend ici par matrice* l'ensemble des éléments de taille inférieure à 30 μ; c'est un terme purement descriptif, il est en effet très difficile, surtout lorsque l'on a affaire à des sédiments anciens, de séparer dans la matrice la part de l'héritage sédimentaire de celle des éléments néoformés; tout au plus, dans certains cas (Dickinson, 1970), peut-on y reconnaître une pseudomatrice (grains lithiques fragiles écrasés par exemple). Il faut noter enfin, qu'il est souvent impossible de déterminer dans la matrice, la fraction représentant un précipité d'origine chimique.

La part volumétrique occupée par la matrice, détermine deux grands types texturaux :

- les arénites : désignent des roches sédimentaires dont le volume de la matrice est inférieur à 15 % du volume total de la roche,
- les wackes : le volume de la matrice est compris entre 15 et 75 % du volume total de la roche.

Le fait de fixer à 30 μ la limite de taille supérieure des éléments constitutifs de la matrice, permet d'inclure dans ce schéma non seulement les sablites mais également une partie des siltstones.

---

* Matrice correspond ici à la traduction du terme anglais "matrix", la définition que nous y associons concerne uniquement les sablites et les lutites. Dans le cas de roches plus grossières (rudites) le terme matrice, par manque d'équivalent commode en français (liant, ciment) aura le sens plus général de fraction plus fine unissant les fragments (ex. : matrice gréseuse d'un conglomérat).

Tableau III

<table>
<tr><td>Taille
(mm)</td><td colspan="6">2 ! 1 ! 0,5 ! 0,25 ! 0,125 ! 0,064 !</td><td colspan="2">0,030 ! 0,004 !</td></tr>
<tr><td rowspan="2">RUDITES
(conglomérats)</td><td colspan="6" rowspan="2">SABLITES
(grès)</td><td colspan="2">LUTITES *</td></tr>
<tr><td colspan="2">siltstones</td><td>argilites
(shales)</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="6">Arénites + Wackes</td><td>grossiers</td><td>fins</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td>très grossiers</td><td>grossiers</td><td>moyens</td><td>fins</td><td colspan="2">très fins</td><td colspan="2">MATRICE</td></tr>
</table>

Limites granulométriques des termes utilisés dans chacunes des classifications choisies

* L'assimilation du terme "schiste" à la classe granulométrique des lutites, doit être condamnée dans la mesure où il désigne un fait structural (roches schistifiées) indépendant de la granulométrie de la roche affectée.

- la maturité de composition. A l'intérieur de chacun des deux types texturaux que nous venons de séparer (arénites et wackes), le second facteur déterminant est la nature des fragments détritiques dont la taille est comprise entre 0,030 et 2 mm. Cette composition minéralogique au sens large possède une double signification; elle est le reflet de la source de la roche et elle permet d'apprécier son degré d'évolution chimique et minéralogique.

Depuis longtemps les sédimentologistes ont classé les minéraux détritiques reconnus dans les roches sédimentaires, en fonction de leur degré de résistance aux phénomènes physico-chimiques intervenant au cours de l'histoire de la roche sédimentaire (érosion, altération, transport, dépôt, compaction); c'est ainsi qu'ils séparent deux groupes de minéraux résiduels :

- les minéraux stables : quartz, muscovite, zircon, tourmaline, rutile...
- les minéraux instables : biotite, feldspath, amphibole, pyroxène...

Dans les conditions de pression et de température qui règnent lors de l'édification de la roche sédimentaire, le pourcentage en volume des grains de quartz et fragments lithiques uniquement quartzeux, représente la fraction la plus stable du sédiment; elle donnera une bonne image du degré de maturité de composition, c'est ainsi que Pettijohn en 1954 l'a défini par le rapport : quartz + chert / feldspath + fragments lithiques.

Une représentation graphique simplifiée ne peut évidemment tenir compte de tous les minéraux susceptibles d'être rencontrés dans une roche sédimentaire; seuls les éléments les plus fréquemment reconnus seront représentés.

Dans le cas du diagramme triangulaire que nous avons retenu, les trois pôles représentent les éléments suivants :

- Q : grains de quartz, fragments lithiques exclusivement quartzeux et éventuellement la muscovite.

- F : grains de feldspath, quelque soit leur composition.
- L : fragments de roches, à l'exclusion de ceux inserés au pôle Q.

Le rapport Q/F + L sépare à l'intérieur des arénites et des wackes trois types de roches (fig. 6).

- Q/F + L 9 : quartz-arénites - quartz-wackes
- 9 Q/F + L 3 : subfeldspath-arénites - subfeldspath-wackes
- Q/F + L 3 : feldspath-arénites - feldspath-wackes
  lithic-arénites - feldspath-wackes.

La séparation entre les pôles F et L est indépendante de la maturité de composition.

I - LE BRIOVERIEN

Dans ce travail d'étude du Briovérien,a été limitée aux zones limitrophes de l'Ellipse, nous nous bornerons donc à décrire ici les différents types de roches sédimentaires que nous avons pu y rencontrer. Il s'agit essentiellement de siltstones verts micacés; les niveaux plus grossiers sont rares, ils se réduisent à quelques bancs gréseux peu épais. Le Poudingue de Gourin, tel qu'il est défini dans la littérature, abonde en fragments parfois volumineux.

- Les siltstones présentent un faciès homogène sur l'ensemble du secteur étudié.

La matrice finement recristallisée est essentiellement constituée de chlorite, à laquelle s'ajoutent en proportion plus faible la séricite et le quartz; très abondante elle occupe plus de 90 % du volume total de la roche.

Les rares grains de quartz sont anguleux et leur taille est inférieure ou égale à 0,040 mm. Les muscovites et biotites chloritisées d'origine sédimentaire constituent localement de petits niveaux d'accumulation.

A l'affleurement les cassures fraîches montrent parfois une zonation parallèle fine, qui se traduit en lame mince par une microstratification due à des apports plus riches en quartz détritique. Des petites figures de charge sont parfois observables.

- Les grès (leur rareté ne permet pas de mettre en évidence des niveaux repères dans le Briovérien).

Ces grès sont constitués de grains de quartz recristallisés et bien classés, certains niveaux remanient des quartz volcaniques* corrodés dont le diamètre peut atteindre plusieurs mm. Les muscovites et biotites détritiques sont abondantes (15 % du volume total de la roche). Dans toutes les lames minces que j'ai pu observer les grains feldspathiques sont peu nombreux ($<$ 1 % du volume total de la roche). Les fragments de roche sont constitués par un assemblage finement polycristallin de quartz (diamètre des grains $< 5\,\mu$), plus ou moins riche en séricite et matériaux opaques. Les minéraux lourds sont identiques à ceux rencontrés dans les siltstones.

La matrice contient des éléments de quartz détritiques auxquels s'ajoutent en abondance des minéraux phylliteux recristallisés (séricite et surtout chlorite). Le taux des minéraux opaques (rutile, pyrite) y est très variable.

La composition modale de ces grès est la suivante :

matrice : 8 à 43 % du volume total de la roche (valeurs extrêmes)
15-20 % du volume total de la roche (valeurs les plus fréquentes).

grains
quartz : 65 à 88 %
fragments lithiques : 15 à 30 %
micas : 5 à 15 %
feldspath : $<$1 %

---

* sens Folk, 1968, p. 70.

Ces grès doivent donc être considérés dans leur grande majorité comme des sublithic-wackes.

- Le "Poudingue de Gourin" est constitué de galets quartzeux non classés bien arrondis. Nous avons pu observer de très rares éléments gréseux micacés. La matrice qui enrobe ces éléments est peu abondante ($\leqslant$ 20 % du volume total de la roche), elle est souvent envahie de silice secondaire et renferme de petits grains de phtanite.

La taille des galets nous permet de distinguer deux types à l'intérieur du Poudingue de Gourin. Dans le premier qui semble le plus répandu, le diamètre des galets varie de 1 à 10 cm; dans le second, tous les éléments possèdent une taille inférieure à 5 mm et les grains de phtanite y sont plus nombreux. Ces deux types sont étroitement associés, le second constituant des interbancs peu épais dans le Poudingue de Gourin à gros éléments.

Une tranchée creusée au Nord de Saint-Nicolas, sur une distance de 300 m, a montré de nombreux niveaux de Poudingue de Gourin au sein des sédiments briovériens. Le style tectonique régional du Briovérien n'expliquant pas une telle répétition, on doit considérer que ces niveaux de Poudingue de Gourin sont récurrents et stratigraphiquement superposés.

Conclusion

A la périphérie de l'Ellipse de Reminiac, le Briovérien est caractérisé par une abondance de sédiments fins. Dans leur ensemble ces roches sont riches en chlorite et micas détritiques; les rares passées gréseuses possèdent une composition minéralogique peu variée, riche en grains de quartz, dans tous les cas les grains feldspathiques restent peu abondants. Au sein de ces sédiments on note la présence de plusieurs niveaux récurrents de conglomérats à galets de quartz (Poudingue de Gourin).

II - LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE

Remarque préliminaire à l'étude de la série sédimentaire paléozoïque de l'Ellipse de Réminiac

L'Ellipse de Réminiac représente le jalon le plus occidental des Synclinaux du Sud de Rennes. Nous y retrouvons les mêmes subdivisions lithostratigraphiques (*), soit de la base au sommet :

- la Formation de Pont-Réan
- la Formation du Grès armoricain
- la Formation du Travcusot
- la Formation du Chatellier
- la Formation de Riadan.

Cette dernière Formation précède une masse gréseuse quartzitique tronquée au sommet par le niveau d'érosion actuel. Les auteurs de la Carte géologique à 1/80 000 (feuille de Redon, 2ème édition) lui ont attribué un âge ordovicien supérieur et l'on désigné sous le terme de Grès de Poligné.

La faune silurienne décrite par A. Philippot dans ces grès ne permet plus de leurs garder le nom prescrit par les auteurs de la Carte géologique à 1/80 000. Nous proposons donc de les désigner sous le terme de Formation de Reminiac.

Terme lithologique

(*) ARNAUD A. et all. (sous presse). L'Ordovicien armoricain. Paleontology.

I - LA FORMATION DE PONT-REAN*

Cette dénomination regroupe les roches d'âge paléozoïque situées sous la Formation du Grès armoricain. La puissance totale des roches sédimentaires constituant cette Formation est très variable dans les Synclinaux du Sud de Rennes (0 à 500 m).

Les sédiments paléozoïques, antérieurs à la Formation du Grès armoricain, que l'on peut observer dans l'Ellipse de Reminiac se divisent en trois unités lithologiques suffisamment bien développées pour être cartographiables. En accord avec la littérature géologique régionale, on peut y distinguer : le Poudingue de Montfort, le Grès de Courouët et les Dalles pourprées. A la suite de l'analyse des rapports unissant ces trois unités, une nouvelle terminologie sera proposée à la fin de ce chapitre.

1A - LE POUDINGUE DE MONTFORT

Le Paléozoïque débute par des niveaux conglomératiques discontinus, fournissant néanmoins de beaux affleurements sur le pourtour de l'Ellipse (flanc nord : La Bresselais, La Gerbaudais, Le Plessis, Treson; flanc sud : La Ville Josse, Le Rostubois, Quoiqueneuc, La Beraie). Le Poudingue de Montfort se présente sous deux faciès nettement différenciables :

- un poudingue à galets de taille inférieure à 10 cm réunis par une matrice gréseuse (10 - 45 % du volume total de la roche),
- un microconglomérat à éléments de taille inférieure au centimètre et dont la matrice schistifiée est abondante (jusqu'à 80 % du volume total de la roche).

---

* L'étude des roches volcano-clastiques sises dans cette Formation sera effectuée ultérieurement dans la partie concernant les roches volcaniques et volcanoclastiques cartographiées à l'intérieur de l'Ellipse de Reminiac.

a) Le conglomérat à galets centimétriques se compose d'éléments arrondis et étirés, en majorité gréseux, auxquels sont associés quelques galets de quartz et éléments de siltstones fins et Poudingue de Gourin. La matrice gréseuse de ce conglomérat montre au microscope des passées phylliteuses irrégulières (taille maximale 1 mm) semblant correspondre à d'anciens fragments de roches micacées écrasées. Les grains de quartz composant la matrice du conglomérat sont anguleux et mal classés; les individus de taille millimétrique y sont nombreux.

Des variations locales du taux de la matrice ou de la nature des galets sont couramment observées; ainsi il peut exister des faciès composés de galets de quartz réunis par une matrice peu abondante, tout à fait semblable au Poudingue de Gourin. Ce type de variations ne prête pas à trop de confusion dans la mesure où elles se font sur de courtes distances.

Dans la plupart des affleurements visibles le conglomérat a subi une quartzification secondaire importante; les bancs verticalisés isolés par l'érosion donnent l'image de véritables "murs" quartzeux dans lesquels on distingue ça et là la matrice gréseuse ou quelques galets (Le Plessis, La Gerbaudais).

b) Le microconglomérat est nettement moins répandu que le type précédent, il se présente en intercalations peu épaisses (puissance inférieure au mètre) à la base des Dalles pourprées lorsque celle-ci sont directement transgressives sur le Briovérien (La Ville Josse, Bois de Bodel, NW de Quelneuc, Nord de La Grée Basse). Je n'ai jamais rencontré ce faciès associé au conglomérat à galets centimétriques. Les galets de taille inférieure au centimètre, qui composent ce microconglomérat sont très étirés; on y reconnaît des roches sédimentaires variées (quartzarénites - quartzwackes à matrice chloriteuse et surtout un grand nombre de fragments de siltstones micacés verts). L'affleurement situé à l'Est de la Ville Josse révèle la présence de galets arrondis de Poudingue de Gourin.

Du fait des déformations ultérieures subies par la roche, la matrice est difficile à distinguer des fragments silteux; les cas les plus favorables d'observation permettent de constater qu'elle peut atteindre 80 % du volume total de la roche, elle semble d'autre part plus micacée que celle du faciès à galets centimétriques, en certains endroits (Le Bois Bénit, Bois de Bodel) des quartz volcaniques y sont reconnaissables. Les autres grains de quartz qui la composent (taille < 0,2 mm) sont par ailleurs anguleux et mal classés.

1B - LE GRES DE COUROUET (puissance maximale 30 m)

Cité pour la première fois en 1929 par Ch. Barrois et P. Pruvost, ce terme désigne un grès différencié du Grès armoricain par sa position sous jacente aux Dalles pourprées.

En 1951 E. Bolleli en fixe les caractères, ces grès s'altèrent facilement, la présence de grains de quartz transparent et de grains de phtanite leur donne un aspect truité caractéristique.

En 1966 Cl. Le Corre note l'extension importante de ces grès dans les Synclinaux du Sud de Rennes; il voit dans ces grès, placés partout en dessous des Schistes pourprés, une sédimentation de base du Paléozoïque variable quant à sa nature et à sa puissance qui peut atteindre localement 50 m.

Enfin, en 1967, S. Le Poëzat-Guigner, reprenant l'étude de la terminaison péri-synclinale de Plechâtel (lieu où fut défini le Grès de Courouët par Ch. Barrois et P. Pruvost) indique une composition modale de ces grès :

- grains de quartz, 67,1 % du volume total de la roche
- grains de microquartzite : 25,8 % "
- minéraux phylliteux : 8,7 % "
- minéraux lourds et opaques : 1,4 % "

Cette analyse ne donne aucune indication sur l'abondance de la matrice. Cet auteur ajoute (p. 33)

" Le Grès de Courouët, succédant au Poudingue de Montfort, s'est déposé en même temps que les sédiments de la base de la Série pourprée, Grès de Courouët et Dalles pourprées constituent donc deux dépôts synchrones".

A ma connaissance ce membre gréseux n'a jamais été signalé dans le secteur de Reminiac; cependant la cartographie précise de la base du Paléozoïque (Ouest de Peillac par exemple) a montré la présence, en de nombreux endroits, de niveaux gréseux surmontés par les Dalles pourprées.

a) Structures et textures

Dans le secteur où il affleure le plus largement (Sud de la N 776, Est de Monteneuf), le Grès de Courouët est rarement visible en place; les quelques carrières où il fut exploité montrent des bancs massifs dont la puissance est inférieure au mètre. L'étude micrographique nous a permis de séparer deux types texturaux. Le faciès le plus répandu est représenté par un grès grossier mal classé dans lequel les grains de quartz peuvent être séparés en deux lots. A des individus globulaires dont la taille peut atteindre le millimètre (certains d'entres eux correspondent nettement à des quartz volcaniques) sont mêlés des grains plus petits (taille la plus fréquente : 150 μ) anguleux. La matrice y est généralement abondante (jusqu'à 43 % du volume total de la roche). Le second type de grès possède des grains plus petits et mieux classés que dans le cas précédent; la texture quartzitique y est couramment observée et la matrice est peu abondante (12 - 17 % du volume total de la roche). L'échantillonnage effectué dans la carrière à l'Est de Monteneuf sur la N 776, indique qu'à cet endroit le faciès quartzitique n'apparaît que très localement au sein des grès plus grossiers.

b) Composition minéralogique

Les grains

- Fragments lithiques : (taille généralement inférieure à 0,2 mm), arrondis, on y reconnaît des agrégats microcristallins quartzeux, des microquartzites à séricite intergranulaire et des siltstones fins micacés riches en matériaux opaques (phtanites ?).

- Quartz (les caractères de ces grains ont été donnés dans le paragraphe précédent).

- Muscovites ($<$ 2 % du volume total de la roche) leur longueur peut atteindre 200 μ.

La matrice

Plus ou moins abondante en fonction du type textural, elle contient de nombreux éléments quartzeux, les minéraux phylliteux (chlorites et séricites néoformées) y sont également présents.

Le rutile et le zircon complètent cet inventaire minéralogique.

c) Analyse modale*

Matrice - grès grossier 21 à 43 % (30) du volume total de la roche,
- grès quartzite 12 à 17 % "

Grains - quartz 63 à 93 %
- fragments lithiques 7 à 35 % (20).

Cette composition modale range le Grès de Courouët observé dans l'Ellipse de Reminiac, dans les sublithiewackes.

d) Comparaison avec le Grès de Courouët défini dans la terminaison périsynclinale de Plechatel

Nous avons eu l'occasion d'examiner le matériel recueilli par S. Le Poëzat-Guigner; l'observation des 76 lames

* Le chiffre entre parenthèses indique la valeur la plus fréquemment observée.

minces qu'il a pu effectuer dans le Grès de Courouët typique nous a permis de constater, que le grès récolté par cet auteur s'apparente le plus souvent au type quartzitique que nous avons défini plus haut. En l'absence de données plus générales, il semblerait que le grès recueilli dans l'Ellipse de Reminiac, soit pour sa plus grande partie, un faciès particulier du Grès de Courouët typique (matrice plus abondante , présence de quartz volcanique).

1C - LES DALLES POURPREES

Ce terme désigne un niveau largement représenté dans l'Ellipse de Reminiac. Il possède constamment sur le terrain une double caractéristique sédimentaire et structurale. Ce sont des roches siliceuses dûres, le plus souvent violacées qui sont affectées d'une schistosité fruste (le débit en grandes dalles a fait l'objet de nombreuses carrières).

a) Structures et textures

Les nombreuses carrières ouvertes montrent une stratification en bancs massifs de puissance très variable (quelques dm à plusieurs mètres). Les surfaces de bancs sont légèrement ondulées, aucune figure de charge n'y est visible et nous n'y avons jamais reconnu de surfaces de ravinement. La schistosité fruste qui affecte ces matériaux empêche toute observation de structures sédimentaires fines.

b) Principaux types pétrographiques

Mis à part quelques niveaux gréseux intercalés au sein des Dalles pourprées, l'observation micrographique a mis en évidence pour les sédiments dont la matrice dépasse 60 % du volume total de la roche, une distribution inhomogène des grains de quartz; ceux-ci constituent des petites lentilles à contours plus ou moins nets et de taille variable (rarement supérieure au mm). Dans certains cas l'alignement de ces lentilles détermine le plan de stratification. On peut reconnaître dans ces structures un type de sédimentation oeillée caractéristique (*), de matériaux argilo-sableux

(*) cf. Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires C.T.G.F.L.G.S.P.P.G. - 20-30

déposés dans la zone intertidale. Les niveaux gréseux intercalés, sont en tous points comparables (texture et composition minéralogique) au Grès de Courouët tel que nous l'avons défini précédemment.

c) Composition minéralogique

Les fragments lithiques sont rares ($<$ 5 % du volume total de la roche), on y retrouve les mêmes individus que ceux décrits dans le Grès de Courouët. Le quartz constitue des grains mal classés et anguleux dont la taille varie de 0,045 à 0,060 mm. Quelques niveaux répartis sur l'ensemble de l'Ellipse de Réminiac recèlent de nombreux quartz volcaniques non brisés. Les micas (muscovite et biotite) sont de petite taille (L $<$ 80 μ) et ils peuvent être abondants.

La matrice est constituée essentiellement de séricite et chlorite néoformées orientées; les éléments de quartz sont parfois masqués par une importante pigmentation hématitique; outre ce pigment, les minéraux accessoires sont représentés par le rutile, le zircon et plus rarement la tourmaline.

d) Analyse modale

matrice : 38 à 82 % du volume total de la roche (50)*

grains : quartz : 91 - 100 %
fragments lithiques : 0 - 9 %

Les micas détritiques, en raison de leur faible épaisseur ont été comptés dans la matrice. Ces sédiments, dont le champ s'étend des quartzwackes aux siltstones fins sont caractérisés par une grande variation de l'abondance de leur matrice.

1D - DEFINITION ET SIGNIFICATION DE LA FORMATION DE PONT-REAN OBSERVEE DANS L'ELLIPSE DE REMINIAC

a) Définition

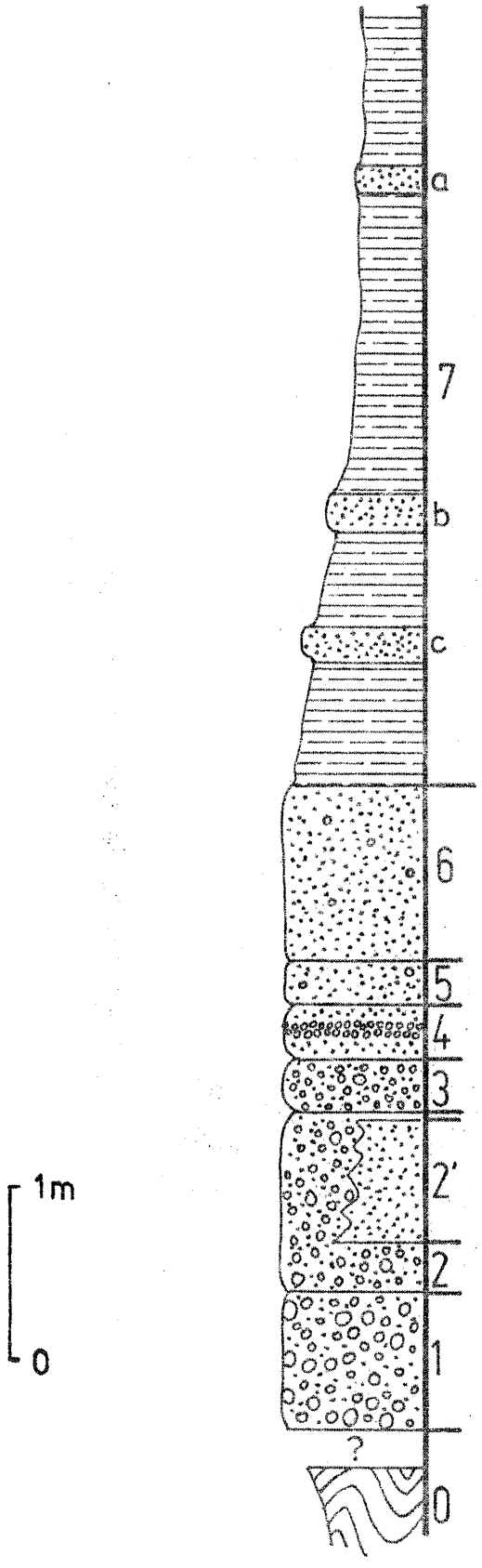
La Formation de Pont-Réan possède dans cette région, trois termes différenciables cartographiquement et pétrographiquement (Poudingue de Montfort, Grès de Courouët, Dalles pourprées). Il s'agit maintenant de définir les relations qui les unissent.

---

* cf. infrapaginale p. 21

Figure. 7

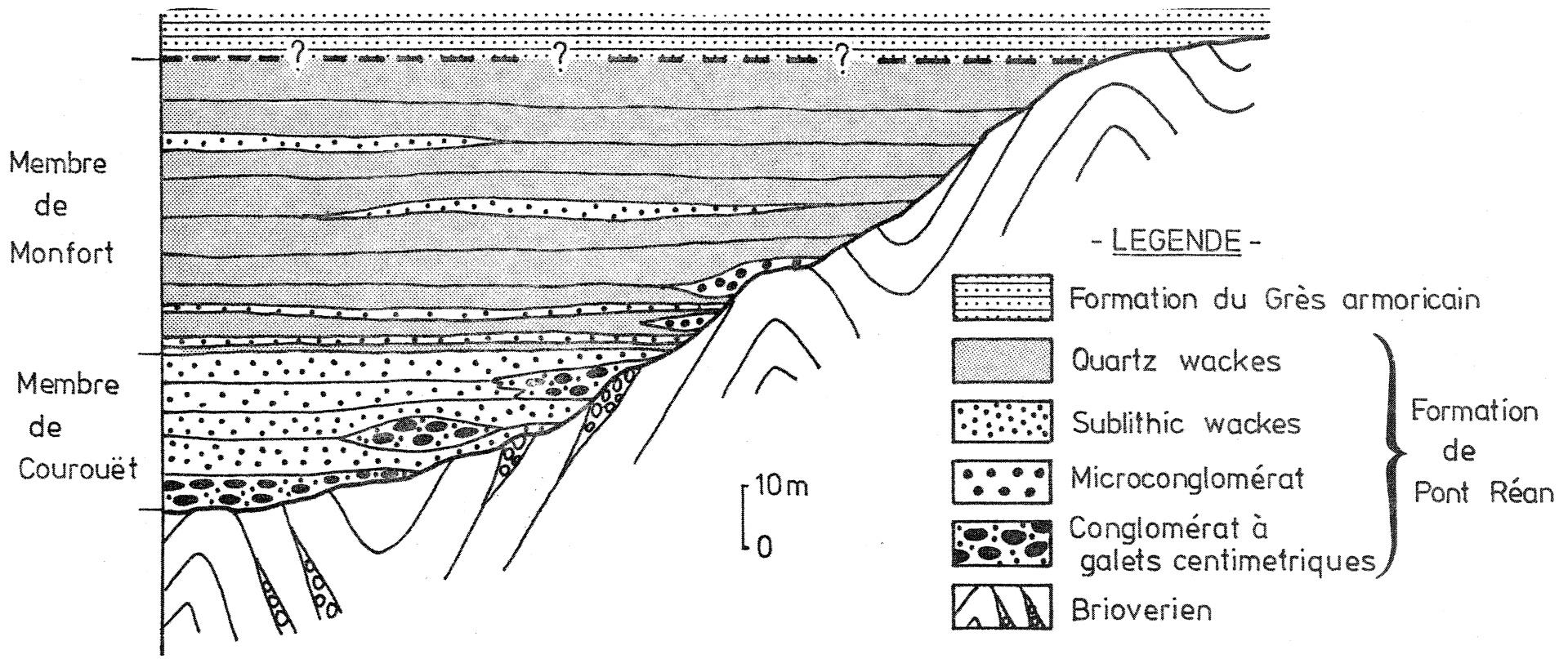
Colonne statigraphique de la base de la Formation de Pont-Rean au Sud de Tréson



-7: Dalles pourprées contenant quelques intercalations gréseuses (a,b,c)
-5,6: Grès à galets épars centimétriques
-4: Banc gréseux contenant une mince intercalation conglomératique à galets centimétriques
-2': Passée latérale gréseuse du banc 2
-1,3: Conglomérat à galets centimétriques
.banc 1: taille des galets 2cm
.bancs 2 et 3 taille des galets 1 cm.
-0: Siltstones verts briovériens

- LEGENDE-

Figure 8



Lithostratigraphie synthétique de la Formation de Pont-Réan
dans l'Ellipse de Réminiac

Une coupe effectuée au Sud de Tréson (fig. 7) fournit un bon exemple de ces relations. Le passage Poudingue de Montfort à galets centimétriques - Grès de Courouët est très graduel. Verticalement (bancs 1 à 6) celui-ci s'effectue par une diminution de la taille et du nombre des galets; cette variation n'est pas sensible à l'intérieur d'un même banc, elle s'observe lors du passage d'un banc à l'autre. Le Grès de Courouët (bancs 5 et 6) possède ici quelques galets épars (taille $<$ 1 cm).

Latéralement nous pouvons observer dans les niveaux de poudingue à galets centimétriques, des passées gréseuses analogues au Grès de Courouët (banc 2'). Le passage Dalles pourprées - Grès de Courouët se fait banc à banc; quelques niveaux gréseux peu épais (puissance 10 à 15 cm) sont ici interstratifiés dans les quatre premiers mètres de l'ensemble des Dalles pourprées.

En reprenant des observations plus générales effectuées sur la totalité de l'Ellipse, nous pouvons avancer les faits suivants :

- le Grès de Courouët est un dépôt synchrone du conglomérat à galets centimétriques qui y constitue des niveaux lenticulaires interstratifiés.
- le membre gréseux possède une puissance variable (0 à 30 m) et il est toujours situé stratigraphiquement sous les Dalles pourprées; il peut exister à l'intérieur de ces grès de fines récurrences à galets disséminés (taille des galets $<$ 1 cm).
- les Dalles pourprées constituent une masse homogène de sédiments où de rares niveaux gréseux analogues par leur texture et leur composition minéralogique au Grès de Courouët sont interstratifiés. Les niveaux microconglomératiques que nous avons pu y relever n'existent que lorsque les Dalles pourprées sont directement transgressives sur le Briovérien.

En conclusion, ainsi que nous le montre la figure 8, la Formation de Pont-Réan observée dans l'Ellipse de Reminiac, de par la nature pétrographique de ses sédiments et en relation avec ce qui a été reconnu ailleurs (*), a pu être divisée en deux membres distincts.

(*) J. L. CHAUVEL 1974

- Le membre inférieur (Membre de Courouët) regroupe le Grès de Courouët (sublithic-wackes) tel qu'il fut défini dans la littérature et le conglomérat à galets centimétriques de base (Poudingue de Montfort) qui en est un équivalent stratigraphique latéral.

- Le membre supérieur (Membre de Montfort) constitué pour la plus grande partie de son volume du sédiment que nous avons cartographié sous le terme de Dalles pourprées (quartz-wackes), contient de rares et fines passées gréseuses (sublithic-wackes) tout à fait analogues aux grès du Membre de Courouët; lorsqu'il est directement transgressif sur le Briovérien, le Membre de Montfort peut contenir dans ses niveaux de base des bancs microconglomératiques (Poudingue de Montfort).

b) Signification

Du point de vue composition minéralogique, les trois termes individualisés à l'intérieur de la Formation de Pont-Réan possèdent des caractères communs : le quartz en est l'élément détritique majeur; à la base (conglomérat à galets centimétriques, grès de Courouët) les fragments de roches essentiellement siliceuses sont les plus nombreux; au sommet (Dalles pourprées) les micas deviennent plus importants (muscovites en particulier); dans tous les cas le feldspath n'a jamais été reconnu. Cette Formation possède donc dans son ensemble une bonne maturité de composition. Celle-ci s'accompagne d'une maturité de texture plutôt médiocre (matrice abondante, grains détritiques mal classés et peu usés). Les niveaux conglomératiques, s'ils sont préférentiellement situés au voisinage de la base de la Formation de Pont-Réan (quelqu'en soit le membre), peuvent constituer des réccurences au sein de cette Formation. Les rares figures sédimentaires déterminables, que nous avons pu observer (faciès oeillé), mettent en évidence une sédimentation marine d'eau peu profonde. L'abondance de quartz volcaniques, particulière à cette région, dénote un environnement précis que nous définirons ultérieurement.

CONCLUSION

La bonne maturité de composition des grains et fragments détritiques, associée à l'absence de ravinement au niveau des interbancs (faible énergie des courants de dépôt) amènent à penser que la Formation de Pont-Réan n'est pas le produit de l'érosion d'une chaîne jeune à relief important (Molasse au sens génétique du terme). Elle correspond plus vraisemblablement à la destruction d'une pénéplaine accidentée de reliefs résiduels, soumise à l'altération.

L'érosion des zones émergées a pu continuer au cours du dépôt de la Formation de Pont-Réan expliquant la récurrence des niveaux conglomératiques et l'immaturité texturale de ses sédiments.

II - LA FORMATION DU GRES ARMORICAIN

Dans la région étudiée, le Grès armoricain constitue une masse, de 150 à 200 m de puissance, formant des buttes très répérables dans la topographie.

Mises à part quelques carrières, ces grès affleurent assez mal et leurs contacts avec les formations avoisinnantes sont le plus souvent masqués par d'important éboulis de pente (jusqu'à 200 m d'extension).

Quatre carrières situées à l'Est de Monteneuf nous ont permis d'esquisser une coupe précise de cette Formation.

Au lieu-dit La Vollais, au Nord de la N 776, une carrière nous en montre les niveaux de base.

Un groupe de deux carrières, situées immédiatement à l'Est de Bécihan permet de voir les parties moyennes et supérieures de la Formation.

Enfin une carrière ouverte à l'Ouest de Bécihan entaille le contact des Formations du Grès armoricain et de Traveusot.

2A - CARRIERE DE LA VOLLAIS (le Grès de La Vollais). Cette carrière qui occupe le point culminant de l'Ellipse (altitude 157 m) montre un grès moyen à grossier de teinte jaunâtre.

Texture et structure

Ce grès forme des bancs peu épais (puissance 20 à 50 cm), à l'intérieur desquels nous n'avons pas décelé de granoclassement. L'examen micrographique révèle un grès mal classé possédant une texture quartzitique fréquente.

Composition minéralogique

Les grains

- fragments lithiques (microquartzites et siltstones fins micacés riches en matières opaques), leur présence est constante.
- quartz (taille maximale 500 μ), les individus peu recristallisés apparaissent anguleux.
- muscovites rares.

La matrice

est essentiellement quartzeuse, elle possède une distribution inhomogène à l'échelle des lames minces. Dans la plupart des cas, elle semble peu abondante.

Analyse modale

Matrice : 18 % du volume total de la roche (valeur moyenne)

grains : quartz : 87 %
fragments lithiques : 13 %.

Ces sublithic-wackes, situés à la base de la Formation du Grès armoricain possèdent des caractères voisins de ceux observés dans les grès de la Formation de Pont-Réan; ils s'en distinguent toutefois par une maturité de composition plus élevée (leur matrice est plus siliceuse).

2B - CARRIERES DE BECIHAN Ces deux carrières, actuellement exploitées, sont situées au Nord et au Sud de la route qui relie La Telhaie à Monteneuf, elles sont séparées par un accident transversal.

Le flanc Est de la carrière la plus septentrionale offre, sur une longueur de 200 m, une coupe continue où l'on peut voir des grès quartzites blancs ou bleutés (puissance des bancs : 0,2 à 1,5 m) alternant avec de fines passées de roches psammitiques (*).

Le pendage des couches, ainsi que la présence d'un repli interne nous permet d'évaluer à une centaine de mètres, la puissance de la série gréso-psammitique observable.

a) Les grès quartzites

Au microscope, ce grès apparaît bien classé, la matrice y est le plus souvent réduite à un film sériciteux intergranulaire.

Composition minéralogique

- quartz : la taille des grains dépasse rarement 100 μ et ils sont engrenés les uns dans les autres.
- muscovites, toujours présentes, leur longueur peut atteindre 1 mm, elles soulignent la stratification.
- minéraux accessoires (tourmaline, rutile et surtout zircon). Ils peuvent être localement abondants.
- la matrice, essentiellement sériciteuse, contient des passées chloriteuses.

(*) Nous utilisons le terme "psammite" au sens que lui attribuait L. Cayeux (1929, p. 195) "... le psammite est une variété de grès micacé dont les paillettes de micas sont concentrées et ordonnées en plans parallèles, correspondant à des lignes de

Analyse modale

matrice : 7 à 9 % du volume total de la roche

grains : quartz : 88 - 97 %
muscovites : 3 à 12 %

Les fragments lithiques sont exceptionnels (0,01 % sur l'ensemble des points comptés). Le feldspath n'a jamais été mis en évidence.

Ces grès correspondent à des quartz-arénites.

b) Les grès psammitiques

L'observation micrographique montre un grès quartzite équivalent au sédiment décrit plus haut, où s'individualisent des structures planaires de faible épaisseur (0,5 à 1 mm).

Celles-ci contiennent de nombreuses muscovites détritiques; la matrice chlorito-sériciteuse y est bien développée (40 % du volume total) et la granulométrie y est équivalente à celle des niveaux quartzitiques décrits plus haut.

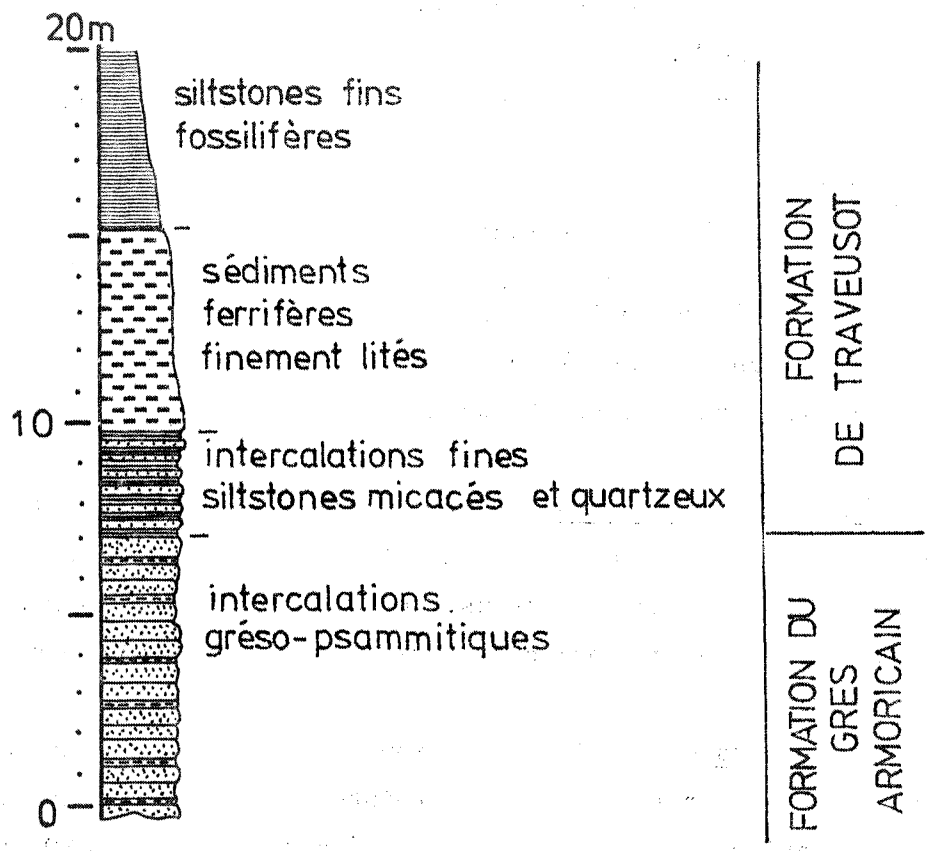
La carrière méridionale montre une série quartzito-psammitique strictement équivalente à celle que nous venons de décrire, elle est en contact anormal avec les sédiments appartenant à la Formation de Traveusot.

2C - CARRIERE SITUEE A L'OUEST DE BECIHAN

Cette carrière proche d'une station de captage d'eau est située au Sud de la route reliant Monteneuf à La Telhaie (latéralement, elle se trouve à 1 500 m des deux carrières étudiées précédemment). Elle nous montre la partie supérieure de la Formation du Grès armoricain (fig. 9).

A la base nous relevons 7 m d'intercalations gréso-psammitiques, comparables aux niveaux décrits dans les carrières de Bécihan. Les bancs quartzitiques qui possèdent une puissance inférieure à 1 m sont généralement de couleur bleutée et finement zonés.

Figure.9



carriere W. Becihan: Colonne stratigraphique synthètique

Nous trouvons ensuite trois mètres d'intercalations plus fines (puissance maximale des bancs : 40 cm).

Observés au microscope, les niveaux les plus compacts contiennent des grains de quartz dont la taille ne dépasse pas 45 μ; il s'agit de siltstones grossiers possédant la composition minéralogique suivante :

- quartz détritiques recristallisés dont la distribution est homogène à l'échelle de la lame mince.
- micas : muscovites détritiques dont la longueur ne dépasse pas 150 μ.
- la matrice chloriteuse est riche en minéraux opaques.

Analyse modale

matrice : 46 % du volume total de la roche

grains : quartz : 59 %
muscovite : 41 %

Cette analyse modale permet de définir ces siltstones grossiers comme des quartz-wackes micacés.

Les niveaux les plus tendres correspondent à des siltstones fins micacés dont la composition minéralogique est identique à celle des siltstones précédemment décrits. Le quartz est ici plus rare ($<$10 % du volume des grains) et sa granulométrie n'excède pas 40 μ.

Au dessus de ces intercalations fines, nous passons sans transition à un ensemble homogène de teinte noire, caractérisé par une stratification régulière de lits peu épais (puissance $<$ 10 cm) et de natures très diverses (grès fins, quartzites, grès psammitiques, siltstones fins et grossiers).

Le sédiment le plus représenté est un siltstone fin micacé. La matrice, abondante (60 % du volume total de la roche) y est essentiellement chloriteuse et les minéraux lourds (rutile, zircon, tourmaline) y sont nombreux. Dans certains niveaux le litage interne est souligné par des films de vannage constitués

- de lamelles de muscovite,
- de balles chloriteuses,
- de minéraux lourds,
- de filaments opaques (graphite ?).

Ces niveaux, indices d'une sédimentation détritique d'eau peu profonde, sont accompagnés d'une importante précipitation ferrifère.

On rencontre des niveaux très semblables dans l'Ordovicien inférieur du Sud de Rennes, où ils marquent la sédimentation ferrifère du Grès armoricain inférieur, qui en Bretagne centrale jalonne l'établissement de la transgression marine au Paléozoïque inférieur (J.J. Chauvel, 1968).

III - LA FORMATION DE TRAVEUSOT

La Formation de Traveusot qui surmonte le Grès armoricain est constituée par une masse de sédiments schistifiés plus ou moins altérés. Dans cet ensemble nous avons pu distinguer de la base au sommet une partie inférieure constituée de niveaux homogènes fins faisant suite à un sédiment plus grossier marqué par l'abondance de grosses muscovites détritiques.

Il n'est pas possible de donner ici une coupe lithostratigraphique précise, d'une part à cause du manque de coupes continues suffisamment longues et d'autre part à cause du style de déformation de ces schistes qui implique dans le détail des répétitions de faciès indécelables sur le terrain par manque de niveaux repères suffisamment nets.

3A - LES NIVEAUX FINS SITUES A LA BASE

Ce sont des siltstones micacés qui, à l'état frais, ont une teinte noire bleutée, ils possèdent le plus souvent un bon débit ardoisier correspondant à une schistosité fine et plane.

A l'affleurement, il n'est pas possible d'en distinguer la stratification.

Composition minéralogique

- quartz : grains détritiques peu nombreux (diamètre des grains 0,015 à 0,025 mm), aplatis dans le plan de schistosité, ils présentent le plus souvent une extinction onduleuse.

  On observe parfois de petits nodules (L : 0,25 à 1,5 mm, l : 0,1 à 0,5 mm) aplatis dans le plan de schistosité, qui correspondent à des concentrations de grains de quartz identiques aux individus isolés.
- muscovite : nombreuses, partiellement recristallisées dans le plan de schistosité, elles possèdent une taille généralement faible (L : 0,015 à 0,030 mm).
- minéraux accessoires : outre le zircon détritique, on peut déceler de nombreux granules de rutile; les lames taillées parallèlement au plan de schistosité montrent une seconde génération de rutiles néoformés vermiculaires (L : 0,020 mm).
- la matrice quartzo-chlorito-sériciteuse est très abondante (> 90 % du volume total de la roche).

Dans ces siltstones fins, il apparaît localement des niveaux noirs très durs, ne possédant plus le débit ardoisier, sur le terrain il est très difficile d'en définir les limites, ils ne semblent toutefois jamais très épais (quelques dizaines de cm au maximum).

L'examen micrographique y indique, par rapport aux siltstones phylliteux décrits précédemment, une plus grande richesse en grains de quartz (taille < 0,020 mm).

3B - LES FACIES SEDIMENTAIRES RECONNUS AU-DESSUS DES SILTSTONES FINS DE LA BASE DE LA FORMATION

Le faciès le plus commun correspond à un siltstone grossier contenant des structures sédimentaires de type oeillé. Sur le terrain (ex. : cote 80, W les Epinettes) ces niveaux peuvent être confondus avec les Dalles pourprées (la présence de muscovites détritiques

de grande taille bien visibles au microscope permet une distinction aisée).

Le fond silteux de ces roches possède une granulométrie plus grossière que les sédiments situés à la base de la Formation. Le diamètre des grains de quartz atteint 50 μ, les muscovites détritiques nombreuses ont une longueur de 250 μ. La matrice quartzo-chlorito-sériciteuse reste abondante ($>$80 % du volume total de la roche).

Les structures oeillées correspondent à des lentilles de taille millimétrique à contours plus ou moins nets, qui possèdent la composition minéralogique suivante :

- quartz, grains bien classés (leur taille varie de 0,04 à 0,08 mm selon les nodules), possédant une texture quartzitique fréquente.
- micas, les muscovites détritiques de grande taille (L : 0,25 mm) restent abondantes, quelques biotites chloritisées peuvent être reconnues.
- la matrice chlorito-sériciteuse est peu abondante (15 à 17 % du volume total des nodules).

La densité de ces nodules est très variable, dans certains cas ils sont coalescents, la roche possède alors un aspect gréseux, la cassure se faisant préférentiellement selon le mince film phylliteux qui unit les nodules.

3C - LES NIVEAUX PARTICULIERS

A l'intérieur des siltstones grossiers constituant la partie supérieure de la Formation de Traveusot, nous avons rencontré quelques faciès particuliers apparemment limités en extension, puisque nous ne les trouvons que dans un nombre très restreint d'affleurements.

a) Les siltstones grossiers à nodules centimétriques

Ce type de roche n'a été reconnu qu'en deux endroits précis (rive Nord du ruisseau de Langave à son intersection avec la

route qui mène de La Telhaie à Treal, Est du hameau de La Ville Etienne).

Dans les deux cas, les nodules, dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de centimètres, montrent une cassure fraîche de couleur bleutée possédant des auréoles concentriques de goethite.

L'examen micrographique des nodules révèle un siltstone grossier à fin, très siliceux (taille des grains de quartz 30 à 50 μ), possédant une texture quartzitique bien développée, la pigmentation de goethite peut envahir totalement les nodules.

b) Les niveaux gréseux

Au NW de Le Bezy, à 350 m du contact Grès armoricain - Formation de Traveusot, nous avons constaté au sein de siltstones grossiers à nodules coalescents, la présence d'intercalations fines gréso-silteuses (puissance observable 3 m, épaisseur des bancs gréseux 5 à 10 cm). Il s'agit de grès quartzitiques très fins (taille des grains 80 μ) à nombreux éléments de quartz bien classés et muscovites. Quelques niveaux à structure psammitique ont été reconnus. La matrice quartzo-séricito-chloriteuse semble peu abondante (15 - 17 % du volume total de la roche).

On peut noter au passage la ressemblance pétrographique de ces niveaux gréseux avec les structures oeillées contenues dans les siltstones environnants.

CONCLUSION : Comparaison avec les synclinaux du Sud de Rennes

En raison de la présence de nombreux accidents transversaux et longitudinaux, il est difficile de chiffrer avec précision la puissance réelle de la Formation de Traveusot à l'intérieur de l'Ellipse de Reminiac.

Nous avons séparé dans cette Formation deux types de sédiments superposés stratigraphiquement.

- A la base, il existe 150 à 200 m de siltstones fins micacés contenant quelques intercalations diffuses de siltstones fins quartzeux.

- Ces niveaux fins font place progressivement à une sédimentation plus grossière (puissance 100 à 150 m) qui se poursuit jusqu'au Grès du Chatellier. Cette sédimentation est marquée par des siltstones grossiers micacés riches en nodules millimétriques gréseux.

Cette dualité niveaux inférieurs fins, niveaux supérieurs grossiers, se retrouve dans les Synclinaux du Sud de Rennes à l'Est d'Eancé. Cl. Le Corre (1969) décrit dans les Schistes à Calymènes deux faciès ayant une répartition verticale nette.

- Schistes à Calymènes inférieurs : (puissance 200 m), sédiments quartzo-séricito-chloriteux (taille des grains de quartz 10 à 30μ).
- Schistes à Calymènes supérieurs (puissance 175 m), caractérisés par un faciès plus détritique, les quartz sont plus nombreux et on note la présence de grosses muscovites détritiques.

La séparation en deux membres distincts, définie dans la partie Est des Synclinaux du Sud de Rennes, peut être conservée à l'intérieur de l'Ellipse de Reminiac. Dans ce cas particulier, il semble toutefois que nous ayons une partie supérieure nettement plus grossière que ce qui a été jusque là décrit dans les Synclinaux du Sud de Rennes.

4 - LA FORMATION DU CHATELLIER

Sur les seconde et troisième éditions de la Feuille de Redon (fig. 4), cette formation essentiellement gréseuse est représentée de façon lenticulaire (il existe une lacune d'affleurement sur les flancs sud et est de l'Ellipse).

Ce grès intercalé entre la Formation de Traveusot et la Formation de Riadan est tout à fait comparable, par sa puissance (70 m), son aspect et sa composition minéralogique, aux faciès décrits par Cl. Le Corre (1969) à l'Est d'Eancé, nous retrouvons ici les deux types sédimentaires distingués par cet auteur.

4A - LE FACIES VERT CHLORITEUX

Ce type de roche est de loin le plus fréquent et le plus caractéristique. C'est un grès très fin (taille maximale des grains de quartz : 80 μ), bien classé, riche en chlorite.

a) Composition minéralogique

Les grains

- quartz : grains détritiques très recristallisés,
- muscovite : elle forme des lamelles trapues dont la longueur est inférieure à 0,2 mm. On reconnait également de rares biotites chloritisées, avec des minéraux opaques localisés dans les clivages.
- feldspath : la taille des grains est voisine de celle des quartz, les mesures précises effectuées indiquent une composition d'albite.
- minéraux accessoires : rutile et zircon.

La matrice essentiellement chloriteuse est par endroit, piquetée de granules opaques.

b) Analyse modale

matrice : 15 à 20 % du volume total de la roche

grains : quartz : 78 %
feldspath : 7 %
micas : 15 %

Cette analyse caractérise un subfeldspathic-wackes.

4B - LE FACIES BLANC QUARTZITEUX

Ces grès très fins, bien classés, possèdent une composition minéralogique équivalente au type précédent mais les proportions respectives des différents éléments ne sont plus les mêmes. D'autre part, la matrice chloriteuse contient de la séricite.

Analyse modale

matrice : 10 % du volume total de la roche

grains : quartz : 88 %
feldspath : 1 %
micas : 11 %

Ce second faciès reste très localisé, les différences que nous constatons dans le volume de la matrice et l'abondance des feldspaths reflètent des variations dans les conditions de sédimentation.

CONCLUSION

Par son faciès vert le Grès du Chatellier représente un niveau bien particulier dans la sédimentation du Paléozoïque inférieur. Il marque l'apparition du feldspath au sein d'une Formation qui possède une maturité de texture relativement bonne (bon classement des grains, matrice peu abondante); la richesse de la matrice en chlorite est également un caractère particulier par rapport aux grès des formations sous-jacentes. Notons enfin l'homogénéité sédimentaire de cette Formation peu épaisse sur l'ensemble des Synclinaux du Sud de Rennes.

5 - LA FORMATION DE RIADAN

Dans l'Ellipse de Reminiac, les affleurements correspondant à la Formation de Riadan sont très discontinus (altération importante, éboulis gréseux issus de la Formation de Reminiac, placages récents superficiels).

Au Nord-Est de Caro, sur la route qui joint ce village au Bois de La Grée Callac'h, une tranchée d'adduction d'eau a recoupé un repli synclinal, limité au Nord comme au Sud par le Grès du Chatellier; cette coupe (Coupe de La Moulière) nous a permis de reconnaître les faciès de la base de la Formation de Riadan.

Au Nord de la Beraie, une nouvelle route nous montre cette Formation au voisinnage du Grès de Reminiac.

5A - COUPE DE LA MOULIERE (fig. 10)

Cette coupe qui offrait un affleurement à peu près continu sur une distance de 600 m, montre à partir du Grès du Chatellier, les faciès sédimentaires suivants :

1 : Siltstones grossiers micacés hétérogènes,
2 : Siltstones grossiers quartzeux homogènes,
3 : Siltstones fins fissiles
4 : Siltstones grossiers quartzeux homogènes.

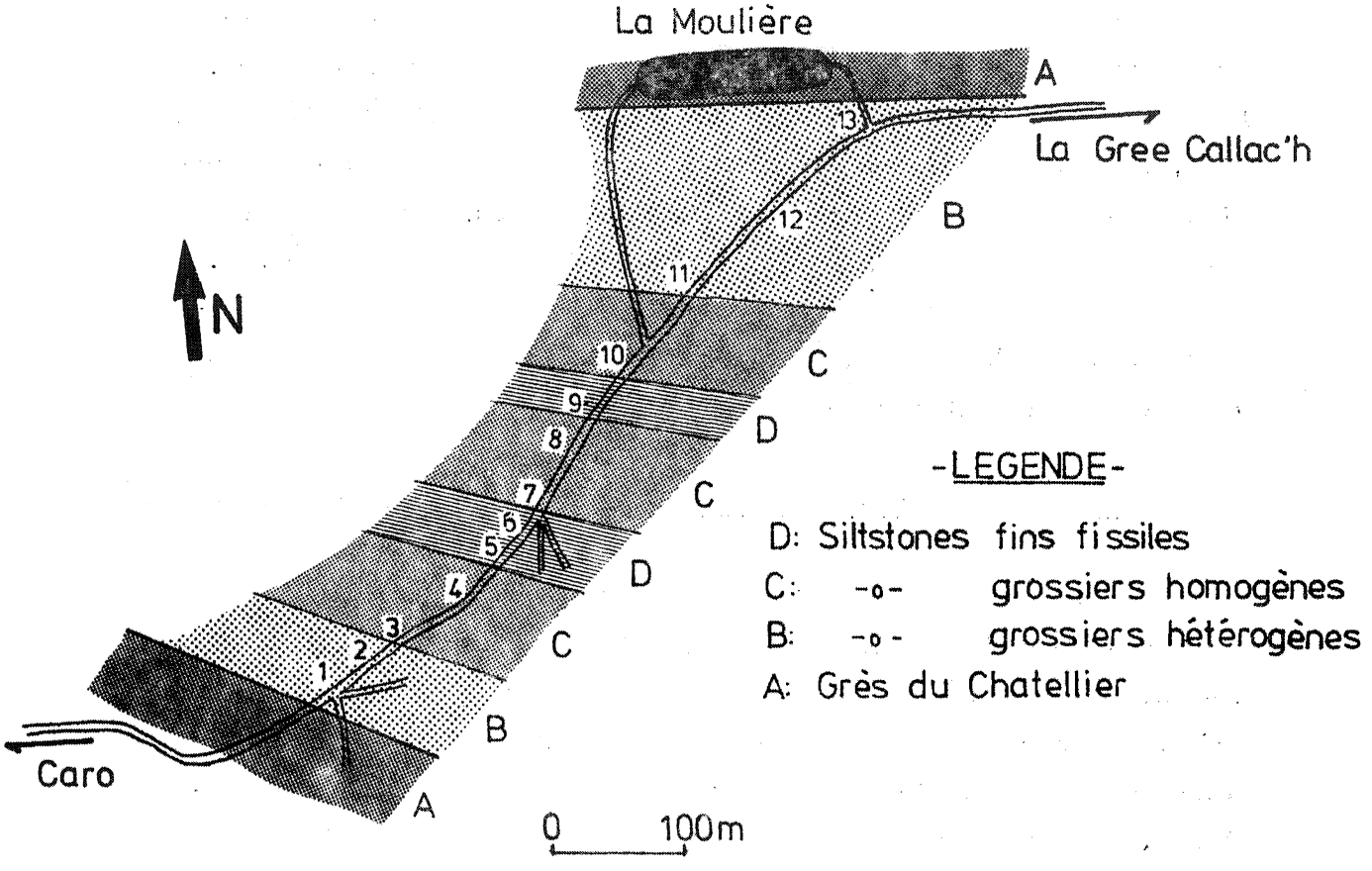
La figure 10 montre une symétrie dans la distribution des faciès, confirmant ainsi la structure synclinale recoupée par la tranchée.

a) Les siltstones fins fissiles (puissance estimée 25 à 30 m)

A l'affleurement ce sont des schistes fins homogènes plus ou moins tendres et de couleur noire bleutée. L'étude micrographique y indique la composition minéralogique suivante :

- quartz : grains détritiques très parsemés, leur taille varie de 0,01 à 0,025 mm.

Figure. 10



Coupe de La Moulière

- muscovites, nombreuses et de petite taille (L $\leqslant$ 0,05 mm)
- la matrice recristallisée, abondante ($>$ 90 % du volume total de la roche) est essentiellement chlorito-sériciteuse.

b) Les siltstones grossiers hétérogènes (puissance estimée : 50 à 60 m)

Macroscopiquement ces niveaux se différencient du sédiment précédent par une cassure esquilleuse et une teinte vert-jaunâtre. Leur composition minéralogique est équivalente à celle des siltstones fins. Les quartz dont la granulométrie ne dépasse pas 0,045 mm constituent des amas de taille millimétrique rappelant les structures oeillées décrites dans les sédiments des Formations sous-jacentes. Il s'y adjoint de nombreuses muscovites détritiques ainsi que quelques grains feldspathiques. La matrice riche en chlorite reste abondante (60 % du volume total de la roche).

c) Les siltstones grossiers homogènes (puissance estimée : 100 m)

Ce type de roche s'apparente sur le terrain au faciès vert du Grès du Chatellier, mais l'analyse micrographique montre un sédiment nettement plus fin (la taille des grains de quartz n'excède pas 50 μ). La composition minéralogique est identique à celle des siltstones grossiers hétérogènes (quartz, muscovite, feldspath plagioclase). Les grains de quartz sont ici plus nombreux (30 à 35 % du volume total de la roche) et sont répartis de façon homogène. La matrice abondante (45 % du volume total de la roche) est très chloriteuse.

5B - COUPE NORD LA BERAIE

Cette coupe permet d'étudier le sommet de la Formation de Riadan, dont les siltstones grossiers quartzo-micacés sont intercalés avec des bancs gréseux plus ou moins lenticulaires et de puissance inférieure à 5 cm.

a) Les siltstones grossiers sont très proches par leur aspect des niveaux sédimentologiquement équivalents décrits dans la coupe de La Moulière mais les grains feldspathiques y sont très rares.

b) Les passées gréseuses possèdent des limites non tranchées, le passage siltstone - grès s'effectue ici progressivement, par augmentation du nombre et de la taille des grains de quartz. Ces grès sont riches en grains de minéraux opaques (15 à 25 % du volume total de la roche). Les grains de quartz dont la taille peut atteindre 150 μ pour les individus les plus grands, sont généralement anguleux et mal classés. Les muscovites détritiques sont présentes, dans aucun des niveaux observés, nous n'avons relevé la présence de grains feldspathiques. La matrice essentiellement sériciteuse possède un volume très variable.

CONCLUSION

L'échantillonnage plus complet que nous avons effectué sur l'ensemble de l'Ellipse confirme les divisions sédimentologiques que nous avons observées dans les coupes ci-dessus. Les 150 premiers mètres de la Formation de Riadan sont constitués de siltstones grossiers plus ou moins homogènes pouvant présenter des figures de sédimentation de type oeillée. Nous avons également relevé, localement, la présence d'intercalations gréseuses peu épaisses, tout à fait semblables au faciès vert du Grès du Chatellier (Bourdelet). Vers le sommet les siltstones s'enrichissent en muscovite et séricite et les grains feldspathiques disparaissent.

Dans le secteur de Reminiac nous n'avons pas reconnu les niveaux repères de la veine ardoisière exploitée à Renazé (quartzites calcarifères - niveaux à chats)*. En fait, ainsi que nous l'a montré l'étude effectuée en 1973 à Renazé**, la mise en évidence de ces niveaux en surface demande des moyens importants (tranchées, sondages, galeries de mine). Dans les conditions d'affleurement offertes par l'Ellipse de Reminiac, il ne nous est pas possible de rejeter a priori une corrélation entre les siltstones fins fissiles relevés dans la coupe de La Moulière et les niveaux contenant la veine ardoisière exploitée à Renazé.

---

* Cl. Le Corre 1969

** Cl. Le Corre et Y. Quété 1973

6 - LA FORMATION DE REMINIAC

La Formation de Reminiac, désigne une masse gréseuse homogène, qui fait suite à la Formation de Riadan, elle occupe principalement le coeur de l'Ellipse de Reminiac.

6A - STRUCTURES ET TEXTURES

Il s'agit d'un grès quartzitique de couleur blanc à gris qui se distingue macroscopiquement du Grès armoricain par la présence constante de petites tâches pyriteuses et l'absence de muscovites détritiques décelables à l'oeil nu.

L'observation des quelques carrières ouvertes dans ces grès montre une succession régulière de bancs quartzitiques (puissance des bancs : 0,5 à 1,5 m) où les interlits silteux ou psammitiques semblent rares.

6B - COMPOSITION MINERALOGIQUE

Les grains

- quartz : grains détritiques très recristallisés (texture quartzitique constante) dont le forme primitive n'est plus observable. Le classement est moyen (la taille des grains varie de 0,08 à 0,16 mm).
- muscovites détritiques rares.
- on observe quelques grains entièrement séricitisés écrasés entre les quartz; dans l'état actuel de la roche, il n'est pas possible de définir leur origine (anciens feldspaths, fragments lithiques sériciteux ?).

La matrice sériciteuse orientée est peu abondante.

6C - ANALYSE MODALE

matrice : 5 à 7 % du volume total de la roche

grains
quartz : 98 %
muscovite : 2 %

Les minéraux opaques (zircon et surtout pyrite) toujours présents dans cette quartz-arénite peuvent être parfois abondants (jusqu'à 15 % du volume total de la roche).

CONCLUSION

Ces grès quartzites de type quartz-arénite ont une puissance qui ne dépasse pas 20 m dans les conditions actuelles d'affleurement où la partie supérieure nous est masquée par la surface d'érosion. Stratigraphiquement (succession régulière par alternances gréso-silteuses à la Formation de Riadan), ils sont tout à fait corrélables au Grès de base défini par Cl. Le Corre à l'Est du Synclinorium de Martigné-Ferchaud*. Nous verrons dans la partie paléontologique, que la faune qui y fut découverte par A. Philippot (1950) pose un problème de corrélation vis à vis des grès reconnus à l'Est d'Eancé.

* Cl. Le Gorre 1969 -

III - CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE INFERIEUR DE L'ELLIPSE DE REMINIAC : ESSAI DE RECONSTITUTION

La série sédimentaire que nous avons pu définir dans l'Ellipse de Reminiac (fig. 11), bien qu'elle soit dans le détail parfois incomplète, constitue dans son ensemble une série homogène exempte de discontinuités majeures, le passage entre les différentes formations se fait de manière progressive.

1 - CARACTERES COMMUNS A L'ENSEMBLE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE

LE DEGRE DE MATURITE DE COMPOSITION

La composition minéralogique des sédiments du Paléozoïque inférieur de l'Ellipse est peu varieée, elle se réduit à quelques minéraux principaux (tableau IV).

- Le quartz dans tous les cas observés, reste l'élément dominant, tant au niveau des grains que celui de la matrice (le faciès vert mis en évidence dans le Grès du Chatellier constitue une exception par la nature chloriteuse de sa matrice).

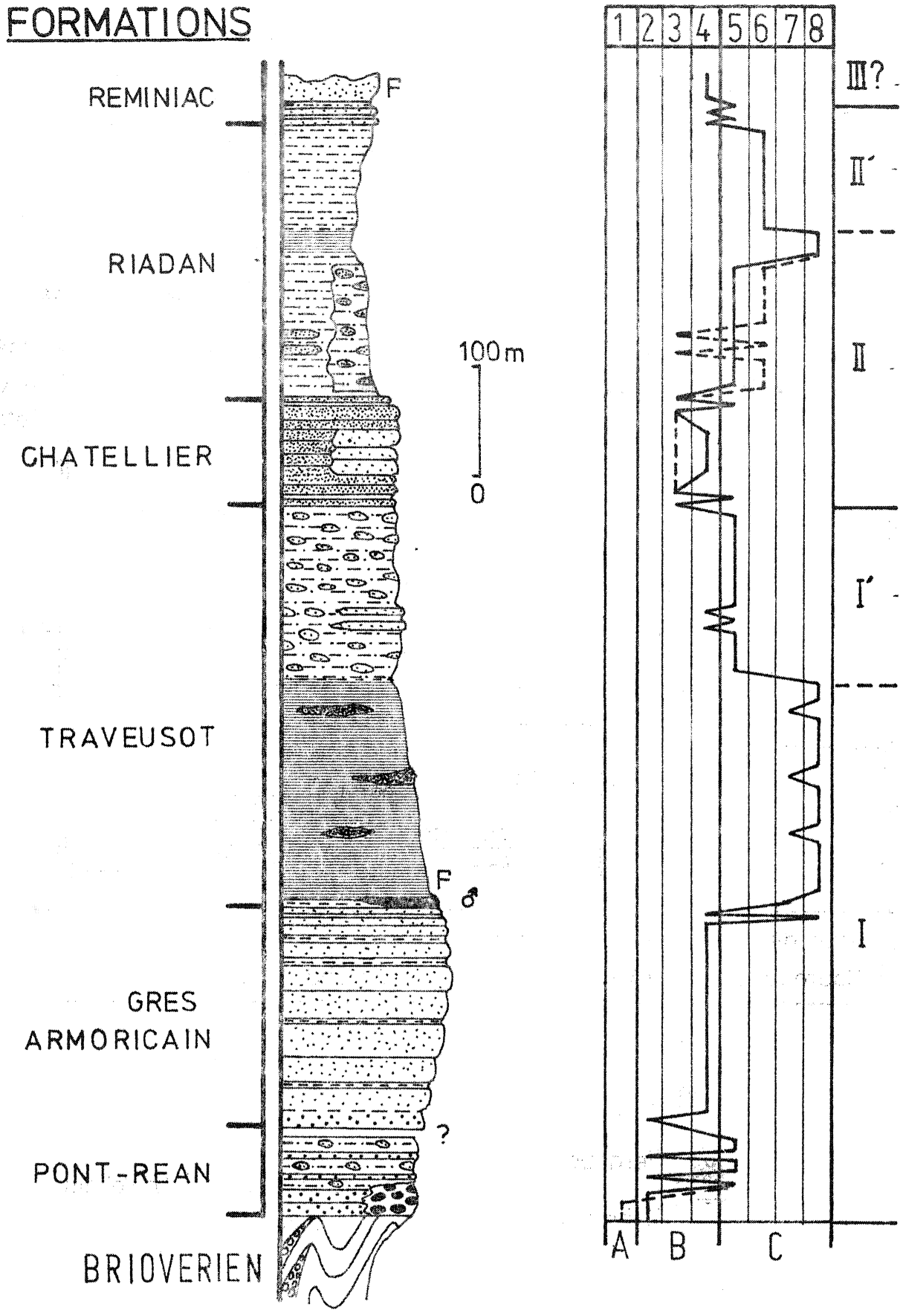
- La muscovite est, après le quartz, l'élément détritique le plus répandu.

- Le feldspath est absent jusqu'au faciès vert du Grès du Chatellier où il fait son apparition; il semble qu'au sommet de la Formation de Riadan il disparaisse à nouveau.

- Les minéraux accessoires sont eux aussi peu variés (rutile, zircon, plus rarement tourmaline).

Légende de la fig. 11

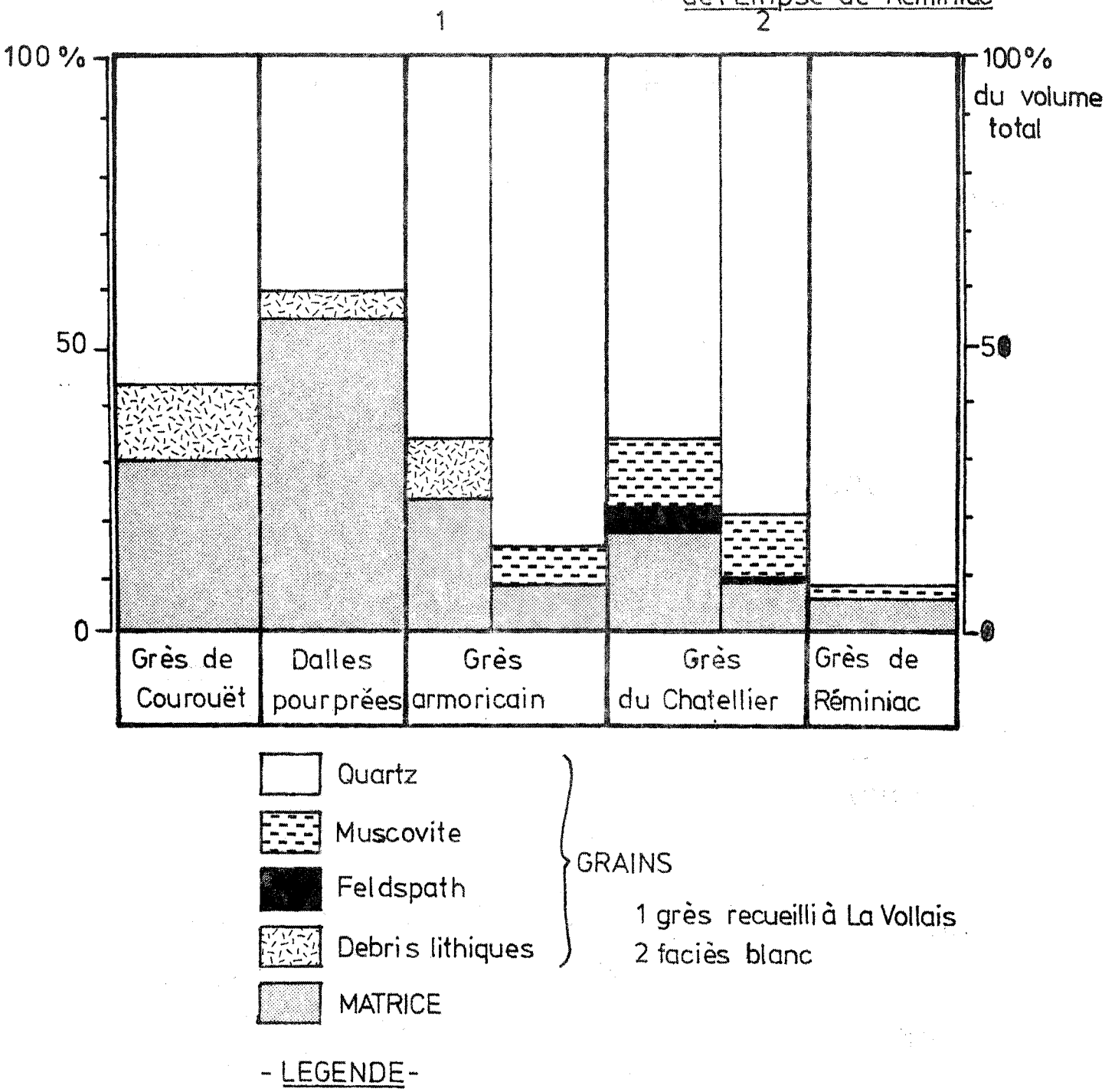
A : Rudites	1.	conglomérat
	2.	grès sublithiques
B ; Sablites	3.	grès chloriteux et subfeldspathiques
	4.	quartz arénites (les grès psammitiques y sont inclus)
	5.	siltstones grossiers à structures sédimentaires de type oeillées
C : Lutites	6.	siltstones grossiers quartzeux
	7.	siltstones fins quartzeux
	8.	siltstones fins micacés



COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
DE LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE DE
L'ELLIPSE DE REMINIAC

Tableau IV

Analyses modales moyennes des grès paléozoïques de l'Ellipse de Réminiac



L'association quartz + muscovite qui constitue la part prépondérante des sédiments observés dans la série paléozoïque inférieure de l'Ellipse de Reminiac, leur confère une bonne maturité de composition.

Les structures sédimentaires reconnues (structures oeillées en particulier) confirment, à Reminiac, une sédimentation d'eau peu profonde signalée ailleurs (J.J. Chauvel, 1968; Cl. Le Corre, 1969).

2 - CARACTERES DE DIFFERENCIATION

La maturité de texture permet de distinguer deux grands ensembles.

- le premier localisé à la base de la série sédimentaire (Formation de Pont-Réan, base du Grès armoricain) se caractérise par une maturité de texture assez médiocre qui se marque par l'abondance de la matrice (> à 20 % du volume total de la roche), le mauvais classement des éléments détritiques peu usés et l'individualisation d'un lot de fragments lithiques (tableau IV).

- Au dessus de ce premier ensemble dont la puissance ne dépasse pas 100 m (fig. 11), les sédiments gréseux montrent une maturité de texture bien meilleure, ils correspondent tous à des roches bien classées, pauvres en matrice; seul le faciès vert du Grès du Chatellier possède un volume de matrice supérieur à 15 % du volume total de la roche.

3 - ESSAI DE RECONSTITUTION DES CONDITIONS DE SEDIMENTATION

Les niveaux de la base de la série sédimentaire paléozoïque (Formation de Pont-Réan, grès recueillis à La Vollais) représentent un matériel jeune (fragments lithiques, grains anguleux mal classés) ayant subi avant son dépôt une altération chimique importante, confirmée par l'absence de grains feldspathiques alors que les indices d'une reprise d'un matériel eruptif sont marqués par la présence de nombreux niveaux à quartz volcaniques.

a Broyce de Kanfat

La médiocrité de la maturité de texture suppose un milieu de dépôt dont l'énergie est insuffisante pour permettre l'élimination de la fraction fine et le classement des particules, ce caractère est vérifié également au niveau des interbancs par l'absence de figures d'affouillement.

Ces observations confirment l'hypothèse formulée par J.J. Chauvel (1969, p. 165 et suivantes) selon laquelle la Formation de Pont-Réan pourrait être le résultat de l'érosion d'un vieux socle soumis à une altération chimique importante; elle correspond à l'installation locale (dépendance vis à vis du paléorelief) de la transgression marine paléozoïque. L'abondance de pigment hématitique que nous avons relevée dans le Membre de Montfort peut, à la lumière des travaux récents effectués par F.V. Chukhrov (1973), amener des précisions supplémentaires à cette reconstitution.

Pour cet auteur, les sédiments riches en hématite correspondent le plus souvent à des matériaux déposés à une faible distance de leurs sources exondées où règne un climat tempéré et humide.

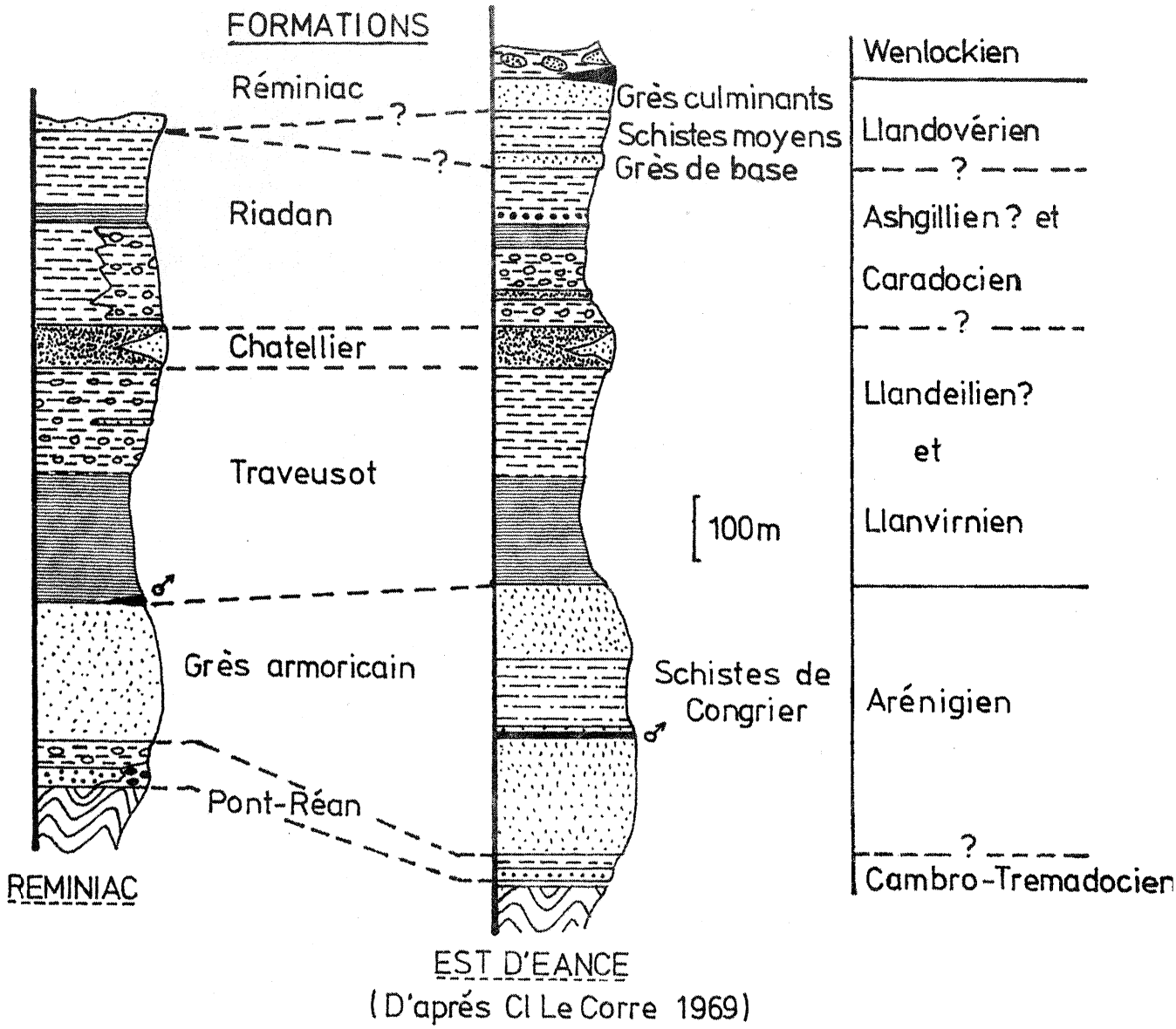
La suite de la Série sédimentaire paléozoïque de l'Ellipse de Réminiac, est le reflet d'une extension plus générale de la transgression marine, dans un domaine littoral caractérisé par une faible épaisseur de la tranche d'eau. On y distingue deux cycles sédimentaires principaux (I et II, fig. 11).

4 - COMPARAISON AVEC LES TERRAINS HOMOLOGUES DECRITS A L'EST DANS LE SYNCLINORIUM DE MARTIGNE-FERCHAUD (Cl. Le Corre, 1969) (fig. 12)

La comparaison des deux colonnes stratigraphiques souligne une inégalité de la sédimentation au cours de l'Arénigien; la Formation du Grès armoricain décrite dans l'Ellipse possède une puissance bien inférieure (150 - 200 m) à celle reconnue plus à l'Est (400 m). Les Schistes de Congrier sont absents et les indices de sédimentation ferrifère sont au sommet de la Formation.

La série sédimentaire reconnue au dessus du Grès armoricain est aisément corrélable avec son homologue défini plus à l'Est, notons seulement que dans l'Ellipse, la partie supérieure de la Formation de Traveusot semble plus grossière (minéraux à nodules, bancs gréseux).

Figure. 12



(D'aprés Cl Le Corre 1969)

Coréllations: L'Ordovicien dans les Synclinaux du Sud de Rennes

Du point de vue sédimentologique, l'Ellipse de Reminiac appartient aux Synclinaux du Sud de Rennes, il semble toutefois que cette unité ait subi dans sa partie occidentale une évolution différente jusqu'au Llanvirnien inférieur. L'étude des formations volcaniques et volcanoclastiques reconnues dans l'Ellipse nous permettra de préciser cette anomalie.

Légende planche I

La formation de Pont-Réan

Photos 1 et 2 *Quoiqueneuc. Le Membre de Courouët, le conglomérat à galets centimétriques : variation locale du taux de la matrice et de la taille des galets.*

Photo 3 *Bois de Bodel. Le membre de Courouët, le microconglomérat. (Négatif L.M.). Faciès à fragments quartzeux et gréseux, noter l'abondance de la matrice.*

Photo 4 *Bois de Bodel. Le Membre de Courouët, le microconglomérat. (L.P.). Faciès à fragments de siltstones plus ou moins écrasés, noter la granulométrie de la matrice qui apparaît gréseuse.*

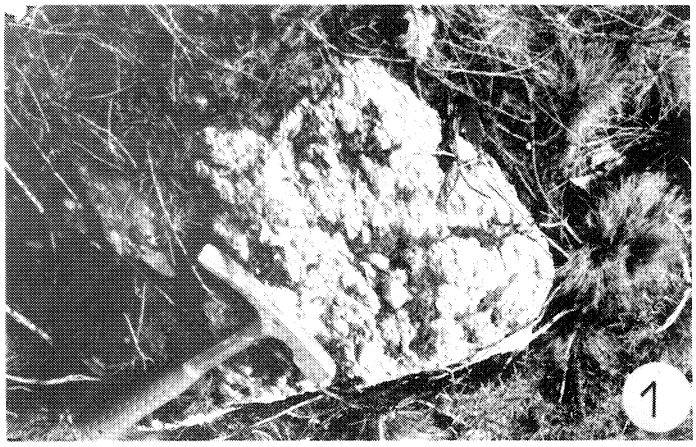
Photo 5 *Tréson. Le Membre de Courouët : (cf. Fig.7), ce cliché correspond au banc gréseux contenant une mince intercalation de conglomérat à galets centimétriques.*

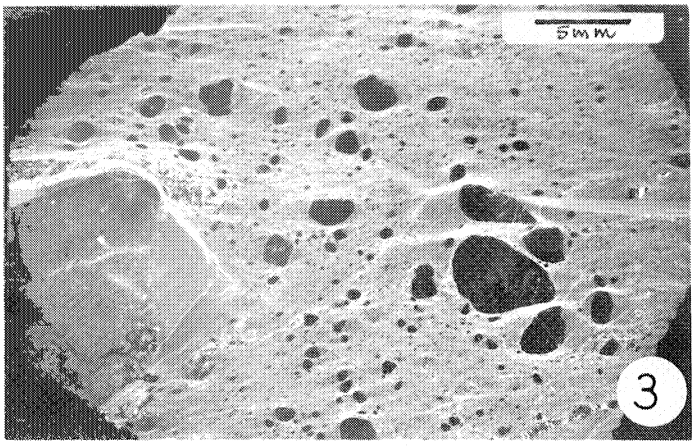
Photo 6 *Le Trémelais. Le Membre de Montfort : stratification massive des Dalles pourprées.*

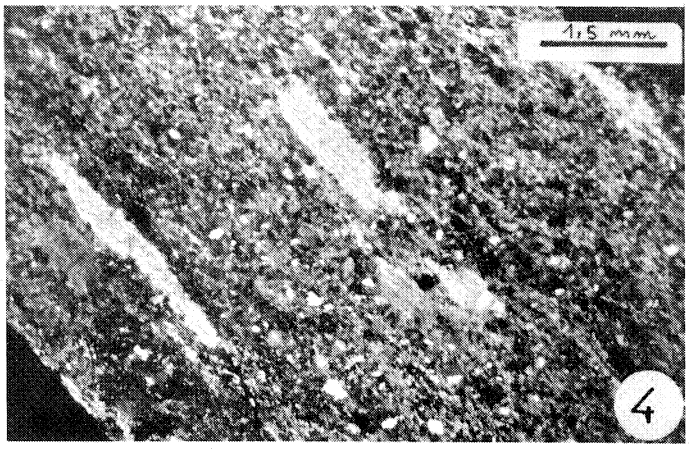
Photo 7 *N. Monteneuf. Le Membre de Montfort, les Dalles pourprées surface de banc montrant la linéation d'intersection $S_0 \rfloor S_1$ qui empêche toute observation de structures sédimentaires fines.*

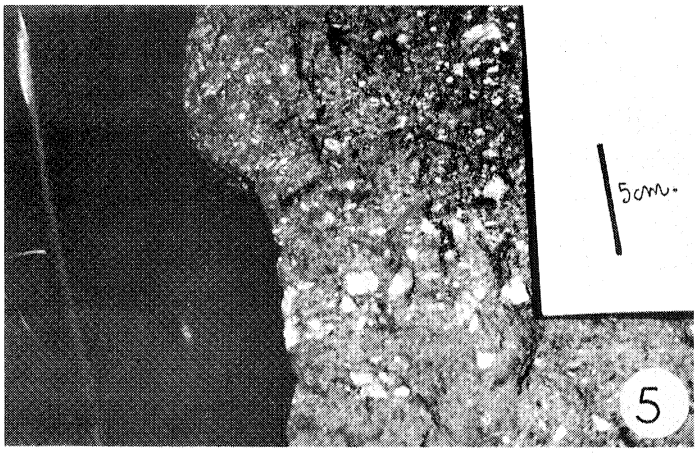
Photo 8 *Tréson. Le Membre de Montfort : intercalations gréseuses au sein des Dalles pourprées.*

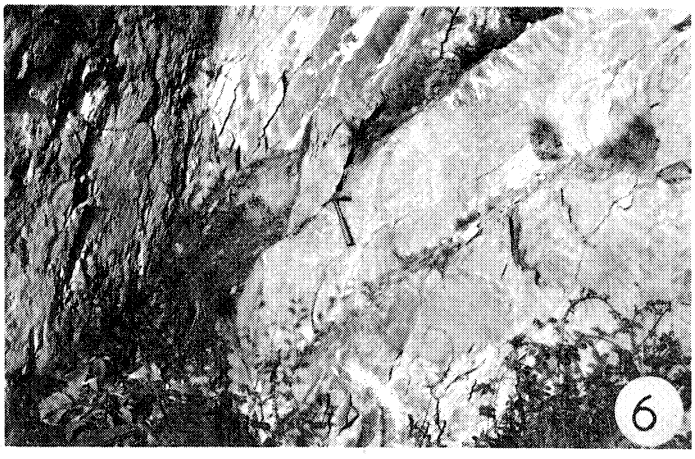
PLANCHE. I

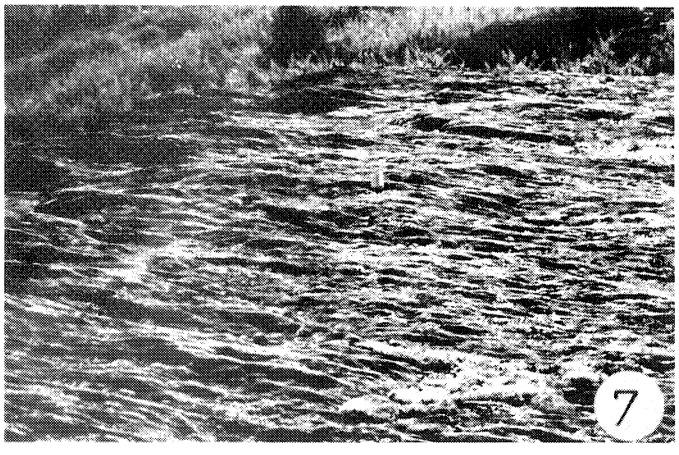


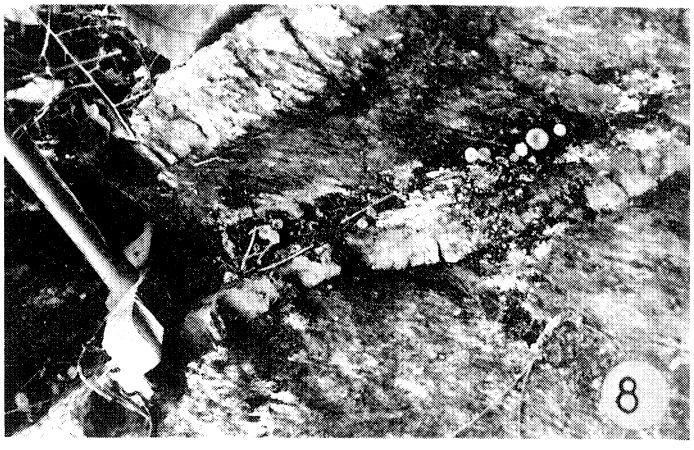












Légende planche II.

Les sédiments à maturité texturale médiocre, de la base de la Série sédimentaire paléozoïque.

Photos 9 et 10 *Le Membre de Courouët, le Grès de Courouët.*

Photo 9 *(L.P) E. Monteneuf. Le faciès typique : Sublithic-wacke, noter le mauvais classement des grains et la présence de fragments lithiques (phtanite). Du fait de recristallisations importantes la matrice est difficile à évaluer (pseudomatrice).*

Photo 10 *(L.P) E. Monteneuf. Le faciès le plus fréquemment reconnu dans l'Ellipse de Réminiac : individualisation de grains de quartz d'origine volcanique.*

Photos 11 à 14 *Le Membre de Monfort, les Dalles pourprées.*

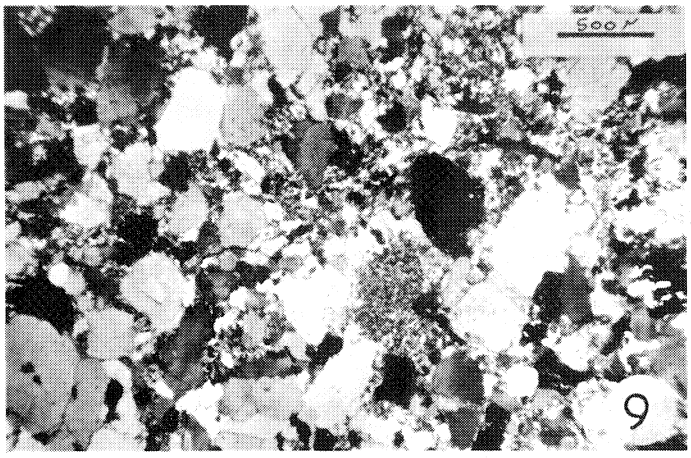
Photos 11 et 12 *Inhomogénéité de la distribution des grains de quartz. 11- (négatif L.M.) La Telhaie; 12- (L.N.) Le Trémelais. Individualisation de structures sédimentaires de type oeillées.*

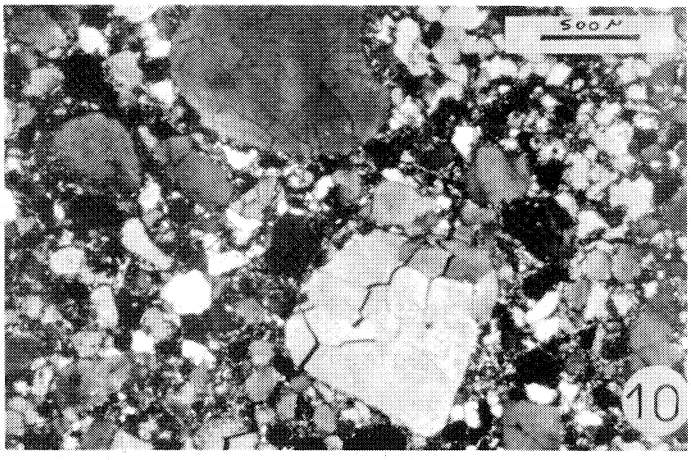
Photos 13 et 14 *(L.P.) Chateau de Marsac. Quartz-wacke remaniant des grains de quartz volcaniques.*

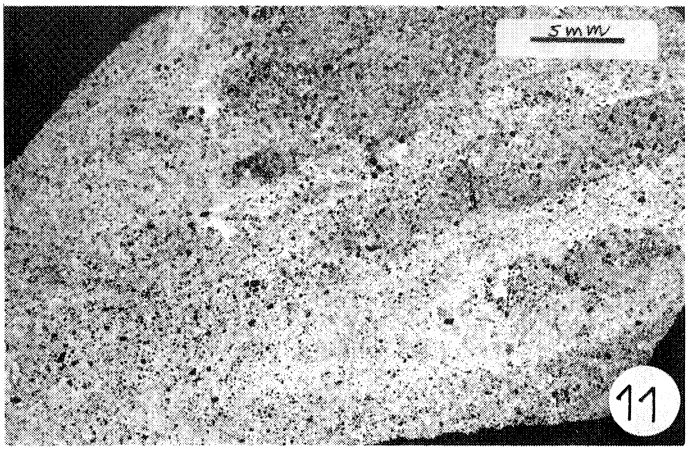
Photo 15 *La Formation du Grès armoricain, niveaux de la base : Le Grès de la Vollais.*

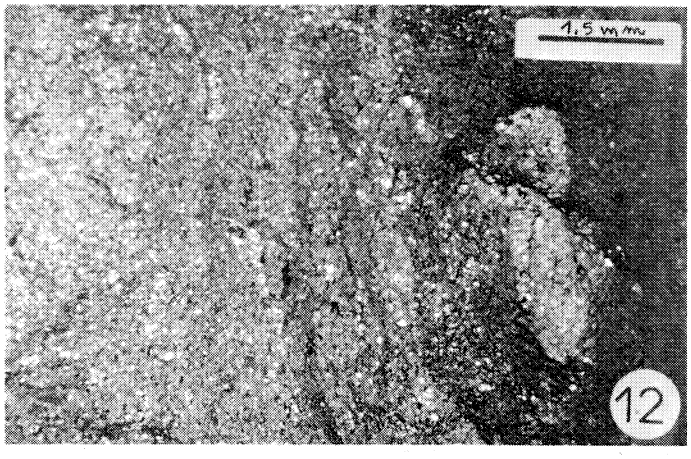
La Vollais (L.P.) Sublithic-wacke , les grains sont anguleux et mal classés, la matrice est plus siliceuse que celle observée dans le Grès de Courouët.

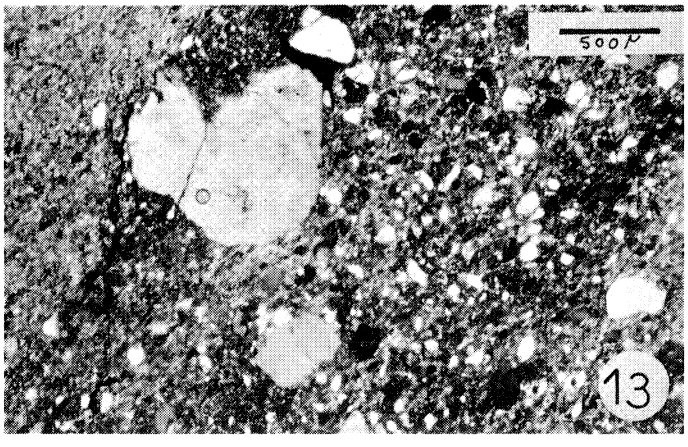
PLANCHE. II

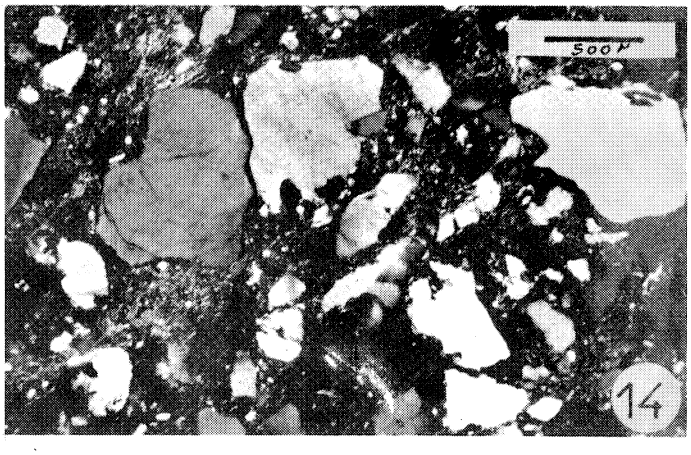


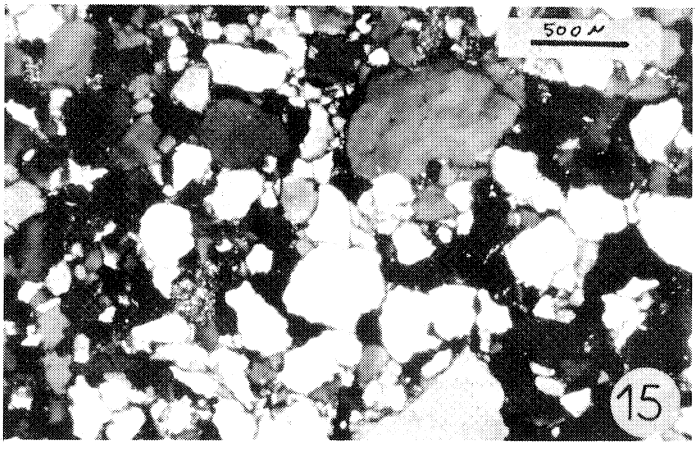












Légende planche III.

Aspects microscopiques de la fin de la Série sédimentaire paléozoïque de l'Ellipse de Réminiac.

Photo 16 — *(L.P.) Bécihan. La Formation du Grès armoricain; quartz-arénite à texture quartzitique, la matrice se réduit ici à un mince film sériciteux intergranulaire.*

Photo 17 — *(L.N.) Bécihan. La Formation du Grès armoricain; sédiments ferrifères du sommet de la formation. A l'intérieur du banc le plus clair le litage interne est souligné par des films de vannage.*

Photos 18 à 21 — *La Formation de Traveusot.*

Photo 18 — *(négatif L.M.) Ru. Langave. Structures sédimentaires de type oeillées.*

Photo 19 — *(L.P.) Tréal. Siltstone fin de la base de la formation, la partie foncée de cette photo correspond à une concentration de grains de quartz de petite taille auxquels se mêlent des minéraux opaques.*

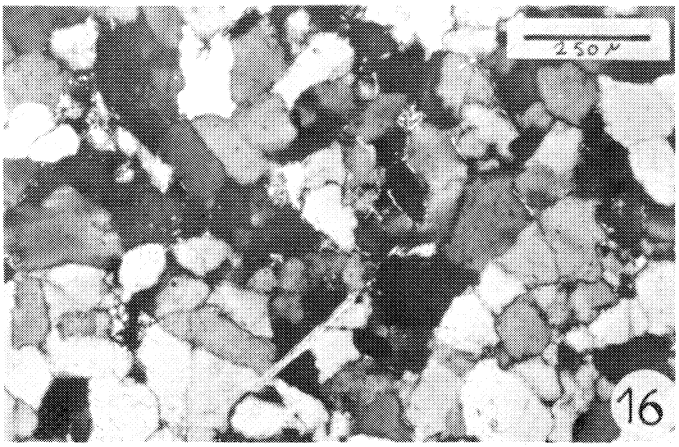
Photo 20 — *(L.P.) Le Bézy. Siltstone grossier, par rapport au cliché précédent noter l'augmentation de la taille des grains de quartz et l'apparition des muscovites détritiques.*

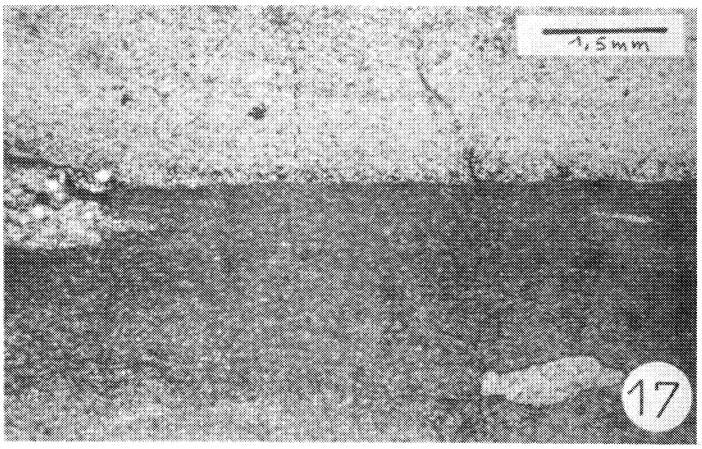
Photo 21 — *(L. 1/2 P.) Le Bézy. Quartz-arénite fine à matrice sériciteuse.*

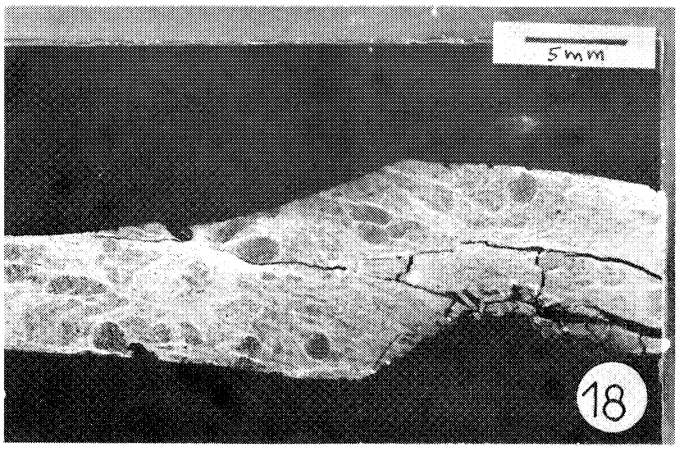
Photo 22 — *(L.P.) La Moulière. La Formation du Chatellier. Subfeldspathic wacke riche en chlorite, ce faciès marque dans la série sédimentaire paléozoïque l'apparition des grains feldspathiques, ceux-ci disparaissent au sommet de la Formation de Traveusot.*

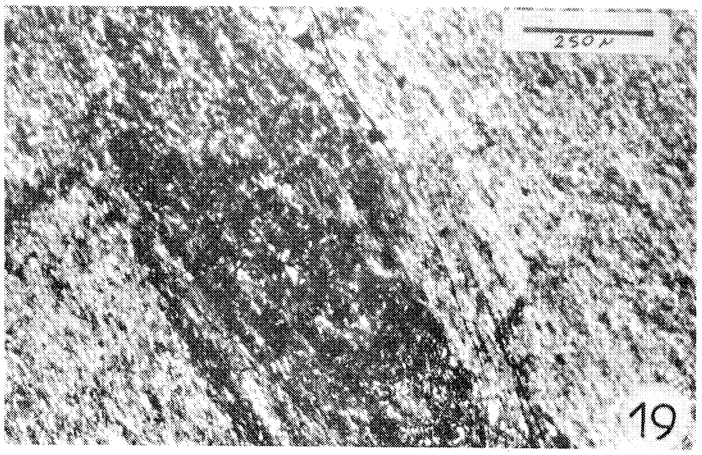
Photo 23 — *(L.P.) Réminiac. La Formation de Réminiac. Quartz arénite.*

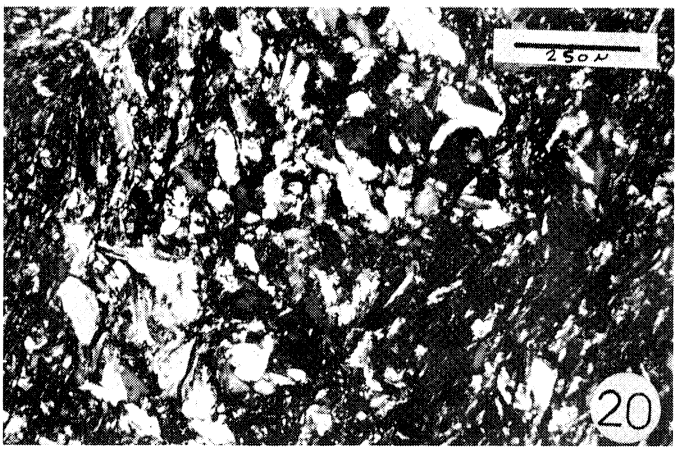
PLANCHE. III

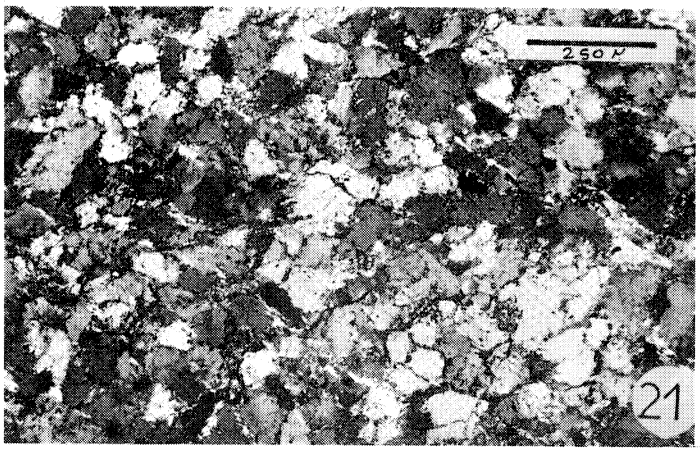


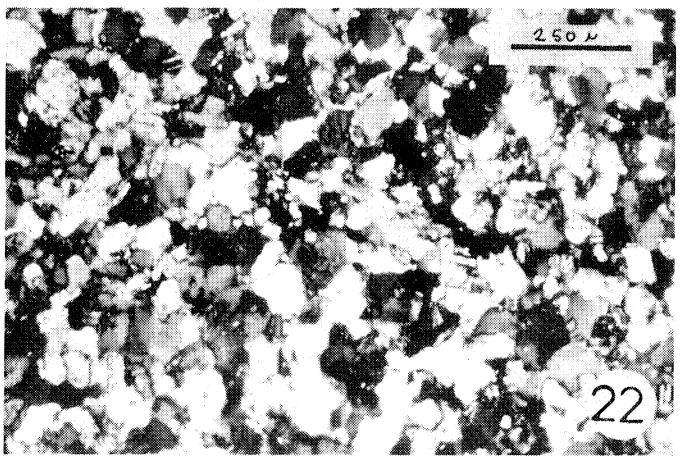


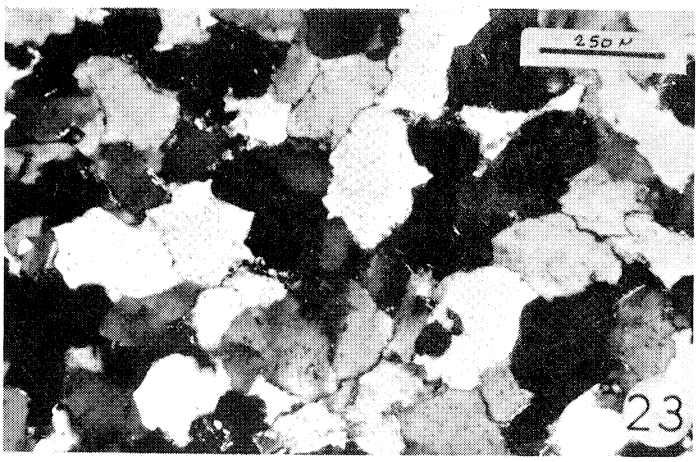












B : LES DONNEES PALEONTOLOGIQUES

Faunes et traces d'activité organique recueillies dans la série sédimentaire paléozoïque de l'Ellipse de Reminiac.

Les plus anciennes traces de vie observées correspondent à des tigillites, reconnues dans la Formation de Pont-Réan.

Dans une carrière maintenant noyée, située au Tremelais, à l'Ouest de la route reliant Guer à Carentoir, on pouvait voir des bancs décolorés de Dalles pourprées montrant, à la faveur de dépôts d'oxydes métalliques, des structures tubulaires très nombreuses plus ou moins jointives et perpendiculaires à la stratification. Leur section, généralement ovoïde, ne dépasse pas 3 à 4 mm dans leur plus grand diamètre. L'étude de sections longitudinales (Longueur jusqu'à 25 cm) de ces structures montre qu'elles sont remplies par un matériel gréseux (taille des grains jusqu'à 250 μ) alors que le grain moyen de la roche encaissante silteuse ne dépasse par 50 μ. C'est probablement la nature grossière du remplissage qui empêche toute observation de structures internes fines.

L'interprétation de ces tigillites reste énigmatique. Par analogie avec certaines traces actuelles, on s'accorde à considérer ces structures comme le résultat de l'activité de vers, elles seraient alors l'indice d'une bathymétrie peu profonde (zone de balancement des marées*). Notons que cette hypothèse renforce l'interprétation que nous avons donné à la présence fréquente des structures sédimentaires de type oeillé dans les Dalles pourprées.

Bien que n'ayant livré aucun organisme fossile la Formation du Grès armoricain recèle de nombreuses traces de vie parmi lesquelles on peut citer des bilobites, des pistes étroites et sinueuses et des tigillites. L'abondance de ces traces peut être considérée comme l'indice d'une sédimentation d'eau peu profonde.

---

* J. Lessertisseur, 1955; Seilacher A., 1967.

La Formation de Traveusot nous a livré la macrofaune suivante * :

Trilobites (°)	- Neseuretus tristani (*) - Eodalmanitina sp. (*) - Pl. (Placoparia) cambriensis (*)
Cystoïdes	- Calix sp.
Brachiopodes	- Orthis à grosses cotes (*) (°°) - Aegiromena mariana
Gastéropodes	- Bellerophon
Graptolites (°°°)	- Didymograptus cf. bifidus (*)
Ostracodes (°°°°)	- Ctenobolbina hispanica (*) - Aparchites sp. (*)
Céphalopodes	- Orthoceratides.

La plus grande partie de cette faune (individus marqués d'une asterisque dans la liste précédente) a été récoltée au niveau de la base de la Formation de Traveusot. Le plus bel exemple nous est fourni dans la carrière située à l'Ouest de Becihan (fig. 9); la faune que nous y avons recueilli par la présence de Placoparia cambriensis caractérise le Llanvirnien inférieur (J.L. Henry, 1974). Nous sommes donc en mesure de dater la base de la Formation de Traveusot dans l'Ellipse de Reminiac, au Llanvirnien inférieur et par là même les niveaux ferrifères que nous avions reconnus dans cette carrière, 5 m en dessous des bancs fossilifères.

Bien que relativement nombreux (La Boixière, Caro, La Ville Etienne, ruisseau de Langave, Cote 86 au Sud de Becihan, Nord de la Beraie), les gisements fossilifères correspondant à des niveaux supérieurs de la Formation de Traveusot (siltstones grossiers à nodules) ont livré une faune peu diversifiée et peu caractéristique (Neseuretus tristani, Calix sp., Bellerophon, Orthoceratides..).

Seule la présence d'Aegiromeea mariana dans des niveaux proches du toit de la Formation de Traveusot, au NE de Caro (**) serait un indice intéressant dans la mesure où ce fossile si commun dans la faune recueillie à Traveusot permettrait de situer avec précision ce dernier gisement (***).

---

* Déterminations J.L. Henry(°), M. Melou(°°), A. Philippot(°°°), J. Nion(°°°°).

** Découverte de M. Melou

Au dessus de la Formation de Traveusot, le seul organisme fossile qu'il nous a été donné de recueillir concerne un Pleurotomaria, récolté à 10 m au dessous du toit de la Formation de Riadan, au Sud de Villeneuve.

Malgré toutes les recherches entreprises, nous n'avons pu retrouver en place la faune graptolitique décrite par A. Philippot dans la Formation de Reminiac (*). La faible extension cartographique de ces Grès, ainsi que l'examen des échantillons qu'a bien voulu me confier A. Philippot ne laissent aucune ambiguité possible pour leur attribution à cette Formation.

Comparativement à la série gréso-silteuse décrite par Cl. Le Corre (1969) à l'Est d'Eancé, la détermination d'un âge Llandoverien moyen à supérieur aux Grès de Reminiac, pose un problème stratigraphique dans la corrélation de ces deux régions (fig. 13).

Dans la partie orientale du Synclinorium de Martigné-Ferchaud, Cl. Le Corre (1969) décrit au dessus de la Formation de Riadan, la succession stratigraphique suivante, soit de la base au sommet :

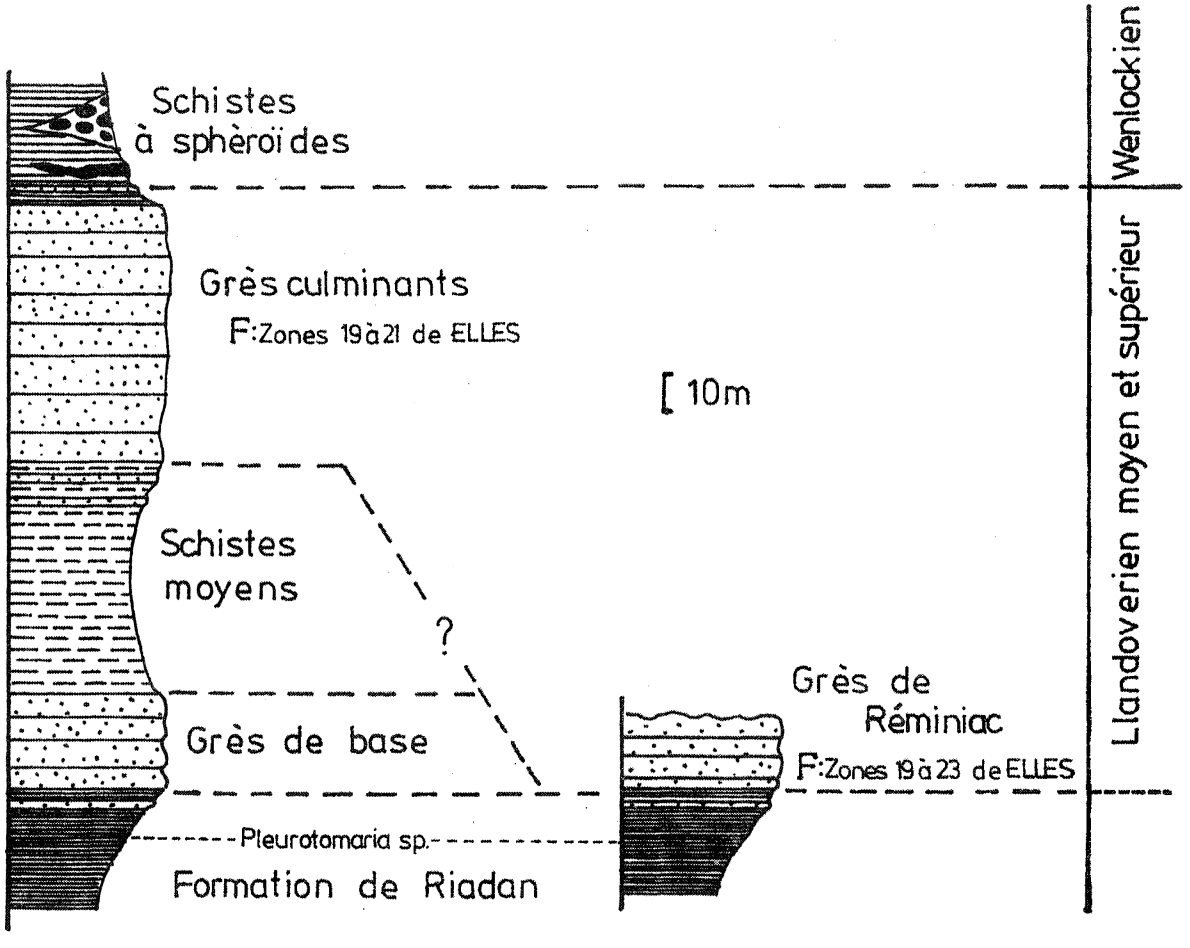
- le Grès de base (puissance 25 m), il s'agit d'un grès très fin, quartziteux et azoïque.
- les schistes moyens (puissance 60 m), ces schistes argileux azoïques passent insensiblement par alternance de petits bancs gréseux et silteux aux Grès culminants.
- les Grès culminants (puissance 60 - 80 m), outre des quartzites, cette masse gréseuse contient des niveaux psammitiques et psammito-schisteux. Ces derniers ont livré une faune graptolitique correspondant aux zones 19 à 21 de Elles (Llandoverien moyen).

---

* A. Philippot (1950, p. 100) décrit dans le noyau gréseux constituant le centre du brachysynclinal de Reminiac, au lieu-dit Maison sur-Lande (cote 106), la faune suivante :

Monograptus	jaculum :	zones	19 à 21	(Elles)
"	sedgwicki :	"	21	"
"	halli :	"	22	"
"	barrandi :		22-23	"
"	cf. runcinatus :	"	22	"

Figure. 13



Est d'Eancé
(d'après Cl. Le Corre 1969)

Réminiac

Le Grès de Réminiac: Corrélations avec le Silurien des Synclinaux du Sud de Rennes

Ainsi que le montre l'examen de la figure 13, le rapprochement des successions lithostratigraphiques observées dans l'Ellipse de Reminiac et à l'Est d'Eancé permet d'imaginer deux hypothèses possibles :

- si nous corrélons le Grès de Reminiac au Grès culminants, il faut envisager dans l'Ellipse une lacune des schistes intermédiaires et du Grès de base.
- si nous faisons du Grès de Reminiac l'équivalent du Grès de base, celui-ci possèderait alors un âge Llandoverien moyen.

Nous penchons en faveur de la seconde hypothèse, dans la mesure où dans les deux secteurs étudiés, nous pouvons considérer que les siltstones de la Formation de Riadan possèdent une même extension verticale (présence du niveau à Pleurotomaria) et passent de manière identique soit aux Grès de Reminiac, soit au Grès de base.

C : DONNEES FOURNIES PAR L'ETUDE DES FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANOCLASTIQUES ASSOCIEES A LA SERIE SEDIMENTAIRE

I - LES TRAVAUX ANTERIEURS

Le volcanisme de la région de Reminiac a fait l'objet de plusieurs études :

- La première édition de la Carte géologique de la Feuille de Redon à 1/80 000e (fig. 3), mentionne dans un secteur s'étendant de Bruc à La Telhaie, la présence de diabases associées à des porphyrites se disposant en filons-couches. L'état d'altération de ces roches permet difficilement de les distinguer des "schistes sédimentaires".

Un peu plus au Nord, parallèlement à la route qui relie le Chateau de Marsac à Maure-de-Bretagne, les deux auteurs de la carte géologique signalent un filon peu épais de porphyres à quartz globulaire. Ce volcanisme fut attribué par simple analogie, à un phénomène d'âge carbonifère.

- A l'occasion de la parution de la seconde édition de la carte géologique de la feuille de Redon au 1/80 000 (1924) complétée par les révisions successives de 1924 et 1929, la cartographie des terrains éruptifs se précise. Deux unités sont nettement séparées :

  - d'une part un ensemble volcanique interstratifié entre le Grès armoricain et les Dalles pourprées qui constitue un groupe de roches effusives en coulées allant des andésites aux porphyres à quartz globulaire où dominent les porphyres quartzifères.
  - d'autre part, vers l'Est, trois filons principaux sont individualisés (Bois Jean; La Bouexière; Ezel). Ils renferment des roches s'apparentant à des microdiorites.

- Plus récemment dans son "Etude des keratophyres de la région de Redon" (1966) Cl. Boyer reconnaît trois types de laves toutes trois représentées dans le volcanisme de l'Ellipse de Reminiac.

a) Les laves microlitiques du groupe I (Chateau de Trelo, Bois Bénit, St Méen).

- "Ce sont des roches homogènes massives d'un bleu gris pâle à vert clair. Dans une pate aphanitique se répartissent régulièrement quelques phénocristaux (18 %); on y reconnaît

- de l'albite (An_{0-2}) (14 %) limpide, elle présente un aspect troué du à des inclusions de chlorite verte,
- des minéraux ferromagnésiens entièrement chloritisés que l'on peut interpréter comme d'anciennes amphiboles (3,9 %) et d'anciens micas.
- quelques quartz automorphes sont également présents (0,1 %)

La pate (82 %) est essentiellement composée de microlites feldspathiques (An_{0-1}) dessinant une structure fluidale. Entre ces microlites, le fond excessivement fin est constitué de petits grains de quartz et de feldspath. Les minéraux blancs composent 50 % de la pate; la chlorite y est très abondante (26 %). Des minéraux opaques (6 %) et de rares grains de zircon et d'apatite complètent cet inventaire minéralogique.

b) Les laves felsitiques recristallisées à microlites rares du groupe II (Le Mur, Bianlue, la Telhaie, Bois Bénit).

- Ces roches sont proches du groupe I au point de vue minéralogique, elles s'en distinguent par la structure : il n'y a presque plus de microlites, la pate cristallisée envahit toute la roche; les phénocristaux peuvent manquer totalement. Les minéraux ferromagnésiens tendent à devenir abondants et les phénocristaux de feldspath ont un coeur altéré en séricite et minéraux opaques.

c) Les laves granophyriques entièrement recristallisées du groupe III (N-W Comblessac).

- La structure est celle d'une granophyre : c'est un agrégat de gros grains quartzo-feldspathiques isométriques (0,45 mm) sans aucune orientation. Il n'existe pas de microlite; les phénocristaux sont du quartz et du feldspath à l'exclusion de tous minéraux ferro-magnésiens. L'originalité réside dans le fait que les feldspaths sont ici

Tableau V

n° d'ordre	1	2	3	4	5
n° d'échantillon					
SiO_2	66,50	62,92	69,44	67,56	78,48
Al_2O_3	13,63	12,59	10,37	12,84	12,66
Fe_2O_3	3,93	4,94	3,67	2,69	0,51
FeO	1,65	2,39	1,83	2,15	0,64
MnO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00
MgO	0,00	5,12	0,82	1,35	0,36
CaO	3,47	1,42	4,84	2,89	1,04
Na_2O	6;98	7,87	3,58	3,95	0,39
K_2O	0,00	0,00	2,33	2,76	2,09
TiO_2	0,64	0,61	0,40	0,31	0,08
P_2O_5	0,23	0,26	0,15	0,10	0,04
H_2O^+	1,77	1,40	2,00	2,00	3,45
H_2O^-	0,35	0,19	0,37	0,20	0,20
Total	99,16	99,73	99,98	98,82	99,84
n° d'analyse	120	1 198	1 188	1 273	1 307
	Groupe I		Groupe III		G. III

Analyses chimiques des laves recueillies par Cl. Boyer (1966) dans l'Ellipse de Réminiac (analyste R. Duret, Orsay)

1,2 : St Meen : Quartzkératophyre

3 : La Gree : Quartzkératophyre sodipotassique

4 : route Bruc-Maure de B. : " " " " " " " " "

5 : Comblessac : Quartzkératophyre potassique

Les analyses 4 et 5 correspondent à des roches récoltées à l'Est de l'Ellipse

entièrement transformés en un fin agrégat de kaolinite et de grains de quartz. La pate est presque exclusivement constituée de grains de quartz, on y relève cependant quelques très rares grains d'orthose un peu altérés. Il n'y a pas dans ce groupe de chlorite.

Ces descriptions pétrographiques complétées par des analyses chimiques (tableau V) permettent à cet auteur de définir le groupe I comme des albitophyres classiques hypersiliceux ($SiO_2 > 67$ %) et hypersodiques ($Na_2O = 7$ %); le groupe II comme des quartzkeratophyres sodipotassiques ($Na_2O \geqslant K_2O$); le groupe III comme des quartz keratophyres potassiques.

Ces laves résultent de la manifestation d'un volcanisme aérien continental, l'évolution chimique des laves, d'un pôle hypersodique précoce à un pôle hyperpotassique tardif avec une étape intermédiaire, semble satisfaisante, quelle que soit l'hypothèse choisie pour rendre compte de la composition magmatique en profondeur.

II - LES DONNEES NOUVELLES

Une cartographie précise des formations volcaniques de la région de Reminiac nous a permis de vérifier l'existence des deux ensembles séparés sur la carte géologique au 1/80 000e.

Dans cette étude nous reprendrons donc cette distinction (Formations volcaniques cartographiées à l'intérieur de l'Ellipse de Reminiac - Formations volcaniques cartographiées à l'extérieur de l'Ellipse). Nous dresserons l'inventaire des faciès pétrographiques que nous avons pu y distinguer, nous pourrons alors envisager les relations existant entre ces deux ensembles, ainsi que les corrélations possibles des phénomènes volcaniques avec ceux connus ailleurs dans le Massif armoricain.

I - FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANOCLASTIQUES CARTOGRAPHIEES A L'INTERIEUR DE L'ELLIPSE DE REMINIAC

Sur la seconde édition de la carte géologique au 1/80 000 de la feuille de Redon (fig. 4), les roches effusives interstratifiées sont figurées d'une manière discontinue sur le pourtour de l'Ellipse.

Trois lambeaux principaux sont distingués :

Au NW de l'Ellipse, une première unité s'étend sur une distance de 8 km au N de Monterrein en direction du Bois de La Grée Callac'h. La masse principale volcanique cerne toute la partie orientale de l'Ellipse et occupe un secteur joignant Monteneuf au Nord de La Villio-Tréal soit une longueur approximative de 25 km. Elle se prolonge vers l'Ouest, au Sud de Caro par une bande étroite de 6 km de long.

Nous avons pu séparer dans le volcanisme lié au Paléozoïque, deux ensembles distincts stratigraphiquement (*)

a) Sur le flanc Nord-Est de l'Ellipse, on rencontre des coulées de laves albitophyriques associées à des roches volcanoclastiques.

b) Sur le flanc Sud de l'Ellipse, la formation, qui était considérée par les auteurs de la carte géologique comme le prolongement de la masse principale volcanique vers l'Ouest, renferme des roches volcano-clastiques.

Ces deux ensembles seront désignés sous les termes de "Bande de Marsac" et "Bande de Tréal".

1A - LE VOLCANISME DU FLANC NORD : LA BANDE DE MARSAC

Ce premier ensemble affleure largement sur le flanc Nord de l'Ellipse, il est constitué par trois lambeaux isolés qui semblent se faire suite cartographiquement sur une distance de 20 km.

---

* La position stratigraphique sera évoquée à la fin de l'etude de chacun de ces deux ensembles.

1A1 Etude pétrographique des différentes variétés de roches volcaniques et volcanoclastiques rencontrées

1A1.1 Le Lambeau de Marsac - Clos Boschet

Ce fragment, le plus oriental de la Bande de Marsac, occupe actuellement une dépression topographique cernée au Nord par les Dalles pourprées et au Sud par le Grès armoricain. Les affleurements de roches en place non altérées, montrent une pierre massive assez dure; les quelques carrières réparties dans ce secteur n'ont jamais permis d'y déceler des structures précises pouvant donner une idée de la géométrie de l'édifice volcanique (plan d'écoulement par exemple), la roche peut être en outre affectée superficiellement d'une schistosité fruste.

Les cassures fraîches montrent une pâte de couleur bleue verdâtre à l'intérieur de laquelle on peut distinguer des phénocristaux de feldspath, blanc rosé, et des petites taches de chlorite, l'altération blanchit ces roches, leur donnant alors un aspect homogène qu'il est parfois difficile de distinguer des roches sédimentaires environnantes.

Les laves : Nous avons été amené à distinguer deux types de laves tant au point de vue composition minéralogique qu'au point de vue composition chimique, nous les désignerons successivement par les types A et B.

Les laves de type A. Ce sont des roches microlitiques, porphyriques, plus ou moins riches en phénocristaux (18 à 32 % du volume total de la roche); les variétés aphanitiques semblent très rares.

Au microscope, la texture apparaît brêchique, les phénocristaux sont le plus souvent craquelés et brisés.

Composition minéralogique

Les phénocristaux

- Albite (0,5 % de Na) (14-23 % du volume total de la roche). Elle forme généralement des agrégats polycristallins (L : 3,5 mm, l : 2,5 mm) composés d'individus subautomorphes légèrement séricitisés et présentant de fréquentes inclusions chloriteuses.

- Quartz ($\leqslant$ 1 % du volume total de la roche), automorphe, cataclasé, il possède des golfes de corrosion bien développés, la taille des cristaux peut atteindre 3 mm.
- Phénocristaux entièrement chloritisés (4 à 10 % du volume total de la roche). La plus grande partie de ces cristaux semble correspondre à d'anciennes biotites reconnaissables à la forme pseudohexagonale du fantome chloritisé; le clivage ainsi que le pléochroïsme parfois intense peuvent être bien conservés. Quelques individus sont assimilables à d'anciens cristaux de pyroxène ou d'amphibole, mais ils sont rares (< 0,4 % du volume total de la roche).

Les microlites (11 à 14 % du volume total de la roche) Automorphes et bien conservés (légèrement séricitisés), composés d'albite (0 - 3 %), ils sont généralement effilés (L : 200 , l : 50), les individus trapus (L : 0,4 mm, l : 0,2 mm) sont exceptionnels. Dans la plupart des cas, ils ne possèdent pas d'orientation particulière à l'intérieur de la mésostase.

La mésostase (41 à 52 % du volume total de la roche) Quartzo-feldspathique à dominante quartzeuse, la mésostase est riche en chlorite (10 à 13 % du volume total de la roche)(ce minéral dessine une trame diffuse qui est vraisemblablement l'expression de la dévitrification d'un ancien verre) et possède une texture microcristalline, parfois felsitique. Les minéraux opaques (oxydes et hydroxydes de fer secondaires, rutile) sont plus ou moins abondants (4 à 6 % du volume total de la roche); les minéraux accessoires ($\leqslant$ 2 % du volume total de la roche) sont représentés par l'apatite, le sphène et plus rarement l'épidote et le zircon.

Composition chimique (tableau VI)

Ces laves correspondent à une roche hypersiliceuse (SiO_2 > 65 %), leur teneur en alumine ($\simeq$ 16 %) est assez forte; le taux du sodium (4 à 6 %) est toujours supérieur à celui du potassium (< 1,6 %), le calcium est négligeable (< 0,5 %). La somme fer total + magnésium reste faible.

Les laves de type B. Les échantillons correspondant à ce type ont été recueillis à l'extrêmité occidentale du Lambeau de Marsac - Clos-Boschet (SE du Vau Payen, Le Clos Boschet). L'aspect macroscopique de ces roches est identique à celui des laves de type A.

Tableau VI

n° d'ordre	6	7	8
n° d'échantillon	99-23	99-37	99-28F
SiO_2	67,15	68,50	65,75
Al_2O_3	16,17	15,11	15,95
Fe_2O_3	4,74	5,66	4,97
FeO			
MnO	0,04	0,05	0,04
MgO	1,33	1,73	1,42
CaO	0,26	0,28	0,52
Na_2O	5,92	4,12	5,65
K_2O	0,68	1,61	1,00
TiO_2	0,45	0,32	0,32
P_2O_5			
H_2O^+	1,90	2,62	2,50
H_2O^-	0,55	0,24	0,79
Total	99,19	100,24	98,91
n° d'analyse	507	509	508

Keratophyres

Analyses chimiques des laves de type A. recueillies à l'interieur du Lambeau Marsac - Clos Boschet.

6 : Nord Fermele Céliau

7 : S-W La Trémelais

8 : Le Lanzionnais

Toutes les analyses désormais numérotées dans cet ouvrage ont été effectuées dans le laboratoire de géochimie de Rennes par F. Vidal et J. Cornichet.

L'étude micrographique révèle des laves porphyriques finement microlitiques.

Parmi les phénocristaux on peut distinguer :

- des feldspaths plagioclasiques saussuritisés (23 % du volume total de la roche) en granules d'épidote (zoïsite dominante et pistacite), lamelles de chlorite et séricite, minéraux opaques (sphène ?). Cette déstabilisation peut atteindre la totalité des phénocristaux.
- des quartz automorphes corrodés (0,2 % du volume total de la roche).
- des phénocristaux chloritisés aussi nombreux que dans les laves de type A. Les anciens cristaux de biotite sont rares, par contre on y reconnaît de nombreux individus (4,2 % du volume total de la roche) chloritisés et bastitisés, la forme en lattes octogonales observée chez certains d'entre eux permet de conclure à la présence d'anciens phénocristaux de pyroxène.
- apatite, fréquente, elle forme des cristaux automorphes trapus dont la taille peut atteindre 0,015 mm de longueur.

La mésostase contient des microlites (14 % du volume total de la roche) généralement très fins (L : 100 μ, l : 10 μ), et légèrement séricitisés qui soulignent par endroit la fluidalité. Le fond de la roche (51 % du volume total de la roche) est finement microgrenu (diamètre des grains 25 μ), il est riche en chlorite et minéraux opaques; outre l'assemblage quartzo-feldspathique, on y reconnaît de petits granules d'épidote.

La nature des minéraux formés lors de la déstabilisation des phénocristaux en plagioclase (richesse en épidote) permet de penser que ce feldspath était originellement assez calcique. Il semble que cette lave ait subi un stade hydrothermal final marqué par la saussuritisation des feldspaths, la bastitisation des pyroxènes et l'abondance de l'apatite.

Composition chimique (tableau VII)

Comparativement aux laves de type A, le type B (analyses chimiques n° 9 et 10) représente une nette différenciation chimique. Si les taux en alumine, fer total, manganèse, restent identiques, nous devons noter une légère diminution du pourcentage de silice (- 2 %), la teneur en sodium est moins importante (- 2 %), elle s'accompagne d'une augmentation des taux en calcium, potassium, titane et magnésium (respectivement + 3 %, + 1 %, + 0,2 %, + 0,1 %).

Tableau VII

n° d'ordre	9	10	11	B	A
n° d'échantillon	97-24	97-28	97-33		
SiO_2	64,80	65,40	66,35	65,10	67,13
Al_2O_3	15,78	15,57	16,09	15,67	15,74
Fe_2O_3	5,20	5,08	4,56	5,14	5,12
FeO					
MnO	0,07	0,06	0,07	0,07	0,04
MgO	1,62	1,67	1,61	1,64	1,49
CaO	3,95	2,76	1,05	3,35	0,35
Na_2O	3,18	3,32	4,75	3,25	5,23
K_2O	1,94	2,29	1,78	2,12	1,09
TiO_2	0,69	0,42	0,61	0,55	0,36
H_2O^+	1,68	2,46	1,90	2,07	2,84
H_2O^-	0,42	0,40	0,56	0,41	0,52
Total	99,33	99,43	99,33	99,37	99,91
n° d'analyse	505	459	506		

Analyses chimiques des laves de type B. recueillies à l'intérieur du Lambeau Marsac-Clos Boschet : comparaison avec le type A. récolté dans ce même lambeau.

9 : S. Le Vau Payen. lave de type B.

10 : Le Clos Boshet. lave de type B.

11 : S-E Le Vau Payen. lave de type intermédiaire A-B.

B : Moyenne des laves de type B. (analyses 9 et 10)

A : Moyenne des laves de type A. (analyses 6, 7 et 8)

Les laves de type intermédiaire AB. Dans ces laves, les phénocristaux de plagioclase saussuritisés sont plus rares; par contre ceux que nous avons assimilés à d'anciens cristaux de pyroxènes sont aussi nombreux que dans les laves de type B (4 % du volume total de la roche).

La mésostase de la roche ne montre pas une recristallisation secondaire importante, elle est essentiellement constituée de microlites très fins soulignant une nette fluidalité.

L'analyse chimique effectuée dans ce type de lave (analyse 11, tab. VII) représente bien, par ses teneurs en silice, sodium, calcium et potassium, un intermédiaire chimique entre les laves de type A et celles de type B.

Les épisodes volcanoclastiques. Ces roches semblent surtout localisées dans le secteur de Marsac (Chateau de Marsac, butte de la Métairie de la Porte); volumétriquement, elles y occupent une place plus grande que les laves dont elles sont indissociables au point de vue affleurement. Macroscopiquement, nous les distinguons par leur aspect hétérogène.

Description pétrographique

Les fragments (54 % du volume total de la roche). Leur taille n'excède pas 5 mm et on y reconnaît :

- des débris de laves de type A ($<$ 2 %),
- des phénocristaux brisés de taille millimétrique correspondant à de l'albite saine (23 % du volume total de la roche),
- des quartz automorphes corrodés (6 % du volume total de la roche),
- des biotites chloritisées (3 % du volume total de la roche).

La mésostase (46 % du volume total de la roche) felsitique, qui enrobe ces fragments, possède une trame chloriteuse identique à celle décrite à propos des laves de type A. Un diffractogramme R.X. nous a permis de vérifier sa nature quartzo-chlorito-feldspathique. Quelques échantillons nous ont montré les vestiges d'une texture fluidale; ceci nous permet de penser que pour certains d'entre eux ces tufs volcaniques sont assimilables à des "welded tufs" soit la conséquence d'un volcanisme aérien.

Sur les échantillons plus altérés, il ne nous est pas possible d'envisager avec précision le mode de mise en place.

L'analyse chimique (12, tab. VIII) effectuée sur un "welded tuf" montre des caractéristiques chimiques intermédiaires entre les laves de type A et B.

Tableau VIII

n° d'ordre	12
n° d'échantillon	92-29A
SiO_2	67,15
Al_2O_3	14,06
Fe_2O_3	4,70
FeO	
MnO	0,12
MgO	1,27
CaO	1,38
Na_2O	4,15
K_2O	1,63
TiO_2	0,25
P_2O_5	
H_2O^+	2,38
H_2O^-	0,34
Total	97,43
n° d'analyse	503

Analyse Chimique d'une roche volcanoclastique recueillie à l'interieur du Lambeau Marsac-Clos Boschet

12 : W. Chateau de Marsac. "Welded-tuf"

1A1.2 Le Lambeau Bois de la Grée-Callac'h - La Faraudais

Ce second jalon de la Bande de Marsac, délimite sur le flanc Nord de l'Ellipse un secteur de 6 km de longueur possédant une largeur variant de 5 à 600 m. L'altération des roches volcaniques y est souvent intense, seule la partie occidentale, située au Sud de la Gerbaudais, offre des affleurements de qualité suffisante.

Nous retrouvons étroitement associés, un volcanisme effusif et un volcanisme explosif qui semble ici plus développé en volume que le premier.

Les laves. Nous distinguerons tout d'abord des laves minéralogiquement très voisine du type A défini précédemment.

Elles possèdent une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux y sont représentés par de l'albite limpide (22 à 27 %) du volume total de la roche); des minéraux entièrement chloritisés où l'on reconnaît principalement d'anciens phénocristaux de biotite (4 à 7 % du volume total de la roche). Les quartz automorphes corrodés sont très rares. Les microlites albitiques (4 - 14 % du volume total de la roche) sont fins. La mésostase microgrenue et felsitique (44 % du volume total de la roche) est riche en chlorite (9 - 11 % du volume total de la roche).

Les analyses chimiques effectuées sur ces laves (tab. IX) montrent un matériel siliceux à hypersiliceux , hypersodique (> 7 %), riche en alumine (>16 %); on peut noter aussi les faibles teneurs en calcium et potassium (0,38 - 0,1 %).

Nous avons récolté à la partie occidentale de ce lambeau (Sud de la Faraudais, Sud de La Villebuo) une lave hybride présentant à la fois des caractères de A et B. Elle possède une texture microlitique porphyrique, sa composition minéralogique est la suivante :

- les phénocristaux (29 % du volume total de la roche), les plus grands individus (L : 6 mm, l : 4 mm) sont constitués de plagioclases saussuritisés (15 % du volume total de la roche) (granules de zoïzite et chlorite dominants) près desquels il existe des cristaux

Tableau IX

n° d'ordre	13	14	A	B
n° d'échantillon	12-12A	14-16B		
SiO_2	61,40	67,25	64,32	67,13
Al_2O_3	18,75	16,29	17,52	15,74
Fe_2O_3	5,17	4,56	4,86	5,12
FeO				
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	1,12	1,53	1,33	1,49
CaO	0,38	0,38	0,38	0,35
Na_2O	9,40	7,23	8,34	5,23
K_2O	0,04	0,10	0;07	1,09
TiO_2	0,47	0,20	0,34	0,36
P_2O_5				
H_2O^+	1,70	1,32	1,51	2,84
H_2O^-	0,65	0,38	0,52	0,52
Total	99,12	99,28	99,23	99,91
n° d'analyse	498	501		

Analyses chimiques des laves de type A recueillies dans le Lambeau La Gree Callac'h, comparaison avec les laves de même type récoltées à l'intérieur du Lambeau Marsac-Clos Boschet.

13 : La Gree Callac'h : lave de type A.

I4 : S. La Faraudais : lave de type A.

A : Moyenne des analyses 13 et 14

B : Moyenne des laves de type A appartenant au Lambeau Marsac - Clos Boschet (analyses 6, 7 et 8)

automorphes (L : 2 mm) à composition d'albite (An_7), limpides, faiblement séricitisés et contenant des inclusions chloriteuses (9 % du volume total de la roche).

Les minéraux ferro-magnésiens sont peu nombreux (5 % du volume total de la roche), ils correspondent à d'anciennes biotites totalement chloritisées (pennine) dont on reconnaît la forme extérieure pseudo-hexagonale. Le quartz n'est pas exprimé en tant que phénocristaux.

- les microlites albitiques fins (L : 150 μ , l : 20 μ) automorphes sont nombreux (30 % du volume total de la roche), ils soulignent une fluidalité.

- la mésostase généralement microgrenue (41 % du volume total de la roche) est quartzo-chlorito-feldspathique. Nous avons pu y observer la présence de vacuoles de taille millimétrique à remplissage de quartz et d'épidote.

L'analyse chimique (n° 15, tab. X) montre des analogies à la fois avec les laves de type A (teneur en sodium) et les laves de type B (teneur en silice et titane); le magnésium est ici légèrement plus abondant.

Les épisodes volcanoclastiques. Nous distinguerons deux types de roche :

Les niveaux tuffacés. Ceux-ci sont étroitement associés aux laves, leur étude micrographique a permis d'y reconnaître des fragments de roches ou de cristaux caractéristiques des types décrits plus haut (fragments de laves, phénocristaux albitiques à inclusions chloriteuses, microlites brisés, les éclats de quartz sont très rares).

La matrice felsitique qui emballe ces éléments est riche en minéraux phylliteux (séricite + chlorite). Ces niveaux tuffacés ne nous ont livré aucun fragment lithique sédimentaire.

Le second type de roche volcanoclastique a été reconnu dans une carrière à 250 m au SW du village de la Gerbaudais. On peut y voir, en contact faillé avec les schistes de la Formation de Traveusot, une tuffite claire ayant subi une lamination secondaire importante (celle-ci est vraisemblablement liée au contact faillé avec les roches sédimentaires paléozoïques). L'étude micrographique permet de distinguer

Tableau X

n° d'ordre	15
n° d'échantillon	14-13A
SiO_2	65,45
Al_2O_3	15,35
Fe_2O_3	5,13
FeO	
MnO	0,09
MgO	1,86
CaO	1,47
Na_2O	5,07
K_2O	1,87
TiO_2	0,54
P_2O_5	
H_2O^+	1,48
H_2O^-	0,39
Total	98,70
n° d'analyse	500

Analyse chimique d'une lave de type intermédiaire A-B. appartenant au Lambeau La Gree Callac'h - La Faraudais.

15 : Sud La Ville Buo.

parmi les fragments lithiques étirés, des roches sédimentaires représentées principalement par des siltstones micacés schistifiés dont la forme très estompée rend la distinction matrice - clastes sédimentaires délicate. Des roches volcaniques très altérées sont aussi reconnaissables par l'existence de phénocristaux entièrement séricitisés (feldspath ?) auxquels s'ajoutent des quartz automorphes corrodés.

La matrice felsitique contient de nombreux éclats de quartz dont les plus gros individus atteignent une taille de 300 μ, les éléments plus petits en forme d'échardes confirment la nature pyroclastique de ce matériel.

L'analyse chimique effectuée (n° 16, tab. XI) présente un aspect différent de celles vues jusqu'à présent. Les taux en silice, alumine et potassium sont ici très élevés, corrélativement les autres éléments analysés sont en quantité négligeables, ceci est vraisemblablement du à la présence de nombreux fragments de roches sédimentaires quartzo-micacées auxquels il faut ajouter l'état de conservation des roches volcaniques (paragenèse observable quartz + séricite).

1A1.3 Le Lambeau de la Bresselais

Ce lambeau correspond à la limite la plus occidentale de la Bande de Marsac, il possède une faible extension (L : 1,5 km, l : 500 m). L'affleurement le plus intéressant est une petite carrière localisée à l'Est du hameau de la Bresselais. Cette carrière permet l'observation d'une roche massive de couleur bleu-gris, dont l'examen micrographique révèle une lave microlitique porphyrique. La paragenèse minéralogique y est identique à celle des laves de type B récoltées dans la partie occidentale du Lambeau Marsac - Clos Boschet. La composition chimique (N° 17, tab. XII) confirme ce rapprochement (les analyses 17 et 10 sont pratiquement équivalentes). Sur l'ensemble de ce lambeau nous n'avons rencontré aucunes roches volcanoclastiques.

1A2 Position stratigraphique - Unité de la Bande de Marsac

1A2.1 Le Lambeau Marsac - Clos Boschet

Bien que la médiocrité des affleurements observés rende difficile la réalisation de coupes précises, il nous est possible d'avancer

Tableau XI

n° d'ordre	16
n° d'échantillon	14-1A
SiO_2	76,00
Al_2O_3	15,86
Fe_2O_3	0,89
FeO	
MnO	0,01
MgO	0,34
CaO	0,03.
Na_2O	0,10
K_2O	4,34
TiO_2	0,35
P_2O_5	
H_2O^+	2,46
H_2O^-	0,41
Total	100,79
n° d'analyse	499

Analyse chimique d'une tuffite recueillie à l'interieur du Lambeau La Gree Callac'h-La Faraudais.

16 : carrière Sud La Gerbaudais.

Tableau XII

n° d'ordre	17	9	10
n° d'échantillon	16-1A	97-24	97-28
SiO_2	65,40	64,80	65,40
Al_2O_3	15,65	15,78	15,57
Fe_2O_3	4,20	5,20	5,08
FeO			
MnO	0,06	0,07	0,06
MgO	1,55	1,62	1,67
CaO	2,94	3,95	2,76
Na_2O	3,36	3,18	3,32
K_2O	2,48	1,94	2,29
TiO_2	0,51	0,69	0,42
P_2O_5			
H_2O^+	2,25	1,68	2,46
H_2O^-	0,20	0,42	0,40
Total	98,60	99,33	99,43
n° d'analyse	458	505	459

Analyse chimique des laves de type B. recueillies à l'interieur du Lambeau de La Bresselais; comparaison avec les laves de type équivalent du Lambeau Marsac-Clos Boschet.

17 : La Bresselais

les faits suivants :

- le Lambeau de Marsac - Clos Boschet constitue une unité cartographique et pétrographique que l'on peut suivre de manière continue de la Gilardais jusqu'au voisinage Est de Monteneuf, il s'agit d'un ensemble uniquement volcanique,

- en plusieurs endroits (Est du Bois bénit, buttes entre Le Tremelais et le Chateau de Marsac) les enveloppes sédimentaires apparaissent nettement.

- le site du Chateau de Marsac. Ce "Chateau" est construit sur des affleurements appartenant au Membre de Montfort, dont la surface de stratification est peu pentée (S_0 pendage 25 à 30° vers le N). Dans les parties S et W de la butte ce Membre repose directement sur les formations éruptives et sur le flanc Est il recouvre le Briovérien (S_0 subvertical).

Sur la route qui passe immédiatement au Sud et en contrebas du chateau, les terrains éruptifs sont en contact direct avec le Briovérien sédimentaire.

- les buttes signalées à l'Est du Bois bénit montrent un schéma voisin de celui que nous venons de définir à propos du Chateau de Marsac. Leurs flancs sont constitués de roches éruptives alors que leurs sommets sont occupés par le Membre de Montfort qui dessine ainsi des ilots séparés au sein du Lambeau de Marsac - Clos Boschet (cf. annexe II).

Ces quelques exemples montrent que le Paléozoïque transgressif repose tantôt sur les séries sédimentaires briovériennes, tantôt sur les volcanites.

La nature du contact du Lambeau Marsac - Clos Boschet avec le Briovérien n'a jamais pu être définie, seul le dessin cartographique homogène de ce Lambeau qui suit étroitement la limite des terrains paléozoïques permet de penser en dehors d'autres arguments, que nous avons affaire à une coulée épanchée sur le socle briovérien.

1A2.2 Le Lambeau Bois de la Grée Callac'h - La Faraudais

La limite Sud de ce Lambeau étant masquée par des éboulis gréseux issus de la Formation du Grès armoricain, nous n'évoquerons ici que

le contact Nord, soit le Membre de Montfort et les formations volcaniques.

En plusieurs endroits (Sud de la Faraudais, cote 108 à l'Ouest du Bois de la Grée Callac'h, Sud du Moulin de Binio), cette limite Nord est marquée par un abrupt des Dalles pourprées qui surplombent les terrains éruptifs d'une vingtaine de mètres. Cette morphologie permet de conclure à l'existence d'un contact faillé.

L'identité pétrographique et chimique des faciès volcaniques communs aux deux lambeaux orientaux de la Bande de Marsac amène à penser qu'ils sont tous deux le résultat d'un même phénomène volcanique, qu'aucune autre observation de terrain ne permet de séparer.

1A2.3 Le Lambeau de la Bresselais

Sur la route qui mène à la Morhannais, on peut observer un contact direct entre les formations volcaniques et les terrains sédimentaires briovériens. D'autre part immédiatement à l'Ouest du Village de la Bresselais un affleurement de poudingue de Monfort (S_o $^{28}\nearrow 136$) permet de prolonger vers l'Est la limite du Paléozoïque au Sud du Lambeau de la Bresselais. Nous retrouvons ici un schéma analogue à celui défini dans le secteur du Chateau de Marsac.

1A3 Conclusions : Caractéristiques du volcanisme observé dans la Bande de Marsac.

Ces conclusions porteront exclusivement sur les laves dans la mesure où celles-ci nous ont fourni les meilleurs matériaux d'observation.

Pétrographiquement Nous avons distingué deux types de laves; l'un, le type A correspond à une lave albitophyrique possédant une texture microlitique porphyrique faiblement recristallisée; l'autre, le type B est au contraire très recristallisé tant au niveau de la matrice qu'au niveau des phénocristaux (plagioclases et ferro-magnésiens) destabilisés en assemblages minéraux de basse température (chlorite, bastite, épidote).

Le type A, pauvre en minéraux colorés (minéraux blancs : 75 % du volume total de la roche) est une lave albitophyrique leucocrate possédant ainsi les caractères d'un keratophyre.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
SiO_2	66,01	71,34	77,08	69,80	77,15	67,60	73,50	68,55	60,13	68,70	76,40
Al_2O_3	16,45	13,66	11,59	12,10	11,18	15,16	12,15	19,10	20,47	14,06	12,60
Fe_2O_3	5,02	3,28	0,2	7,05	0,88	2,83	0,42	3,98	1,04	4,38	1,19
FeO		1,48	1,44		1,49	1,00	1,60	0,04	0,72	0,14	
MnO	0,04		0,13	0,11	0,09	0,01					
MgO	1,42	0,34	0,64	1,37	1,59		1,77	0,61	1,15		
CaO	0,36	1,26	0,84	0,63	0,04	3,03		0,87	2,59	2,18	0,54
Na_2O	6,46	5,76	4,63	4,21	4,12	4,75	0,85	10,55	9,60	7,72	3,17
K_2O	0,68	0,87	1,57	1,66	1,19	3,13	3,10	0,43	1,06	1,88	4,91
TiO_2	0,35	0,36	0,35	0,5	0,48	0,17	0,21	0,71		0,47	0,09
H_2O+	2,01	1,28	1,04		0,39	2,00	0,56	0,42	3,44	0,92	
H_2O-	0,52	0,41	0,24		0,18	0,19	0,04	0,08		0,10	
	moyenne laves type A	Quartz Kératophyre		Kératophyre à quartz	Quartz Kératophye sodique	Quartz Kératophyre sodi-potassique	Quartz Kératophyre potassique	Kératophyres sodiques			Ortho-Kératophyres
		QUARTZ KERATOPHYRES									

Tableau XIII : Les laves de type A. Comparaisons avec des analyses chimiques de kératophyres prises dans la littérature.

	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u	v	w
SiO_2	65,20	53,10	52,84	50,24	50,96	50,20	67,10	67,90	59,59	67,90	65,68	65,30
Al_2O_3	15,66	15,30	17,32	15,22	15,36	16,10	15,30	16,20	17,31	12,80	16,25	14,16
Fe_2O_3	4,85	10,20	8,41	11,60	11,23	10,97	3,94	4,43	3,33	2,87	2,38	3,94
FeO									3,13	1,51	1,90	1,57
MnO	0,06	0,1	0,08	0,19	0,19	0,21	0,08	0,12	0,18	0,01	0,06	0,02
MgO	1,61	5,5	8,68	5,64	5,72	7,36	1,28	1,87	2,75	0,57	1,41	0,00
CaO	3,21	2,6	0,99	8,31	8,48	5,97	2,66	3,35	5,80	2,51	3,46	5,76
Na_2O	3,28	5,85	5,32	3,95	2,41	4,33	4,98	3,89	3,58	4,94	3,97	5,31
K_2O	2,23	0,5	0,82	0,57	1,26	1,20	2,86	3,40	2,04	4,22	2,67	2,13
TiO_2	0,54	1,20	1,19	1,73	1,56	1,01	0,62	0,54	0,77	0,17	0,37	0,25
H_2O+	2,13	4,40		2,46	2,14		1,27	1,37		1,36	1,50	1,31
H_2O-	0,34	0,10		0,21	0,15					0,11		0,05
	moyenne laves type B	Spilites					Kératophyres à zoizite	microdiorites quartzique	Andésites	Rhyodacites albitisées	Dacites	

Tableau XIV : Les laves de type B. Comparaisons avec des analyses chimiques prises dans la littérature.

Légende des Tableaux XIII et XIV

a : moyenne des laves de type A de la Bande de Marsac.

b : Quartz kératophyre (Battey, M.H., 1965).

c : Quartz kératophyre (Analyses Washington, New South Wales).

d : Kératophyre à quartz automorphe (Juteau, Th., Rocci, G., 1971).

e : Quartz kératophyre sodique (Soler, E., 1969).

f : Quartz kératophyre sodi-potassique à albite (Boyer, Cl., 1967).

g : Quartz kératophyre potassique (Soler, E., 1969).

h : Kératophyre sodique (Johannssen, A., 1963).

i : Sodic kératophyre (J. Sc. 897, II, 291).

j : Kératophyre sodique à albite (Boyer, C., 1967).

k : Orthokératophyre (Juteau, T., Rocci, G., 1966).

l : Moyenne des laves de type B de la Bande de Marsac.

m : } Spilite (Soler, E., 1969).
n : }

o : } Spilite (Auvray, B., Hameurt, J., 1971).
p : }

q : Spilite (Juteau, T., 1971).

r : Kératophyre aphanitique à zoïsite de Champenzy (Juteau, T., 1971).

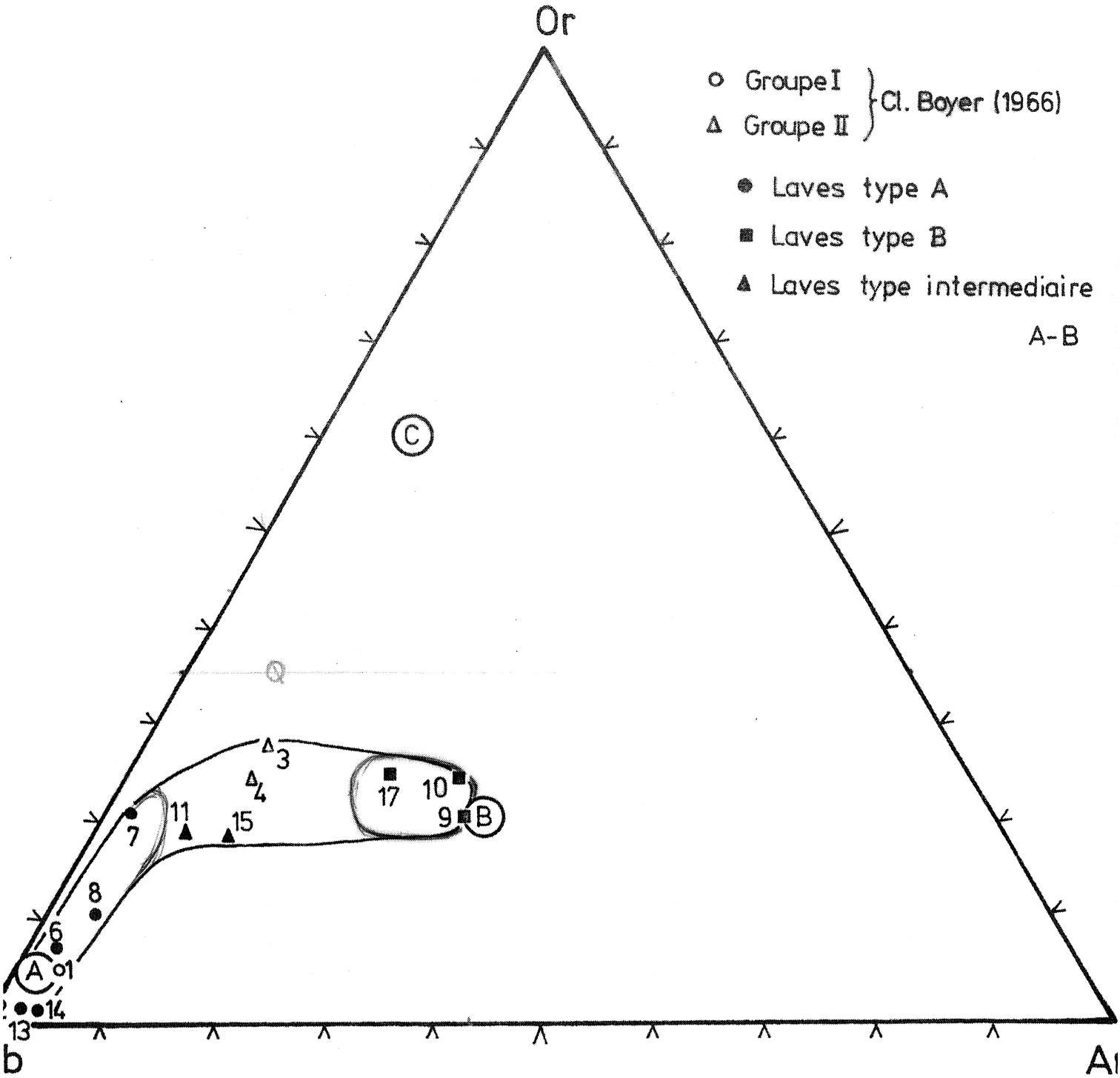
s : Micro diorite quartzique (Juteau, T., 1971).

t : Andésite, moyenne de 87 analyses (Johannssen, 1931).

u : Rhyodacite albitisée (Boyer, C., 1967).

v : Dacite (Barth, T., Correns, C., Eskola, 1960).

w : Dacite albitisée (Boyer, C., 1967).



(A) Keratophyre sodique (Johannssen 1963)

(B) Dacite (Johannssen 1963)

(C) Moyenne de 36 analyses de rhyolites (Johannssen 1963)

Diagramme triangulaire Or.Ab.An : Les laves de la Bande de Marsac

Le type B, également leucocrate est plus difficile à définir pétrographiquement dans la mesure où sa paragenèse minérale primaire est masquée par une recristallisation importante.

Il nous semble toutefois que par l'intermédiaire du type hybride A-B dans lequel nous avons pu reconnaître la nature albitique des phénocristaux, le type B corresponde au deuxième pôle d'une suite continue A - B dont les analyses chimiques nous permettrons de mieux définir chacune des extrêmités.

Les analyses chimiques des laves de type A coïncident parfaitement avec celles des keratophyres sodiques fournies par la littérature (cf. tab. XIII); elles sont caractérisées par un rapport Na_2O/K_2O élevé (Na_2O toujours supérieur à K_2O) et les taux en calcium et magnésium y sont toujours faibles.

Il semble en outre que nous ayons localement, à l'intérieur du Lambeau Bois de la Grée Callac'h - La Faraudais, l'individualisation de keratophyres hypersodiques (cf. analogie entre les analyses 13 et 14 du tab. IX et les analyses i et h du tab. XIII).

Le type B se distingue du type A par sa teneur légèrement plus faible en silice; la différenciation majeure se fait au niveau des pourcentages en CaO, Na_2O et K_2O.

CaO est nettement plus abondant et le rapport Na_2O/K_2O y est plus faible, il se rapproche de l'unité.

Il ressort des analyses du tab. XIV que les laves du type B possèdent une composition dacitique (analogie entre les analyses l et v); en aucun cas nous ne pouvons les assimiler à des spilites (analyses m à q, tab. XIV), les teneurs en fer total, magnésium et calcium y sont trop faibles. La keratophyre à zoïzite de Champenay décrite par Juteau (n° V, tab. XIV) se rapproche de nos laves intermédiaires (11 et 15) malgré des taux plus important en potassium et calcium.

Le diagramme triangulaire(*) Or Ab An (fig. 14) dans lequel nous avons reporté toutes les analyses de laves connues dans la Bande de Marsac montre la similitude de ces roches, elles se regroupent de façon continue entre un pôle keratophyrique sodique (A) et un pôle dacitique (B).

(*) normes C.I.P.W. Lacroix

Légende planche IV.

Les Formations volcaniques cartographiées à l'intérieur de l'Ellipse de Réminiac.

Photos 24 à 29 *La Bande de Marsac.*

Photo 24 *(L.P.) La Gree-Callac'h. Lave A. de type kératophyre hypersodique.*

Photo 25 *(L.N.) Le Clos-Boschet. Lave B. à composition chimique dacitique phénocristal plagioclasique saussuricitisée.*

Photo 26 *(L.P.) Le Clos-Boschet. Lave B. phénocristal de pyroxène bastitisé.*

Photo 27 *(L.P.) S. La Faraudais. Lave de type intermédiaire A-B. noter la présence de vaccuoles à remplissage de quartz et d'épidote.*

Photos 28 et 29 *Par rapport aux laves de type A. (PH.28, L.P. Trélo) les laves de type B (PH.29, L.P. Le Clos-Boschet) apparaissent très recristallisées, tant au niveau des phénocristaux que de celui de la matrice.*

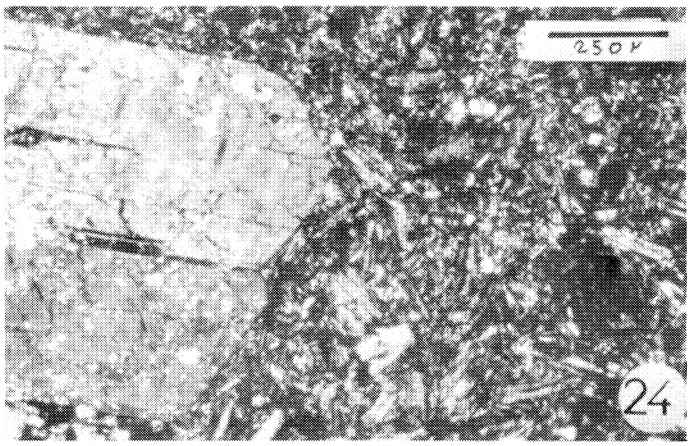
Photos 30 et 31 *La Bande de Tréal.*

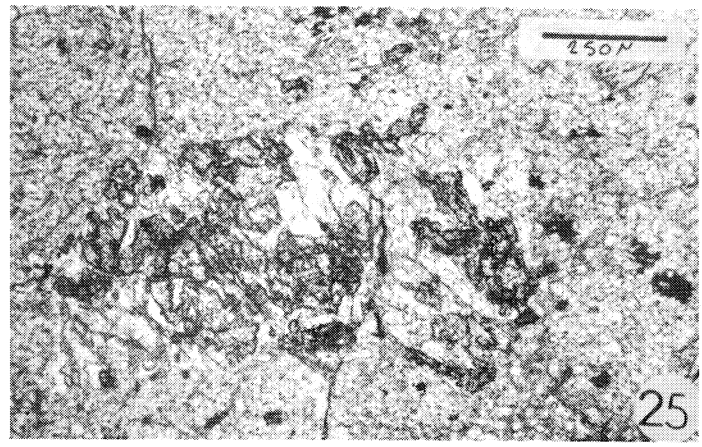
Photo 30 *(L.P.) S. la Béraie. Tuf felsitique.*

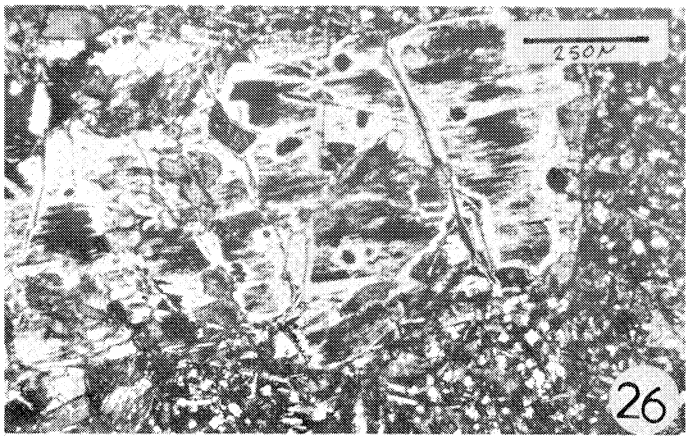
Photo 31 *(L.P.) N.E. Cajale. Brêche volcanique pyroclastique.*

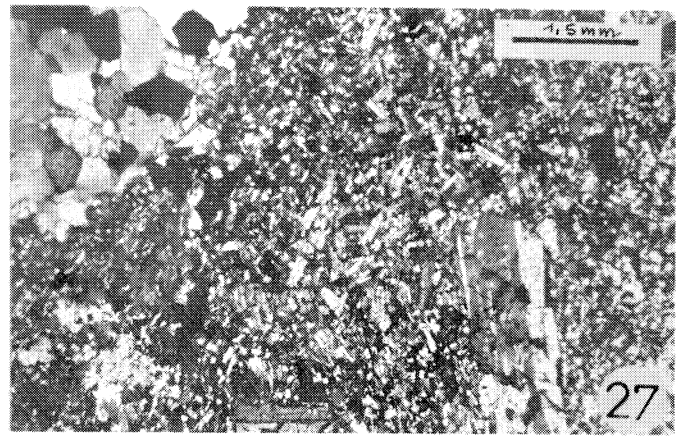
Dans les deux cas noter la présence de nombreux individus de quartz sub-automorphes.

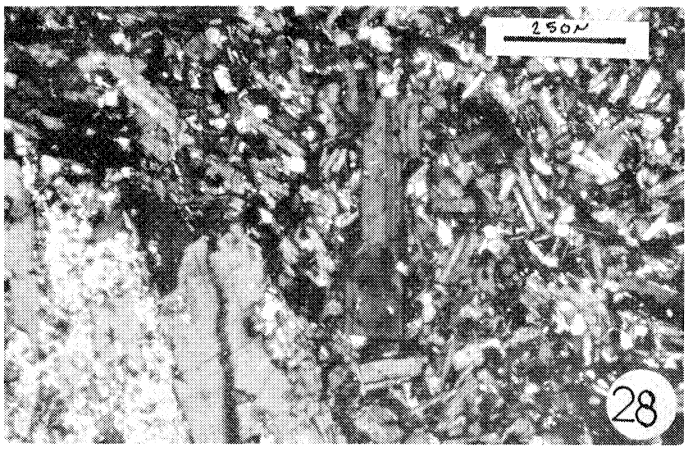
PLANCHE. IV

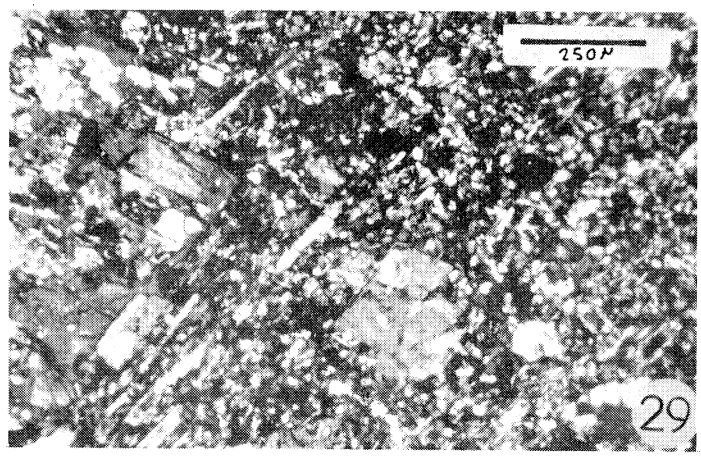


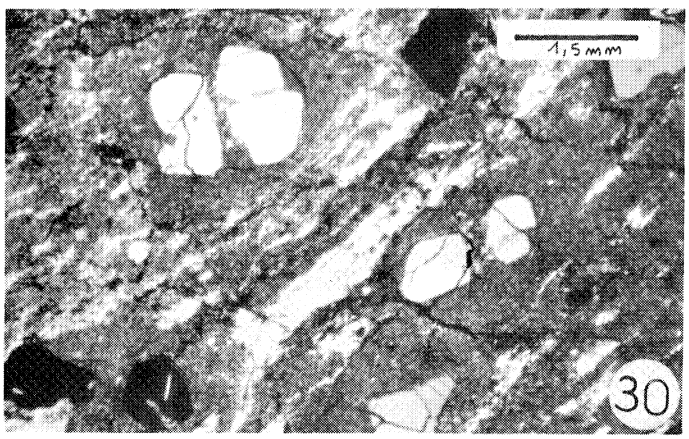












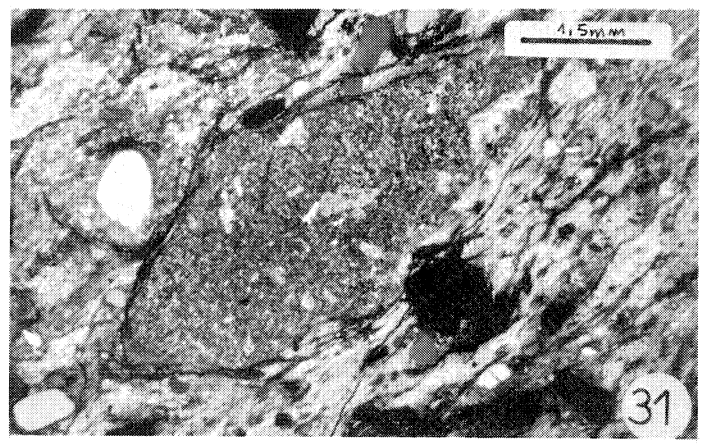


Tableau XV

Brèches volcaniques			2 mm
tufs (s.l.)	tufs (s.s.)	15 %	
	tufs felsitiques	75 %	30 μ
	felsites		
		% de * la matrice	limites granulo-métriques

Classification granulométrique des roches volcanoclastiques

* Le terme matrice possède le même sens que celui défini dans le cas des roches sédimentaires, il désigne l'ensemble des éléments dont la taille est inférieure à 0,030 mm.

1B - LE VOLCANISME DU FLANC SUD : LA BANDE DE TREAL

Ce second groupe de roches volcaniques est nettement moins important, volumétriquement, que l'ensemble décrit précédemment sous le terme de Bande de Marsac. Il s'agit ici de roches volcanoclastiques qui sont sur le terrain associées à la Formation de Pont-Réan (Dalles pourprées), elles s'en différencient par leur couleur verdâtre et la présence constante de quartz automorphes de taille millimétrique; d'autre part les feuillets de cette roche claire, grossièrement schistifiée présentent un éclat nacré et un toucher onctueux.

Cet ensemble apparaît nettement entre Quoiqueneuc et Tréal (c'est dans ce secteur qu'il nous a été possible de définir sa position stratigraphique); au dehors il ne subsiste que sous la forme d'affleurements ponctuels.

Les types de roches que l'on y rencontre, constituent une série granulométrique continue allant des felsites aux brêches volcaniques fines*

1B1 Les felsites = une dévitrifié. ancien

La matrice fine de la roche (Ø des grains < 30 μ) est essentiellement constituée de quartz et de séricite (les diffractogrammes R.X. effectués sur ce matériel n'ont pas permis d'y déceler la présence de feldspath). De très rares fragments esquilleux quartzeux (taille jusqu'à 120 μ) sont présents.

1B2 Les tufs felsitiques

La matrice abondante (> 60 % du volume total de la roche), est identique par son aspect et sa composition minéralogique aux felsites décrites précédemment. Elle renferme des quartz automorphes corrodés, parfois brisés, nombreux; certains échantillons montrent des agrégats séricitisés déformés que nous avons assimilés à d'anciens phénocristaux plagioclasiques**.

---

* La classification granulométrique des roches volcaniques proposée ici en collaboration avec J.F. Chauvet et J. Plaine, est calquée sur le modèle que nous avons utilisé pour les roches sédimentaires: elle est uniquement descriptive et est basée sur la taille des éléments figurés les plus nombreux (cf. tab. IV).

** La carte annexe II indique que la Bande de Tréal est traversée par une faille bordière, se traduisant dans les formations volcano-clastiques par une intense lamination rendant parfois difficile l'observation micrographique et l'interprétation de ces roches.

1B3 Les brèche volcaniques fines

Nous y avons distingué deux types : les brèches pyroclastiques et les brèches épiclastiques; dans les deux cas la taille de leurs éléments dépasse rarement le centimètre.

a) Les brèches pyroclastiques. La matrice felsitique y est abondante (> 50 % du volume total de la roche), on y distingue de nombreux éclats de quartz auxquels se mêlent des individus entiers automorphes et corrodés, ils sont accompagnés par quelques biotites chloritisées.

Les fragments de roches volcaniques altérés montrent un fond microgrenu riche en quartz, englobant des phénocristaux de quartz automorphes ainsi que des formes entièrement séricitisées (feldspath ?).

b) Les brèches pyroclastiques. Au Nord de la Villio-Tréal nous avons recueilli une roche composée de galets gréseux ou quartzeux arrondis, réunis par une matrice felsitique riche en éclats de quartz volcanique.

De toutes ces roches que nous venons de décrire, les tufs felsitiques constituent de loin la plus grande partie du volume de la Bande de Tréal.

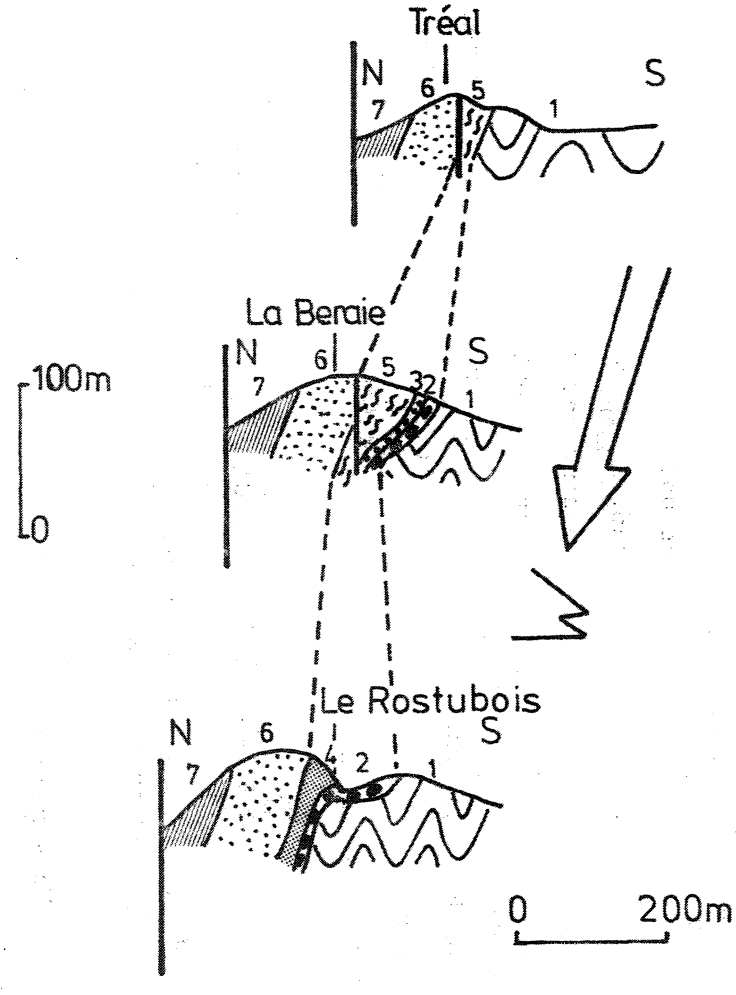
1B4 Position stratigraphique (fig. 15)

A l'Ouest de Tréal, ces formations volcano-clastiques apparaissent interstratifiées entre le Grès armoricain et le Membre de Courouët (La Beraie). Plus à l'Est (Le Chat), elles semblent directement en contact avec les formations briovériennes. Ces niveaux doivent être considérés comme un équivalent stratigraphique de la Formation de Pont-Réan; ceci est confirmé par la présence, à l'intérieur des volcanoclastites, de bancs silteux comparables à ceux que nous avons décrits dans le Membre de Montfort.

1B5 Relations avec le volcanisme du flanc nord

La carte géologique au 1/80 000e (fig. 5) montre un passage continu entre le volcanisme du flanc nord et celui du flanc sud.

Figure. 15



7 Formation de Traveusot
6 -o- du Grès armoricain
5 Bande de Tréal (volcanites)
4 Dalles pourprées
3 Grès de Courouët
2 Poudingue de Monfort
1 Briovérien

-LEGENDE-

Coupes: Flanc Sud de L'Ellipse = position stratigraphique de la Bande de Tréal

En fait, à l'Est de Tréal, dans le secteur de Tréal - Trignac, les derniers affleurements de roches volcano-clastiques ont été reconnus près de la Charbonnière; plus à l'Est, la forêt de la Bourdonnaie constitue un obstacle important (seule la reconnaissance de petites carrières y a permis la cartographie de la Formation du Grès armoricain).

Le secteur Montvollet - Trignac montre une faille bordière importante, qui au Nord de Trignac met en contact anormal les siltstones de la Formation de Traveusot et ceux du Briovérien. Au Sud de cet accident, nous avons recueilli mêlés à des roches sédimentaires briovériennes des fragments de roches volcanoclastiques comparables à celles que nous avons décrites associées aux laves de type A près du Chateau de Marsac. Malgré les recherches entreprises nous n'avons pas trouvé les affleurements de cette roche en place.

Plus à l'Est, jusqu'à Quelneuc, les éboulis de Grès armoricain recouvrent au Sud les formations briovériennes.

Il ne semble donc pas possible de relier sur le terrain les volcanismes des flancs nord et sud. Pétrographiquement, les volcanoclastites de la Bande de Tréal se distinguent par une plus grande richesse en quartz automorphes corrodés; elles correspondent, de par leur position stratigraphique, à un épisode volcanique ultérieur à celui responsable de la mise en place de la Bande de Marsac.

II - FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANOCLASTIQUES CARTOGRAPHIEES A L'EXTERIEUR DE L'ELLIPSE DE REMINIAC

Nous reprenons ici l'étude des filons dessinés par Ch. Barrois et P. Pruvost sur la carte géologique de la feuille de Redon à 1/80 000 (fig. 4). Ceux-ci déterminent du Nord au Sud, six secteurs distincts :

- secteur La Grée Mareuc - Trelian
- secteur St Nicolas - Bois Jean
- secteur La Ronserais - La Barbotais
- secteur La Pichardais
- secteur Pont de la Fosse - Ezel
- secteur La Cruère.

Tableau XVI

	1	2	3	4
% fragments de roches volcaniques	78	53	80	65
% fragments de roches sédimentaires	22	47	20	37

1 W. La Grée Mareuc
2 La Grée Mareuc
3 Trelian
4 Choiseul

(1120 fragments comptés)

Comptages de fragments de roches effectués sur le Conglomérat de La Grée Mareuc

Tableau XVII

n° d'ordre	18
n° d'échantillon	8-5E
SiO_2	72,9
Al_2O_3	12,86
Fe_2O_3	6,05
FeO	
MnO	0,02
MgO	1,19
CaO	0,2
Na_2O	3,40
K_2O	0,83
TiO_2	0,25
P_2O_5	
H_2O^+	2,09
H_2O^-	0,61
Total	100,40
n° d'analyse	497

Analyse chimique d'un fragment de lave extrait du Conglomérat de La Gree Mareuc.

18 : S. La Gree Mareuc.

2A - SECTEUR LA GREE MAREUC - TRELIAN : LE CONGLOMERAT DE LA GREE MAREUC

2A1 Localisation, étude pétrographique

Au Sud du village de La Grée Mareuc, dans le virage que dessine la route menant vers le Sud à Saint Méen, les fondations d'une maison neuve ont été creusées dans un conglomérat où l'on reconnaît des éléments de roches sédimentaires et de roches volcaniques. La cartographie précise de ce niveau conglomératique a permis de dessiner une bande étroite (250 m de large) limitée en extension (3 km de long). Cette roche grossièrement schistifiée contient des fragments de tailles et de formes variables (la taille maximale des éléments observables ne dépasse pas 30 cm, certains d'entre eux sont très arrondis alors que d'autres possèdent des arêtes vives).

Les comptages effectués en plusieurs endroits (tab. XVI) montrent une nette prédominance des débris volcaniques.

L'étude micrographique permet de reconnaître dans ces fragments :

- des roches sédimentaires : elles sont représentées par des grès (quartzwackes - quartz arénites) auxquels se mêlent de nombreux fragments silteux verts plus ou moins étirés que l'on peut assimiler sans risque de confusion possible aux silstones verts abondants dans le Briovérien sédimentaire limitrophe de l'Ellipse de Reminiac.

- des roches volcaniques : elles constituent un assemblage varié à l'intérieur duquel on peut définir :

. des laves finement microlitiques à phénocristaux d'albite, de biotite chloritisée et de quartz automorphe, le fond de la roche felsitique, sombre, est riche en chlorite.

. des laves recristallisées dont le fond microgrenu possède moins de chlorite que le type précédent, la nature des phénocristaux y est identique mais ici les quartz automorphes corrodés sont plus nombreux; l'analyse chimique que nous avons fait effectuer sur cette lave (18, tab. XVII) indique une quartz-keratophyre légèrement sodique.

. des fragments de tufs cristallins à clastes albitiques et quartzeux.

. enfin, un échantillon du conglomérat nous a montré un fragment de verre à texture perlitique.

La matrice de ce conglomérat (40 % du volume total de la roche) est riche en minéraux phylliteux (séricite, chlorite), elle renferme de nombreux débris de quartz anguleux auxquels s'ajoutent des quartz automorphes entiers et des phénocristaux brisés d'albite.

A Trelian, dans un chemin bordant à l'Ouest une petite carrière creusée dans le Conglomérat de La Grée Mareuc, nous avons échantillonné une roche claire très dure, caractérisée macroscopiquement par la présence de structures de taille millimétrique en forme de fuseau applati. L'étude micrographique révèle également l'existence de fragments de roches de nature diverse et dont la taille ne dépasse pas le centimètre. La matrice abondante ($>$ 60 % du volume total de la roche) possède des caractères particuliers, elle présente une texture felsitique hétérogène marquant des zones allongées flexueuses microgranulaires, (le quartz y est dominant) qui soulignent une fluidalité, elles sont l'expression de la recristallisation d'un ancien verre. Les structures fusellaires signalées plus haut évoquent des fiammes, elles possèdent sur leur pourtour une couronne fine (épaisseur 70 à 100 μ) constituée de cristaux de nature feldspathique et quartzeuse, allongés et accolés (leur grand axe est perpendiculaire à l'allongement des fuseaux). L'espace compris à l'intérieur de cette couronne, lorsque celle-ci n'est pas jointive, est occupé par un assemblage microgrenu quartzo-feldspathique. Nous n'avons pas reconnu d'échardes vitroclastiques.

Les phénocristaux généralement brisés que l'on peut observer dans cette roche sont des quartz automorphes et des feldspaths albitiques parfois tordus. Les minéraux ferro-magnésiens sont rares.

Ces caractères permettent d'assimiler cette roche à une paléo-ignimbrite brèchique (cf. Cl. Boyer, 1970). L'analyse chimique que nous avons effectuée sur un échantillons dépourvu de fragments lithiques (19, tab. XVIII) montre une composition très inhabituelle pour ce type de roche. Si les taux en silice, alumine, calcium et éléments ferriques sont respectés, il n'en est pas de même pour le rapport (Na_2O/K_2O), cette roche est hypersodique, le potassium y est en quantité négligeable ($\geqslant$ 1 %). Nous sommes loin des compositions rhyolitiques ($K_2O < Na_2O$) qui caractérisent la plus grande partie des ignimbrites prise dans la littérature (tab. XVIII).

Tableau XVIII

n° d'ordre	19	A	B	C	D
n° d'échantillon	89-B1				
SiO_2	72,80	73,60	68,31	73,58	75,06
Al_2O_3	14,50	12,70	15,82	13,26	8,97
Fe_2O_3	2,08	2,60	4,18	2,18	3,84
FeO					
MnO	0,02		0,01		0,00
MgO	0,41		0,79	0,62	0,26
CaO	0,37	0,7	0,57	0,43	0,82
Na_2O	7,22	2,6	2,46	1,62	4,63
K_2O	0,95	5,2	4,51	5,00	3,59
TiO_2	0,14		0,10	0,23	0,17
H_2O^+	1,29	1,50	0,44	2,08	1,32
H_2O^-	0,19		2,38	1,23	0,06
Total	99,97	97,90	99,57	100,26	99,52
n° d'analyse	463				

19 : "paléo ignimbrite". Fragment dans le Conglomérat de La Gree Mareuc.

A : Moyenne ignimbrites (Boyer C. 1974 p. 188)

B : Ignimbrite, St Germain le Gaillard (Boyer C. 1972 p. 22)

C : Moyenne rhyolite alcaline ignimbrite 9 anal. (Karche J-P. 1972 p. 498)

D : Rhyolite ignimbritique aphyrique, Jersey. (Boyer C. 1974 anal. 39)

Analyse chimique de la "paléo ignimbrite" recueillie à Trélian; comparaison avec des analyses prises dans la littérature.

La nature de l'affleurement où nous avons récolté cette roche ne permet pas de voir son contact avec le Conglomérat de La Grée Mareuc. Un échantillonnage serré nous a montré qu'elle constituait des pointements isolés de faible dimension (taille < 1 m) au sein de roches tout à fait comparables au Conglomérat de La Grée Mareuc. Ces observations nous amènent à formuler l'hypothèse que cette paléoignimbrite est un élément constitutif des fragments lithiques contenus dans le conglomérat.

2A2 Signification du Conglomérat de La Grée Mareuc

L'abondance des fragments de roches volcaniques anguleux dont la taille est supérieure à 2 mm, permet d'assimiler ce Conglomérat à une brèche volcanique (Fischer, 1958, 1960; Parsons, 1969). Cette définition ne tient pas compte de la dynamique de la Formation. La présence d'éléments clastiques variés dans leur nature (roches volcaniques et sédimentaires) comme dans leur morphologie (arrondie et anguleuse) permet d'imaginer que nous sommes en présence d'une brèche volcanique épiclastique; soit dans ce cas particulier le résultat d'un remaniement d'une brèche d'explosion (éclats anguleux de roches sédimentaires et volcaniques) par un facteur externe. La conservation à l'intérieur de ce Conglomérat, d'éléments très fragiles (éclats de siltstones micacés briovériens) exclue tout vecteur brutal, la non litification de cette formation ainsi que la nature phylliteuse du fond de la roche évoque la possibilité d'une coulée boueuse (Lahar)*.

2A3 Position stratigraphique

Ce conglomérat est encadré au Nord comme au Sud par les formations sédimentaires silteuses du Briovérien (à l'Ouest de Trélian il est partiellement masqué par des éboulis gréseux issus du Grès de Courouët). L'absence de stratification visible ne permet pas de voir les relations géométriques de ce Conglomérat avec les formations encaissantes; néanmoins au Nord de Choiseul la présence, en tant qu'éléments constitutifs du Conglomérat, de galets arrondis de Poudingue de Gourin amène à penser que le Conglomérat de La Grée Mareuc s'est mis en place postérieurement au Briovérien supérieur, avant le dépôt des premiers sédiments paléozoïques (les fragments silteux verts reconnus dans le

* cf. QUETE Y., BOYER Cl., CHAUVEL J.J., 1972.

Conglomérat sont assimilables au Briovérien à l'exclusion de toute Formation paléozoïque, Formation de Pont-Réan en particulier).

2A4 Relation avec le volcanisme de la Bande de Marsac

Les laves reconnues en fragments à l'intérieur de ce Conglomérat présentent un aspect différent de celles que nous avons décrites dans la Bande de Marsac (elles se regroupent en deux types principaux, l'une possède de nombreux quartz automorphes, l'autre est caractérisée par une mésostase finement microlitique, très riche en chlorite).

La faible extension géographique du Conglomérat, associée au fait que nous n'ayons jamais retrouvé en place le volcanisme effusif dont sont issus les fragments, peut s'expliquer par une mise en place antérieure à celle de la Bande de Marsac; lorsque cette dernière s'installe sur la pénéplaine briovérienne, l'édifice volcanique auquel appartient le Conglomérat de La Grée Mareuc a déjà subi une érosion importante.

2B - SECTEUR SAINT NICOLAS - BOIS JEAN (n° 1 à 5 de l'annexe II)

Avec ce secteur nous abordons l'étude des roches volcaniques qui affleurent au sein du Briovérien de manière ponctuelle; dans les cas les plus favorables ces roches sont visibles dans de petites carrières, malheureusement dans la plupart des cas il n'est pas possible de voir leurs relations avec l'encaissant sédimentaire. Le mode de mise en place ne peut être évalué qu'au moyen de la détermination de leur texture au microscope, ceci implique, pour le cas de matériaux parfois mal conservé, de nombreuses imprécisions.

2B1 Les roches intrusives

Le plus bel exemple nous est fourni au Sud du village de Saint Nicolas (1 sur l'annexe II). De petites carrières (dépotoir au Sud du village, forêt au Nord du Château de Coëtbo) montrent une roche claire, grenue (taille des grains 1 à 2 mm), porphyrique (présence de quelques phénocristaux feldspathiques dont la taille atteint 3 à 4 mm). L'observation, dans la carrière située au Sud de Saint Nicolas, des épontes sédimentaires briovériennes cornéifiées au contact de la roche grenue démontre sa nature intrusive.

Composition minéralogique

Les phénocristaux

Feldspath (44 % du volume total de la roche), uniquement plagioclasique (An_{5-11}), il forme des macles complexes; outre une légère séricitisation, certains individus présentent de nombreuses inclusions chloriteuses.

Quartz (11 % du volume total de la roche), il se présente sous la forme de cristaux automorphes.

Biotite (8 % du volume total de la roche), entièrement chloritisée, elle est automorphe.

Les minéraux accessoires sont représentés par de rares grains de rutile et d'épidote.

Entre ces phénocristaux, il s'individualise, le plus souvent, une trame microgranulaire (taille des grains 40 à 70 μ) (35 à 40 % du volume total de la roche) à l'intérieur de laquelle on reconnaît une paragenèse identique à celle des phénocristaux, la chlorite (pennine) y est primaire.

Les échantillons recueillis près des épontes sédimentaires ont montré une texture cataclastique développée renforçant ainsi le caractère intrusif reconnu plus haut.

Composition chimique (Tab. XIX)

Les deux analyses chimiques effectuées indiquent la nature keratophyrique de cette roche, sa composition chimique est d'autre part très voisine des laves de type A analysées, récoltées à l'intérieur du Lambeau de Marsac - Clos Boschet (A tab. XIX).

Sur le flanc occidental de la butte de Saint Jean (point 2 sur l'annexe II) nous avons échantillonné une roche grenue, macroscopiquement comparable à celle que nous avons décrite à Saint Nicolas. L'observation micrographique montre un assemblage minéralogique constitué de cristaux plagioclasiques albitiques (70 - 74 % du volume total de la roche) et de cristaux entièrement chloritisés (10 à 22 % du volume total de la roche) dans lesquels on reconnaît d'anciennes biotites. Le quartz, peu abondant (1 - 2 % du volume total de la roche) est uniquement interstitiel.

Tableau XIX

n° d'ordre	20	21	A	B
n° d'échantillon	263-4A	263-7A		
SiO_2	70,30	66,95	67,13	69,54
Al_2O_3	14,96	15,04	15,74	15,01
Fe_2O_3	3,92	6,07	5,12	4,39
FeO				
MnO	0,04	0,67	0,04	0,04
MgO	1,26	0,60	1,49	1,01
CaO	0,16	0,13	0,35	0,28
Na_2O	5,48	4,33	5,23	5,58
K_2O	1,05	1,91	1,09	1,63
TiO_2	0,10	0,14	0,36	0,79
P_2O_5				
H_2O^+	1,78	2,73	2,84	1,53
H_2O^-	0,19	0,21	0,52	0,29
Total	99,24	98,78	99,91	100,09
n° d'analyse	511	512		

Analyses chimiques de la roche intrusive de Saint Nicolas

20 : N. Coëtbo — Filon de type A.

21 : S-W St Nicolas — Filon de type A.

A : Moyenne des laves de type A. du Lambeau Marsac-Clos Boschet

B : Filon kératophyrique (Auvray B. Hameurt J. 1972 p. 76)

La composition chimique de cette roche filonienne (analyse 22, tab. XX) se rapproche de celle des keratophyres sodiques du bois de La Grée Callac'h (analyse 13, tab. XX), elle s'en distingue cependant par une teneur moins importante en silice et des pourcentages plus élevés en magnésium et fer total; cette anomalie du taux de la silice doit être avancée avec beaucoup de prudence dans la mesure où nous constatons pour cette analyse une somme totale des oxydes analysés bien inférieure à 100 % (97,21 %).

2B2 Les roches volcaniques et volcanoclastiques dont le mode de mise en place est difficile à apprécier

La zone située à l'Est de l'Aff et correspondant au filon dessiné par les auteurs de la carte géologique, mise à part la roche décrite ci-dessus, recèle une suite d'affleurements ponctuels où nous avons échantillonné différents types de volcanites.

Les matériaux tuffacés

Une petite carrière ouverte à 200 m au Sud-Est du hameau de Bois Jean (affleurement n° 3 sur l'annexe II), montre une roche aphanitique claire, de couleur verte à beige, par endroit dans la carrière on peut observer à l'intérieur de cette roche un fin litage de taille millimétrique. L'étude micrographique montre une roche dont la matrice riche en chlorite est d'autre part constituée de grains feldspathiques séricitisés et de grains de quartz isogranulaires (taille des grains 50 à 100 μ); ces grains donnent au fond de la roche, un aspect pommelé caractéristique. Les phénocristaux dont la taille est inférieure au millimètre, comprennent des quartz automorphes brisés, des feldspaths séricitisés, des muscovites et de nombreuses biotites déstabilisées en chlorites qui peuvent constituer des niveaux d'accumulation; ce sont ces biotites qui dessinent le litage millimétrique signalé plus haut.

Les roches éruptives

En dehors des matériaux tuffacés, nous avons recueilli des roches porphyriques microgrenues ou felsitiques dont nous ne pouvons déterminer l'origine.

Tableau XX

n° d'ordre	22	13
n° d'échantillon	263-30A	12-12A
SiO_2	54,70	61,40
Al_2O_3	19,47	18,75
Fe_2O_3	6,91	5,17
FeO		
MnO	0,06	0,04
MgO	4,08	1,12
CaO	0,34	0,38
Na_2O	7,75	9,40
K_2O	0,17	0,04
TiO_2	0,21	0,47
P_2O_5		
H_2O^+	3,19	1,70
H_2O^-	0,35	0,65
Total	97,21	99,12
n° d'analyse	515	498

Analyse chimique de la roche intrusive recueillie à l'Ouest de la butte de Saint Jean

22 : W. St Jean. roche filonienne de type A.
I3 : La Gree Callac'h. lave de type A.

Légende planche V.

Les Formations volcaniques cartographiées à l'extérieur de l'Ellipse de Réminiac.

Photos 32 à 37 *Secteur de la Grée-Mareuc Trélian.*

Photo 32 *(négatif L.M.) La Grée-Mareuc, vue d'ensemble montrant l'hétérogénéité dans la forme et la nature des fragments de roches contenus dans le conglomérat.*

Photo 33 *(L.P.) La Grée-Mareuc. Fragment de lave felsitique riche en chlorite, noter la nature phylliteuse de la matrice du conglomérat.*

Photo 34 *(L.P.) La Grée-Mareuc. Fragment de verre et écharde de siltstone.*

Photo 35 à 37 *Le Paléoignimbrite de Trélian.*

Photo 35 *(négatif L.M.) Trélian. Les structures fusellaires.*

Photo 36 *(L.P.) Trélian. Aspect micrographique, la fluidalité se marque par l'individualisation de zones flexueuses microgranulaires.*

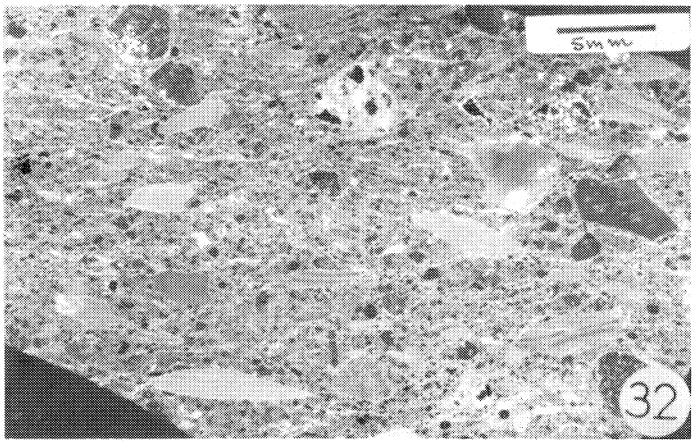
Photo 37 *(L.P.) Trélian. Un exemple de "fiamme" (par commodité de présentation, l'individu représenté ici est très court).*

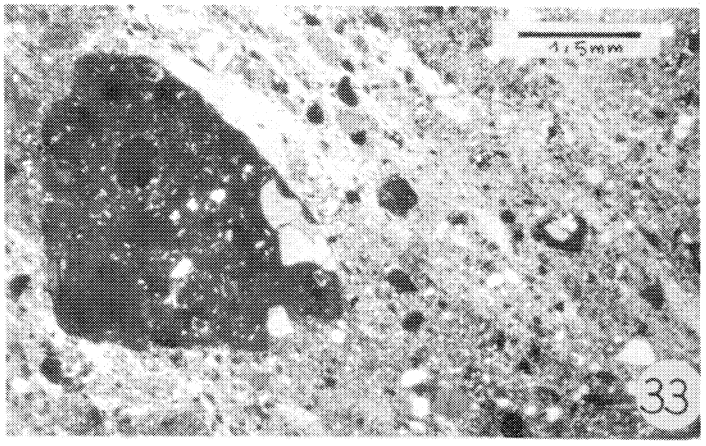
Photos 38 et 39 *Secteur de St Nicolas-Bois Jean.*

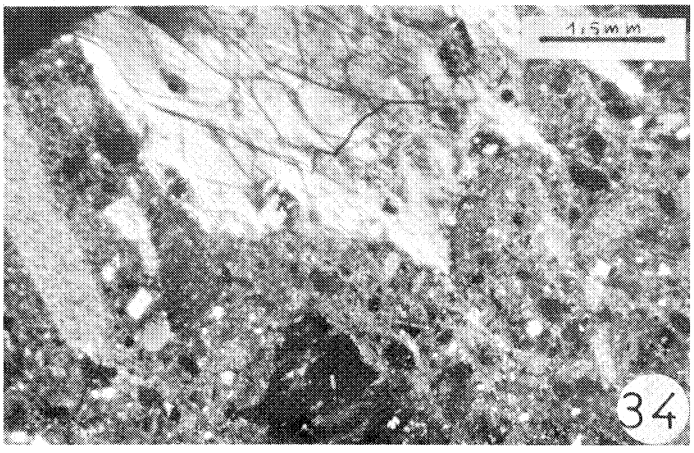
Photo 38 *(L.P.) St. Nicolas. Filon kératophyrique de type A.*

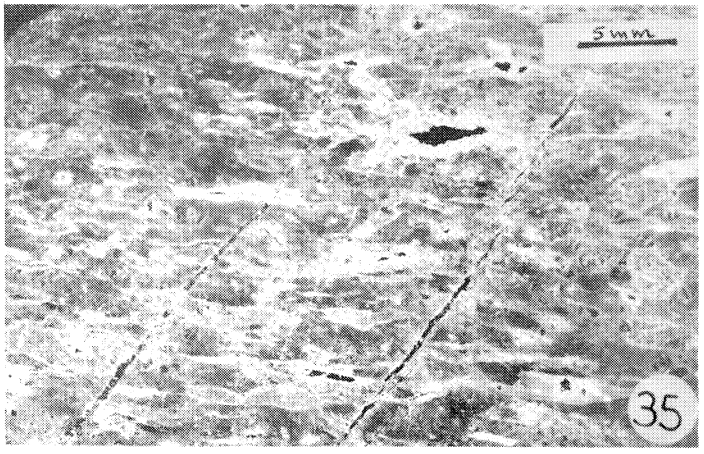
Photo 39 *(L.N.) S.E. le Bois Jean. Tuffite, le litage de la roche est souligné par des accumulations de biotites et de chlorites.*

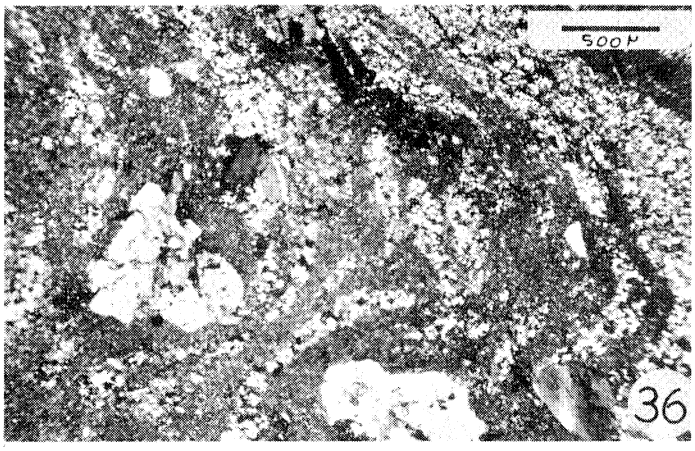
PLANCHE. V

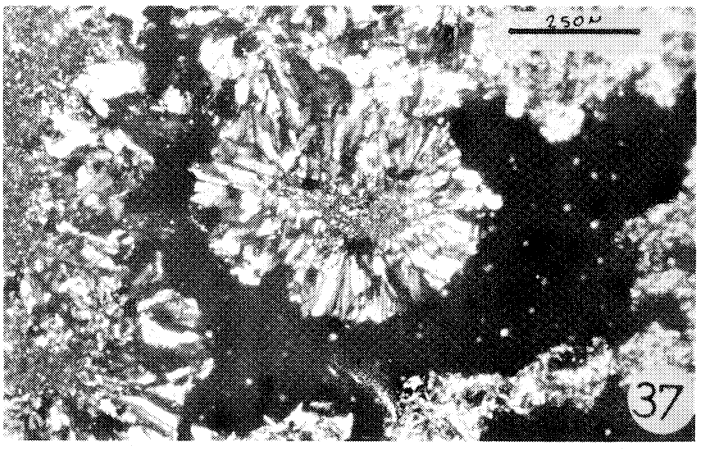


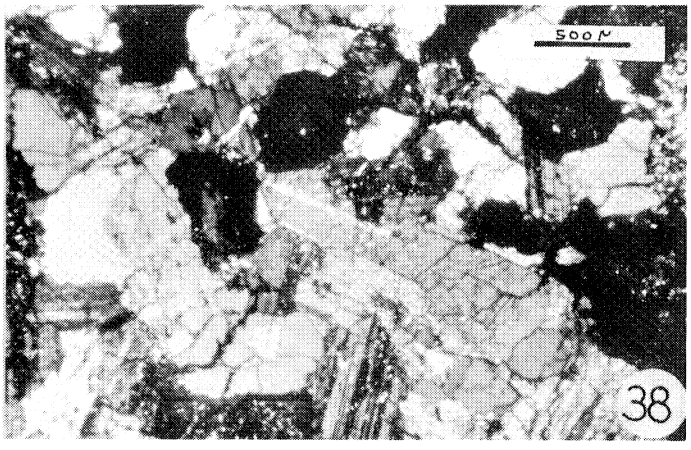


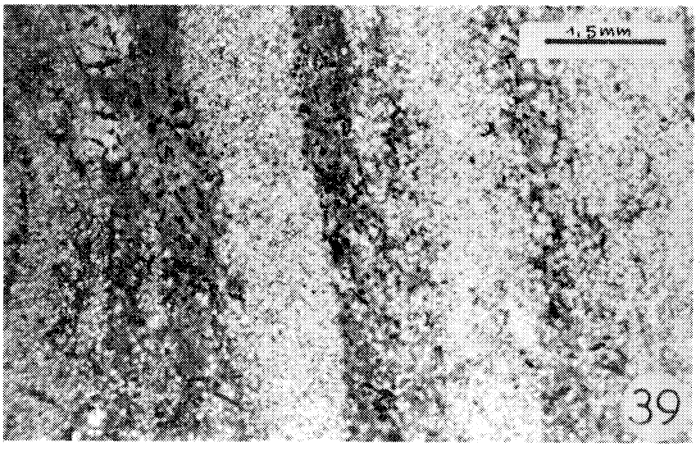












- l'une d'elles (fond felsitique) constitue une petite butte entre la Ville Hue et La Melais (affleurement n° 4 sur l'annexe II); c'est une roche très claire et très dure, elle contient de nombreux lith physes à remplissage quartzo-feldspathique. Les rares phénocristaux que l'on peut y observer sont des feldspath automorphes limpides constituant parfois des macles complexes (albite, oligoclase, orthose ?); ils sont accompagnés par de la biotite chloritisée (L : 0,4 mm, l : 0,1 mm).

- les roches porphyriques microgrenues affleurent dans une carrière située à 150 m au Sud-Ouest de la Ville Hue (affleurement n° 5 sur l'annexe II). L'observation micrographique montre une matrice microgrenue quartzo-chlorito-feldspathique dans laquelle s'individualisent des phénocristaux feldspathiques totalement séricitisés, les biotites déstabilisées en chlorite et minéraux opaques sont localement nombreuses.

2C - SECTEUR LA RONSERAIS - LA BARBOTAIS (n° 6 à 8 sur l'annexe II)

Nous reprenons ici l'étude du second grand filon, à orientation NE-SW, dessiné sur la carte géologique à 1/80 000e, celui-ci longe la route reliant le Château de Marsac à Maure-de-Bretagne, sur une longueur de 4,5 km.

En dehors des pierres volantes, nous n'avons relevé que trois sites de roches en place.

2C1 Versant Est de la butte du Chateau de Marsac (n° 6 sur l'annexe II).

La nouvelle route qui longe à l'Est cette butte, a permis de repérer une roche volcanique très altérée, semblant interstratifiée dans le Briovérien.

Au microscope nous pouvons distinguer des phénocristaux entièrement séricitisés (feldspath ?) auxquels s'ajoutent d'anciennes biotites chloritisées; le fond de la roche, généralement microgrenu (quartz + feldspath), est riche en chlorite, on peut y déceler une ancienne trame microlitique qui se révèle sous la forme de petites baguettes séricitisées plus ou moins orientées. Il s'agit donc d'une roche porphyrique

microlitique mais dont on ne peut définir les relations par rapport aux formations encaissantes (filon ou coulée ?).

2C2 Carrière de la Barbotais (n° 7 de l'annexe II)

Cette carrière, située à un peu plus de 2 km au Nord-Est du Château de Marsac, est entièrement taillée dans une roche volcanique porphyrique de teinte grise à verdâtre.

L'étude micrographique effectuée sur un échantillonnage homogène de la carrière montre peu de variété dans les faciès observés; dans tous les cas il s'agit d'une roche microgrenue porphyrique d'origine vraisemblablement intrusive.

Les phénocristaux uniquement feldspathiques (albite) limpides constituent des agrégats polycristallins qui peuvent atteindre une taille de 1 cm. Certains individus sont zonés. On peut noter l'absence des minéraux ferro-magnésiens et du quartz en tant que phénocristaux. La mésostase microgrenue (taille des grains 50 à 120 μ) est composée de feldspath et de quartz, la chlorite est abondante et on peut y noter la présence de quelques biotites chloritisées.

L'analyse chimique de cette roche (23, tab. XXI) montre un matériel sodique pauvre en calcium et potassium, comparable aux laves de type A étudiées dans la Bande de Marsac.

La présence sur le parement nord de cette carrière, d'une enclave de Poudingue de Gourin (L : 4 m, épaisseur 1 m) permet de penser que cette roche volcanique a été émise postérieurement au Briovérien supérieur.

Une carrière située à un peu plus de 300 m à l'Est du site précédemment étudié (n° 8, annexe II) montre une roche porphyroïde très claire, bien que très dure et utilisée comme matériel d'empierrement, elle est altérée et montre un aspect comparable à la roche étudiée sur le flanc est de la butte du Château de Marsac.

Tableau XXI

n° d'ordre	23	8	14
n° d'échantillon	101-4F	99-28F	14-16B
SiO_2	64,15	65,75	67,25
Al_2O_3	16,97	15,95	16,29
Fe_2O_3	6,07	4,97	4,56
FeO			
MnO	0,04	0,04	0,04
MgO	1,61	1,42	1,53
CaO	0,47	0,52	0,38
Na_2O	6,08	5,65	7,23
K_2O	0,23	1,00	0,10
TiO_2	0,34	0,32	0,20
P_2O_5			
H_2O^+	4,03	2,50	1,32
H_2O^-	0,24	0,79	0,38
Total	98,23	98,91	99,28
n° d'analyse	461	508	501

Analyse chimique de la roche intrusive recueillie à La Barbotais

23 : La Barbotais : roche filonienne de type A.

8 : S. La Lanzionnais : lave de type A.

14 : S. La Faraudais : lave de type A.

2D - SECTEUR LA PICHARDAIS

Ce secteur désigne le plus petit filon dessiné sur la carte géologique; le ruisseau de Combs qui forme un méandre occupe une vaste dépression qui masque par ses alluvions la quasi totalité du filon représenté par Barrois et Pruvost; seule une petite carrière située dans un bois à l'Est de la ferme de la Pichardais (n° 9, annexe II) montre les déblais d'une roche détritique verte.

L'examen micrographique permet d'y reconnaître un quartzwacke grossier (taille maximale des grains de l'ordre du millimètre) mal classé dans lequel on reconnaît les éléments suivants :

- quartz (85 % des grains de la roche) : très peu usé et parfois en forme d'éclat, les plus gros éléments permettent d'y reconnaître des fragments de quartz volcaniques corrodés.
- muscovite (10 % des grains de la roche).

de rares biotites et feldspaths plagioclases complètent l'inventaire de la roche ($<$ 2 %).

- Les fragments lithiques ($\leqslant$ 3 %) sont représentés par des assemblages microcristallins quartzeux, un échantillon nous a montré un fragment de roche felsitique à quartz automorphe.

La matrice (30 % du volume total de la roche), essentiellement chloriteuse, est riche en minéraux opaques.

2E - SECTEUR PONT-DE-LA-FOSSE - EZEL (n° 10 et 11, annexe II)

L'étude de ce secteur nous a permis de recenser deux affleurements principaux; le premier est situé au voisinage de la rive est de l'Aff au Pont-de-la-Fosse dans une carrière (10), le second, plus à l'Est, se trouve au village d'Ezel (11) dans le talus de la route qui joint Quelneuc à Saint Seglin.

Dans les deux cas, nous avons recueilli une roche grenue altérée. L'observation micrographique, malgré l'altération poussée, montre une composition minéralogique équivalente à la roche filonienne de Saint Nicolas (1, annexe II) (quartz - feldspath séricitisé - biotite chloritisée), la texture grenue est reconnaissable.

2F - SECTEUR DE LA CRUERE

Situé 3 km à l'Est de Quelneuc, cette dernière unité est dessinée, sur la seconde édition de la Feuille de Redon, comme une relique des coulées de l'Ellipse de Rominiac (tufs et andésites quartzifères). Elle est flanquée au Nord comme au Sud de deux petits filons (La Rousselais, La Rabinais).

2F1 La Cruère (n° 12, annexe II)

Sur cette butte nous avons recueilli deux types de roche macroscopiquement très différents.

Le 1er type, très clair, se caractérise par une abondance de phénocristaux de quartz, il est situé au sommet de la butte près de la cote 61 (n° 12, annexe II). Au microscope, outre les quartz automorphes très corrodés, nous reconnaissons des phénocristaux feldspathiques dont on ne peut évaluer la composition du fait de leur altération totale en séricite, quelques rares biotites chloritisées apparaissent. Le fond de la roche (55 - 60 % du volume total de la roche), felsitique et quartzo-sériciteux, est dépourvu de chlorite.

La conservation dans cette roche d'individus fragiles correspondant à des quartz profondément corrodés, écarte pour ce matériel l'hypothèse d'une origine pyroclastique; au vu des observations de terrain, il s'agirait plutôt d'une roche intrusive.

Le second type, situé un peu plus à l'Est (n° 13, annexe II) se présente comme une roche massive de couleur grise à verte, dépourvue de phénocristaux de quartz. Sa composition minéralogique est la suivante :

Les phénocristaux

Feldspath : plagioclase (les déterminations optiques effectuées indiquent une composition d'oligoclase). Ces individus dont la taille ne dépasse pas 2 mm, sont fréquemment zonés et présentent de nombreuses inclusions sériciteuses et chloriteuses.

Quartz, très rare, il se présente sous la forme de cristaux automorphes corrodés et brisés.

Légende planche VI.

Les Formations volcaniques cartographiées à l'extérieur de l'Ellipse de Réminiac. suite :

Photos 40 et 41 *Secteur la Ronserais - La Barbotais.*

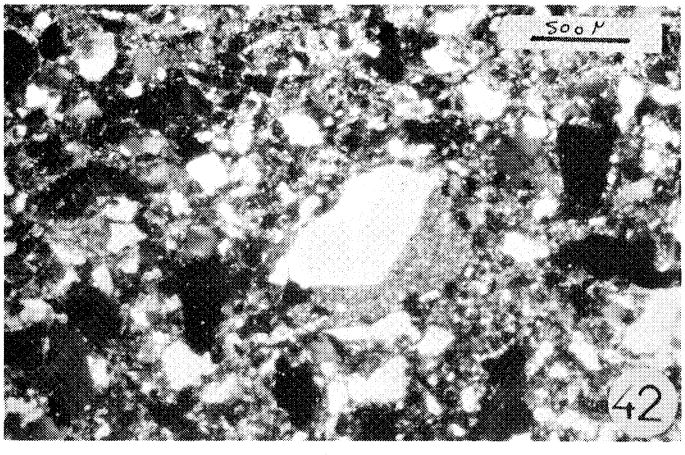
Photo 40 *Carrière de La Barbotais. Enclave de Poudingue de Gourin (L: 4m, e: 1m) emballée par une volcanite analogue aux kératophyres de type A connues dans l'Ellipse.*

Photo 41 *(L.P.) Carrière de la Barbotais. Volcanites de type A., la qualité de l'affleurement ne permet pas d'envisager avec précision son mode de mise en place.*

Photo 42 *(L.P.) Secteur de la Pichardais : La Pichardais. Quartz-wacke remaniant un fragment de volcanite felsitique à quartz automorphe.*

Photo 43 *(L.P.) Secteur La Cruère : La Cruère. Volcanite claire à phénocristaux de quartz profondément corrodés.*

PLANCHE. VI



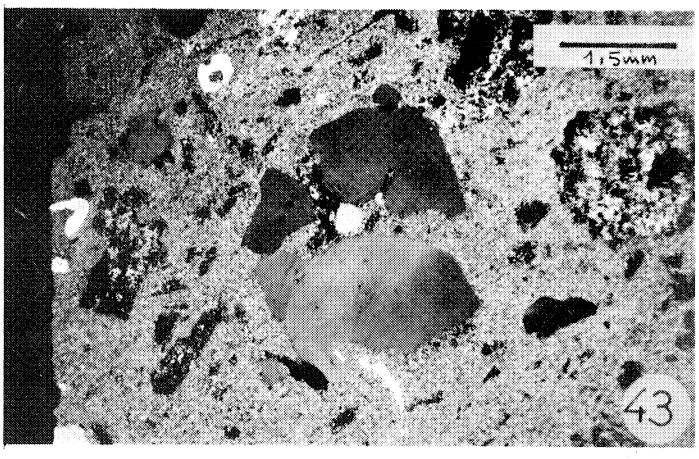


Tableau XXII

n° d'ordre	24	25	A
n° d'échantillon	90-11E	90-11F	
SiO_2	67,20	67,30	65,20
Al_2O_3	15,16	15,47	15,66
Fe_2O_3	4,47	4,21	4,85
FeO			
MnO	0,05	0,06	0,06
MgO	1,30	1,25	1,61
CaO	1,39	1,67	3,21
Na_2O	3,10	3,66	3,28
K_2O	2,57	2,50	2,23
TiO_2	0,50	0,60	0,54
P_2O_5			
H_2O^+	2,62	1,77	2,13
H_2O^-	0,64	0,70	0,34
Total	99,00	99,19	99,01
n° d'analyse	460	502	

Analyses chimiques des volcanites intrusives recueillies à l'Est de la Butte de La Cruère.

24 et 25 : La Cruère, S. cote 63 : filon de type B.

A : Moyenne des analyses correspondant aux laves de type B. recueillies à l'interieur de la Bande de Marsac.

Les minéraux ferro-magnésiens relativement nombreux correspondent à des biotites chloritisées.

La mésostase microgrenue quartzo-feldspathique est riche en chlorite et minéraux opaques, on y relève des granules d'apatite.

Les échantillons récoltés au voisinage des épontes sédimentaires briovériennes, montrent un caractère brèchique accentué par la présence d'enclaves anguleuses de roches silteuses vertes. Cette observation souligne le caractère intrusif de cette volcanite.

Les analyses chimiques effectuées (24, 25, tab. XXII) indiquent une composition se rapprochant des laves de type B récoltées dans l'Ellipse. La teneur en calcium bien que plus faible, reste au dessus des taux observés dans le type A et les types intermédiaires A - B.

2F2 La Rousselais (n° 14, annexe II)

Ce petit filon figuré sur la carte géologique au Nord de la butte de La Cruère montre en pierres volantes, une roche strictement équivalente au type feldspathique que nous venons de décrire, situé à la partie Est de la butte de La Cruère (n° 13, annexe II).

2F3 La Rabinais (n° 15, annexe II)

Au Sud de la butte de La Cruère, une nouvelle route donnant accès à la ferme de la Rabinais, montre une roche claire riche en phénocristaux de quartz de taille millimétrique. Macroscopiquement, elle se rapproche beaucoup de la roche que nous avons décrite à l'Est de La Cruère (n° 12, annexe II). Cette roche constitue un banc, de 3 à 4 m de puissance, interstratifié dans les siltstones verts briovériens; l'aspect cornéifié des épontes sédimentaires permet de penser que nous avons affaire à un sill.

L'étude micrographique confirme l'analogie avec la roche claire de La Cruère. Nous y retrouvons de nombreux phénocristaux entiers de quartz automorphe à golfes de corrosion très développés. Les feldspahts mieux conservés constituent des agrégats polycristallins de taille millimétrique, on y reconnaît des plagioclases légèrement séricitisés

Tableau XXIII

n° d'ordre	26
n° d'échantillon	90-14C
SiO_2	72,60
Al_2O_3	15,05
Fe_2O_3	2,40
FeO	
MnO	0,01
MgO	0,56
CaO	0,21
Na_2O	3,04
K_2O	2,64
TiO_2	0,21
P_2O_5	
H_2O^+	2,46
H_2O^-	0,69
Total	99,87
n° d'analyse	462

Analyse chimique de la roche filonienne à phénocristaux de quartz recueillie à l'Est de La Rabinais.

fréquemment zonés, accompagnés de rares feldspaths potassiques (orthose ?). Les minéraux ferro-magnésiens, représentés ici par des biotites chloritisées, sont peu nombreux. La mésostase finement cristallisée (taille des grains 0,020 mm), quartzofeldspathique, contient aussi de la séricite et peu de chlorite.

L'analyse chimique effectuée (26, tab. XXIII) montre une roche différente du cortège keratophyrique et dacitique vu jusqu'à présent. Si les teneurs en sodium et potassium se rapprochent de celles observées dans le type B, une nette différence apparaît au niveau du taux en éléments cafemiques (Ca - Fe - Ti - Mg) qui est ici très faible (3,37 % contre 10,21 % pour les laves de type B). Cette roche est d'autre part hypersiliceuse (Si > 70 %).

CONCLUSIONS

Cette étude non exhaustive du volcanisme cartographié à l'Est de l'Ellipse de Reminiac permet les remarques suivantes :

Mis à part les faciès où nous ne pouvons nous prononcer avec certitude sur le mode de mise en place à cause du manque de données suffisamment précises sur le terrain; il semble que nous ayons effectivement affaire dans la plupart des cas à un volcanisme de type intrusif.

Il ne semble cependant pas possible, cartographiquement, de conserver l'image des grands filons radiés dessinés sur la carte géologique par Ch. Barrois et P. Pruvost. En fait nous sommes en présence d'une suite d'affleurements ponctuels séparés par les sédiments briovériens. Une prospection effectuée à l'extérieur des filons dessinés sur la carte géologique permettrait vraisemblablement de relever de nouveaux pointements de roches éruptives.

L'étude pétrographique et géochimique de ce volcanisme situé à l'Est de l'Ellipse de Reminiac a permis de retrouver la dualité mise en évidence dans le volcanisme de la Bande de Marsac. C'est ainsi que les roches intrusives recueillies à Saint Nicolas et à La Barbotais se rapprochent des laves de type A; le matériel recueilli à l'Est de la butte de la Cruère possède une composition chimique voisine des laves de type B.

La source volcanique correspondant à la Bande de Tréal qui remanie des volcanites acides riches en quartz automorphes, est peut-être à rechercher au niveau de la roche récoltée au Sud et à l'Ouest de la butte de la Cruère; l'état de conservation du premier ensemble cité n'a pas permis de vérifier la correspondance de leurs compositions chimiques.

Ces quelques remarques permettent de confirmer l'hypothèse proposée par Ch. Barrois et P. Pruvost; les volcanites cartographiées à l'Est de l'Ellipse, correspondent pour une grande partie d'entre elles à un système filonien dont les caractéristiques pétrographiques et chimiques sont très voisines de celles définies dans les coulées de l'Ellipse de Reminiac. L'hypothèse qui consiste à voir dans ces filons l'alimentation du volcanisme de l'Ellipse, semble raisonnable.

Caractéristiques chimiques du volcanisme de la Bande de Marsac et des roches intrusives associées et cartographiées à l'Est de l'Ellipse.

Dans le but de confirmer géochimiquement les différences pétrographiques observées entre les types A et B, leurs analyses chimiques représentatives ont été traitées par l'analyse factorielle (Méthode des Facteurs principaux)*.

Celle-ci permet en effet de regrouper par exemple les analyses chimiques en fonction de facteurs a priori inconnus sans passer par l'utilisation de diagrammes géochimiques arbitraires. Si l'on s'en tient aux facteurs principaux (**), elle débouche sur une représentation aisément visualisable permettant de comprendre dans le cas d'analyses chimiques par exemple, les différenciations chimiques responsables de la dispersion des échantillons.

Dans le cas qui nous intéresse (fig. 16) la projection des points représentatifs des analyses chimiques sur le plan factoriel déterminé par les facteurs principaux F1 et F2, dessine deux nuages distincts correspondant aux types A et B. Les échantillons de laves hybrides A-B (analyses 11 et 15) ont une position intermédiaire entre les deux nuages définis précédemment.

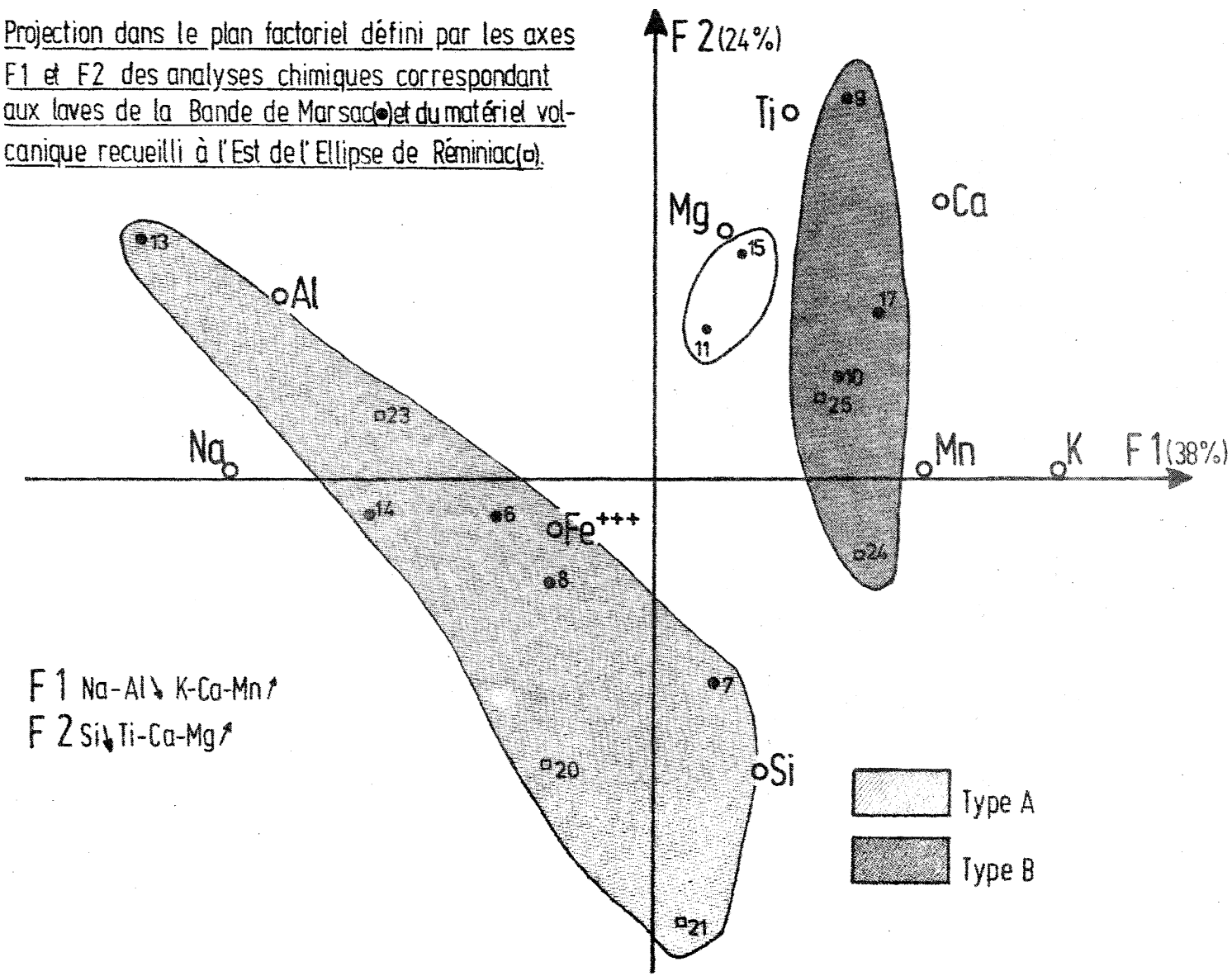
---

* Exposé de la méthode cf G. Lucas, 1974.

** La méthode des facteurs principaux consiste à imposer que le premier facteur (F1) rende compte de la plus grande part possible de la dispersion des échantillons; le second (F2) de la plus grande part pos-

Figure. 16

Projection dans le plan factoriel défini par les axes F1 et F2 des analyses chimiques correspondant aux laves de la Bande de Marsac(●) et du matériel volcanique recueilli à l'Est de l'Ellipse de Réminiac(▫).



Le facteur F1 (qui explique 38 % de la dispersion des points) met en évidence une différenciation : (Na, Al↘ Mn, Ca, K↗), il étire le nuage représentatif du type A selon (Na, Al↘ Si↗).

Le type B comparativement au type A présente une plus grande richesse en calcium, manganèse et titane, celle-ci s'accompagne d'un déficit en sodium et aluminium.

Le facteur F2 (qui explique 24 % de la dispersion des points) confirme la différenciation interne au type A (Si↘, Na, Al↗); son action se fait surtout sentir au niveau du nuage correspondant au type B, la silice y est opposée au groupe magnésium, calcium et titane (Si ↘ Mg, Ca, Ti↗).

Le troisième facteur principal (F3) non représenté ici et qui explique 14 % de la dispersion des points caractérise essentiellement une différenciation portant sur la silice et le fer ferrique (Si ↘ Fe^{+++}↗), elle se marque dans le plan perpendiculaire à la figure (F3 ⊥ F1 ⊥ F2) par un étirement des deux nuages A et B.

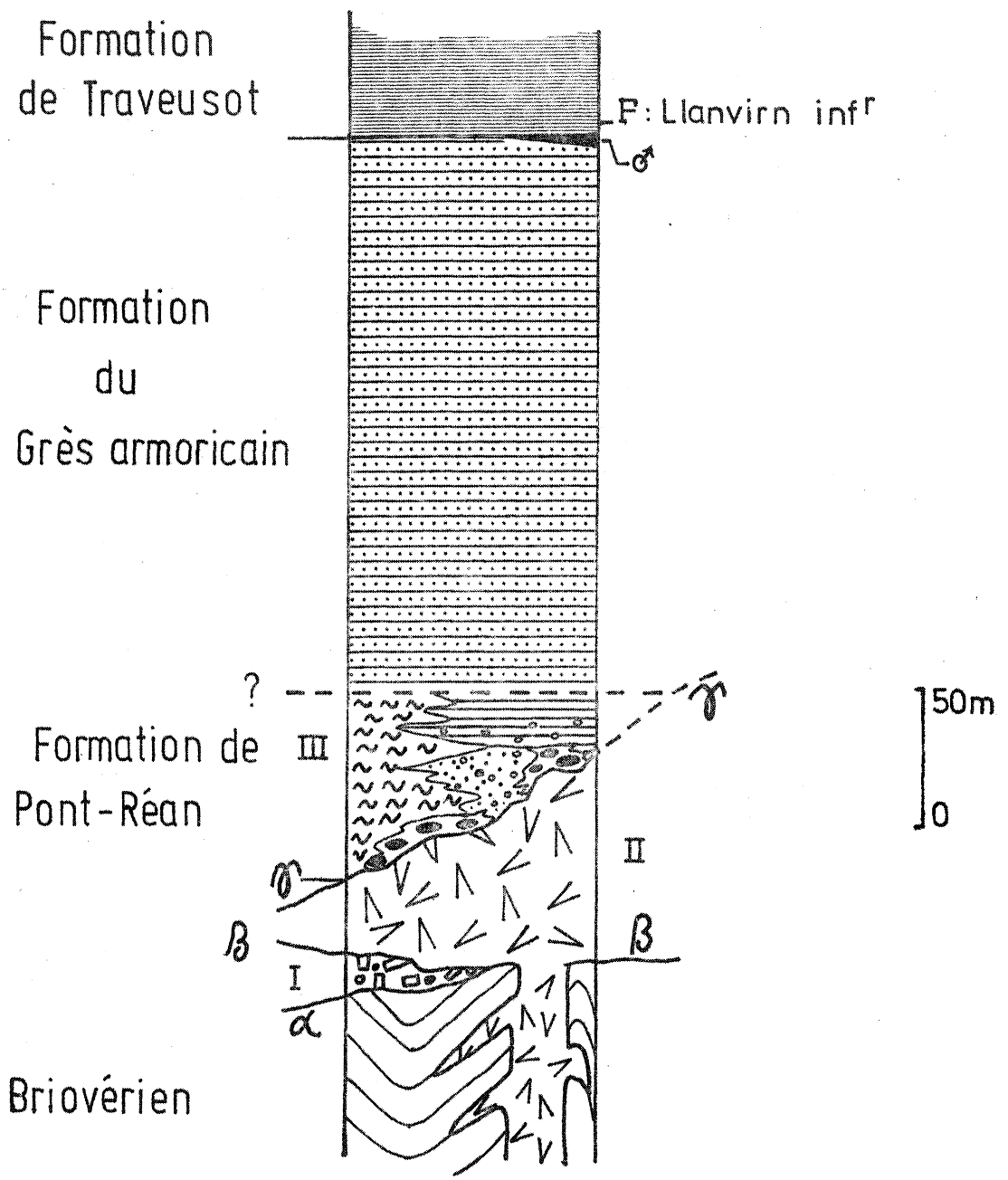
En conclusion, la méthode des facteurs principaux nous a permis de vérifier géochimiquement l'individualisation pétrographique des deux types A et B.

Le type A désigne un matériel essentiellement silico-alumino-sodique à l'intérieur duquel existe une différenciation secondaire (Si ↘ Na, Al ↗) marquée sur le terrain par l'apparition des kerato-phyres hypersodiques (cf. analyses 13, 14, 23).

Le type B s'oppose à ce premier ensemble par un enrichissement en calcium et potassium, celui-ci se faisant aux dépens des teneurs en sodium et aluminium.

Figure. 17

Rapports entre la Série sédimentaire paléozoïque et les épisodes volcaniques de l'Ellipse de Réminiac



III Episode volcanique de la Bande de Tréal

II Episode volcanique de la Bande de Marsac

I Episode volcanique du Conglomérat de La Gree-Mareuc

$\alpha\beta\gamma$ surfaces d'érosion

III - POSITIONS STRATIGRAPHIQUES DES PHENOMENES VOLCANIQUES RECONNUS DANS LA REGION DE REMINIAC. CORRELATIONS AVEC LES VOLCANITES INFRAPALEOZOIQUES CONNUES DANS LE MASSIF ARMORICAIN.

Les résultats obtenus dans l'Ellipse de Réminiac, permettent de penser que les émissions volcaniques se sont réparties en trois périodes successives (fig. 17).

I, le premier épisode volcanique, se traduit par un ensemble volcanoclastique (Conglomérat de La Grée Mareuc) remaniant des fragments de laves acides (ignimbrites (?), keratophyres à textures diverses). Sa mise en place a été assimilée à un lahar qui se serait propagé sur la pénéplaine briovérienne déjà érodée (présence de galets arrondis de Poudingue de Gourin).

II, le second épisode, correspondant à la Bande de Marsac, est représenté par un matériel volcanique effusif et pyroclastique, se répartissant de façon homogène entre deux pôles :

- l'un est caractérisé par des laves microlitiques sodiques de type keratophyrique,
- l'autre, par des laves recristallisées sodi-potassiques à composition chimique dacitique.

Il semble que l'on puisse assimiler à cette émission volcanique, la plus grande partie des affleurements de volcanites relevées à l'Est de l'Ellipse.

Ce volcanisme est antérieur à la sédimentation des premiers niveaux détritiques paléozoïques représentés dans l'Ellipse par la Formation de Pont-Réan; d'autre part sa mise en place est aussi postérieure au Conglomérat de la Grée Mareuc, qui, à ce moment, a déjà subi une érosion importante.

III, le volcanisme explosif de la Bande de Tréal, interstratifié dans la Formation de Pont-Réan, remanie une roche volcanique, riche en phénocristaux de quartz dont la source est peut-être à rechercher dans les roches filoniennes décrites à l'Ouest et au Sud de la butte de la Cruère.

Indépendamment de ces niveaux tuffacés, certains bancs appartenant à la Formation de Pont-Réan remanient des quartz volcaniques, issus vraisemblablement de l'érosion de la Bande de Marsac.

Afin d'envisager la corrélation de ces différents épisodes volcaniques, nous allons rappeler brièvement les travaux récents connus sur les volcanites infrapaléozoïques de Normandie et de Vendée.

3A - LA NORMANDIE ET LE MAINE

3A1 - Le Massif de Saint-Germain-Le-Gaillard (M.M. Roblot, 1971, Cl. Boyer, M.M. Roblot, M.J. Graindor, 1972).

Ce massif situé au NW du Cotentin, est composé de roches ignimbritiques porphyriques et de laves rhyodacitiques surmontées par un ensemble de roches pyroclastiques et volcano-sédimentaires associées.

Le matériel volcanique, remanié dans les arkoses et conglomérats cambriens du Synclinal de Sionville, est antérieur à la base du Paléozoïque régional. D'autre part, l'étude structurale comparée du massif éruptif et des terrains briovériens a montré que celui-ci n'a pas subi les mouvements cadomiens.

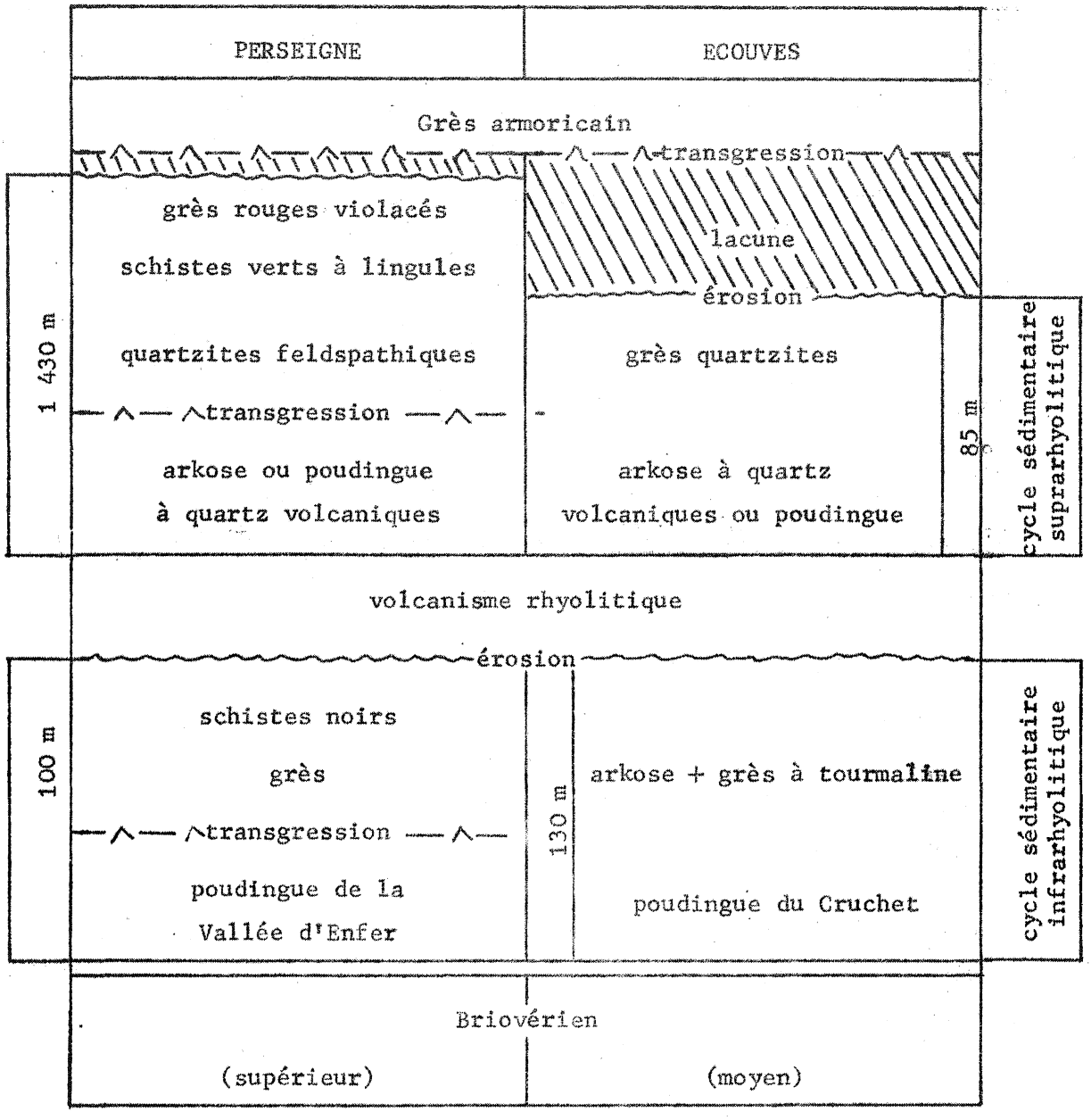
Plus à l'Ouest, le platier de Rozel, montre au sommet de la série schisto-gréseuse cambrienne, trois petits niveaux volcano-sédimentaires basiques.

Ces deux observations permettent de supposer dans cette région une double manifestation volcanique : un volcanisme acide rhyodacitique post-briovérien (St-Germain-le-Gaillard) suivi d'un volcanisme basique légèrement postérieur (Le Rozel).

3A2 Massifs d'Ecouves et de Perseigne (F. Doré, 1969, F. Doré, B. Chevallier, 1970)

Ces deux secteurs montrent deux cycles sédimentaires cambriens séparés par des éruptions de type rhyolitique.

Tableau XXIV



Corrélations entre les formations cambriennes
de Perseigne et d'Ecouves
(d'après B. Chevallier - F. Doré, 1970)

La corrélation de ces deux régions envisagée par F. Doré et B. Chevallier est représentée au tableau XXIV. Dans sa note de 1970 F. Doré, par comparaison avec le volcanisme rhyolitique connu dans le Choletais (P. Cavet et al., 1966), attribue aux Formations anté-arénigiennes d'Ecouves et de Perseigne un âge cambrien moyen.

3A3 Le volcanisme acide des Coëvrons (C. Boyer, 1968, 1969; J. Le Gall, 1971)

L'échelle stratigraphique des terrains paléozoïques constituant cette unité est bien connue depuis les travaux de D.P. Oehlert (1889, 1909, 1912), cf. tableau XXV.

Les roches volcaniques y dessinent deux bandes parallèles qui sont au Nord la Bande de Vimarcé et au Sud la Bande des Coëvrons.

En 1968, C. Boyer signale dans la bande méridionale, la présence d'ignimbrites aphanitiques.

Lors de sa thèse (1969) F. Doré fixe l'âge des Schistes et calcaires au Cambrien inférieur.

La même année C. Boyer entreprend l'étude de la partie occidentale de la Bande des Coëvrons dans la carrière de Voutré. Elle y décrit un ensemble pyroclastique acide varié dont le phénomène explosif responsable est bien calé dans le temps, le Grès de Sainte Suzanne qui le précède immédiatement est dépourvu de toute trace volcanique.

Enfin, en 1971, reprenant l'analyse stratigraphique des Coëvrons orientaux, J. Le Gall décrit sur le flanc sud, deux phénomènes volcaniques successifs :

- le plus basal intercalé entre le Grès de Sainte Suzanne et les Psammites de Sillé, est représenté par un tuf cinéritique déposé en milieu aquatique représentant l'équivalent latéral des volcanites pyroclastiques de Voutré.

- le second situé au dessus des Psammites de Sillé, s'apparente à une coulée de quartz keratophyre, dont les quartz semblent remaniés au sein d'un mince niveau d'arkoses sus-jacent.

Tableau XXV

Grès de May Schistes à Calymènes Grès armoricain	ORDOVICIEN
Grès de Blandouët Psammite de Sillé Grès feldspathique	CAMBRIEN
activité volcanique principale	
Grès de Ste Suzanne Schistes et calcaires Poudingue de Sillé	
Briovérien	

Stratigraphie des Coëvrons
(d'après D.P. OEHLERT, 1909)

La série sédimentaire cambrienne s'achève ensuite par les Grès de Blandouët qui se terminent par des niveaux rubéfiés, soulignant ainsi le caractère regressif de la série sédimentaire cambrienne, marqué par une émersion générale avant l'Arenig (Grès armoricain).

3A4 Les Alpes mancelles (Cl. Boyer, 1967; F. Doré, J. Le Gall, 1971).

En 1967, Cl. Boyer décrit dans la région de Villaines La Juhel, la présence d'un volcanisme cambrien de type keratophyrique qui se répartit entre deux pôles :

- l'un est caractérisé par des laves microlitiques hypersodiques associées à des brèches volcaniques,
- l'autre est représenté par des laves hémihyalines sodipotassiques recristallisées, correspondant à de larges épanchements.

Plus récemment, à l'issue d'une étude du Massif d'Assé-le-Boisne, F. Doré et J. Le Gall (1971) définissent la position stratigraphique de deux formations volcaniques, schématisée de la façon suivante par ces deux auteurs :

G1 G2 V1 G2 V2 // G3 // V3.

Les Grès de Sainte-Suzanne (G1 G2) hébergent une Formation volcanique (V1) représentée par une rhyodacite porphyrique. V2 situé au dessus du Grès de Sainte-Suzanne correspond au complexe volcano-sédimentaire de Voutré; il contient à sa base, au dessus de brèches épiclastiques, une coulée keratophyrique porphyrique sodique. G3 et V3 (épanchements keratophyriques) sont mal connus du fait des mauvaises conditions d'affleurement, il pourrait s'agir dans le cas présent d'un redoublement tectonique des séries antérieures.

3B - LA VENDEE

Nous nous limiterons, dans cette région, à deux exemples récemment étudiés.

3B1 Les rhyolites du Choletais

Cet ensemble décrit par G. Mathieu (1937) puis D. Santallier (1964), affleure largement à l'Est de Cholet. Il est séparé du socle

briovérien par un complexe détritique (Quartzites et Poudingue de Vihiers Trémentines). La découverte dans cette série détritique de base, d'une faune trilobitique, datée Cambrien moyen (P. Cavet et al. 1966) permet d'attribuer un âge équivalent aux rhyolites du Choletais.

A l'intérieur de la zone cartographiée briovérienne, il existe de nombreuses intercalations volcaniques de nature légèrement plus basique que les rhyolites, les conditions d'affleurement sont telles qu'on ne saurait dire s'il s'agit de sills concordant dans la schistosité du Briovérien ou de coulées interstratifiées.

3B2 Le Massif de Mareuil sur Lay

L'étude détaillée effectuée par J.C. Talbert (1971) permet de distinguer dans ce massif jusqu'alors rapporté à un porphyre rhyolitique unique; deux ensembles bien distincts qui sont d'une part, des rhyolites paléozoïques et d'autre part une épaisse série sédimentaire briovérienne. La rhyolite présente des caractères structuraux plus simples que les porphyroïdes briovériens, elle n'a subi que la phase orogénique hercynienne.

3C - LE VOLCANISME DE REMINIAC : CORRELATIONS

Ces différents exemples montrent bien l'existence généralisée d'émissions volcaniques acides d'âge cambrien, sur un vaste territoire s'étendant actuellement de la Normandie à la Vendée (*).

De nombreux auteurs (**) ayant déjà signalé l'unité de ce phénomène; il s'agira pour nous de tenter une corrélation des résultats que nous avons obtenus dans le secteur de Reminiac avec la région qui nous semblera la plus proche.

De tous les exemples que nous avons cité précédemment, la succession des phénomènes volcaniques décrite par J. Le Gall dans les Coëvrons occidentaux nous semble la plus semblable à la suite que nous avons définie dans le secteur de Reminiac (cf. fig. 18).

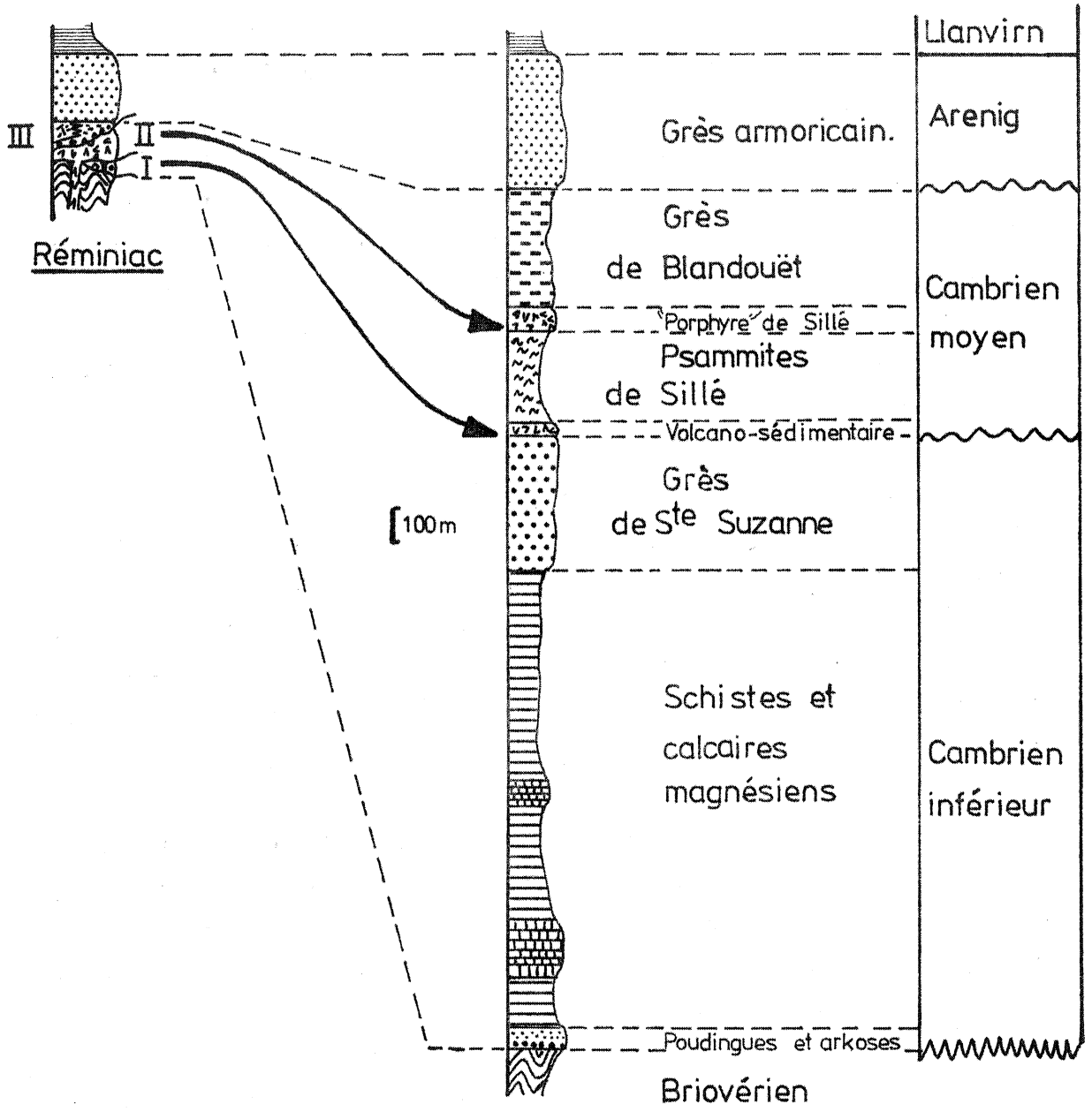
---

* Le volcanisme acide de type ignimbritique, ainsi que le matériel microgranitique filonien associé, décrits par B. Auvray dans le Trégor, ont été datés à 530 M.A., soit un âge cambrien (B. Auvray, Ph. Vidal, 1973).

** P. Pruvost 1949, 1959; Cl. Boyer, 1967; P. Cavet et al., 1966; F. Doré, 1969,1970.

Figure. 18

Les épisodes volcaniques de Réminiac: Corrélations avec les Coëvrons.



Coëvrons orientaux (versant S.)

(d'après J. Le Gall 1971)

- Le Conglomérat de La Grée Mareuc (I) serait ainsi l'équivalent stratigraphique du tuf cinéritique interstratifié au toit du Grès de Sainte Suzanne, soit aussi du matériel pyroclastique décrit par Cl. Boyer dans la carrière de Voutré.

- La Bande de Marsac (II) pourrait alors être corrélée avec les porphyres de Sillé de nature également keratophyrique.

Si cette hypothèse trouve une vérification plus précise, à la lumière des travaux détaillés effectués actuellement par J. Le Gall dans les Coëvrons et les Alpes Mancelles, il nous sera possible, en dehors d'arguments géochronologiques qui se sont révélés négatifs pour les laves de la Bande de Marsac, d'attribuer un âge cambrien moyen à la Formation de Pont-Réan qui serait alors synchrone des Grès de Blandouët.

3D - SIGNIFICATION DU VOLCANISME DE REMINIAC EN BRETAGNE CENTRALE : LA RIDE DE BAIN ?

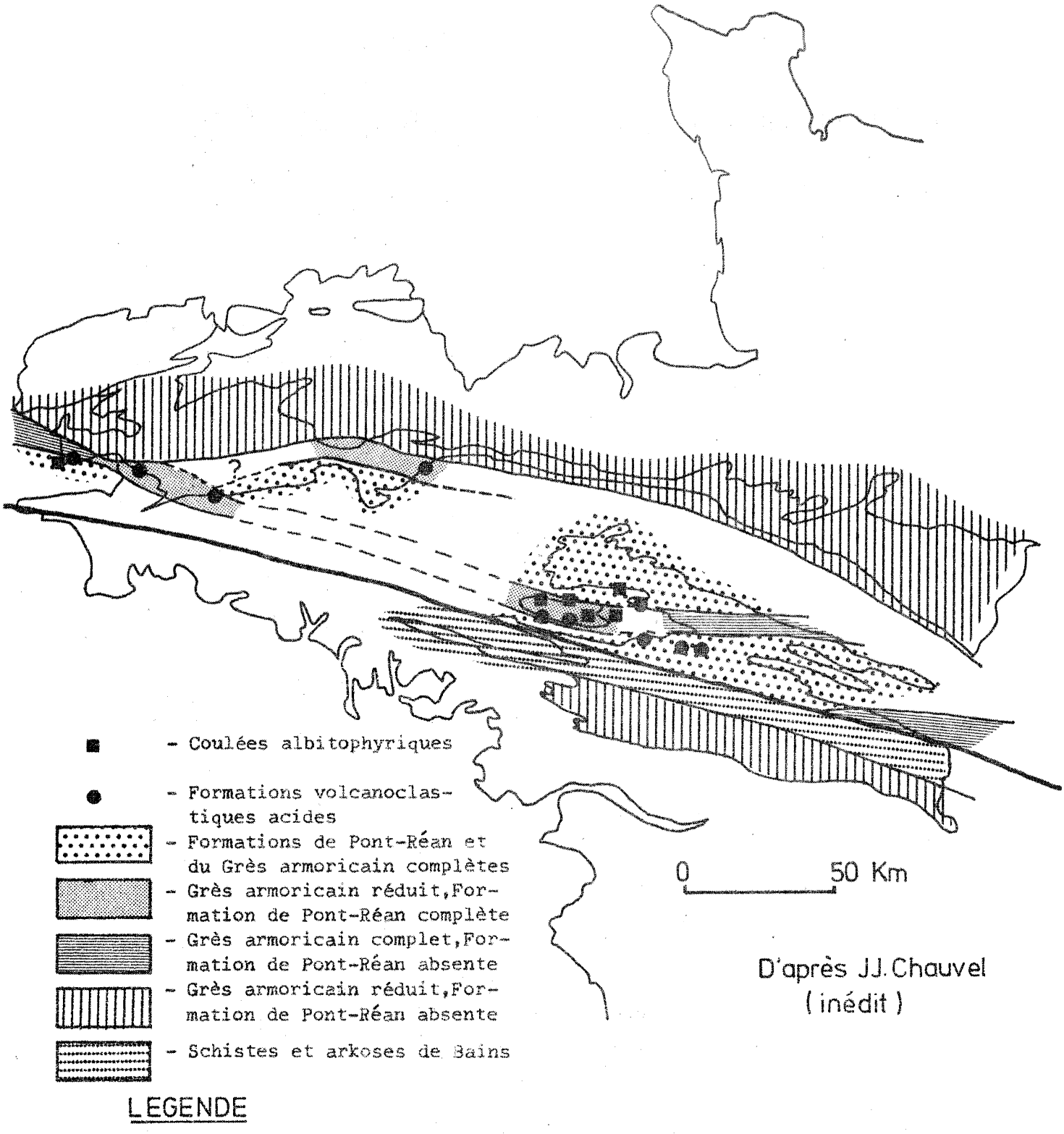
Jusqu'à présent, en dehors de l'Ellipse de Reminiac, les manifestations volcaniques infrapaléozoïques recensées en Bretagne centrale étaient restreintes à deux exemples très localisés (flanc sud de la terminaison périsynclinale du Synclinorium de Plechatel, Bande de Bovel) inscrits tous deux dans le schéma stratigraphique de Ch. Barrois et P. Pruvost que nous avons défini à propos des coulées de Reminiac (fig. 5).

Des travaux en cours de J.J. Chauvel ont permis de reconnaître dans les volcanites de Plechatel, un matériel albitophyrique pyroclastique tout à fait comparable à celui que nous avons décrit intimement lié aux coulées de la Bande de Marsac. Sa position stratigraphique sous la base de la Formation de Pont-Réan a pu être définie dans une coupe située au Nord de La Bouère.

En ce qui concerne la Bande de Bovel localisée sur le flanc sud du Synclinorium de Martigné-Ferchaud, entre la Chapelle-Bouexic et Campel, nous sommes en mesure de préciser qu'elle est vraisemblablement antérieure à la sédimentation de la Formation de Pont-Réan; d'autre part l'identité de la nature de ce matériel volcanique avec celui de Reminiac a été reconnu par Cl. Boyer (1966).

Figure. 19

Le Paleozoïque anté Llanvirnien dans le domaine Centre-armoricain



En dehors de ces deux exemples inscrits sur la carte géologique à 1/80 000, nous avons représenté sur la figure 19 les affleurements de volcanites relevés par J.J. Chauvel en Bretagne centrale (travaux inédits). Cet auteur a reconnu, interstratifiés dans la Formation de Pont-Réan, des niveaux volcanoclastiques acides tout à fait comparables à ceux que nous avons décrits dans la Bande de Tréal.

D'après ces résultats préliminaires (fig. 19), il semble que ces affleurements se répartissent sur deux branches étroites convergentes vers l'Ouest au Sud du Bassin de Châteaulin. Ces secteurs comprennent en effet tous les deux une Formation de Pont-Réan à niveaux volcanoclastiques acides interstratifiés, surmontée par un Grès armoricain peu épais (140 m pour le Flanc sud du Bassin de Châteaulin, 150 à 200 m pour l'Ellipse de Reminiac) (*).

Cette branche méridionale se situe dans le prolongement occidental de la Ride de Bain définie par P. Pruvost (1949) et J.J. Chauvel (1968). Ainsi que le faisait remarquer ce dernier auteur, cette Ride peut être considérée comme une zone tectoniquement active, cette activité se traduisant globalement par l'apparition de centres éruptifs acides et de phénomènes de soulèvement locaux, responsables d'anomalies dans la puissance des sédiments surincombants.

Dans le cas particulier de l'Ellipse de Reminiac, il semblerait que les différentes manifestations volcaniques que nous y avons décrites aient été suivies d'un soulèvement durant la sédimentation de la Formation du Grès armoricain, ce que traduit son épaisseur anormalement réduite.

Nous noterons enfin la direction de cette branche étendue du Cap de la Chèvre à Bain-de-Bretagne : elle apparaît dans son tracé discordante sur les structures post-llanvirniennes. En ce sens, elle porte la marque de l'héritage d'une structuration plus ancienne, et peut être alors considérée comme une relique tardive de la chaîne cadomienne. Le volcanisme de Reminiac pourrait alors correspondre à un volcanisme acide final de distension de la longue orogenèse cadomienne.

---

* Cette ressemblance est encore accentuée par la présence, au Cap de la Chèvre, de coulées microlitiques acides situées à la base de la Formation de Pont-Réan.

2ème Partie

ETUDE STRUCTURALE

INTRODUCTION

Sur ce terrain assez couvert (végétation, importance des formations superficielles), il a été fait appel aux méthodes couramment appliquées dans la géologie armoricaine (étude de la géomorphologie à partir des couples stéréographiques de photos aériennes de l'I.G.N., cartographie de détail, analyse structurale statistique).

Nous pensons qu'il n'est pas utile de redéfinir ici le détail de ces méthodes, dans la mesure où elles ont été largement exposées dans des travaux récents de nature équivalente (Cl. Le Corre, 1969, F. Paris, 1971).

Nous classerons les structures en fonction de leur échelle d'observation (mégastructures, mésostructures, microstructures).

Limites posées par l'utilisation des formations paléozoïques en tant que marqueurs structuraux.

Les différentes formations de la série paléozoïque de l'Ellipse de Reminiac sont loin de fournir un large éventail de données utilisables pour l'analyse structurale, aussi avant d'entreprendre l'exposé de l'Etude structurale nous rappellerons brièvement les différents renseignements que nous avons pu retirer de chacune des formations constituant l'Ellipse de Reminiac.

La Formation de Pont-Réan

Cette Formation par son membre le plus supérieur (Membre de Monfort) constitue la source la plus complète d'informations structurales : elle offre un nombre d'affleurements suffisamment dense, particulièrement dans la partie orientale de l'Ellipse; les mesures des plans de stratification, de schistosité ainsi que leur linéation d'intersection y sont aisées.

La Formation du Grès armoricain : cette formation par la cartographie précise de ses enveloppes sédimentaires fournit des indications utilisables dans l'interprétation des mégastructures.

La Formation de Traveusot offre en dehors des deux terminaisons périsynclinales de l'Ellipse (importance des éboulis gréseux) un nombre suffisant de stations d'observation où l'on peut mesurer la schistosité, la stratification y est rarement déterminable sur le terrain.

La Formation du Chatellier présente des caractéristiques voisines de celles du Grès armoricain, cependant la cartographie de ce niveau peu épais (70 m) réduit en grande partie le facteur d'interprétation personnelle qui intervient au moment du dessin de la carte; ainsi nous serons en mesure d'obtenir une image approchée des déformations ayant affecté la partie centrale de l'Ellipse de Reminiac.

La Formation de Riadan. Outre les difficultés déjà signalées à propos de la Formation de Traveusot, elle se signale par un nombre plus important de lacunes d'observation (Ouest du Patouillet; Sud de la Grée Callac'h).

La Formation de Reminiac offre des caractéristiques voisines des grès précédemment cités.

Un examen rapide de la carte géologique que nous proposons (annexes II et III) permet de séparer à l'intérieur de l'Ellipse de Reminiac deux domaines à caractères structuraux différents.

L'Unité de La Corbinais. Il s'individualise au NE de la Bande de Marsac un secteur où affleure largement la Formation de Pont-Réan; il possède une direction cartographique générale de N 70 E (*) et il ne semble pas affecté par une fracturation importante.

Au Sud et à l'Ouest de ce premier ensemble nous définirons l'Unité de Reminiac proprement dite; sa direction cartographique forme un angle de 20° par rapport à celle de l'Unité de La Corbinais. Dans cette région les couches dessinent des plis plus accusés et elles sont disloquées par de nombreux accidents cassants transversaux et longitudinaux.

(*) toutes les directions citées dans cette thèse sont exprimées par rapport au Nord géographique.

A - DOMAINE NE : UNITE DE LA CORBINAIS

Cette Unité s'étend de Treson (extrêmité NW) au Château de Marsac. Le meilleur terrain d'observations structurales nous est fourni ici par les Dalles pourprées qui offrent une large surface d'affleurement (11 km^2) (annexe II).

I - LES MEGASTRUCTURES (annexes II, III, IV)

L'importance de la surface occupée par la Formation de Pont-Réan, comparée à sa puissance estimée ($\leq$ 70 m) laisse présager l'existence de replis de détail de faible amplitude; ce caractère étant confirmé par le dessin contourné des limites cartographiques étroitement liées à la topographie actuelle.

La tectonique cassante est surtout décelable par des accidents qui provoquent des décrochement transversaux, un des plus importants marque la limite de ce domaine à l'Ouest de Monteneuf. Les failles longitudinales sont plus difficiles à reconnaître; un des rares cas que nous avons pu mettre en évidence marque par un abrupt parfois prononcé la limite sud des affleurements de Dalles pourprées entre La Telhaie et Le Tremelais. Des failles radiales, soulignées par l'existence de petites vallées dans le Briovérien sont vraisemblablement responsables du morcellement des affleurements de la Formation de Pont-Réan entre Le Tremelais et le Château de Marsac.

II - LES MESOSTRUCTURES

1) Les plans de stratification. La carte de répartition des mesures de stratification (cf. annexe III) confirme l'existence d'ondulations synclinales et anticlinales) ainsi dans le secteur compris au Nord et à l'Ouest de Monteneuf deux replis synclinaux sont nettement individualisés, le plus septentrional se poursuit à l'Est par les affleurements correspondant aux Grès de La Vollais (faciès de base de la Formation du Grès armoricain).

Planche VII

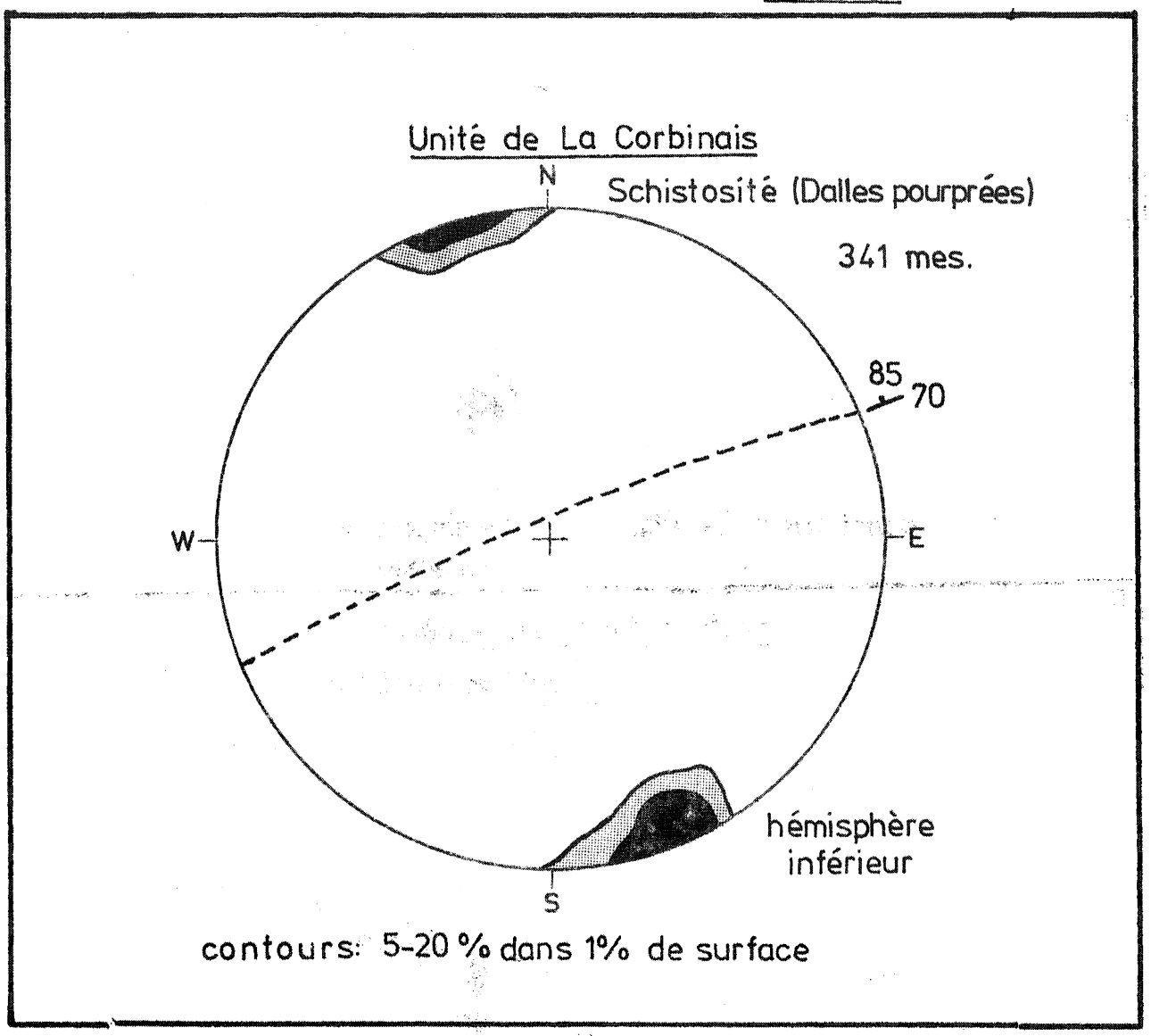
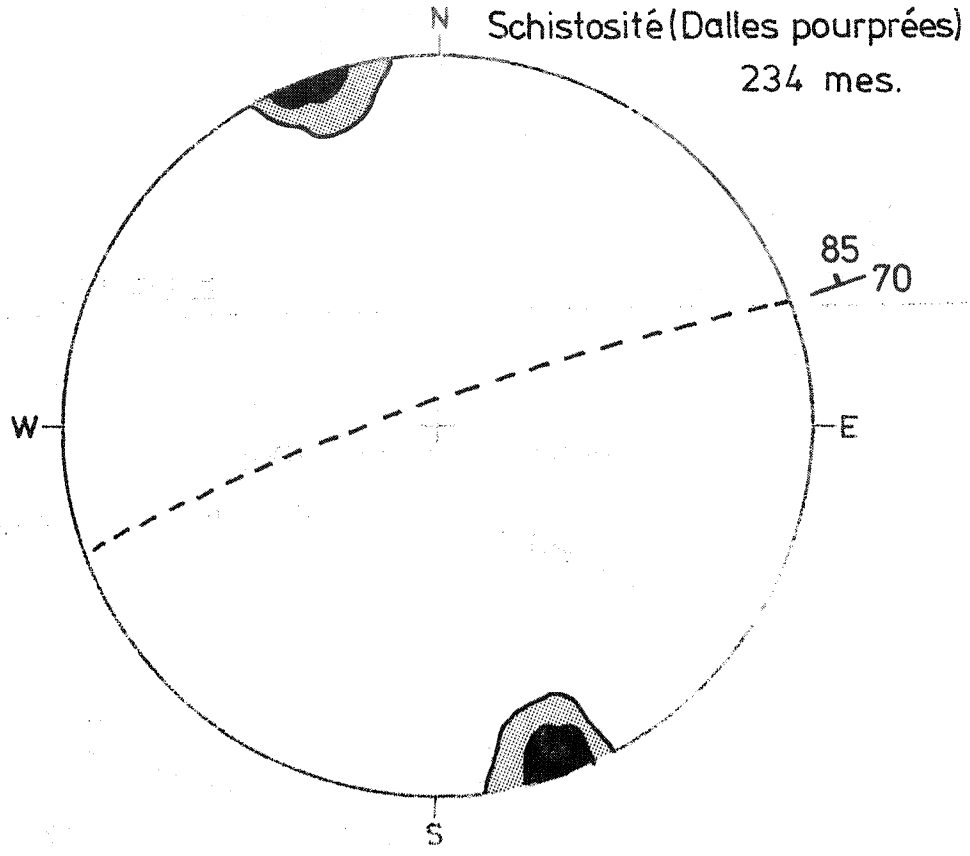

Unité de La Corbinais
N
Schistosité (Dalles pourprées)
341 mes.
85
70
W
E
S
hémisphère
inférieur
contours: 5-20 % dans 1% de surface

Planche VIII

A

Secteur Monteneuf - St Meen

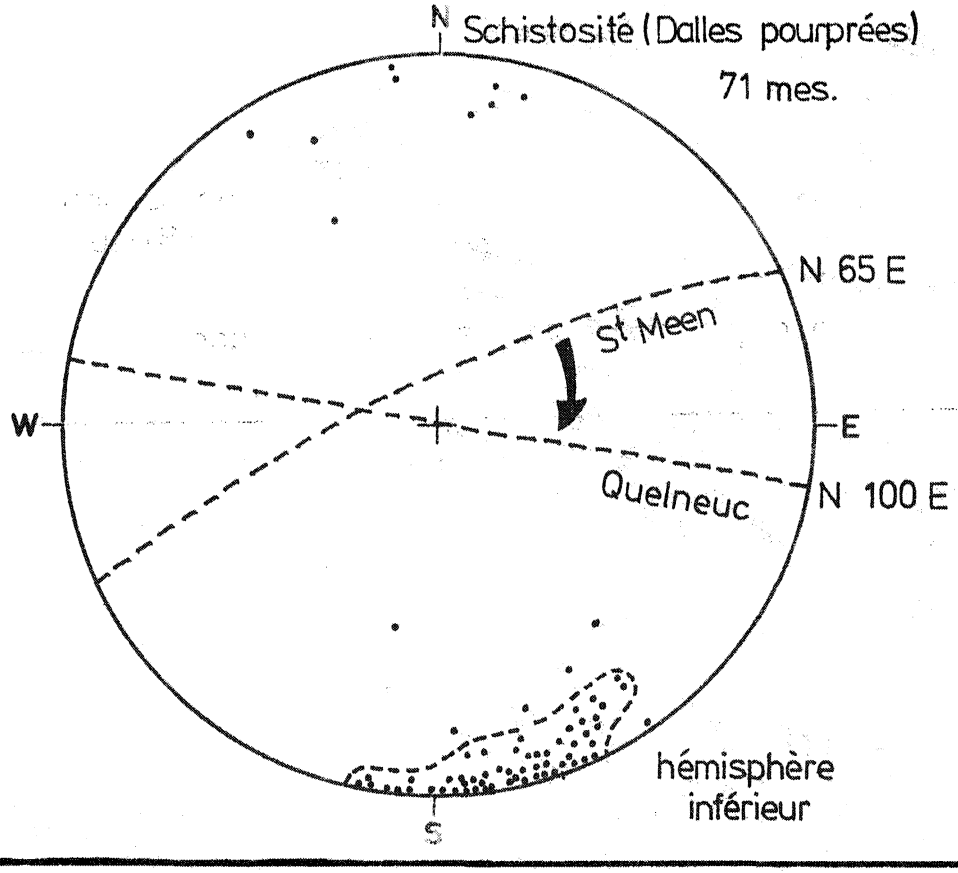


contours: 5-20%

hémisphère inférieur

B

Secteur St Meen - Quelneuc



hémisphère inférieur

Au Sud de la N 776, les affleurements de la Formation de Pont-Réan sont trop morcelés pour permettre la reconstitution dans le détail de la succession des replis. Néanmoins, les faibles valeurs de pendage des plans de stratification que nous y avons relevés, ainsi que la reconnaissance d'une petite gouttière synclinale au NE de St Méen laissent présager que nous sommes dans un schéma structural équivalent de celui que nous avons défini au Nord de la N 776.

2) Les plans de schistosité. La schistosité mesurée correspond à une schistosité de flux au sens de P. Fourmarier (*), elle a affecté la matrice quartzo-phylliteuse des matériaux constituant les Dalles pourprées. A l'affleurement, son aspect fruste est nullement gênant pour la collecte des mesures.

Le stéréogramme général (pl. VII) montre un maximum de fréquence (concentration des mesures : 80 %) correspondant à un plan (85 / 70). Le reste des mesures présente un étalement de direction sur un angle de 35°.

La carte de répartition de la schistosité (annexe III) permet de constater que cet étalement localisé à l'Est de l'Ellipse correspond à une variation continue dans la direction du plan de schistosité.

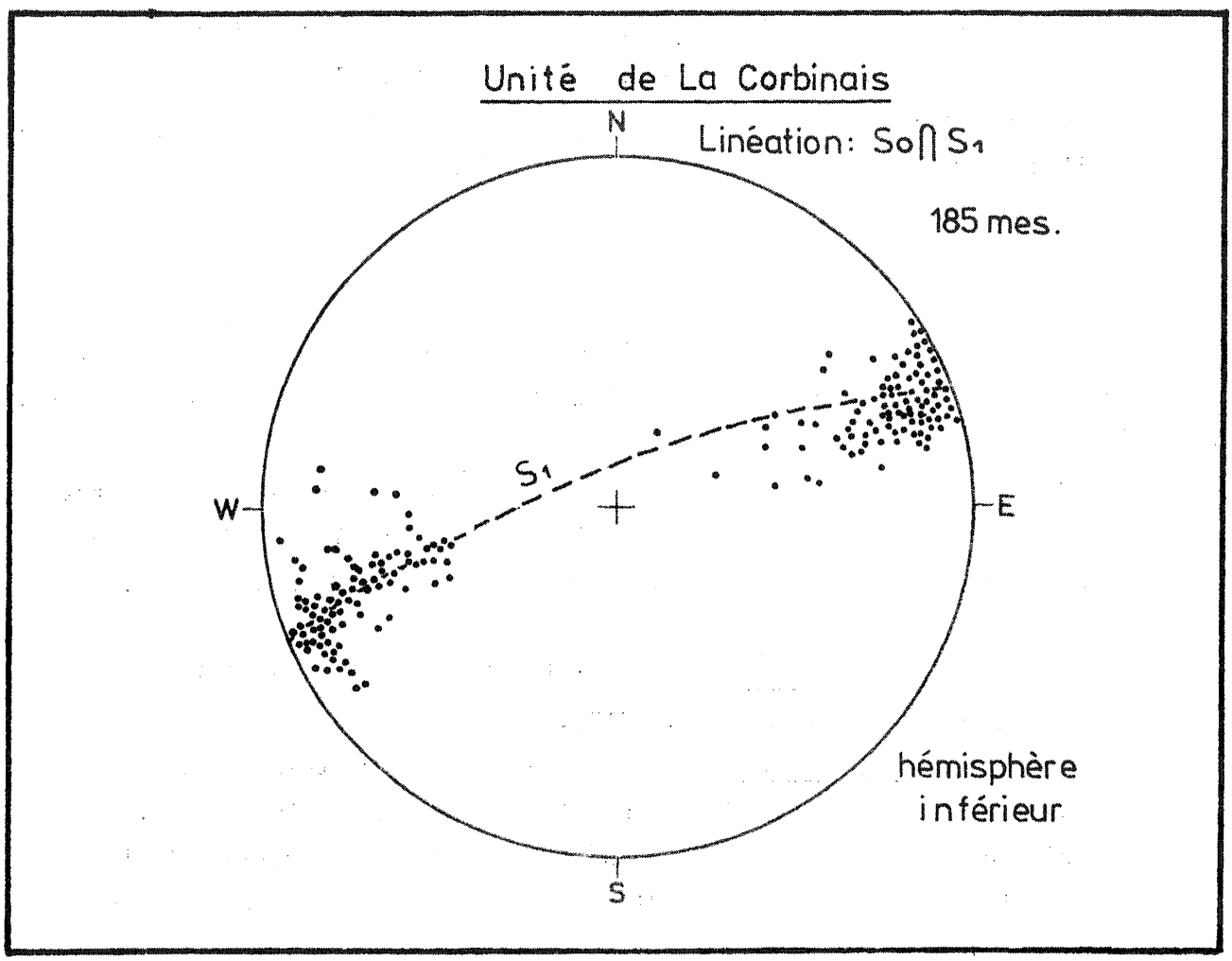
. De Monteneuf à St Méen : la direction la plus fréquente est de N 70 E (stéréogramme A, Pl. VIII).

. De St Méen à Marsac, celle-ci passe progressivement du Nord au Sud d'un direction N 65 E à une direction N 90 E; plus au Sud, dans la région de Quelneuc qui représente la terminaison péri-synclinale Est de l'Unité de Reminiac, cette direction est de N 100 E (stéréogramme B, Pl. VIII).

3) La linéation d'intersection stratification - schistosité. Cette linéation mesurée sur les plans de stratification observés dans les Dalles pourprées, représente l'axe de plissement des mésostructures. Le stéréogramme de la planche IX) indique, pour la plus grande partie d'entre elles, une pente variable généralement faible (les pentes supérieures à 25 ° ont été observées au voisinage du contact paléozoïque là où les couches ont subi des rejeux postérieurs à la phase de plissement synschisteuse.

(*) Fourmarier, 1936.

Planche IX


Unité de La Corbinais
N
Linéation: So∩S1
185 mes.
S1
W
E
hémisphère
inférieur
S

L'examen de leur répartition au Nord de St Méen (annexe III) permet d'individualiser deux blocs situés de part et d'autre d'une ligne reliant le Clos Boschet au Bois Consort. A l'Est de cette ligne, les linéations possèdent un plongement ouest, alors qu'à l'Ouest celles-ci plongent vers l'Est. Il semble que nous ayons ici mis en évidence un accident cassant ayant provoqué un léger mouvement de bascule convergent des deux blocs ainsi séparés. Cet accident est d'autre part marqué au Nord par un décrochement senestre de la limite du Paléozoïque à l'Ouest du Patis, et au Sud par un abrupt des Dalles pourprées à l'Ouest de la Grée Basse.

L'orientation générale de ces linéations confirme les résultats obtenus précédemment :

- au Nord de St Méen la direction des axes de plissement est de N 70 E,
- à l'Est de l'Ellipse, bien que les mesures soient ici peu nombreuses, la carte de répartition (annexe III) confirme pour ce secteur l'adaptation progressive du Nord au Sud des directions générales de plissement observées dans l'Unité de la Corbinais à celles de la terminaison péri-synclinale est de l'Unité de Reminiac.

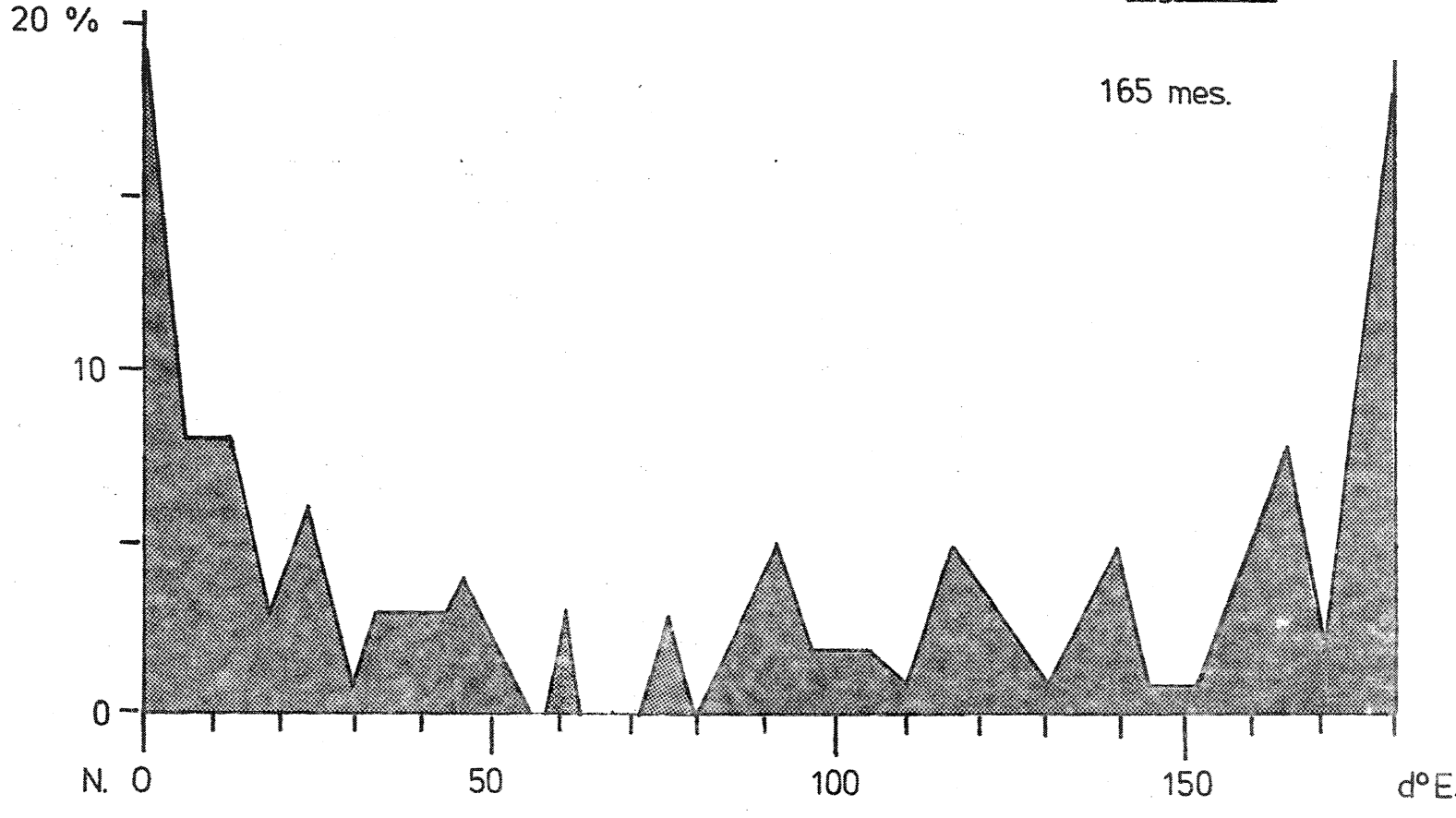
4) Les petites fractures

Les kink-bands (= "feuilletis" des ardoisiers, Cl. Le Corre, 1969) sont extrêmement rares; les quelques cas observés possèdent une direction subméridienne, leur plan de feuilletis est subvertical et leur rejet est senestre, nous retrouvons là des caractéristiques voisines de celles connues à l'Est d'Eancé (Cl. Le Corre, 1969).

Les fractures proprement dites correspondent à de petits accidents cassants subverticaux, sans rejeu apparent,; d'autre part elles n'occasionnent pas de broyage important de la roche. L'étude statistique des directions de ces fractures (fig. 20) met en évidence une importante famille de direction méridienne.

Le contact Formation de Pont-Réan - Briovérien, du fait de la différence de compétence présentée par leurs matériaux constitutifs, a été l'objet de rejeux importants marqués par une fracturation intense (broyage des matériaux sédimentaires, filonnets de quartz, crénulation

Figure. 20



Directions petites fractures :
Unité de La Corbinais

de la schistosité) et la verticalisation des plans de stratification. Ce rejeu est certainement un phénomène tardif à la phase de plissement hercynienne dans la mesure où il affecte une schistosité figée.

III - CONCLUSION

L'Unité de la Corbinais, en dehors de sa zone de contact avec le Briovérien, représente une couverture sédimentaire paléozoïque très déformée (schistosité) mais faiblement plissée en ondulations régulières à plan axial subvertical. La direction de plissement N 70 E au Nord de l'Unité s'adapte progressivement dans le secteur Est de l'Ellipse à celle observée dans la terminaison péri-synclinale Est de l'Unité de Reminiac (N 100 E).

B - DOMAINE SUD : UNITE DE REMINIAC

Cette Unité, située à l'Ouest et au Sud de la Bande de Marsac correspond au Synclinal de Reminiac proprement dit.

I - LES MEGASTRUCTURES (annexes II, III, IV)

La carte géologique que nous proposons confirme les tracés de Ch. Barrois et P. Pruvost (fig. 4). Il ne s'agit pas d'un pli unique, un axe anticlinal marqué par le Grès armoricain et le Grès du Chatellier s'individualise de Caro au Nord de Villeneuve.

La direction cartographique du double pli synclinal qui affecte l'Unité de Reminiac peut être évaluée dans sa partie occidentale à N 85-90 E. A l'Est de Tréal cette direction s'infléchit vers le Sud et prend une valeur de N 100-105 E.

Contrairement à ce que nous avons vu dans l'Unité de la Corbinais, la tectonique cassante est ici importante.

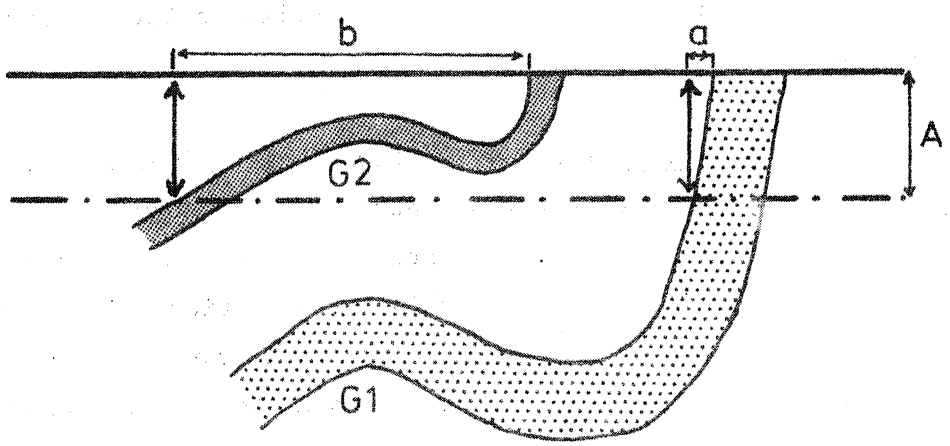
Les accidents transversaux sont nombreux et provoquent des décrochements d'amplitude variable, bien visibles au niveau des Formations gréseuses cartographiées. La trace du rejeu occasionné sur le plan horizontal d'observation est le plus souvent dextre (ex. : tracé du Grès du Chatellier entre Monterrein et Becihan).

Bien que leur position précise soit difficile à apprécier, quelques grandes failles transversales ont pu être individualisées (ex. : annexe II et III, accident Tréal - St Méen).

Pour un même accident transversal, la valeur variable des rejets que nous relevons sur la plan horizontal d'observation, s'explique bien par une composante verticale majeure ayant affecté le mouvement des blocs plissés de part et d'autre de cet accident (fig. 21).

Les accidents longitudinaux sont importants sur le flanc sud de l'Unité de Reminiac. Le cas le plus spectaculaire nous est donné entre Tréal et les Epinettes; il met en contact les Formations de Traveusot et

Figure. 21



Le mouvement vertical A provoquera de part et d'autre de l'accident transversal (représenté par le plan de la figure) des rejets horizontaux apparents a et b, des masses gréseuses G1 et G2.

de Riadan, le Grès du Chatellier réapparaît à l'Ouest sous forme de "lambeaux" isolés (ex. au NE de Le Bezy). Plus à l'Est, entre Trignac et Le Chat, une faille semblable met en contact les siltstones verts briovériens et la Formation de Traveusot, elle est soulignée au Sud de Trignac par de nombreux fragments de quartz filonien. A l'Ouest de Quelneuc, l'Unité de Reminiac n'est plus représentée que par une bande unique de Grès armoricain qui compose le flanc nord de la terminaison périsynclinale est tronquée au Sud par une faille bordière.

Ces accidents longitudinaux semblent décalés par les décrochements transversaux, ce qui indique leur antériorité.

II - LES MESOSTRUCTURES

1) Les plans de stratification. Bien que peu nombreuses, les mesures de stratification reportées sur une carte de répartition (annexe III) confirment la validité des tracés cartographiques. Les valeurs de pendage mesurées sont plus importantes que celles relevées dans l'Unité de la Corbinais (> 40 °).

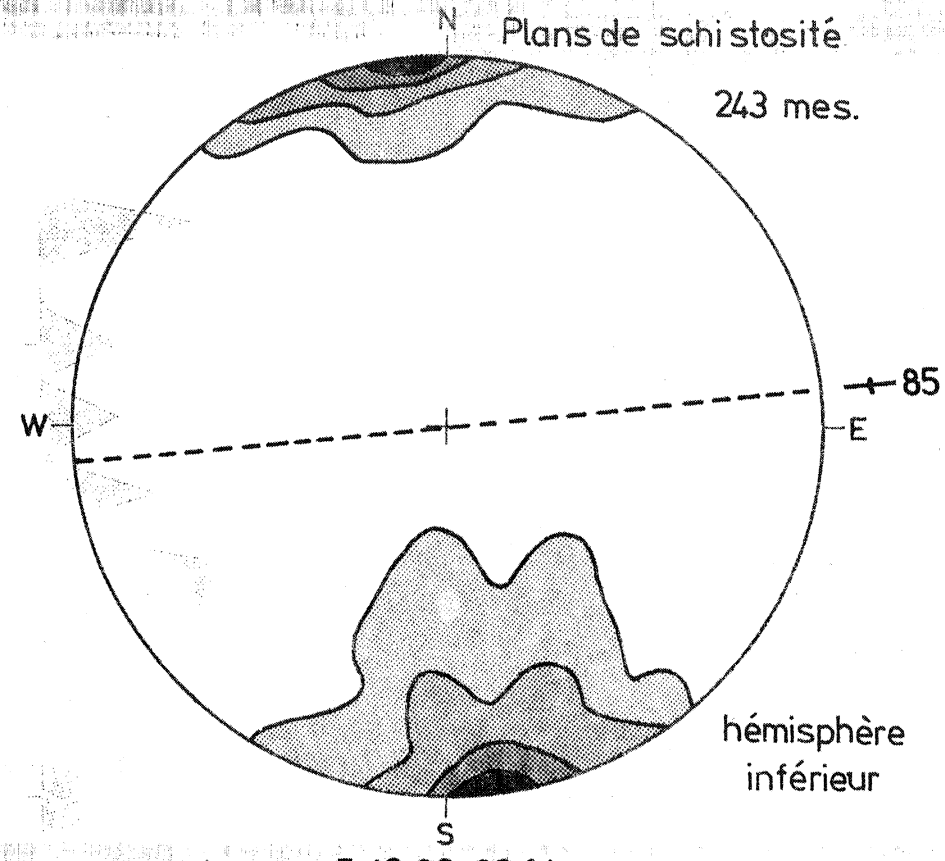
2) Les plans de schistosité. Le stéréogramme général (Pl. X) montre un maximum de fréquence (concentration des mesures : 70 %) correspondant à un plan (⌿ 85). Le reste des mesures est plus dispersé que dans le cas de l'Unité de la Corbinais. Celà tient d'une part à l'importance de la tectonique cassante qui peut provoquer des déviations locales de la direction du plan de schistosité et d'autre part au fait qu'à l'approche des formations gréseuses la schistosité s'adapte à la stratification (annexe III).

La carte de répartition (annexe III) confirme à l'Est de l'Unité de Reminiac l'existence du fléchissement de la direction des structures plissées vers le Sud; à l'Est de Tréal, la direction du plan de schistosité est de N 95-100 E.

3) Les petites fractures. Celles-ci présentent des caractéristiques voisines de celles observées dans l'Unité de la Corbinais. Les feuilletis sont rares, les diaclases subverticales possèdent également un maximum de fréquence de direction, subméridien (fig. 22).

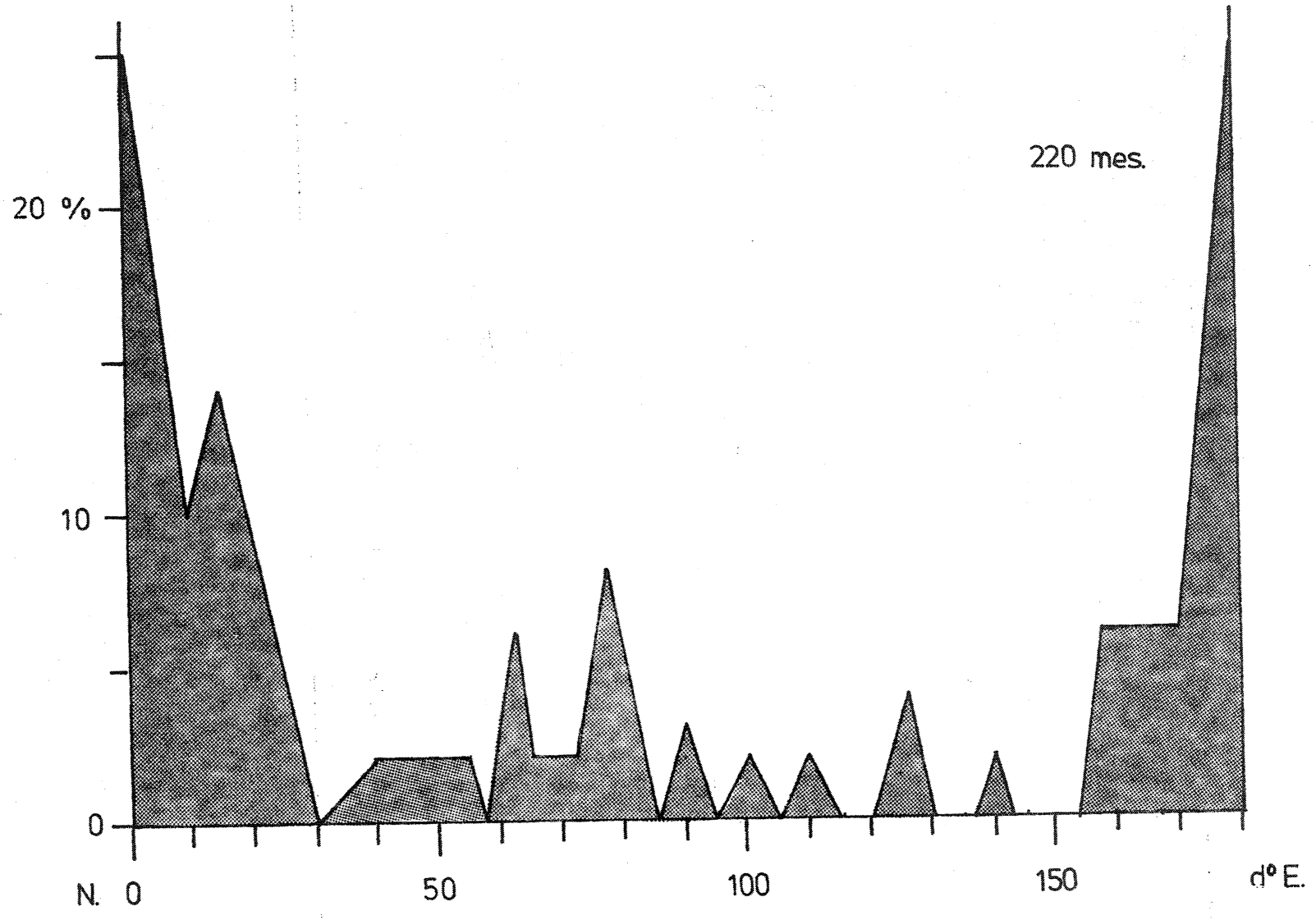
Planche X

Unité de Réminiac



contours : 5-10-20-30 %

Figure. 22



Directions petites fractures:

Unité de Reminiac

III - COMPORTEMENT DES FORMATIONS GRESEUSES ET SILTEUSES : OBSERVATION D'UNE DISHARMONIE STRUCTURALE

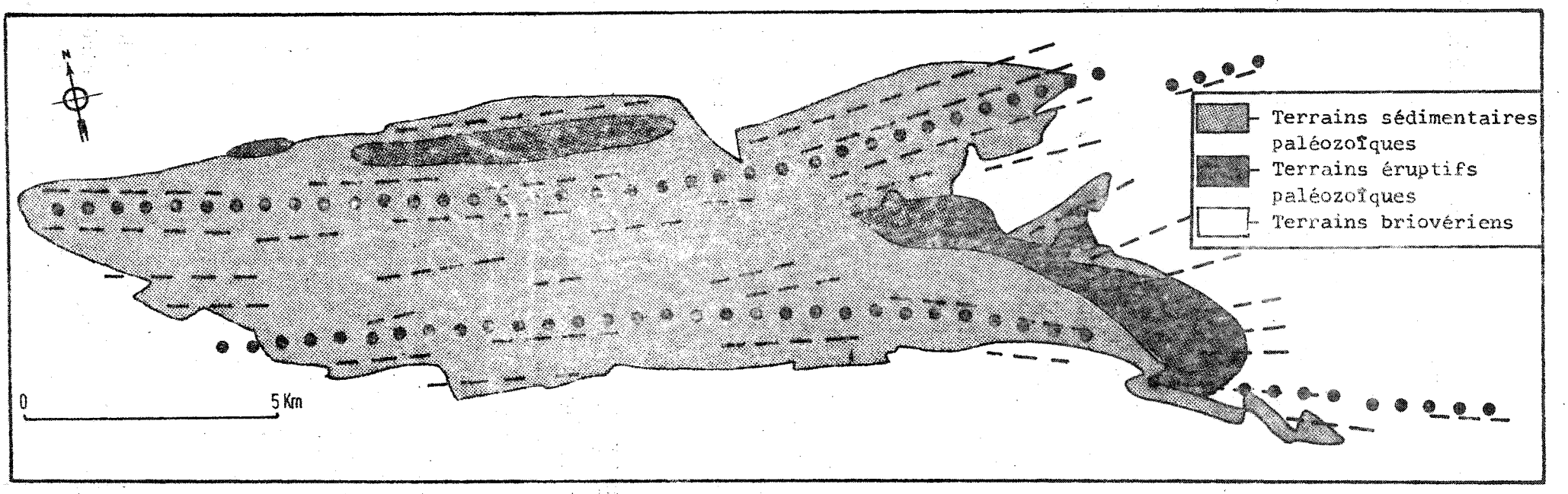
La série sédimentaire paléozoïque reconnue dans l'Ellipse de Reminiac montre une alternance de Formations successivement gréseuses et silteuses présentant des compétences relatives différentes. Ceci s'est traduit au cours de la phase de plissement majeure par une disharmonie structurale marquée à l'échelle des mésostructures par une déformation souple des siltstones (schistosité de flux bien marquée, plis d'allure ptygmatitique des minces niveaux plus grossiers que l'on y rencontre) et une déformation cassante des grès (les différentes carrières où l'on peut voir ces formations gréseuses mettent en évidence une fracturation importante délimitant de nombreux panneaux à l'intérieur desquels l'orientation des plans de stratification est très variable; des flexures brutales liées au rejeu de ces panneaux sont couramment observées).

Le contact entre ces formations de compétence différente peut être marqué par des frictions importantes qui se traduisent par une zone de passage broyée, très altérée et colorée, de solution d'oxydes métallqiues.(ex. : Nord de la Beraie, contact entre les Formations de Reminiac et de Riadan).

IV - CONCLUSION : Signification des Unités de la Corbinais et de Reminiac : nature de leur jonction.

La carte géologique au 1/80 000 de la seconde édition de la Feuille de Redon (fig. 4) sépare ces deux unités par une faille bordière (Faille de la Corbinais). Celle-ci se marque à l'Ouest par un décrochement dextre du contact Paléozoïque - Briovérien; elle se poursuit au Sud de la Corbinais par un contact anormal Grès armoricain - siltstones verts briovériens. L'étude pétrographique et stratigraphique que nous avons effectuée sur les grès qui affleurent au Nord de la Corbinais nous a permis de les assimiler au Grès de Courouët, dans ce secteur le contact Paléozoïque - Briovérien est donc normal; d'autre part, dans la topographie nous n'avons relevé aucun indice marquant une faille bordière importante. Ces observations nous amènent à rejeter l'existence de la Faille de la Corbinais telle qu'elle est dessinée sur la carte géologique au 1/80 000 (annexe II).

Figure. 23



Ellipse de Reminiac : Relation direction du plan de schistosité regional - masses éruptives

En fait, ainsi que nous l'a montré tout particulièrement l'étude de la répartition des plans de schistosité, dans l'ensemble de l'Ellipse de Reminiac, il n'y a pas opposition entre deux domaines possédant des directions structurales différentes, mais adaptation progressive du Nord au Sud entre ceux-ci. Tout se passe comme si la direction du plan de schistosité régionale, reconnue dans l'Ellipse de Reminiac s'était adaptée, en la contournant, à la masse de matériel volcanique compétente représentée à la surface par le Lambeau de Marsac - Clos Boschet et les filons associés à l'Est de l'Ellipse (fig. 23).

Les quelques mesures de direction du plan de schistosité subvertical que nous avons pu relever dans les sédiments briovériens situés à l'Est de l'Ellipse (annexe III) prolongent l'adaptation des directions de plissement entre les deux unités paléozoïques. Si, comme nous le pensons, cette adaptation est liée à la présence de la masse compétente représentée ici par le volcanisme cambrien de la Bande de Marsac et des filons associés, la schistosité subverticale mesurée dans le Briovérien est une structure hercynienne (*).

Une seconde remarque souligne le rôle joué par la masse des matériaux volcaniques au cours du plissement hercynien.

Au Nord de la Bande de Marsac nous avons individualisé une zone plissée en ondulations de faible amplitude (Unité de la Corbinais). Au Sud de cette bande volcanique, la cartographie des Formations gréseuses nous a montré un secteur où les plis sont plus resserrés; la tectonique cassante y est importante (Unité de Reminiac).

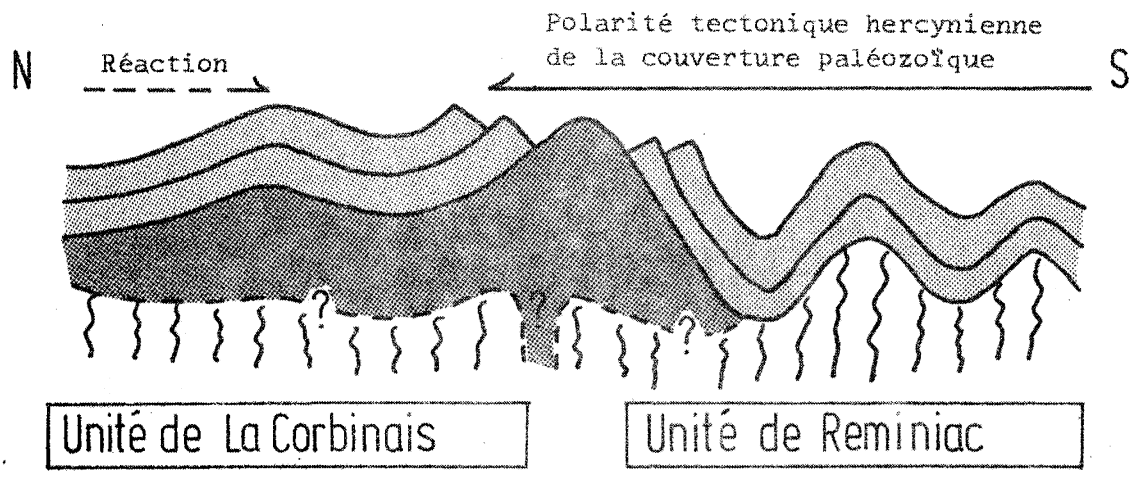
Cette opposition, nous amène à penser que lors de la phase de plissement hercynienne, la couverture sédimentaire paléozoïque située au Nord de la masse volcanique était dans une zone "protégée". On peut alors imaginer en accord avec des travaux récents sur le gradient du métamorphisme général et la polarité tectonique (**) que la poussée venant du Sud, la couverture sédimentaire s'est accumulée contre l'obstacle représenté par la masse des terrains éruptifs, le plissement de cette couverture ayant été guidé par la morphologie de l'obstacle (fig. 24).

UNIVERSITE DE RENNES BIBLIOTHEQUE INSTITUT DE GEOLOGIE

(*) Des travaux en cours effectués par Cl. Le Corre ont permis pour ce secteur briovérien de caractériser une schistosité de flux cadomienne possédant un pendage (60° vers le Nord) régional constant vers le Nord.

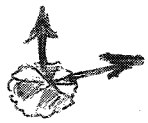
(**) [illegible]

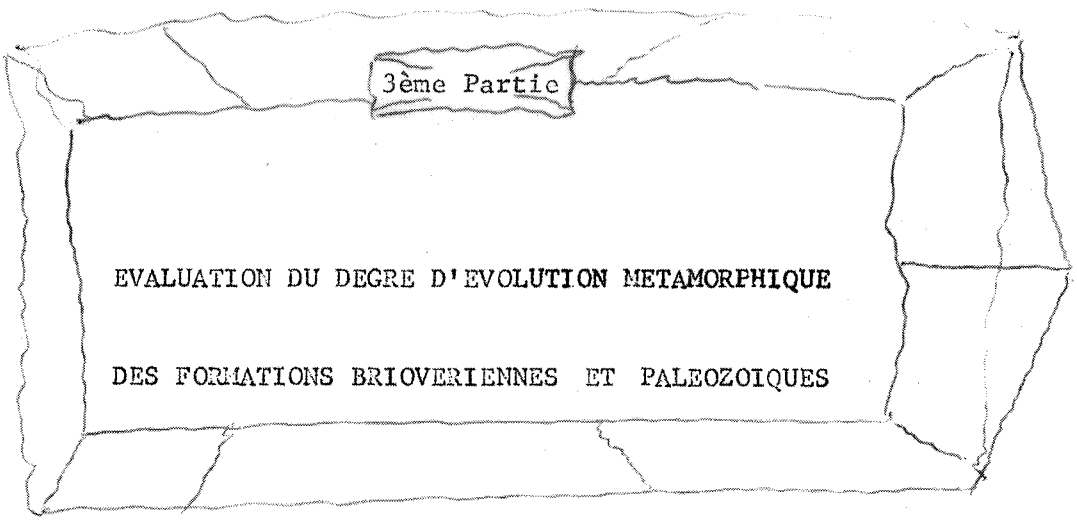
Figure. 24



Hypothèse: Influence de la géomorphologie des terrains éruptifs (Bande de Marsac) lors du plissement hercynien de la couverture paléozoïque de l'Ellipse de Réminiac : individualisation des Unités de La Corbinais et de Réminiac.

Les figurés utilisés ici sont identiques à ceux de la Figure 23.





EVALUATION DU DEGRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES FORMATIONS BRIOVERIENNES ET PALEOZOIQUES

A - APPRECIATION DU METAMORPHISME SYNTECTONIQUE

Données fournies par l'observation microscopique

Nous envisagerons ici les recristallisations qui se sont effectuées sous contrainte (schistosité de flux au sens de Fournarier). Que ce soit dans les sédiments paléozoïques ou briovériens, les minéraux phylliteux ont subi une recristallisation orientée, celle-ci est particulièrement visible dans les siltstones et la matrice des grès. Cette recristallisation se traduit par une orientation constante à l'échelle de la lame mince des cristaux de séricite, chlorite et petits grains de quartz; cette paragenèse ne permet pas d'évaluer si nous sommes dans un domaine épimétamorphique ou diagénétique. Nous utiliserons l'étude de la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés qui permet une appréciation fine du degré d'évolution des sédiments argileux dans un domaine de température croissante.

Etude de la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés (Diffractométrie R.X.)

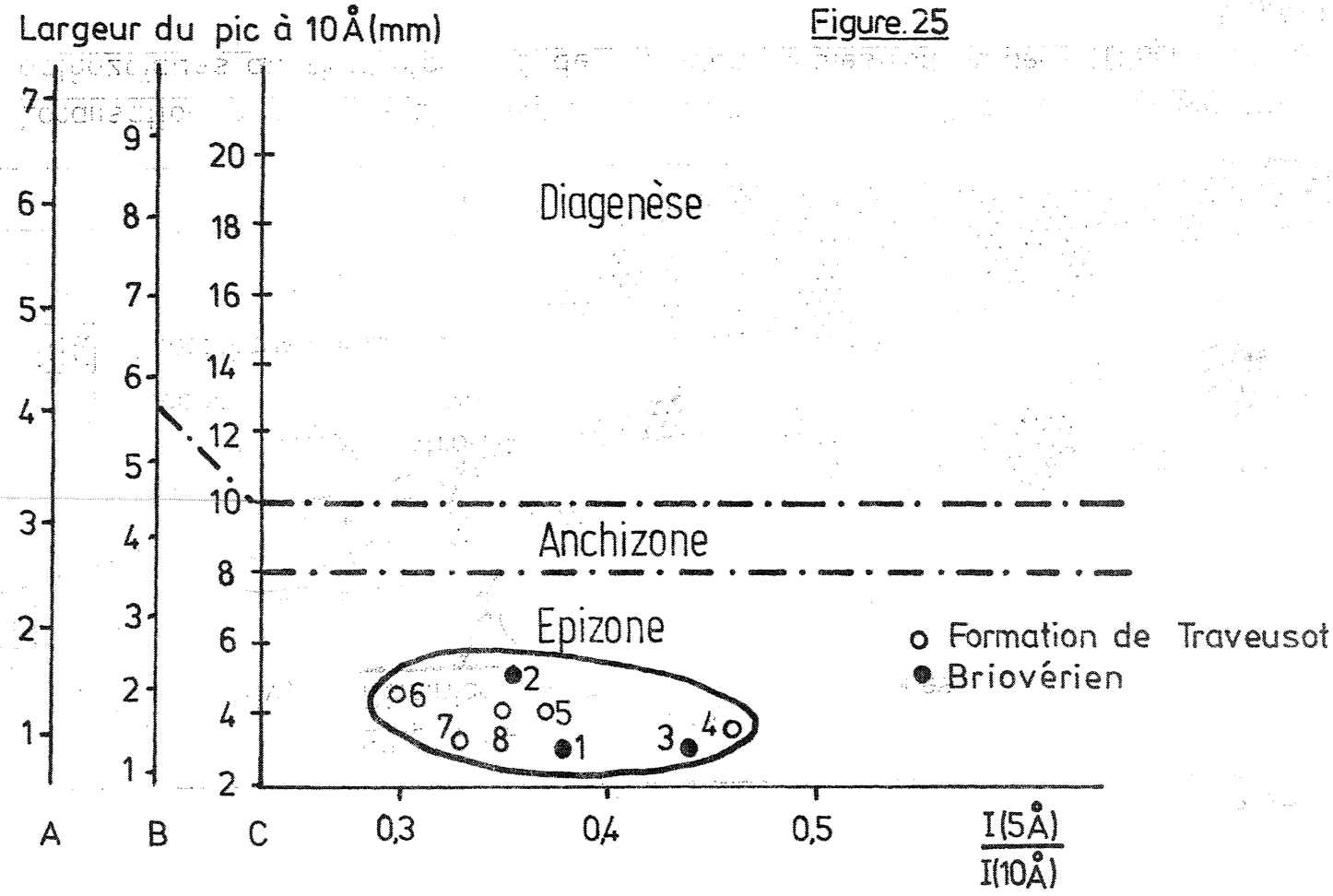
Principe : Weaver C.E. (1958) suivi par B. Kubler (1968) et G. Dunoyer de Segonzac (1969) en France, a proposé de déterminer le stade d'évolution d'un sédiment vers les termes précurseurs d'un métamorphisme en mesurant la largeur du pic de diffraction à 10 Å des micas (un mica bien cristallisé possède un pic à 10 Å effilé).

Afin d'éliminer l'influence des micas détritiques, les diffractogrammes ont été effectués sur la fraction fine $<2\mu$ (la méthode de broyage utilisée : broyeur à bille, ne permet pas un tel fractionnement des micas détritiques).

Le coefficient retenu pour l'appréciation de la cristallinité est la largeur à mi-hauteur du pic de diffraction à 10 Å; cette valeur absolue dépend évidemment des conditions expérimentales qui sont dans le cas présent :

- Diffractomètre Philips PW 1130, 30 Kv, 15 mA, CuK , filtre Ni.
- Enregistrement Philips PW 1360, vitesse papier 600 mm/h.

Figure. 25



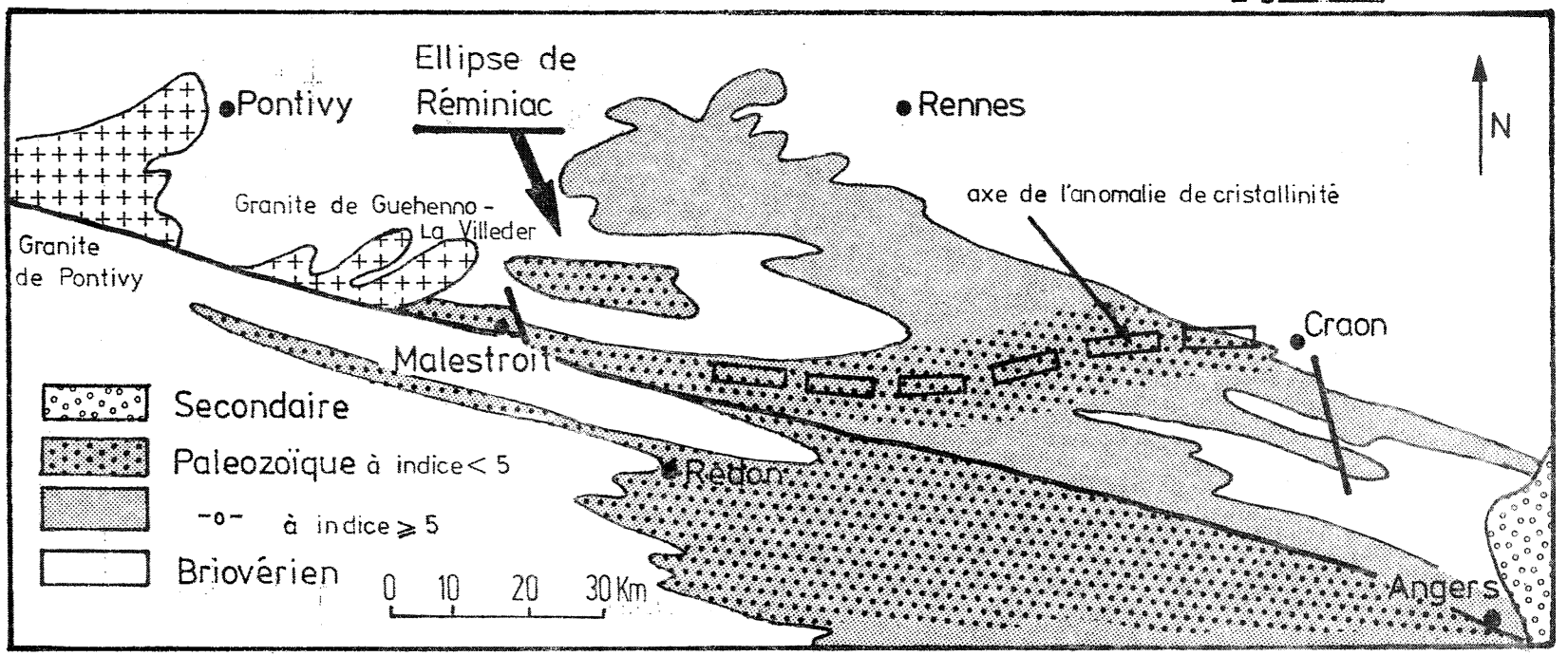
A: Echelle Kubler (1968) - Esquevin (1969)

B: Echelle Dunoyer (1969)

C: Echelle Le Corre (à paraitre)

Caractérisation des minéraux micacés selon la méthode de J. Esquevin (1969)

Figure.26



Localisation des zones d'anomalie de cristallinité de l'illite dans les synclinaux paléozoïques au Nord et au Sud de l'accident Malestroit-Angers (D'après Cl. Le Corre. à paraitre)

Résultats : ils sont présentés graphiquement selon la méthode préconisée par J. Esquevin (1969); l'ordonnée représente la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å et l'abscisse le rapport des intensités des pics à 5 et 10 Å (fig. 25).

L'échantillonnage a été réalisé sur les siltstones de la Formation de Traveusot auxquels nous avons ajouté, à titre de comparaison, trois échantillons de siltstones verts briovériens. Dans tous les cas l'indice relevé correspond à une assez bonne cristallinité (indice $<$ 5); les sédiments étudiés se placent dans le champ de l'épizone (fig. 25).

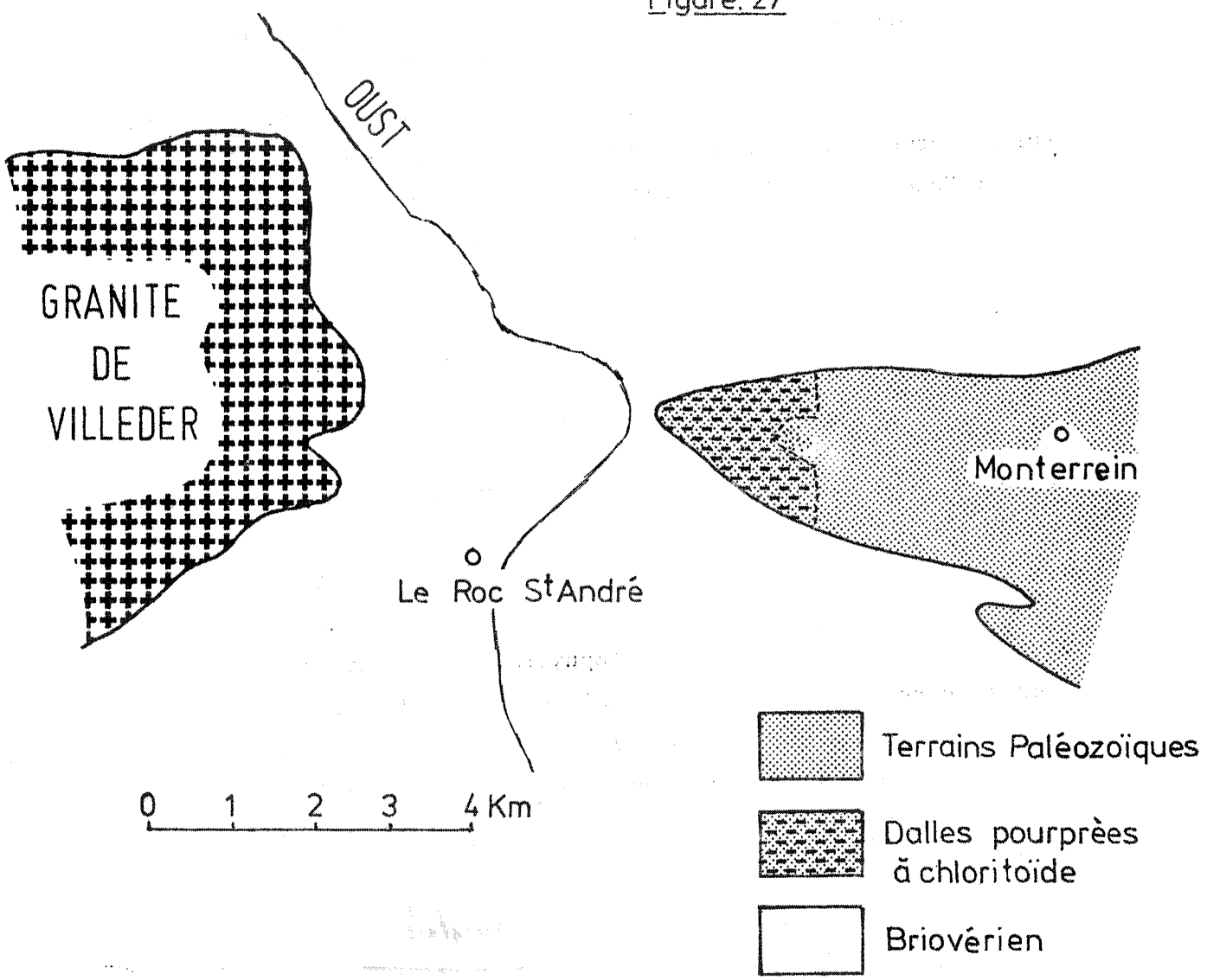
Des travaux en cours, effectués par Cl. Le Corre (à paraître), sur une étude systématique de la cristallinité des micas au niveau du Paléozoïque et du Briovérien du domaine Centre-armoricain, ont permis à cet auteur d'énoncer les faits suivants :

- une discontinuité métamorphique apparaît entre le Paléozoïque et le Briovérien, celui-ci révèle des indices très constants (de l'ordre de 4 à 5), alors que les siltstones paléozoïques (Formation de Traveusot) montrent une plus grande variété dans la valeur des indices (10 à 3). Cette variation s'ordonne selon un gradient correspondant à un métamorphisme croissant vers le Sud.

- superposée à ce gradient métamorphique, Cl. Le Corre constate aussi l'existence dans le Paléozoïque de grandes anomalies obliques positives. Différents indices tant géophysiques que pétrographiques permettent de corréler ces zones d'anomalies positives de la cristallinité avec la mise en place de grands lobes granitiques dont la morphologie n'est pas sans évoquer celle des lobes granitiques à deux micas qui affleurent plus à l'Ouest (massifs de Locronan - Pontivy - Guehenno, La Villeder).

La proximité et la situation occidentale de l'Ellipse de Reminiac vis à vis du granite de La Villeder permettent d'expliquer la forte cristallinité des micas mesurée dans ses sédiments (fig. 26).

Figure. 27



Localisation de la paragenèse à chloritoïde

(Les contours des unités géologiques sont extraits de la seconde édition de la Feuille de Vannes)

B - PRESENCE D'UN METEMORPHISME POST-TECTONIQUE :

LA PARAGENESE A CHLORITOIDE

Cette paragenèse a été observée dans la Formation de Pont-Réan, au niveau de la terminaison péri-synclinale ouest de l'Ellipse dans un secteur où l'on decèle également une crénulation subverticale importante (fig. 27).

L'observation microscopique montre des cristaux automorphes de chloritoïde en forme de baguette (L : 50 à 250 μ), ils sont fréquemment maclés polysynthétiquement et leur origine néoformée est évidente.

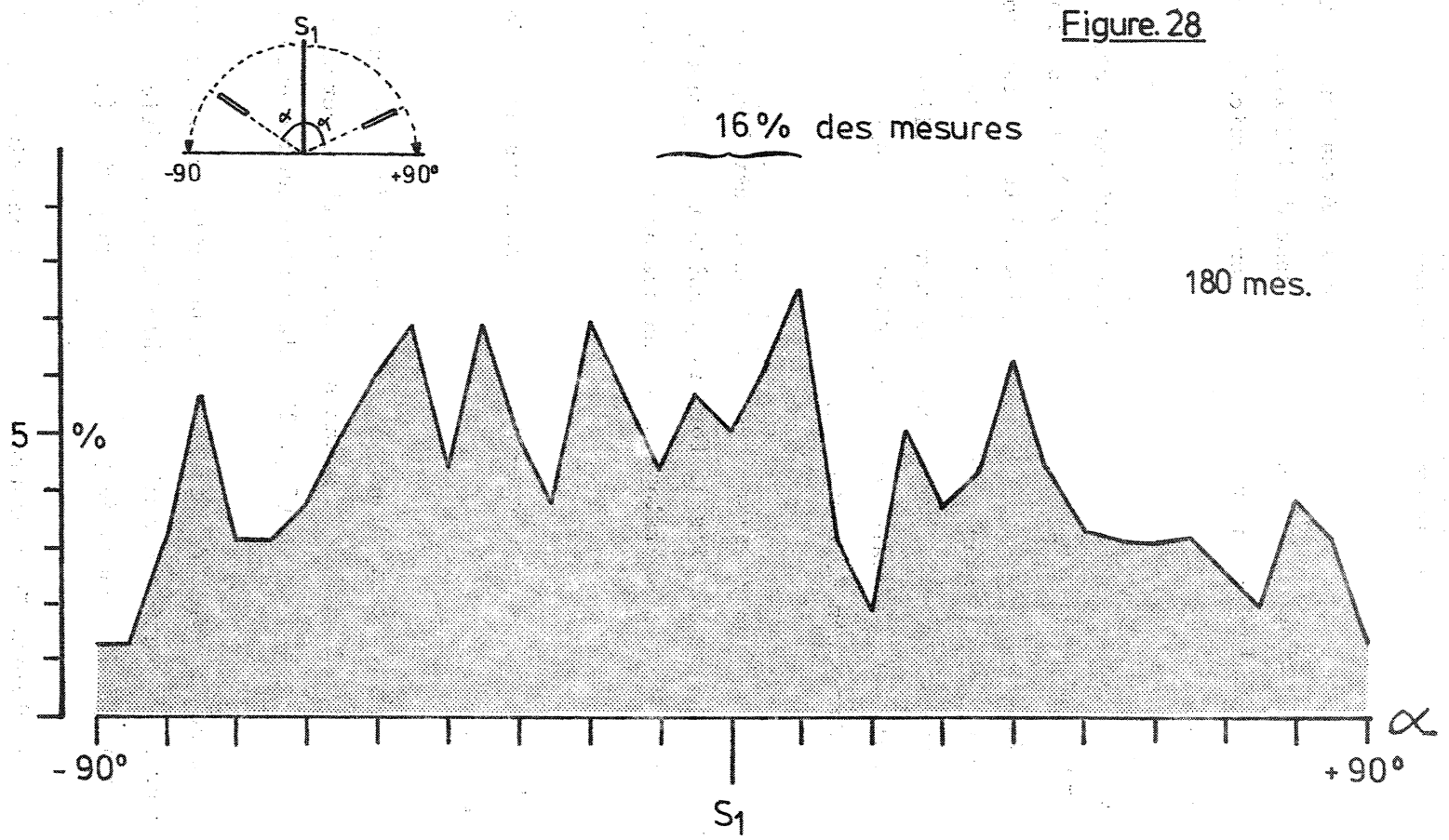
- d'une part les cristaux recoupent le litage sédimentaire,
- d'autre part, il présentent une texture poécilitique pouvant englober les grains de quartz détritiques des sédiments de la Formation de Pont-Réan.

Ils sont d'autant plus nombreux et mieux développés que les sédiments au sein desquels ils se forment possèdent une granulométrie fine et une composition minéralogique de nature phylliteuse (muscovite + chlorite).

L'étude microstructurale de ces niveaux a mis en évidence les faits suivants :

- la courbe de fréquence que nous avons effectuée sur la direction des chloritoïdes dans des lames minces taillées perpendiculairement au plan de schistosité (fig. 28) n'a montré aucune direction privilégiée des chloritoïdes,
- la schistosité de flux qui est par ailleurs constituée par une fine recristallisation des minéraux chloriteux et sériciteux, est ici marquée par un alignement de paillettes de muscovite (L : 20 à 30 μ).
- les chloritoïdes montrent des inclusions fines en réseaux parallèles prolongeant la schistosité de flux extérieure au cristal. Cette observation souligne l'antériorité de la schistosité par rapport

Figure. 28



Orientation des chloritoïdes: Courbe de fréquence de l'angle α

à la blastèse des chloritoïdes. La finesse des inclusions permet de penser qu'au moment de cette blastèse la schistosité de flux n'était pas encore marquée par les lamelles de muscovite.

- la crénulation, bien visible sur le terrain, s'individualise dans les lames minces par l'apparition d'un "Strain Slip Cleavage" délimitant dans la roche des zones fines et rubannées parfois microplissées dont l'implantation a été guidée par la présence des chloritoïdes qu'elles contournent. Cette phase de déformation semi-rupturelle est postérieure aux cristallogenèses décrites plus haut.

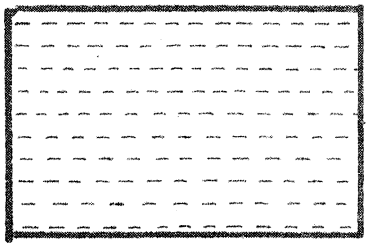
Cet ensemble d'observations trouve une explication possible dans le cadre de la mise en place tardi-tectonique du granite voisin de la Villeder. Cette mise en place, dans une première phase, se concrétise par l'apparition d'un flux de chaleur développant la blastèse des chloritoïdes puis celle des muscovite à l'intérieur d'un sédiment affecté d'une schistosité régionale figée. L'intrusion proprement dite du batholite granitique s'est accompagnée de déformations semi-rupturelles marquées par un strain slip cleavage terminal (tab. XXVI)*.

---

* Des chloritoïdes post-schisteux sont également présents dans un contexte similaire, dans les secteurs de Châteaubriant, La Gacilly, ... (Cl. Le Corre, à paraître) et Châteaulin (J.J. Chauvel, inédit).

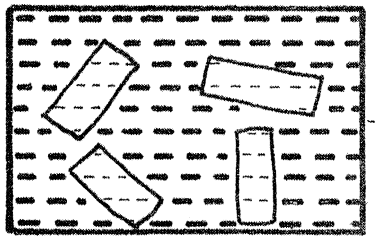
Tableau. XXVI

Interprétation de la paragenèse à chloritoïde



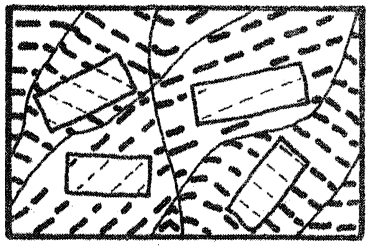
1

Métamorphisme synschisteux: développement de la schistosité générale de flux marquée par un alignement fin de minéraux séricito-chlorito-quartzeux.



2

La schistosité de flux étant figée, blastèse des chloritoïdes qui fossilise cette schistosité; aggradation des minéraux synschisteux: blastèse des muscovites. Il s'agit ici d'un métamorphisme tarditectonique lié à un flux thermique et où les pressions sont uniformes.



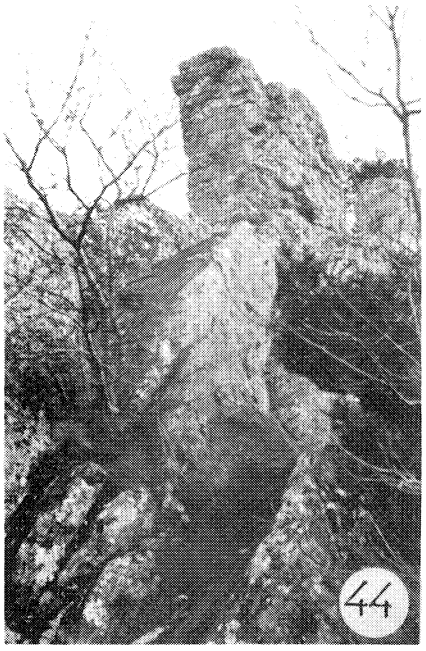
3

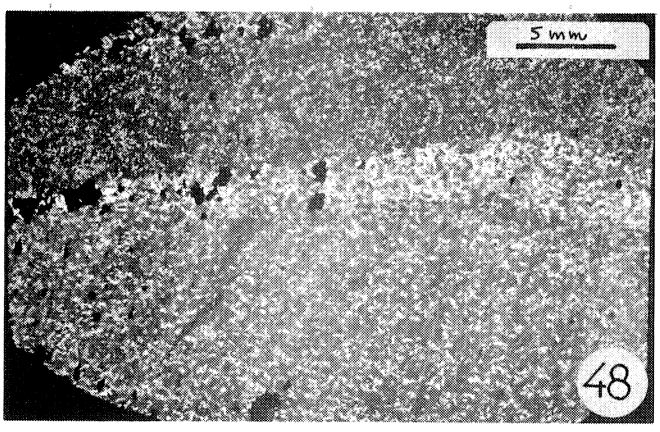
Mise en place du batholite granitique de La Villeder, accompagnée de déformations semi-rupturelles se traduisant par l'apparition d'un "strain-slip cleavage".

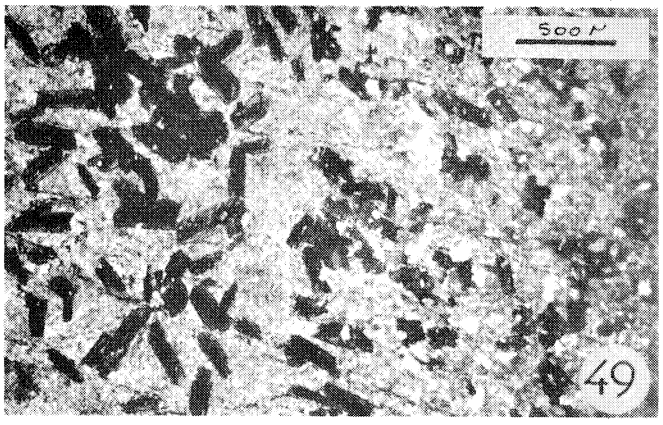
Légende planche XI.

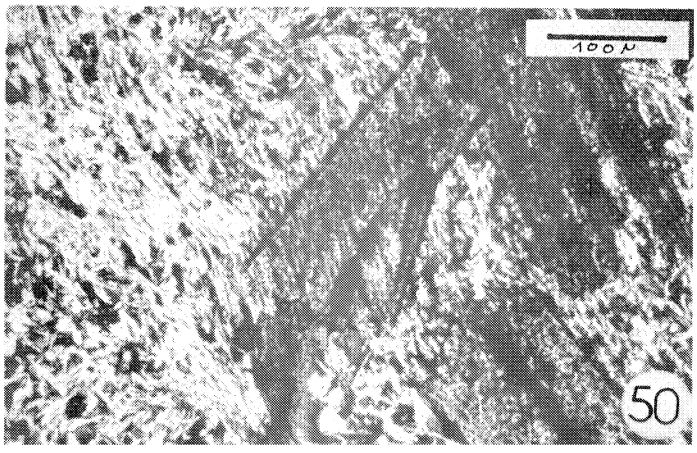
Photos 44 et 45	*Disharmonie structurale de la base de la Série sédimentaire paléozoïque.*
Photo 44	*La Ville Auvoyer "Le Mur". La Formation de Pont-Réan, Membre de Courouët : bancs verticalisés de Grès de Courouët.*
Photo 45	*N.E. Crélan. Formation de Pont-Réan, Membre de Courouët fissures de tension, les bancs de la base de la formation apparaissent "lardés" de filonnets de quartz.*
Photos 46 et 47	*Unités de la Corbinais et Réminiac : Opposition dans les styles de plissement de la couverture paléozoïque, (cf. fig. 24).*
Photo 46	*N. de Monteneuf. Unité de La Corbinais, les Dalles pourprées.*
Photo 47	*Carrière de Bécihan. Unité de Réminiac, le Grès armoricain.*
Photos 48 à 51	*La Paragenèse à chloritoïde.*
Photo 48	*(négatif L.M.) N.E. Le Lesnot, les Dalles pourprées. Influence de la granulométrie et de la nature du sédiment, sur le mode de développement des chloritoïdes.*
Photo 49	*(id. 48) noter en plus l'individualisation du Strain-Slip cleavage.*
Photo 50	*(L.N.) NE Le Lesnot, les Dalles Pourprées. Relations Schistosité régionale - Blastèse des chloritoïdes, cf. T. XXVI.*
Photo 5I	*(id. 50 : L.P.).*

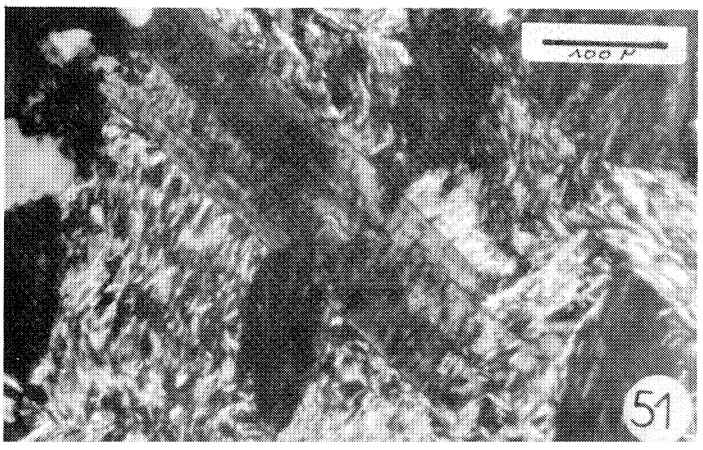
PLANCHE. XI











CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cette étude et en reprenant les conclusions partielles énoncées dans ce mémoire, nous donnerons un résumé synthétique de l'évolution géologique de l'Ellipse de Reminiac au cours des temps paléozoïques et dans le cadre des Synclinaux du Sud de Rennes.

Les formations briovériennes constituées essentiellement de siltstones fins micacés verdâtres avec des niveaux intraformationnels de Poudingue de Gourin, après avoir été plissées lors de l'orogenèse cadomienne ont été érodées.

C'est sur ce continent pénéplané et soumis en surface à une altération intense que se sont mis en place au Cambrien moyen deux épisodes volcaniques de type acide :

- le premier, qui n'est plus représenté que par une brèche d'extension limitée (conglomérat de La Grée Mareuc) est le témoin par la nature de ses clastes d'un volcanisme kératophyrique.

- le second constitue la partie principale des volcanites visibles dans la région de Reminiac (Bande de Marsac). Outre des roches volcanoclastiques, nous y avons reconnu des coulées aériennes se répartissant de façon homogène entre un pôle kératophyrique sodique et un pôle dacitique (la plupart des roches filoniennes cartographiées à l'Est de l'Ellipse ont montré cette même différenciation).

Les premiers sédiments marquant l'installation de la sédimentation marine paléozoïque (Formation de Pont-Réan, Grès de La Vollais) sont caractérisés sédimentologiquement par une bonne maturité de composition et une maturité de texture médiocre; il s'agit de dépôts de faible niveau d'énergie ne reprenant pas de reliefs importants et que l'on ne peut assimiler à des Molasses au sens génétique du terme. La présence, à l'intérieur de ces premiers sédiments d'âge paléozoïque, de bancs remaniant de nombreux grains de quartz volcaniques montre la reprise d'un matériel éruptif acide.

Durant la sédimentation de la Formation de Pont-Réan, une troisième manifestation essentiellement volcanoclastique est marquée par l'individualisation de la Bande de Tréal caractérisée par une grande richesse en phénocristaux de quartz automorphe.

Ces trois épisodes volcaniques mis en évidence dans la région de Reminiac marquent pour ce secteur, au cours du Cambrien, une instabilité du socle cadomien. Cette instabilité se manifeste jusqu'au Llanvirnien inférieur par une anomalie dans la puissance de la Formation du Grès armoricain (200 m dans l' Ellipse contre 400 m dans le reste des Synclinaux du Sud de Rennes).

Une étude régionale actuellement effectuée par J.J. CHAUVEL nous a permis de relier cette aire d'instabilité constatée dans l'Ellipse de Reminiac à un axe reliant actuellement le Cap de la Chèvre à Bain-de-Bretagne. Cette zone étroite, dont la direction apparaît dans son tracé discordante sur les structures post-llanvirnienne, porte la marque de l'héritage d'une structuration plus ancienne et peut être alors considérée comme une relique tardive de la Chaîne cadomienne; dans ce sens, le volcanisme de Reminiac pourrait alors correspondre à un volcanisme acide final marquant la distension du socle cadomien.

La série sédimentaire post-llanvirnienne apparaît tout à fait comparable à son homologue reconnu ailleurs dans les Synclinaux du Sud de Rennes; il s'agit principalement d'une sédimentation d'eau peu profonde caractérisée à la fois par une bonne maturité de composition et une bonne maturité de texture.

L'influence de l'orogenèse hercynienne associée à la compétence relative des matériaux volcaniques cambriens nous a permis de séparer dans l'Ellipse de Reminiac deux unités structurales distinctes :

- d'une part le secteur Nord-Est (Unité de La Corbinais) marqué par une couverture sédimentaire paléozoïque déformée et plissée en ondulations de faible amplitude.
- d'autre part les secteurs Ouest et Sud-Est (Unité de Reminiac) marqués par des plis plus accusés de la couverture paléozoïque et une tectonique cassante importante.

L'étude de la répartition de la direction du plan de schistosité régional a montré du Nord au Sud dans la partie orientale de l'Ellipse une adaptation progressive des directions de plissement reconnues dans l'Unité de la Corbinais (N 65 E) à celles de la terminaison orientale de l'Unité de Reminiac (N 100 E).

Enfin, postérieurement à la schistogenèse hercynienne, la mise en place du batholite granitique de La Villeder situé à l'Est de l'Ellipse développe au niveau de la terminaison périsynclinale occidentale (Formation de Pont-Réan en particulier) une paragenèse à chloritoïde, accompagnée d'une agradation des minéraux syn-schisteux et d'une déformation semirupturelle marquée par un "strain slip cleavage".

CITES

OUVRAGES CONSULTES

Liste arrêtée, fin février 1974

ALSAC C. - Contribution à l'étude des albitophyres et orthoalbitophyres du Dôme de Remollon (Htes Alpes). Trav. Lab. géol. Fac. Sciences - Grenoble, 37, 1961, p. 31-70.

ARNAUD A. et al. - "l'Ordovicien armoricain". Symposium Ordovician System, Birmingham (à paraître) 1974.

AUVRAY B. et HAMEURT J. - Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale). Bull. Soc. géol. min. Bretagne, Rennes, (C), III, 2, 1971, p. 59-76.

AUVRAY B. et VIDAL Ph. - Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). Réunnion annu. Sci. Terre, Paris, 1973, p. 54.

BABIN Cl. et al. - Le Paléozoïque anté-carbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. Cazopis Pro Mineralogii a Geologii, r. 13, c. 3, 1968, Prague, p. 262 - 278.

BARROIS Ch. et BOCHET L. - Notice explicative de la carte géologique au 1/80 000e, feuille 90 - Redon. Service Carte géol. Paris, 1890.

BARROIS Ch. et PRUVOST P. - Revision de la feuille de Redon au 1/80 000e. Bull. Serv. Carte géol. Fr.,
1924 (1925) (158) XIX
1928 (1929) (176) XXII
1929 (1930) (177) XXXIV
1930 (1931) (179) XXXIV
1931 (1932) (187) XXXVI.

BARROIS Ch. et PRUVOST P. - Notice explicative de la carte géologique au 1/80 000e, feuille 90 - Redon, 2e édition. Service Carte Géol. Fr., Paris, 1938.

BARTH T.F.W., CORRENS C.W. et ESKOLA P. - Die Entstehung der Gesteme. Springer ed., 422 p.

BATTEY M.H. - Alkali metasomatism and petrology of some keratophyres. Geol. Mag., 42, 1955, p. 104-126.

BOLELLI E. - Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes. Soc. géol. min. Bret., IX, 1951, p. 1 - 68.

BOYER Cl. - Etude des kératophyres de la région de Redon (Paléozoïque inférieur du Massif Armoricain). Bull. Soc. géol. Fr., (7), VIII, 1966), p. 288-297.

" . - Sur le volcanisme keratophyrique du Paléozoïque inférieur des Alpes Mancelles (Mayenne et Sarthe). Bull. Soc. lin. Normandie, sér. 10., 8, 1967, p. 9-24.

" - Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du Bassin de Laval (Massif Armoricain). C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, 1968, p. 63.

" - Présence d'ignimbrites dans le Cambro-Ordovicien des Coëvrons (Maine). Bull. Soc. lin. Normandie, Sér. 10, 9, 1968, p. 11-15.

" - Le volcanisme pyroclastique acide dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons (carrière de Voutré, Mayenne). Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (7), XI, 1969, p. 800-809..

" - Contribution à l'étude du volcanisme acide de Jersey (île Anglo-Normande). Analogie avec certains termes paléovolcaniques du Massif Armoricain et du Massif Central Français. Bull. Soc. lin. Normandie, 101, 1970, p. 20-25.

" - Study of a few paleozoic ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France, Bull. volc. XXXVI, 1972, p. 46-82.

BOYER Cl., ROBLOT M.M., GRAINDOR M.J. - Les ignimbrites du post Brioverien de Saint Germain le Gaillard (Manche). C. R. Acad. Sci., Paris, 274, 1972, p. 21-23.

BOYER Cl.- Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. Thèse, Orsay, 1974, 384 p.

CAVET P., GRUET M., PILLET J. - Sur la présence du Cambrien à Paradoxides, à Cléré-sur-Layon (M. et L.) dans le Nord-Est du bocage vendéen (Massif Armoricain). C. r. Acad. Sci., Paris, 263, 1966, p. 1685-1688.

CAYEUX L. - Les roches sédimentaires de France - Roches siliceuses. Mém. Carte géol. Fr., Paris, 1929, 774 p.

CHAUVEL J.J. - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse, Rennes, 1968.

CHAUVEL J.J., DEUNFF J. - Un microplancton à Chitinozoaire et Acritarche dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). C. r. somm. Soc. géol. Fr., Paris, 1970, p. 196.

CHAUVEL J.J. - Les minerais de fer de l'Ordovicien inférieur du bassin de Bretagne - Anjou, France. Sedimentology, 21, 1974, p. 127-147.

CHEVALIER B., DORE F. - Interstratification des éruptions volcaniques du Massif d'Ecouves (Orne) dans les formations du Cambrien régional. Bull. Soc. lin. Normandie, 101, 1970, p. 61-77.

CHUKHROV F.V. - On mineralogical & geochimical criteries in the genesis of red beds. Chem. Geology, 12, 1973, p. 67-75.

CLARKSON E.N.K., HENRY J.L. - Sur une nouvelle espèce du genre Crozonaspis (Trilobite), découverte dans l'Ordovicien de la Mayenne. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (7), XI, 1969, p. 116-123.

COGNE J. - Le massif armoricain et sa place dans la structure des socles Ouest-européens : l'arc hercynien ibero-armoricain. In : Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Ed. Technip, Paris, 1971, I, 23 p.

DARTE A. - Les abrupts assymétriques du Massif armoricain. 2ème série : les abrupts de l'Ellipse de Reminiac. Norois, 50, A.J. 1966.

" - L'Ellipse de Reminiac : Etude morphologique. D.E.S., 1966, ronéoté.

DICKINSON Wm. R. - Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Journ. Sedim. Petrology, 40, 1970, p. 695-707.

DORE F. - Révision du Paléozoïque du Massif de Perseigne axée sur l'étude du Cambrien. Bull. Soc. Lin. Normandie, (10), 10, 1969, p. 24-51.

DOTT R.H. Jr - Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification ? Journ. Sedim. Petrology, 34, 1964, p. 625-632.

DUNOYER DE SEGONZAC G. - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Pa Passage au métamorphisme. Mém. du Serv. Carte géol. d'Als. Lorr., 29, 1969.

ESQUEVIN J. - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A., 3, p. 147-153.

FISCHER R.V. - Definition of volcanic breccia. Geol. Soc. American Bull., 69, 1958, p. 1071-1074.

FISCHER R.V. - Classification of volcanic breccias. Geol. Soc. America Bull., 71, 1960, p. 973-982.

FOLK R.L. - Stages of textural in sedimentary rocks.:Journ. Sedim. Petrology, 21, 1951, p. 211-243.

" - The distinction between grain size and mineral composition in sedimentaryrock nomenclature. Journ. Geol., 62, 1954, p. 344-359.

FOLK R.L. - The role of texture and composition in sandstone classification. Journ. Sedim. Petrology, 26, 1956, p. 166 - 171.

" - Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, Texas, 1968, 170 p.

FOURMARIER P. - Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. Ann. Soc. Géol. Belgique, LX, 2, 1936, p. M69 - 131.

GILBERT Ch. M. - in Williams H.G., Turner F.J. a Gilbert Ch. M. : Petrography, San Francisco, 1955, 406 p.

GRABAU A.W. - On the classification of sedimentary rocks. Am. Geol., 33, 1904, p. 228 - 247.

HENRY J.L. - Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de Bretagne et de Normandie. Bull. Soc. géol. minér. Bretagne, Rennes, (C), I, 1, 1969, p. 11 - 20.

HENRY J.L. et CLARKSON E.N.K. - Enrollment and coaptations in some species of the Ordovician trilobite genus Placoparia. Fossils and Strata (sous presse) Oslo, 1974.

JOHANNSSEN A. - A descriptive petrography of the igneous rocks. Univ. Chicago Press, 4 vol., 1931.

" - A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. II et III, Chicago, Univ. Press. 1963.

JUTEAU Th. et ROCCI G. - Etude chimique du Massif volcanique dévonien du Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. Sci. Terre, XI, 1, 1966, p. 68 - 104.

JUTEAU Th. - Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif Devono-dinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales). Pétrogenèse d'une série spilite - kératophyre "hercynotype" complexe. Sci. Terre, Nancy, XVI, 1971, p. 45 - 106.

KARCHE J.P. - Contribution à l'étude géologique de la Montagne d'Ambre et des régions voisines du Nord de Madagascar. Thèse, ronéo, Besançon, 1972.

KERFORNE F. - Sur le contact de la Nappe de la Vilaine avec son substratum. C. R. Acad. Sc., Paris, CLXXX, 1925, 1, p. 1279 - 81.

KLEIN G. de V. - Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 1963, p. 555 - 576.

KRYLATOV S. - Proposition d'une série cohérente des termes (graves, gravites, sables, sablites, pelds, pelite) destinés à désigner les grands groupes de roches détritiques. Cahiers géologiques, 87, 1971, p. 1164 - 1169.

KUBLER B. - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bull. Centre Rech. S.N.P.A., 2, 1966, p. 385 - 397.

LABORATOIRE DE STRATIGRAPHIE DU C.T.C.S.R.P.P.G.N. - Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Ed. Technip, Paris, 1961, p. 1 - 78.

LABORATOIRE DE STRATIGRAPHIE DU C.T.C.S.R.P.P.G.N. - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Ed. Technip, Paris, 1966, p. 1 - 291.

LE CORRE Cl. - Sur un faciès gréseux à la base de la série rouge des synclinaux du Sud de Rennes. Bull. Soc. géol. minér. Bretagne, nouv. sér. (1964-1965), 1966, p. 133 - 136.

LE CORRE Cl. - Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif Armoricain). Thèse, 116 p., 54 fig., 5 pl., Orsay, 1969.

" - Sur une paragenèse à chloritoïde des schistes de l'Ordovicien moyen des Synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). Bull. Soc. géol. minér. Bretagne, (C), I, 1, 1969, p. 33 - 44.

LE CORRE Cl. et QUETE Y. (en collaboration avec le B.R.G.M.) - Etude géologique du "Bassin" ardoisier de Renazé (Mayenne). Rapport B.R.G.M., n° 73 Secret, S.G.N. 002 GEO, 1973.

LE CORRE Cl. - Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. (à paraître) 1974.

LE CORRE Cl. et LAMOUR Ch. - "Etude pétrographique de la Série rouge cambro-ordovicienne du Sud de Rennes (carrière de Marette et des Landes, I & V). (non publié).

LE GALL J., DORE F. - Découverte du poudingue de Voutré et de tuffites à pisolites volcaniques dans le Cambrien du Massif d'Assé Le Boisne (Sarthe). C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, 1971, p. 352.

LE POEZAT-GUIGNER S. - Etude géologique de la terminaison périsynclinale de Plechatel (Synclinorium de Martigné-Ferchaud). D.E.S., Rennes.

LESSERTISSEUR J. - Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. Mém. Soc. géol. Fr., Paris, 74, 1955, 150 p.

LUCAS G. - Utilisation de l'analyse multidimensionelle à la caractérisation des différenciations géochimiques : l'association spilite - kératophyre de la Pointe de la Heussaye. (à paraître), 1974.

MATHIEU G. - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse, 2 fasc., Sciences, Lille, 1937.

" - Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord nord du Bassin d'Aquitaine. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (1), III, 1961, p. 11 - 20.

MAZERES R. - Note sur la bande silurienne de Reminiac (Morbihan). Bull. Soc. géol. minér. Bretagne, Nelle série, I, 1930, p. 167 - 172.

NIGGLI P. - Tabellen zur Petrographie und zum gesteinstestimmen. Min. Petr. Inst. Eidg. Tech. Hochschule, Zurich, 1935.

OEHLERT D.P. - Livret guide de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Mayenne et dans la Sarthe, 28 août - 7 sept. 1909, Laval.

PARIS F. - Etude géologique de la terminaison orientale du Menez Belair (Synclinorium médian armoricain). Thèse 3e cycle, Rennes, ronéo., 1970, 140 p.

PARSONS W.H. - Criteria for the recognition of volcanic breccias : review. in Igneous and Metamorphic Geology. Geol. Soc. America, Mém. 115, 1969, p. 263 - 304.

PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. a SIEVER R. - Sand and sandstone. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New-York, 1972, 618 p.

PHILIPPOT A. - Les Graptolites du Massif armoricain. Mém. Soc. géol. minér. Bretagne, VIII, 1950, thèse Rennes.

PRUVOST P. - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Ann. Hébert Haug., VII, 1949, p. 345 - 362.

PRUVOST P. - Le Cambrien du Massif armoricain. Ann. Hébert Haugh, IX, 1959, p. 5 - 10.

QUETE Y., BOYER C., CHAUVEL J.J. - Position stratigraphique des manifestations volcaniques dans la région de Reminiac (Morbihan). C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, 1972, p. 141.

QUETE Y., CHAUVEL J.J. - Les manifestations volcaniques de la base du Paléozoïque en Bretagne centrale. Réunion annu. Sci. Terre, Nancy, 1974.

ROBLOT M.M. - Encadrement volcanique de la transgression cambrienne dans le Cotentin. Bull. Soc. Linn. Normandie, 102, 1971, p. 28 - 38.

SANTALLIER D. - Etude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse 3e cycle, Paris, 1964.

SEILACHER A. - Bathymetry of trace fossils. Marine geol., 5, (5-6), 1967, p. 413 - 428.

TALBERT J.C., BRILLANCEAU A. - Présence de Briovérien à porphyroïdes dans le massif de Mareuil-sur-Lay (Vendée). Ses relations avec des rhyolites paléozoïques. C. R. Acad. Sc., Paris, 272, 1971, p. 909 - 912.

TALBERT J.C., VIALETTE Y. - Etude géochronologique du Massif de Mareuil-sur-Lay (Vendée). C. R. Acad. Sc., Paris, 274, 1972, p. 2737 - 2739.

WEAVER C.E. - Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 44, 1960, p. 1505 - 1518.

-:-

Annexe I : Analyses chimiques des roches volcaniques et volcanoclastiques recueillies dans le secteur de Roniniac

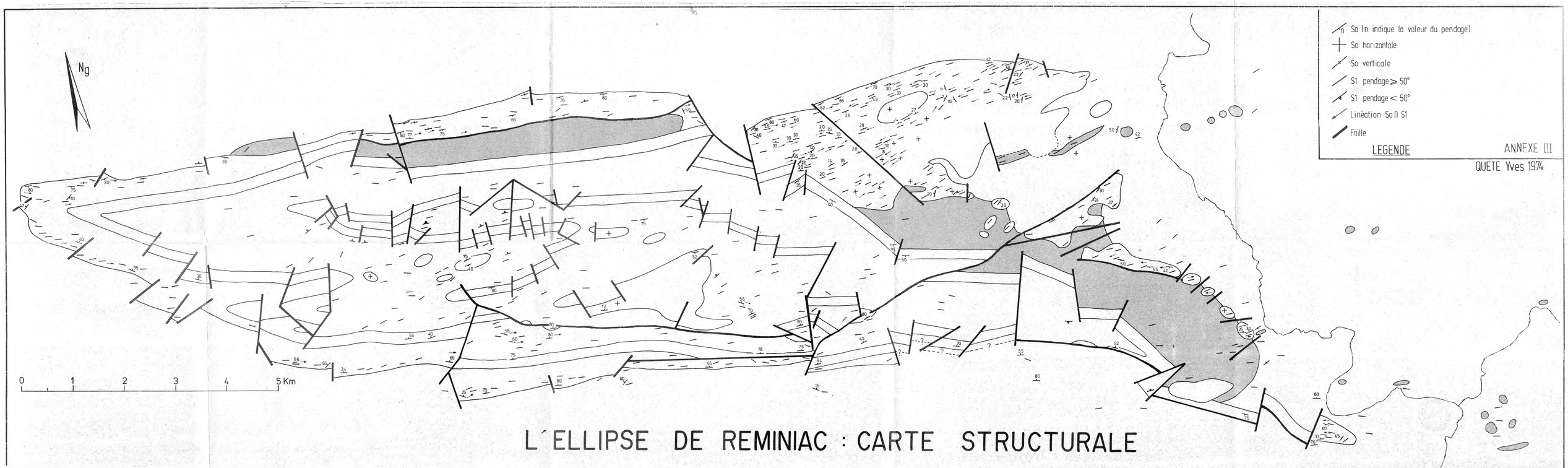
1 : St Meen - quartz keratophyre groupe I
2 : St Meen - quartz keratophyre groupe I
3 : La Grée - quartz keratophyre sodipotassique groupe II
4 : route Bruc - Maure - quartz keratophyre sodipotassique groupe II
5 : Comblessac - quartz keratophyre potassique groupe III
6 : Nord ferme Le Gelian - lave type A
7 : Sud-Ouest La Tremelais - lave type A
8 : La Lanzionnais - lave type A
9 : Sud Le Vau payen : lave type B
10 : Le Clos Boschet - lave type B
11 : Sud-Est Le Vau payen - lave type intermédiaire A-B
12 : Ouest Chateau de Marsac - tuf d'écoulement
13 : La Grée Callac'h - lave type A
14 : Sud La Faraudais - lave type A
15 : Sud La Ville Buo - lave type intermédiaire A-B
16 : carrière Sud-Ouest La Gerbaudais - roches volcanoclastiques
17 : La Bresselais ( ) - lave type B
18 : La Grée Mareuc - fragment extrait du conglomérat
19 : Trelian - fragment ? du conglomérat
20 : Nord de Coëtbo - filon de type A
21 : Sud-Ouest St Nicolas - filon de type A
22 : Ouest Bois de St Jean - filon de type A
23 : carrière de La Barbotais - filon de type A
24 : La Cruère, Sud cote 63 - filon de type B
25 : La Cruère, Sud cote 63 - filon de type B
26 : Est La Rabinais - roche filonienne riche en quartz

Annexe : I

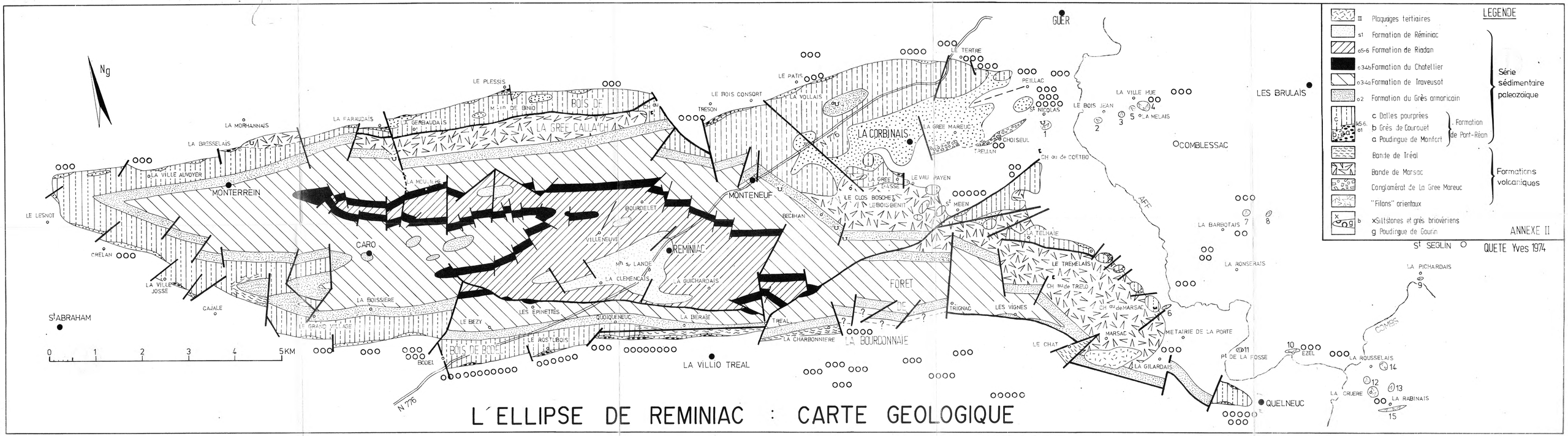
n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
n° d'échantillon						99-23	99-37	99-28F	97-24	97-28	97-33	92-29A	12-12A	14-16B	14-13A	14-1A	16-1A	8-5E	89-BI	263-4A	263-7A	263-30A	101-4F	90-11E	90-11F	90-14C
SiO_2	66,50	62,92	69,44	67,56	78,48	67,15	68,50	65,75	64,80	65,40	66,35	67,15	61,40	67,25	65,45	76,00	65,40	72,9	72,60	70,30	66,95	54,70	64,15	67,20	67,30	72,60
Al_2O_3	13,63	12,59	10,37	12,84	12,66	16,17	15,11	15,95	15,78	15,57	16,09	14,06	18,75	16,29	15,35	15,86	15,65	12,86	14,50	14,96	15,04	19,47	16,97	15,16	15,47	15,05
Fe_2O_3	3,93	4,94	3,67	2,69	0,51	4,74	3,66	4,97	5,20	5,08	4,56	4,70	5,17	4,56	5,13	0,89	4,20	6,05	2,08	3,92	6,07	6,91	6,07	4,47	4,21	2,40
FeO	1,65	2,39	1,83	2,15	0,64																					
MnO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,04	0,05	0,04	0,07	0,06	0,07	0,12	0,04	0,04	0,09	0,01	0,06	0,02	0,02	0,04	0,67	0,06	0,04	0,05	0,06	0,01
MgO	0,00	5,12	0,82	1,35	0,36	1,33	1,73	1,42	1,62	1,67	1,61	1,27	1,12	1,53	1,86	0,34	1,55	1,19	0,41	1,26	0,60	4,08	1,61	1,30	1,25	0,56
CaO	3,47	1,42	4,84	2,89	1,04	0,26	0,28	0,52	3,95	2,76	1,05	1,38	0,38	0,38	1,47	0,03.	2,94	0,2	0,37	0,16	0,13	0,34	0,47	1,39	1,67	0,21.
Na_2O	6;98	7,87	3,58	3,95	0,39	5,92	4,12	5,65	3,18	3,32	4,75	4,15	9,40	7,23	5,07	0,10	3,36	3,40	7,22	5,48	4,33	7,75	6,08	3,10	3,66	3,04
K_2O	0,00	0,00	2,33	2,76	2,09	0,68	1,61	1,00	1,94	2,29	1,78	1,63	0,04	0,10	1,87	4,34	2,48	0,83	0,95	1,05	1,91	0,17	0,23	2,57	2,50	2,64
TiO_2	0,64	0,61	0,40	0,31	0,08	0,45	0,32	0,32	0,69	0,42	0,61	0,25	0,47	0,20	0,54	0,35	0,51	0,25	0,14	0,10	0,14	0,21	0,34	0,50	0,60	0,21
P_2O_5	0,23	0,26	0,15	0,10	0,04																					
H_2O^+	1,77	1,40	2,00	2,00	3,45	1,90	2,62	2,50	1,68	2,46	1,90	2,38	1,70	1,32	1,48	2,46	2,25	2,09	1,29	1,78	2,73	3,19	4,03	2,62	1,77	2,46
H_2O^-	0,35	0,19	0,37	0,20	0,20	0,55	0,24	0,79	0,42	0,40	0,56	0,34	0,65	0,38	0,39	0,41	0,20	0,61	0,19	0,19	0,21	0,35	0,24	0,64	0,70	0,69
Total	99,16	99,73	99,98	98,82	99,84	99,19	100,24	98,91	99,33	99,43	99,33	97,43	99,12	99,28	98,70	100,79	98,60	100,40	99,97	99,24	98,78	97,21	98,23	99,00	99,19	99,87
n° d'analyse	120	1 198	1 188	1 273	1 307	507	509	508	505	459	506	503	498	501	500	499	458	497	463	511	512	515	461	460	502	462
	Groupe I		Groupe III		C. III	Lambeau Marsac - Clos Boschet							Lambeau La Grée Callac'h				*	conglomérat La Grée Mareuc		1		2	7	13		15
	R. Duret analyses Orsay		in (Cl. Boyer, 1966)			analyses Rennes : F. Vidal et J. Cormichet																				

* Lambeau La Bresselais

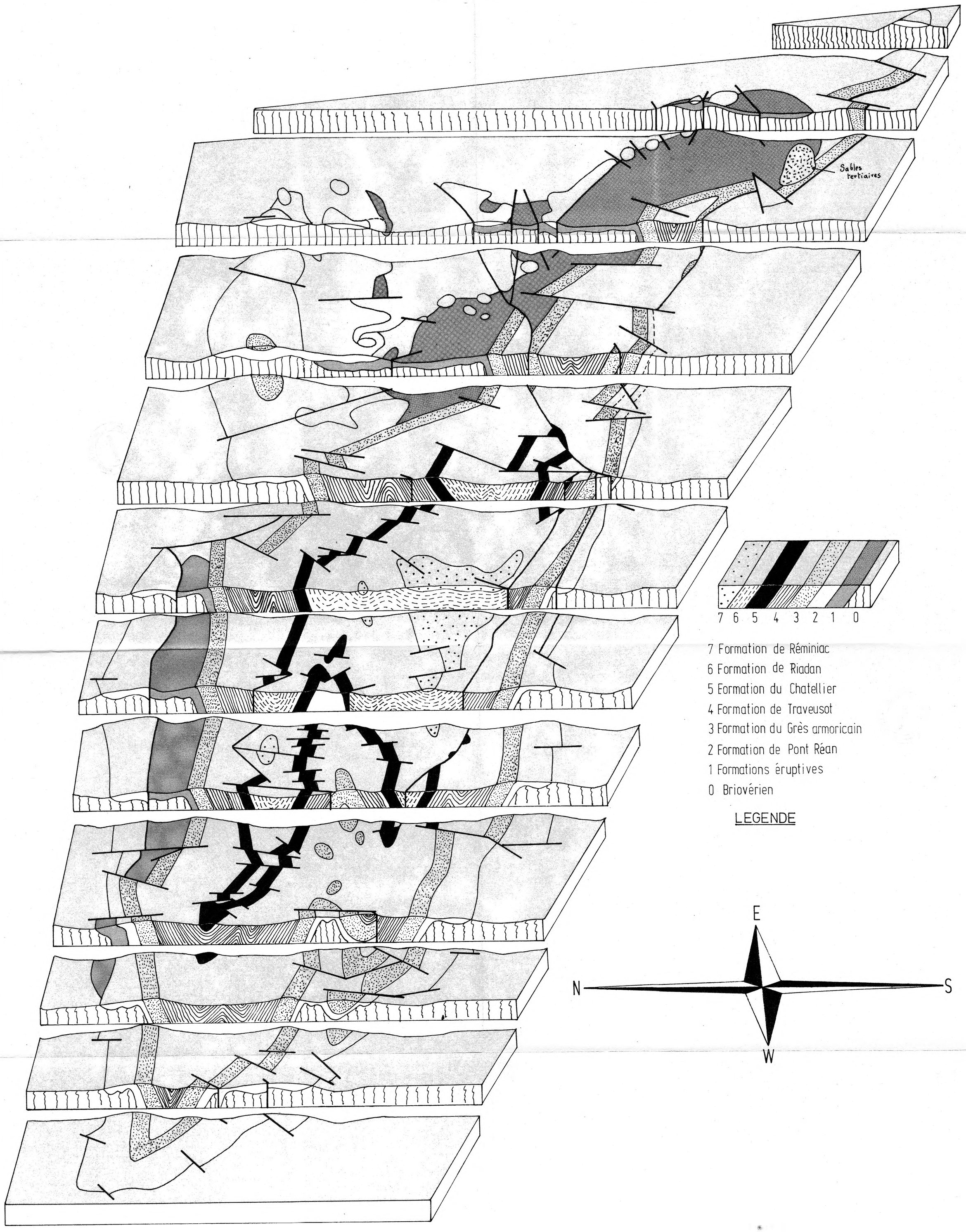
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE



L'ELLIPSE DE REMINIAC : CARTE STRUCTURALE



L'ELLIPSE DE REMINIAC : CARTE GEOLOGIQUE

ANNEXE IV

L'ELLIPSE DE REMINIAC
BLOCS DIAGRAMMES SERIES