LA BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM PALEOZOÏQUE DE LAVAL (Massif Armoricain). Stratigraphie - Volcanisme - Structure

Jean Plaine

▶ **To cite this version:**

Jean Plaine. LA BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM PALEOZOÏQUE DE LAVAL (Massif Armoricain). Stratigraphie - Volcanisme - Structure. Sciences de la Terre. Université de Rennes 1 [UR1], 1976. Français. NNT : . tel-01759163

HAL Id: tel-01759163

https://insu.hal.science/tel-01759163

Submitted on 5 Apr 2018

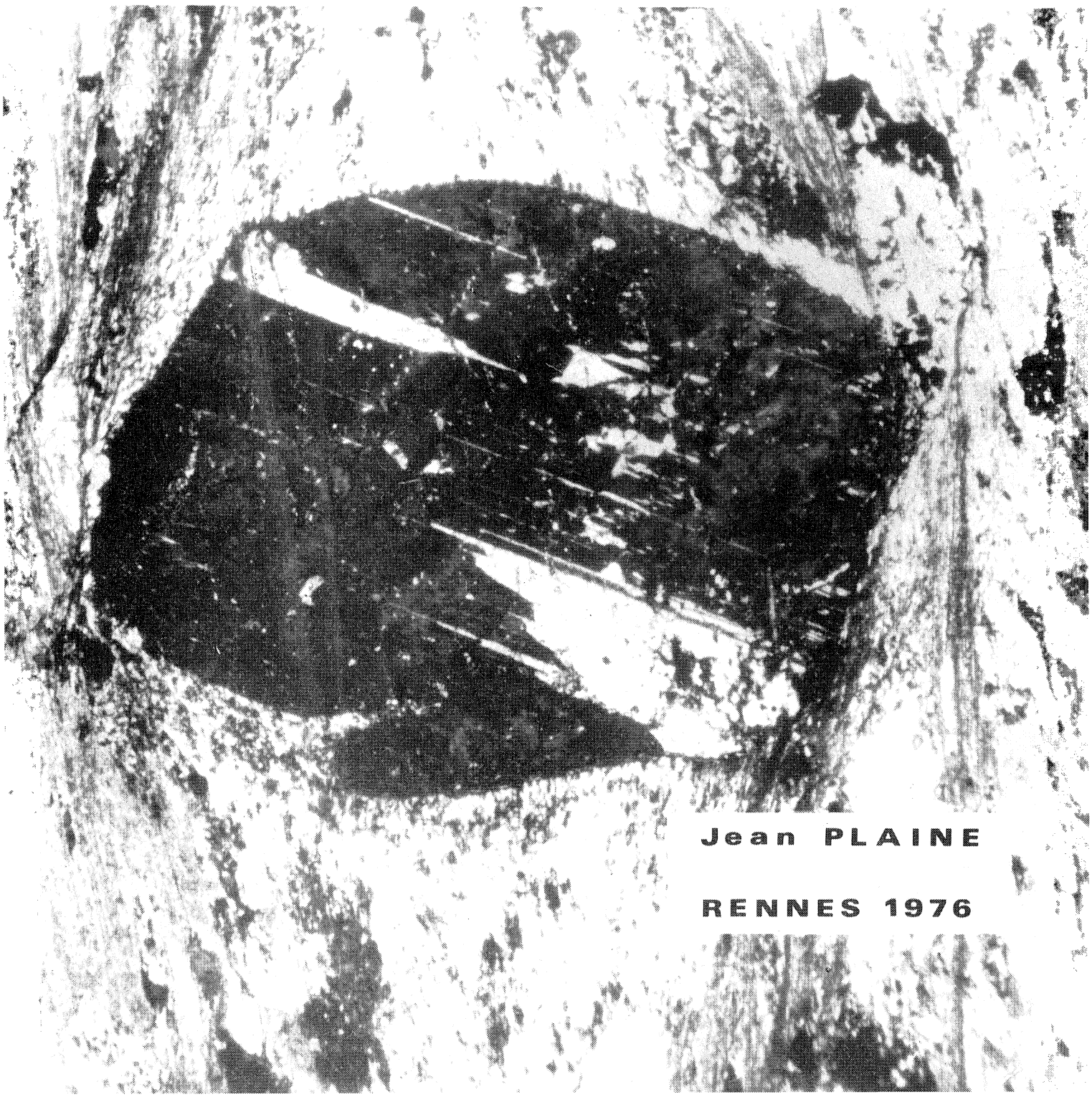
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

D
8479

LA BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM PALEOZOIQUE DE LAVAL (Massif armoricain)

Stratigraphie – Volcanisme – Structure



Jean PLAINE

RENNES 1976

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

2 3 JUIN 1977

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

SERIE : C
N° d'Ordre : 436
N° de Série : 151

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque 1273

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

Jean PLAINE

LA BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM PALEOZOIQUE DE LAVAL (Massif armoricain)
Stratigraphie - Volcanisme - Structure

Soutenue le 17 Décembre 1976 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNE - Professeur à l'Université de Rennes. Président

M. H. LARDEUX - Professeur à l'Université de Rennes.

Mme A. PELHATE - Maître-Assistant à l'Université de Bretagne Occidentale. Examinateurs

M. B. AUVRAY - Maître-Assistant à l'Université de Rennes.

Que les personnes qui ont, tant par leur amitié que par leurs compétences, contribué à la réalisation de ce travail soient ici remerciées.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

A - Cadre géographique et géologique ..... p. 2
B - Travaux antérieurs 2
C - Problèmes posés ; buts de ce travail 8
D - Méthodes de travail 9

première partie : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Chapitre I - INTRODUCTION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE 10

I - Les Formations 10
II - La Stratonomie 10
III - Classification des roches sédimentaires terrigènes ... 12

Chapitre II - LES SERIES SEDIMENTAIRES - DONNEES PETROGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES 16

I - LA SERIE SEDIMENTAIRE BRIOVERIENNE 16

I-1 - Les principaux faciès lithologiques 16
1 - Les grès 18
2 - Les siltstones 20

I-2 - Les structures et figures sédimentaires 21

I-3 - Conclusions 21

II - LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE ANTECARBONIFERE ... 22

II-1 - La Formation de Montebert 22

1 - L'ensemble basal 26

1-1 - Les siltstones micacés 26
1-2 - Les grès 27

2 - L'ensemble sommital 28

2-1 - Les siltstones fins 28
2-2 - Les siltstones à lentilles gréseuses . 29
2-3 - Les niveaux particuliers 29

3 - Conclusions ; comparaison avec les régions voisines dans le Synclinorium médian armoricain .. 30

II-2 - La Formation de Saint-Germain-sur-Ille 32

1 - Les principaux affleurements 34

2 - Stratonomie de la formation 35

2-1 - La stratification 35
2-2 - Le litage 36
2-3 - Les figures sédimentaires 39
2-4 - Les concentrations animales 43

3 - Lithologie de la formation 43

4 - Conclusions ; comparaison avec le Synclinorium du Ménez-Bélair 46

II-3 - La Formation de Tuboeuf 48

1 - Le Membre du Moulin de la Roche 48

1-1 - Les grès sombres 48
1-2 - Les grès clairs 51

2 - Le Membre de la Morlière 52

2-1 - Les siltstones 52
2-2 - Les grès 54
2-3 - Les figures sédimentaires 55

3 - Conclusions 55

II-4 - La Formation de Gahard 56

1 - Les affleurements 56

2 - Lithologie de la formation 57

2-1 - Les grès de base 57
2-2 - Les siltstones 58
2-3 - Les grès de la partie supérieure 59

3 - Conclusions 59

III - LA SERIE SEDIMENTAIRE CARBONIFERE 60

III-1 - La Formation de l'Huisserie 62

III-2 - La Formation de Changé 63

III-3 - La Formation de Laval 64

III-4 - La Formation de Heurtebise 64

IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES PALEOZOIQUES 65

IV-1 - Conclusions pétrographiques 67

1 - Caractères communs aux formations

2 - Critères de différenciation

IV-2 - Essai de reconstitution des conditions de sédimentation durant le Paléozoïque antécarbonifère. 69

IV-3 - Comparaison avec les séries homologues du Synclinorium du Ménez-Bélair 74

Chapitre III - LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES - DONNEES PALEONTOLOGIQUES ET AGE 78

I - Formation de Montebert 78

II - Formation de Saint-Germain-sur-Ille 79

III - Formation de Tuboeuf 79

IV - Formation de Gahard 81

V - Formation de l'Huisserie 82

VI - Formation de Changé 82

VII - Formation de Laval 82

VIII - Formation de Heurtebise 83

IX - Conclusions 83

Chapitre IV - LES ROCHES ERUPTIVES .....

I - Les roches éruptives reconnues dans les formations antécarbonifères

I-1 - Les roches acides 85

1-1 - Les volcanoclastites briovériennes 87
1-2 - Les microgranites 88
a - Le microgranite de Nuillé-sur-Vicoin . 88
b - Le microgranite des Ruaux 90
1-3 - Les filons acides 93
1-4 - Caractères particuliers des roches acides. 93
1-5 - Conclusions 96

I-2 - Les roches basiques 96

2-1 - Les volcanoclastites briovériennes 97
2-2 - Les diabases 100
a - Les diabases microgrenues 100
b - Les diabases microgrenues porphyriques 102
c - Les diabases microgrenues amygdalaires 102
d - Les diabases grenues 104
e - Les diabases grenues porphyriques 105
f - La diabase microlitique porphyrique de Benâtre 107
2-3 - Les dolérites 108
2-4 - Conclusions à l'étude des roches basiques. 109

II - Les roches éruptives reconnues dans les formations carbonifères : le volcanisme dinantien

II-1 - Introduction 112

1-1 - Les travaux antérieurs 114
1-2 - Les données nouvelles 115
1-3 - Les roches volcanoclastiques anciennes ; choix d'une classification 117

II-2 - Les volcanites basales : la Blaviérite 121

2-1 - Historique du nom
2-2 - Les affleurements ; la coupe de la Véronnière 123
2-3 - Conclusions 125

II-3 - Les volcanites de la Pommeraie 126

3-1 - Les rhyolites pyroméridiques 126
3-2 - Les volcanoclastites 127
3-3 - Conclusions , position stratigraphique ... 129

II-4 - Les volcanites d'Entrammes 130

4-1 - Les ignimbrites 130
a - La notion d'ignimbrite 130
b - Les différents types 132
c - Données chimiques 141
d - Conclusions à l'étude des ignimbrites. 143

4-2 - Les rhyolites ignimbritiques 143
4-3 - Les pyromérides 147
4-4 - Les kératophyres 148
4-5 - Les volcanoclastites 154
a - L'enveloppe volcanoclastique externe . 154
a-1 - Les brèches 155
a-2 - Les tufs 157
a-3 - Les tuffites 160
b - Les volcanoclastites des carrières Sud-Ouest d'Entrammes 161

II-5 - Les volcanites de la Bouffelière 165

5-1 - Les laves 167
5-2 - Les volcanoclastites 167

II-6 - Essai de chronologie ; comparaison entre le volcanisme d'Entrammes et celui de la Bouffelière 168

6-1 - Entrammes 169
6-2 - La Bouffelière 171
6-3 - Essai de corrélation 173

III - Les volcanites acides dinantiennes du flanc nord du Synclinorium de Laval - Etude de quelques types 173

IV - Le volcanisme dévono-dinantien dans le Synclinorium de Laval , comparaison avec celui de Bretagne 178

- Synclinorium de Laval 178
- Bretagne orientale - Nord de Rennes 181
- Bretagne occidentale 183
- Conclusions 184

Deuxième partie : ETUDE STRUCTURALE

INTRODUCTION 185

I - Les mégastructures 185

I-1 - Les plis 185

I-2 - Les failles 188

II - Les mésostructures et les microstructures 190

II-1 - Le Briovérien 190

II-2 - Le Paléozoïque antécarbonifère 193

a - La stratification 193

b - Les schistosités 195

c - Les linéations 197

II-3 - Le Carbonifère 197

a - La stratification 197

b - Les schistosités 199

c - Les linéations 201

II-4 - Relations structurales entre les 3 unités cartographiques 202

III - L'orogenèse hercynienne dans le Synclinorium de Laval 202

III-1 - La phase bretonne 202

III-2 - L'épiorogène fini-viséen 205

III-3 - Le plissement hercynien et les phénomènes connexes 205

III-4 - Les phénomènes hercyniens terminaux 206

Troisième partie : EVALUATION DU DEGRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

I - Les données de l'observation microscopique 207

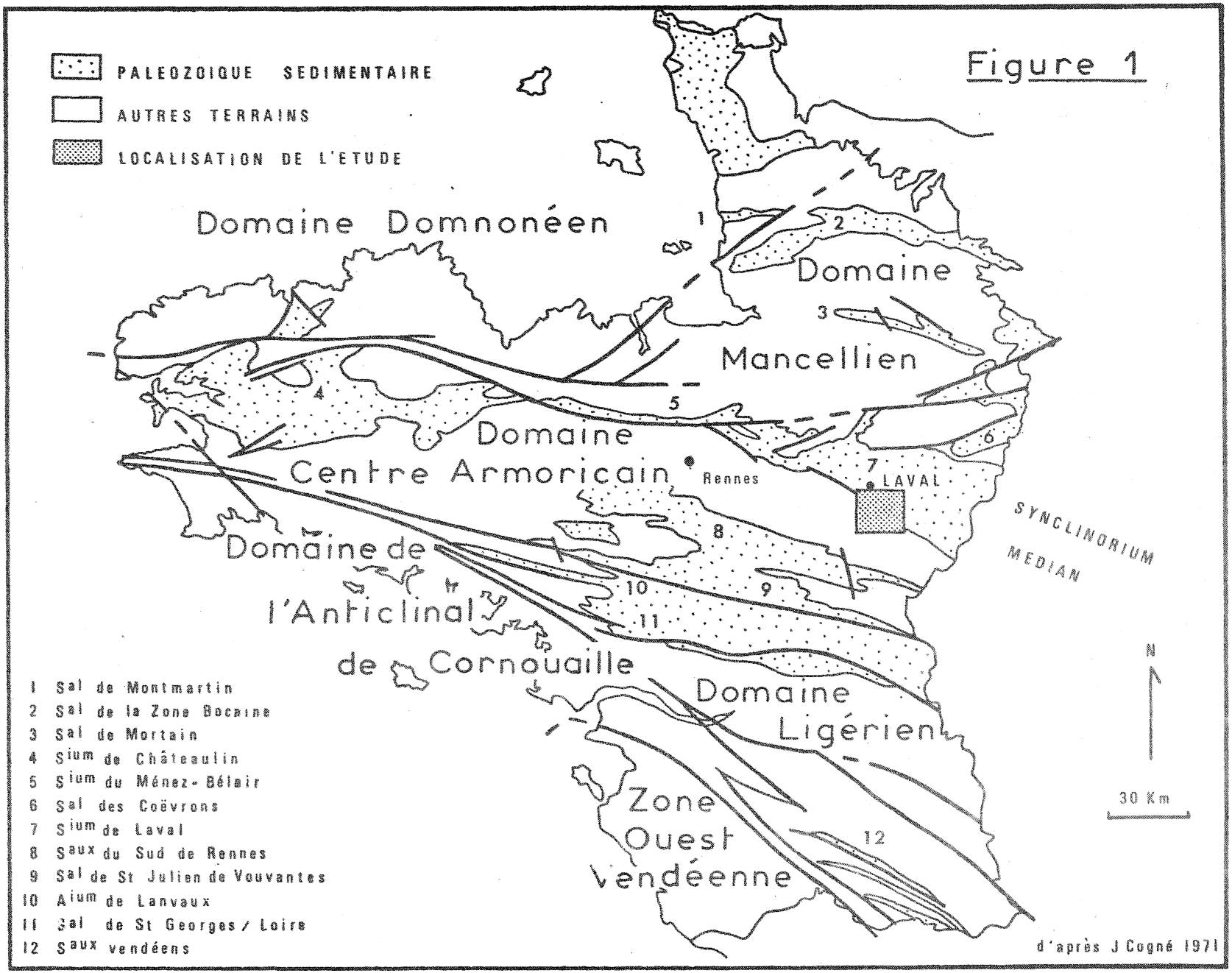
II - Etude de la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés 209

CONCLUSIONS 210

Bibliographie

—

Introduction


PALEOZOIQUE SEDIMENTAIRE
AUTRES TERRAINS
LOCALISATION DE L'ETUDE
Figure 1
Domaine Domnonéen
Domaine
Mancellien
Domaine
Centre Armoricain
Rennes
LAVAL
SYNCLINORIUM
MEDIAN
Domaine de
l'Anticlinal
de Cornouaille
Domaine
Ligérien
Zone
Ouest
Vendéenne
N
30 Km
1 Sal de Montmartin
2 Sal de la Zone Bocaine
3 Sal de Mortain
4 Sium de Châteaulin
5 Sium du Ménez-Bélair
6 Sal des Coëvrons
7 Sium de Laval
8 Saux du Sud de Rennes
9 Sal de St Julien de Vouvantes
10 Aium de Lanvaux
11 Sal de St Georges / Loire
12 Saux vendéens
d'après J Cogné 1971

A - Cadre géographique et géologique (fig. 1)

Située dans la partie méridionale du département de la Mayenne, immédiatement au Sud de Laval, la région étudiée couvre la moitié Est de la feuille de Cossé-le-Vivien à 1/50 000e et la moitié Ouest de celle de Meslay-du-Maine.

Les rives de la Mayenne qui coule du Nord au Sud et celles de ses principaux affluents (le Vicoin, la Jouanne, l'Ouette) fournissent les meilleurs affleurements.

Géologiquement, ce domaine appartient à la partie orientale du synclinorium médian armoricain, le Synclinorium de Laval.

Le présent travail porte sur la bordure méridionale de cette unité (fig. 2) ; il couvre en partie les feuilles géologiques à 1/80 000e de Château-Gontier (quart Nord-Est), Laval (extrême Sud-Est) et La Flèche (quart Nord-Ouest).

B - Travaux antérieurs

- Les premiers travaux géologiques effectués dans le Synclinorium de Laval sont dûs à J. Triger, au début du 19ème siècle. Il fait connaître les bassins miniers de l'Huisserie, Saint-Pierre-la-Cour et, dès 1834, réalise une carte géologique de l'ensemble du département de la Mayenne (in D. Oehlert, 1882).

- En 1834 également, E. Blavier publie un travail sur les mines et le terrain à anthracite du Maine. Cette étude, reprise par l'auteur en 1837, paraît sous le titre *"Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne"*.
La notion de *"Bassin de Laval"* en tant que bassin minier formé de terrains houillers trouve son origine dans ces travaux.

- En 1882, D. Oehlert propose une importante synthèse sur la géologie du département. Il évoque les acquisitions antérieures, fait

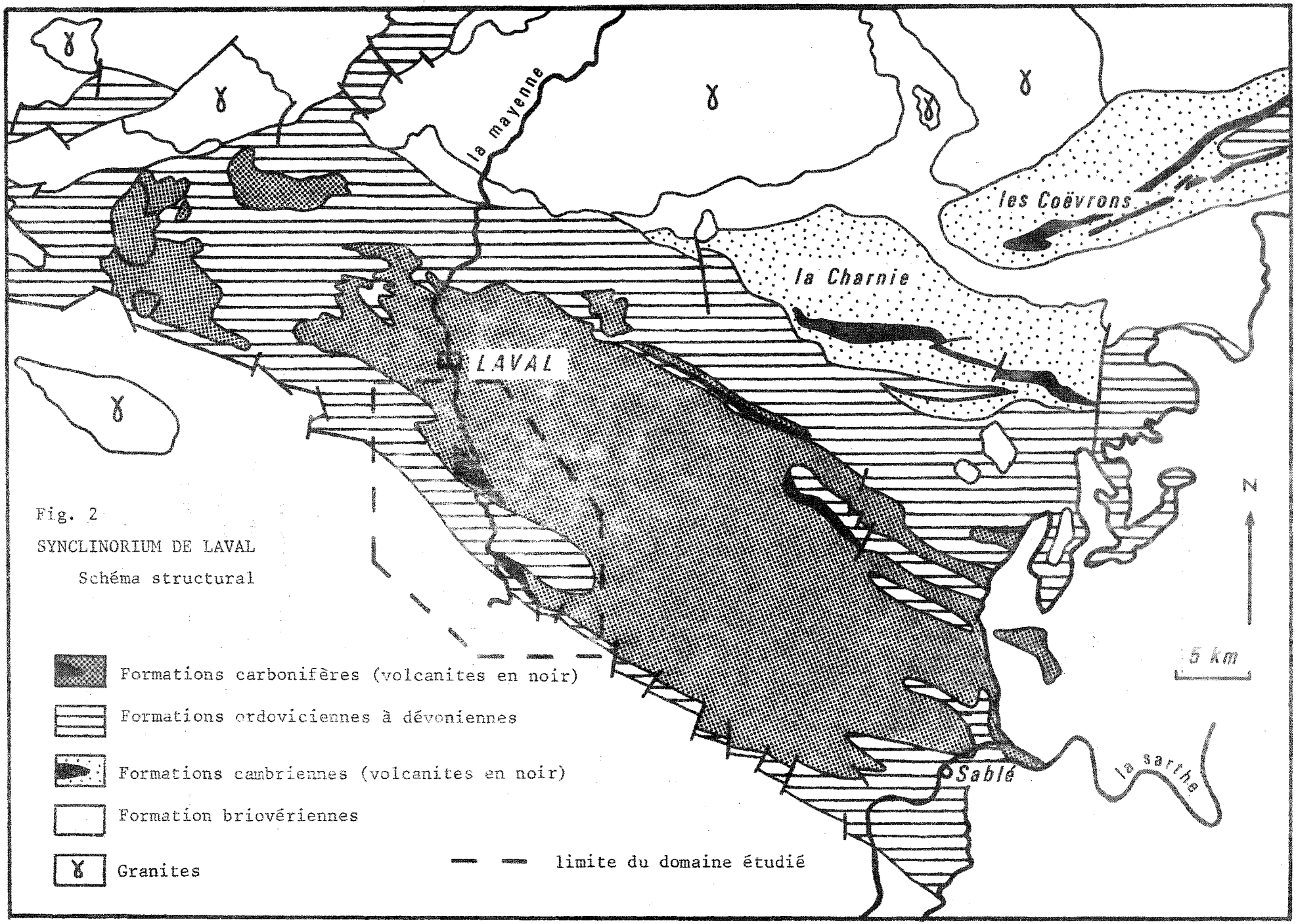


Fig. 2

SYNCLINORIUM DE LAVAL

Schéma structural

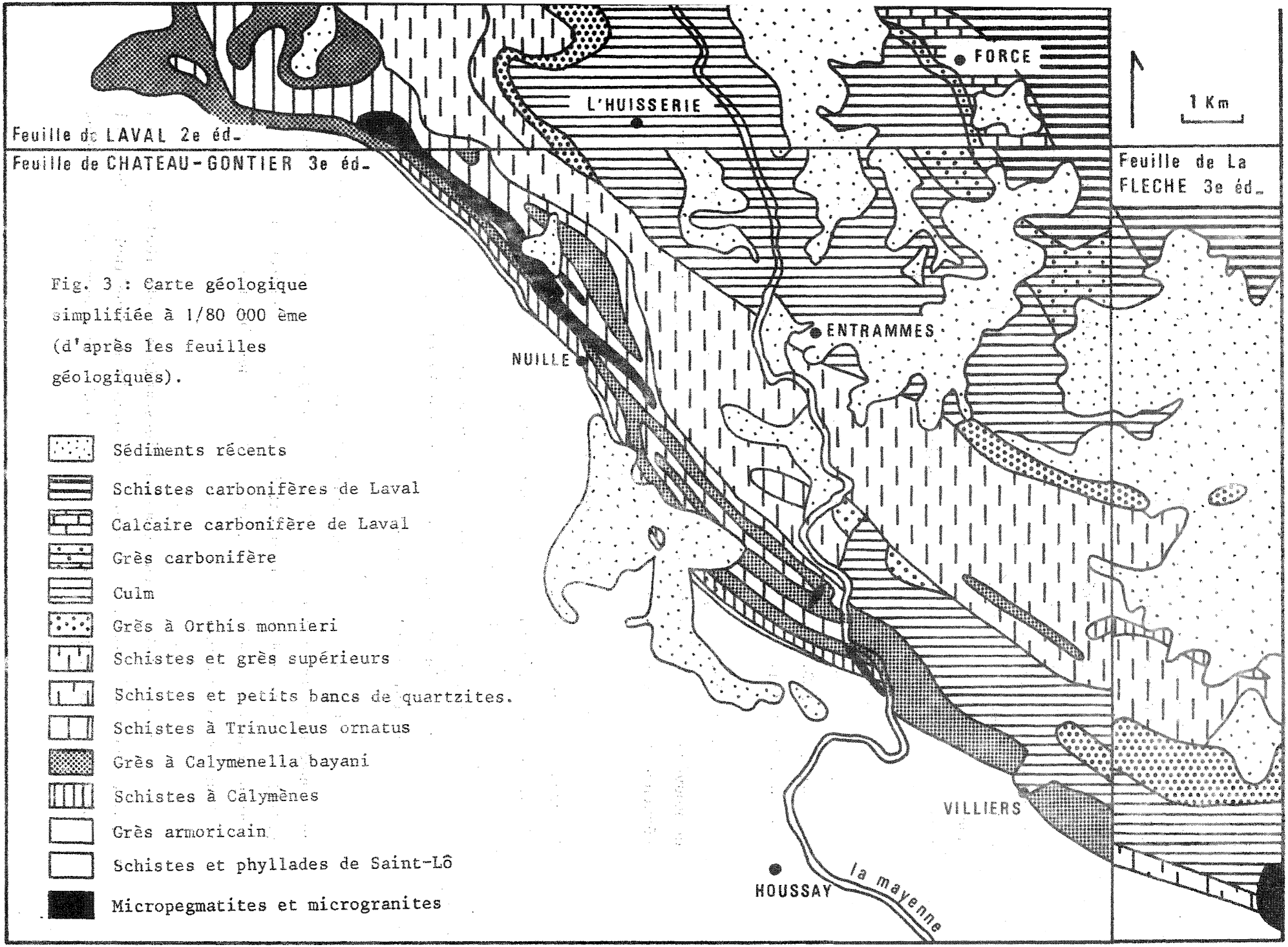


Fig. 3 : Carte géologique simplifiée à 1/80 000 ème (d'après les feuilles géologiques).

un exposé complet de la succession stratigraphique des terrains (tableau I) et apporte des précisions sur les roches éruptives.

- En 1887, ce même auteur esquisse les traits majeurs de l'évolution du synclinorium au cours des temps paléozoïques. La sédimentation lui apparaît continue depuis la base du Paléozoïque jusqu'aux dépôts dévoniens. Une émersion se plaçant à la fin du Dévonien expliquerait l'absence de terrains dévoniens moyen et supérieur. Il reconnaît également le caractère transgressif de la mer carbonifère.

- En 1894, D. Oehlert précise la succession stratigraphique de la région ; ce travail se matérialise dans la parution de la feuille géologique de Château-Gontier réalisée avec la collaboration de L. Bureau (1895) (fig. 3).

- En 1896, puis 1898, D. et P. Oehlert indiquent l'existence de mouvements entre le Dévonien et le Carbonifère qui ont eu pour conséquence l'individualisation de petits bassins carbonifères.

- En 1900, dans le Livret-guide des excursions du VIIIème Congrès géologique international, D. et P. Oehlert décrivent les principales coupes du flanc sud du synclinorium :

- Région d'Entrammes
- Port-Ringeard (pont de la Trappe de Port-du-Salut)
- Moulin de la Roche-en-Nuillé-sur-Vicoin.
- Montigné-le-Brillant.

- Lors de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne (1909) et dans le compte-rendu (1911), D. et P. Oehlert précisent à nouveau la stratigraphie de la région, ajoutent quelques détails sur les roches éruptives accompagnant le Culm et sur la tectonique.

Depuis 1912, aucun travail d'ensemble n'a été réalisé sur les assises paléozoïques de la bordure méridionale du Synclinorium de Laval ; seuls des thèmes particuliers ont été abordés, la plupart du temps dans

Terrain carbonifère	- Etage houiller - Etage anthraxifère (calc. carbonifère) (l'Huisserie - Montigné)
Terrains Dévonien inférieur	- Grès à *Orthis Monnieri* (Bois de l'Huisserie, Montigné, Briassé)
Terrains Silurien supérieur	- Couches ampéliteuses avec sphéroïdes à Orthocères, Cardioles et à *Graptolithes priodon*
Terrains Silurien moyen	- Schistes ampéliteux à *Graptolithes colonus* - Grès azoïque blanc ou noir - Schistes ardoisiers supérieurs à *Trinucleus ornatus* - Grès de May - Schistes ardoisiers inférieurs à *Calymene Tristani* - Grès armoricain (Montigné)
Terrains Silurien inférieur (Cambrien)	- Schistes argileux et lustrés : phyllades de Saint-Lô et schistes de Rennes

Tableau I : La série stratigraphique de la bordure sud du Synclinorium de Laval (d'après D. Oehlert, 1882).

		Château-Gontier (3e éd., 1967)	Laval (2e éd., 1960)	La Flèche (3e éd., 1965)
systèmes	symboles habituels			
CARBONIFERE	h1va	Schistes de Laval (h1va)	Schistes de Laval (h1v-va)	Schistes de Laval (h1va)
		Calcaire de Laval (h1vb)	Grauwacke à Echinides (hvc) Calcaire de Laval (hvb) - Calcaire de Sablé (hva)	Calcaire de Laval (h1vb) Grauwacke (h1vc) Calcaire de Sablé (hv)
		Grès carbonifère (h1vc) Schistes-Grès-Poudingues (hv-v1) Blaviérite (γ3 hv-v1)	Culm (hve) Blaviérite	Culm inférieur (hv1)
DEVONIEN	d2b		Schistes, calcaires et grauwackes à *Phacops potieri* (d2b)	
	d2a		Siegenien : Sch., calc., et grauwacke à *Athyris undata* (d2a)	Schistes et calcaires à *Athyris undata* (d2a)
	d1b	Grès à *Orthis monnieri* (d1)	Taunusien : Grès à *Dalmanella monnieri* (d1b)	Grès à *Dalmanella monnieri* (d1b)
	d1a		Gedinnien : Schistes et quartzites (d1a)	Schistes et quartzites (d1a)
SILURIEN	S^{4-3}	---------- ? ---------- - Schistes à *Ceratiocaris* - Schistes à nodules calcaires à *Orthoceras* et *Cardiola interrupta* (sp) - Ampélites à *Graptolithes* (Am) - Grès noirs (G)	Ludlovien non reconnu Wenlockien } (S4) Valentien : quartzites noirs (S3)	Petits bancs de quartzites et schistes micacés noirs (S^{4-3})
ORDOVICIEN	S2c S2b } S2b-c S2a S1b	- Schistes à *Trinucleus* - Grès à *Calymenella Bayani* - Schistes à *Calymene tristani* - Grès armoricain	Schistes à *Trinucleus* Grès de Saint-Germain (S2cb) Schistes à Calymènes Grès armoricain	Schistes à *Trinucleus* Grès de Saint-Germain (S2cb) Schistes à *Calymene tristani*

Tableau II : Le Paléozoïque dans le domaine étudié, d'après les feuilles géologiques.

le cadre de synthèses plus générales (L. Vandernotte, 1913 ; J. Péneau, 1936 ; A. Renaud, 1942, 1965, 1967 ; A. Philippot, 1950, 1965 ; P. Fourmarier et coll., 1965 ; A. Pelhâte-Peron, 1967 ; P. Fourmarier et A. Pelhâte, 1968 ; Cl. Boyer, 1968, 1974, 1976 ; Cl. Klein, 1973).

C - Problèmes posés ; buts de ce travail.

1 - Cartographie et stratigraphie

La lecture des documents bibliographiques souligne que cette région demeure relativement peu explorée. En effet, si les parties que couvrent les feuilles géologiques de Laval et La Flèche ont fait l'objet de révisions (A. Renaud, A. Philippot, Y. Milon, 1936-38 ; A. Philippot, E. Bolelli, P.-R. Giot, 1946), la partie située sur la feuille de Château-Gontier n'a pas été modifiée depuis 1896. Il en résulte certaines incohérences dans la cartographie et dans la dénomination des formations (fig. 3 et tableau II).

Le présent travail a pour but de lever ces ambiguïtés en dégageant des formations caractéristiques au niveau de la région.

2 - Volcanisme

Ce domaine est d'autre part remarquable par l'importance et la variété des roches éruptives observées à tous les niveaux de la succession stratigraphique, en filons ou en coulées, tant acides que basiques.
Nous tenterons d'en dégager les principaux types et de montrer le cogénétisme éventuel de certains d'entre eux.

3 - Structures

Une description suivie d'une reconstitution des déformations génératrices de la structure actuelle de la région sera donnée. Nous insisterons sur les rapports structuraux entre les formations briovériennes et les formations paléozoïques, l'ampleur de la phase bretonne, la genèse, le rôle et la chronologie relative des grandes lignes de fracture.

D - Méthodes de travail

Les techniques suivantes, désormais classiques dans nos régions où l'importance du couvert végétal et des formations superficielles ne permettent que des observations ponctuelles, ont été utilisées :

- l'examen stéréographique des photos aériennes.
- l'établissement d'une carte à 1/25 000e permet de dégager les structures à l'échelle de la région.
- l'étude en lames minces des différents types de roches. Des données géochimiques complètent ce travail pour les roches éruptives.
- le traitement statistique des structures planaires et linéaires dont les paramètres ont été relevés sur le terrain.
- la recherche de microplancton fossile à l'aide des techniques du Laboratoire de Stratigraphie et Paléogéographie du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles.

Première partie

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

"Stratigraphy is a dynamic science, and stratigraphic classification and terminology are dynamic subjects which may be expected to grow and change with the times".

I.S.S.C., H.D. Hedberg

Chapitre I

INTRODUCTION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Devant l'abondance et la diversité des termes utilisés dans les études stratigraphiques, il apparaît indispensable de préciser le sens dans lequel ils vont être employés.

I - LES FORMATIONS

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une homogénéisation de la nomenclature stratigraphique déjà réalisée pour l'Ordovicien (C. Babin et alt., 1974), en partie abordée pour le Dévonien (C. Babin et alt., 1972).

Cette homogénéisation a été rendue nécessaire par suite de la regrettable identification d'unités lithologiques à des unités biostratigraphiques et chronostratigraphiques. Ceci a conduit à des corrélations parfois hâtives entre certaines formations désignées sous le même nom à l'intérieur du Massif armoricain ("Schistes à Calymènes" de Normandie par exemple).

Par soucis d'éviter cet excès de schématisation antérieur, nous établirons une succession d'unités lithologiques constituant les Formations ; conformément aux recommandations actuelles (H.D. Hedberg, 1972), elles seront désignées par des noms géographiques.

II - LA STRATONOMIE

La stratonomie a pour objet la description de la stratification et du litage, des structures et figures sédimentaires (A. Lombard, 1956, 1963, 1972).
Elle renseigne sur le mode de dépôt et le mécanisme de mise en place des sédiments.

1 - Stratification et litage

- La stratification, disposition des dépôts sédimentaires en couches distinctes et séparées (A. Lombard, 1966), se traduit sur le terrain par la superposition des strates, unités de sédimentation comprises entre deux surfaces limites, appelées bancs lorsque l'altération les a mises en relief (C.S.R.P.P.G.N., 1966)[+].
  Une strate est caractérisée par sa forme d'ensemble, ses surfaces, son litage, sa composition lithologique et faunistique, sa granulométrie, son classement, ses structures et sa position dans une séquence.

- Le litage (ou stratification mineure, C.S.R.P.P.G.N., 1966) groupe l'ensemble des structures[++] qui caractérisent les roches sédimentaires à l'intérieur d'une strate.
  On nomme lamination la *"disposition de sédiments fins et clastiques, minéraux et organiques, déposés en unités millimétriques"* (A. Lombard, 1972, p. 148). Ces fines lames ou lamines sont planes et parallèles ou obliques et entrecroisées. Elles peuvent être multiples et rythmiques ou se réduire à un seul épisode accidentel dans l'épaisseur de la strate.

2 - Figures sédimentaires

La terminologie utilisée pour la dénomination des figures sédimentaires ainsi que leur interprétation sont issues des travaux de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz

---

+ Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz National.

++ Structure et Texture :

Structure : agencement global des particules d'un sédiment.

Texture : agencement des particules élémentaires d'un sédiment, surtout visible sous le microscope.

Naturel (1966), de M. Lanteaume, B. Beaudoin et R. Campredon (1967), J.C. Gall (1971) ainsi que des travaux de F.J. Pettijohn and P.E. Potter (1964), H.E. Reineck and I.B. Singh (1974).

III - CLASSIFICATION DES ROCHES SEDIMENTAIRES TERRIGENES

La classification modale que nous utilisons pour l'ensemble des roches sédimentaires est celle de C.M. Gilbert (in H. Williams et coll., 1954) reprise par R.H. Dott (1964) et adaptée par J.J. Chauvel, J.F. Chauvet, Y. Quété (inédit).
Les principes de cette classification, exposés par Y. Quété (1975) sont résumés ci-après.

La taille des éléments figurés constituant la majeure partie du volume de la roche (75 %) permet de distinguer les siltstones des grès (tableau III).

Pour ces derniers, la part volumétrique occupée par la matrice (ensemble des éléments inférieurs à 30 microns) détermine deux grands types texturaux :

- les arenites (moins de 15 % de matrice)
- les wackes (entre 15 et 75 % de matrice).

A l'intérieur de ces deux types texturaux le facteur déterminant est la nature des fragments détritiques de taille comprise entre 0,030 et 2 millimètres.

Le rapport Quartz + chert/Feldspaths/fragments lithiques (F.J. Pettijohn, 1954) donne une bonne image du degré de maturité de composition du sédiment.

Dans le diagramme triangulaire Q-F-L le rapport Q/F+L sépare trois types de roches (fig. 4).

- $Q/F+L > 9$: quartz-arenites
  quartz-wackes
- $9 > Q/F+L \geq 3$: subfeldspathic-arenites
  subfeldspathic-wackes

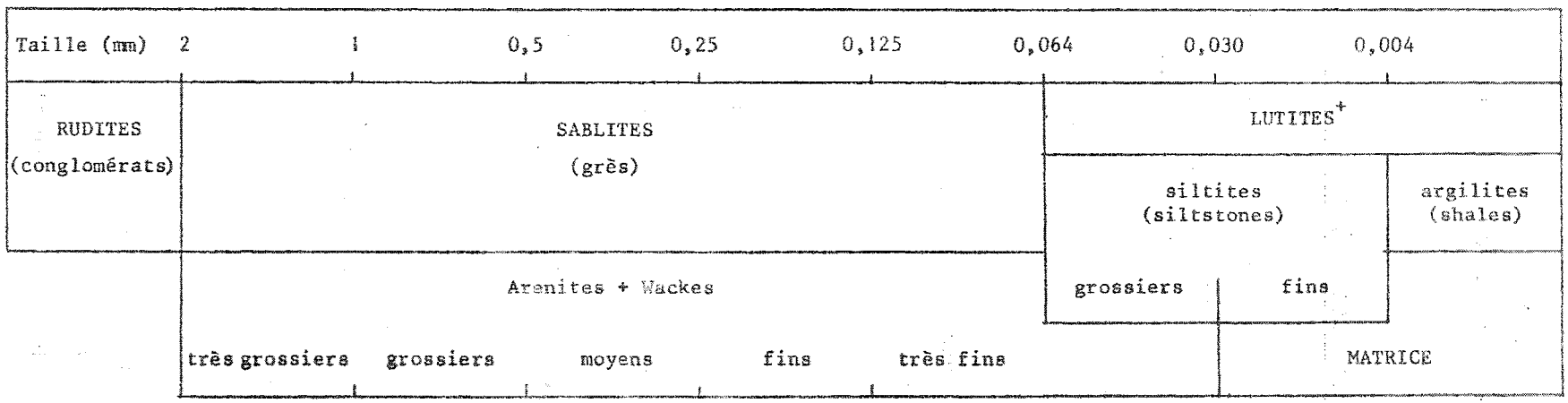
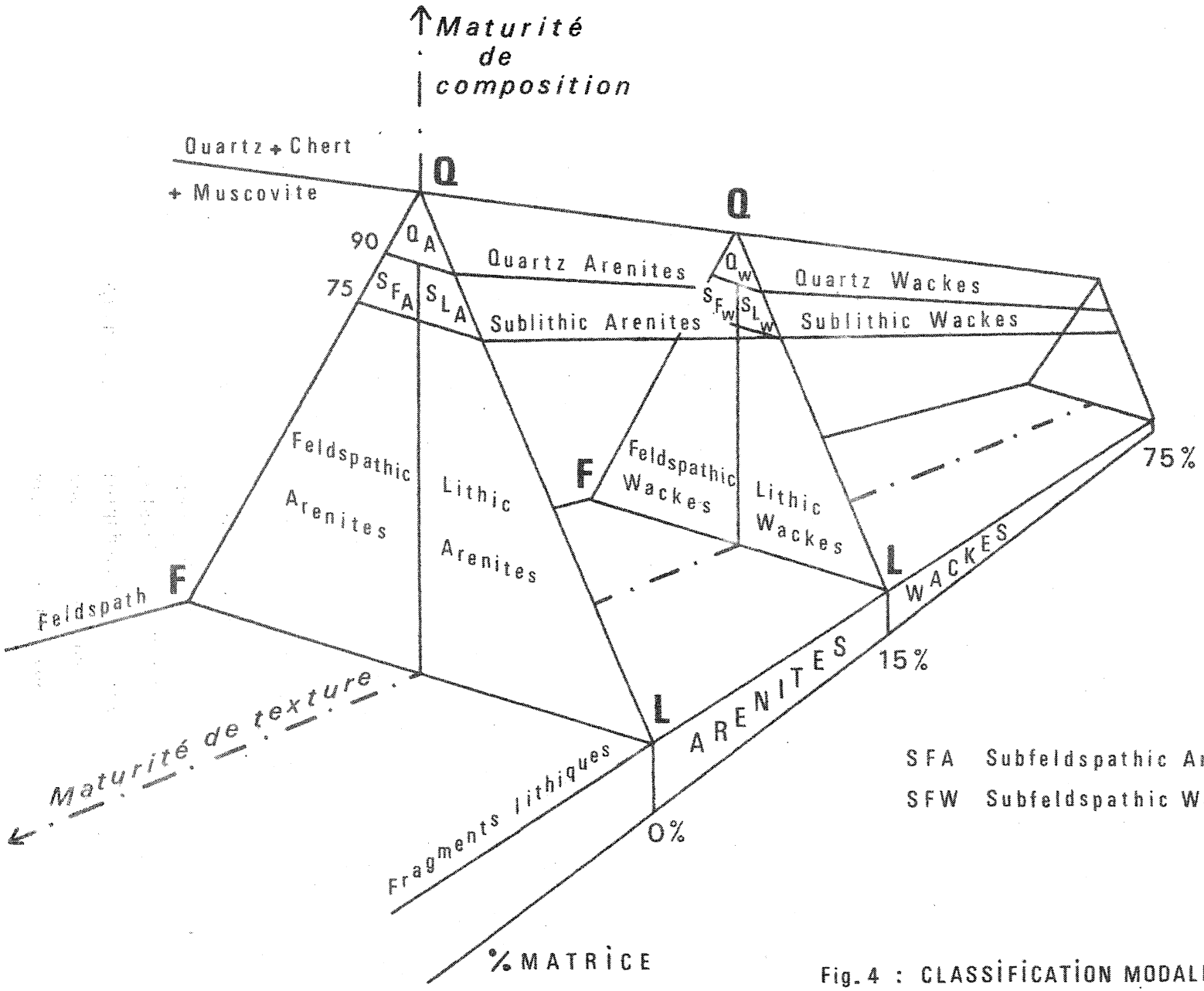


Tableau III : Limites granulométriques des termes utilisés dans chacune des classifications choisies.

+ 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.



SFA Subfeldspathic Arenites

SFW Subfeldspathic Wackes

Fig. 4 : CLASSIFICATION MODALE DES GRÈS

(d'après Gilbert 1955 et Dott 1964)

	sublithic-arenites
	sublithic-wackes
- Q/F+L < 3	feldspathic-arenites
	feldspathic-wackes
	lithic-arenites
	lithic-wackes

Chapitre II

LES SERIES SEDIMENTAIRES
DONNEES PETROGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

I - LA SERIE SEDIMENTAIRE BRIOVERIENNE

Situés entre le Synclinorium de Laval et le Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, les terrains sur lesquels s'est avancée la transgression paléozoïque appartiennent au Briovérien du Domaine de Bretagne moyenne (zone centre armoricaine) (J. Cogné, 1962) et plus précisément au Briovérien du *"Bassin de Château-Gontier"* (J. Cogné, 1972).

Selon cet auteur, celui-ci est constitué d'une *"série très épaisse et monotone de sédiments argilo-schisteux (...) avec accessoirement des épisodes volcaniques basiques, passant à son sommet au faciès flysch"* (J. Cogné, 1972, p. 196).

La rareté des coupes suffisamment étendues n'a pas permis une étude complète de ces sédiments ; c'est également pour cette raison que nous n'établirons pas de formations distinctes dans ces terrains.

I - 1 - Les principaux faciès lithologiques

Dans le secteur étudié la série sédimentaire briovérienne comprend une majorité de siltstones accompagnés de quelques bancs de grès peu épais, parfois à ciment calcareux (carrière de la Boirie).

Des alternances rythmiques de siltstones et de grès en strates centimétriques à décimétriques forment parfois l'essentiel de la sédimentation. Les proportions relatives entre ces bancs sont variables ; ainsi, les termes gréseux dominent à la Fosse (Pl. 1, ph. 1) tandis que dans le chemin de la Roche c'est l'inverse (fig. 5).

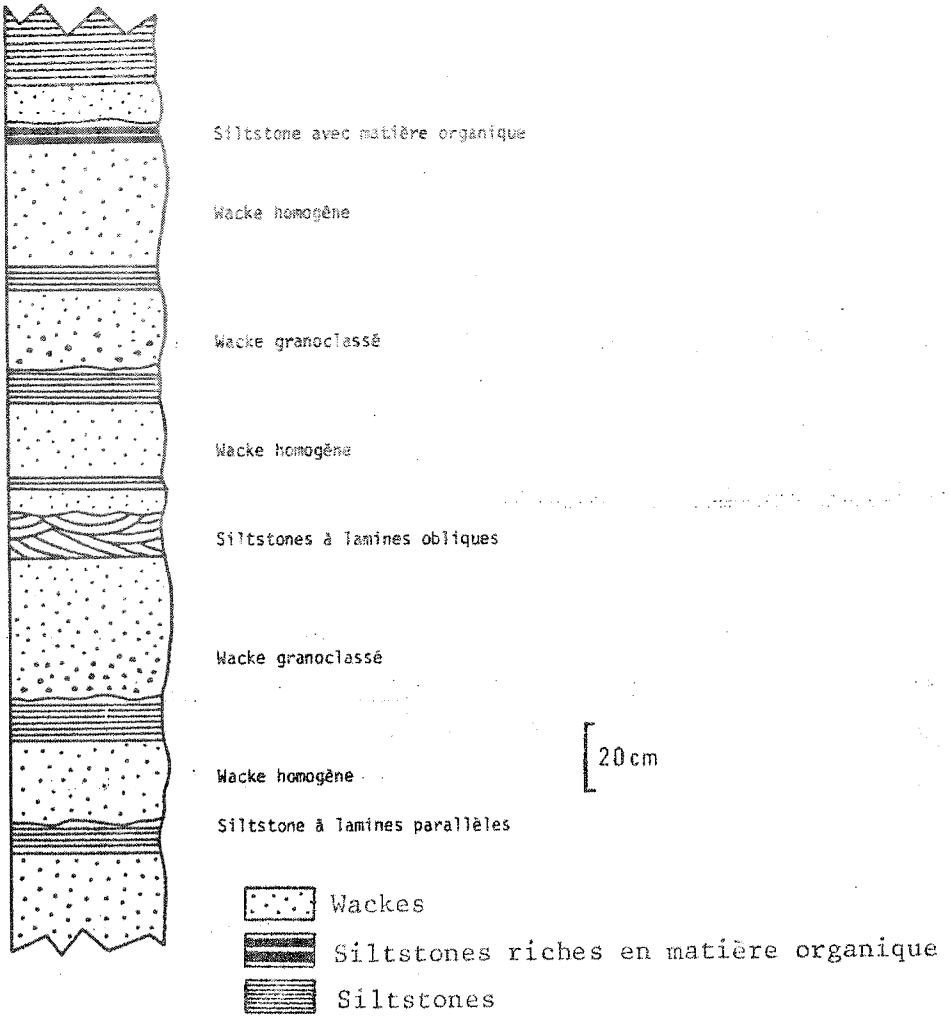


Fig. 5 : Séquence lithologique dans les sédiments briovériens de l'Ecluse de la Fosse.

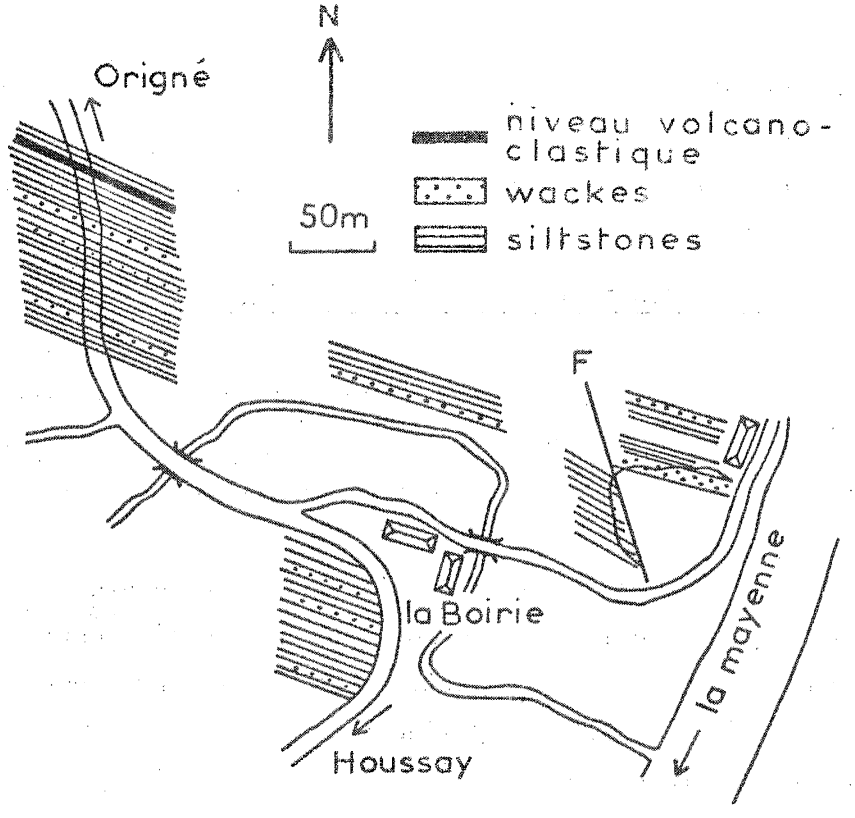


Figure 6 - Coupe de la Boirie

I-1-1 - Les grès

Ils forment rarement des niveaux d'une puissance supérieure à 50 centimètres. Leur aspect est très variable ; au sein des siltstones ils sont massifs, de couleur grise, légèrement micacés. Quelques bancs plus tendres, verdâtres ont été observés dans la coupe de la Boirie (fig. 6).

Dans les alternances rythmiques, les grès sont toujours verdâtres, feldspathiques et souvent riches en micas détritiques (Muscovite). Ils sont assez résistants mais l'influence d'une schistosité permet un débit facile. Le granoclassement est parfois évident, la partie basale des bancs étant riche en clastes de grande taille (5 mm). Dans la plupart des cas le passage du banc gréseux à l'interstrate silteuse se fait de façon brutale.

- caractères microscopiques (Pl. 1, ph. 2 à 4)

En lame mince le caractère bimodal de la texture est particulièrement net, notamment dans les grès tendres. Ces roches comprennent toujours :

- une matrice abondante (20 à 50 % du volume total de la roche, en moyenne) formée de petits grains quartzeux ou lithiques, de fragments feldspathiques et surtout de paillettes phylliteuses (chlorite et micas blancs) de très petite taille (10 à 20 microns).

- des éléments figurés dont la taille s'échelonne de quelques dizaines de microns à plusieurs millimètres.

  Ce sont des grains de *quartz* (50 à 80 % du volume total des grains) (grain moyen autour de 200 microns) aux contours anguleux. Il s'agit même parfois de véritables esquilles provenant de la fracturation de grains dont certains sont typiquement volcaniques (Pl. 1, ph. 5).

  Le *plagioclase* (10 % en moyenne du volume total des grains) est essentiellement de l'Albite en grains peu altérés.

  Le *feldspath potassique* (3 % environ) est souvent perthitique.

  Les *micas* en quantité appréciable (6 % environ) sont de grandes paillettes de Muscovite et de biotite détritiques chloritisées localisées à certains niveaux.

		Matrice	Eléments figurés (grains)					
		Quartz + Chlorite + Séricite	Minéraux détritiques			Fragments lithiques		
	Echantillon		Quartz	Feldspath	Micas	Siltstones	Cherts+	Divers
1	32-63	43,1	41,1	7,5	2,6	0,0	5,6	0,1
2	32-63a	43,8	43,0	5,3	1,9	0,1	5,6	0,3
3	32-63-6	35,2	43,8	4,0	3,1	0,0	9,6	4,3
4	32-81	52,1	33,0	6,9	2,6	0,1	5,1	0,2
5	31-56	47,8	39,2	3,6	1,8	0,2	7,7	0,7
6	267-6	55,2	29,1	3,0	3,6	0,2	8,1	0,8
7	266-30	31,3	51,3	6,5	1,3	0,0	9,1	0,5
8	267-20	39,2	46,1	0,0	0,0	0,0	13,5	1,2

Tableau IV : Analyses modales de quelques grès briovériens.
(+ chert = roche siliceuse cryptogrenue).

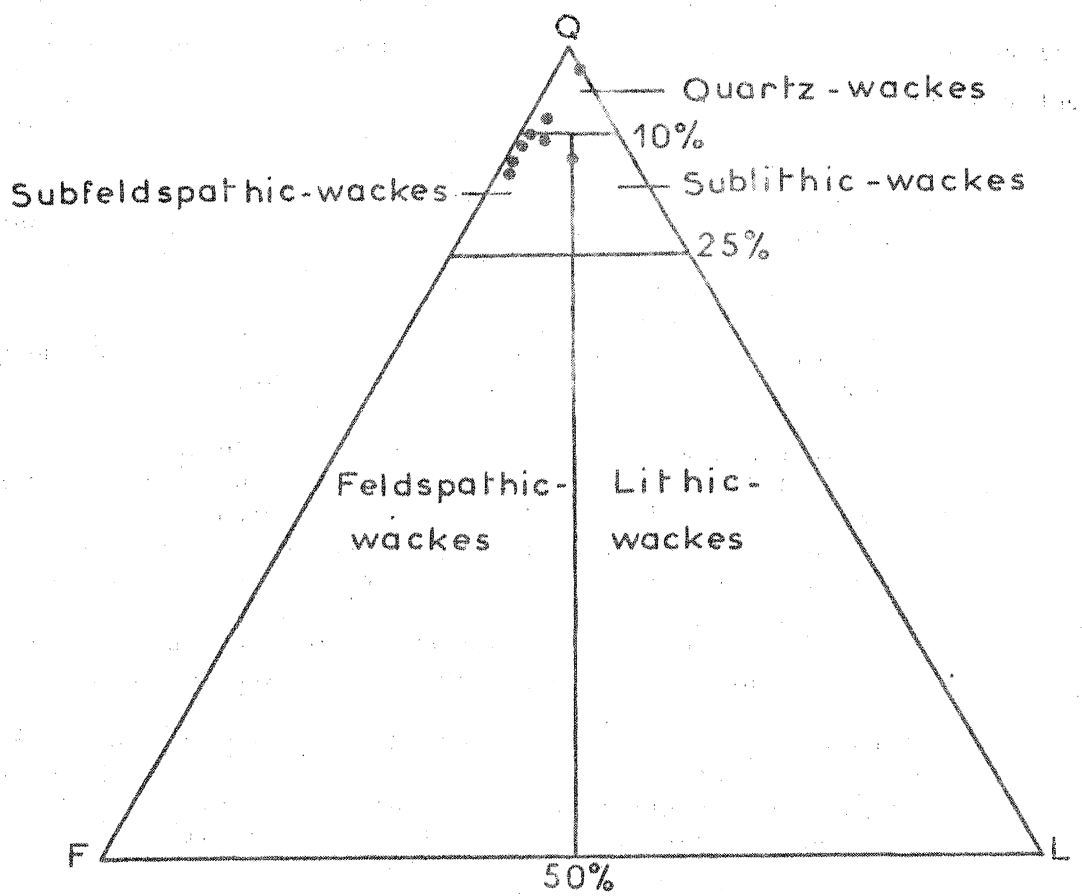


Fig. 7 : Position de quelques wackes dans le diagramme Q-F-L

Les *fragments lithiques* sont très variés : siltstones, grès, microgranites, micropegmatites, roches siliceuses micro- à cryptogrenues (volcanites acides ?), roches à texture dolé-ritique ... Ils représentent environ 5 % du volume des grains.

Les *minéraux accessoires* : tourmaline, zircon, épidote ...

- Importance relative et signification des constituants

Les analyses modales de quelques échantillons de grès (tableau IV) soulignent l'abondance de la matrice et l'absence de triage granulométrique, la forte teneur en plagioclase albitique et en quartz. Cette abondance de quartz alliée à une usure rudimentaire des grains traduit une forte activité volcanique de la région source et un transport rapide.

- Nomenclature

Dans la classification adoptée en début d'ouvrage, ces roches à médiocre maturité de texture seront classées parmi les quartz-wackes ou les subfeldspathic-wackes (fig. 7). Certains faciès peuvent appartenir aux sublithic-wackes.

I-1-2 - Les siltstones

Très abondants dans la série ils affleurent bien (Montigné-le-Brillant, Vallée de la Mayenne, Coupe de la Boirie ...) et apparaissent sous la forme de schistes verdâtres (beiges par altération) parfois ardoisiers.

La schistosité bien développée dans la partie nord du domaine masque souvent le litage sédimentaire ; dans les faciès plus indurés celui-ci est marqué par un rubanement formé de passées millimétriques alternativement sombres et claires ; ce sont des lamines parfois obliques et entrecroisées.

- caractères microscopiques (Pl. 1, ph. 6)

Bien que leur texture varie d'un point à un autre, les siltstones possèdent une bonne homogénéité de composition.

- La matrice (30 à 80 % du volume total de la roche) est quartzo-phylliteuse.

- Les éléments figurés sont, par importance volumétrique décroissante :

  Le *quartz* en grains arrondis ou lenticulaires, allongés dans les plans de schistosité, de taille moyenne (50 à 60 microns), représentant 20 à 40 % du volume total des grains.

  Les *minéraux phylliteux* (muscovite et chlorite) (60 à 80 %) soulignent le litage originel. Ils entrent pour une très grande part dans la constitution des lamines et sont fréquemment déformés et réorientés dans les plans de schistosité.

. Quelques grains de *plagioclase*.

. Quelques *fragments lithiques* siliceux à texture microgrenue.

. Des *minéraux accessoires* parmi lesquels la tourmaline est fréquente et des minéraux opaques.

. Des *amas ovoïdes séricito-chloriteux* (anciens feldspaths ?).

I - 2 - Les structures et figures sédimentaires

Elles sont dans l'ensemble peu nombreuses et peu variées.

Ce sont des lamines obliques ou entrecroisées et des structures de type stratification confuse (Pl. 1, ph. 7) ; celle-ci est due à une répartition mal réglée des fractions silteuses et gréseuses au sein d'une strate (W. Häntzschel, 1936 ; L.M.J.U. Van Straaten, 1954 ; H.E. Reineck, 1958, 1960).

Les figures de charge, pseudo-nodules, granoclassement ont été observés dans les grès.

I - 3 - Conclusions

La série sédimentaire étudiée, rapportée au Briovérien moyen et supérieur par J. Cogné (1962), est en majeure partie constituée de

matériel détritique terrigène fin (les siltstones).

Elle montre localement des alternances de siltstones fins et de wackes caractérisées par la présence simultanée d'une fraction fine et d'une fraction grossière.

Les alternances fréquentes de faciès, aussi bien à grande échelle qu'à petite échelle traduisent la rythmicité de la sédimentation.

L'ensemble des caractères pétrographiques et sédimentologiques de ces sédiments peuvent être rapprochés de ceux que l'on connaît dans les formations résultant de la décantation de courants de turbidité. Cependant, en l'absence d'une véritable analyse sédimentologique, il paraît hasardeux d'y reconnaître des séquences à caractère flysch et de voir dans ces sédiments des dépôts syn-orogéniques correspondant à la démolition des premières cordillères cadomiennes (J. Cogné, 1962)+.

II - LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE ANTECARBONIFERE

II - 1 - LA FORMATION DE MONTEBERT

Cette formation regroupe les quelques bancs gréseux discontinus et peu épais (moins de 10 mètres) attribués au *"Grès armoricain à Lingula lesueuri"* (D. Oehlert, 1894) (fig. 2) et les *"Schistes à Calymènes"* (D. Oehlert, 1900) autrefois appelés *"Schistes ardoisiers inférieurs à Calymene tristani"* (D. Oehlert, 1882). La coupe qui nous a permis de définir cette formation (J. Plaine in C. Babin et alt., 1974) se situe au lieu-dit Montebert, au Nord-Ouest de Nuillé-sur-Vicoin ; elle se complète vers le Nord-Ouest par les affleurements du Bois de Courcelles (fig. 8).

+ Cf. Le Corre (1976, sous presse) considère le Briovérien de Bretagne centrale comme une molasse post-tectonique, les nombreux fragments lithiques remaniés dans la série sédimentaire ayant une texture métamorphique et ayant donc participé à un cycle orogénique antérieur.

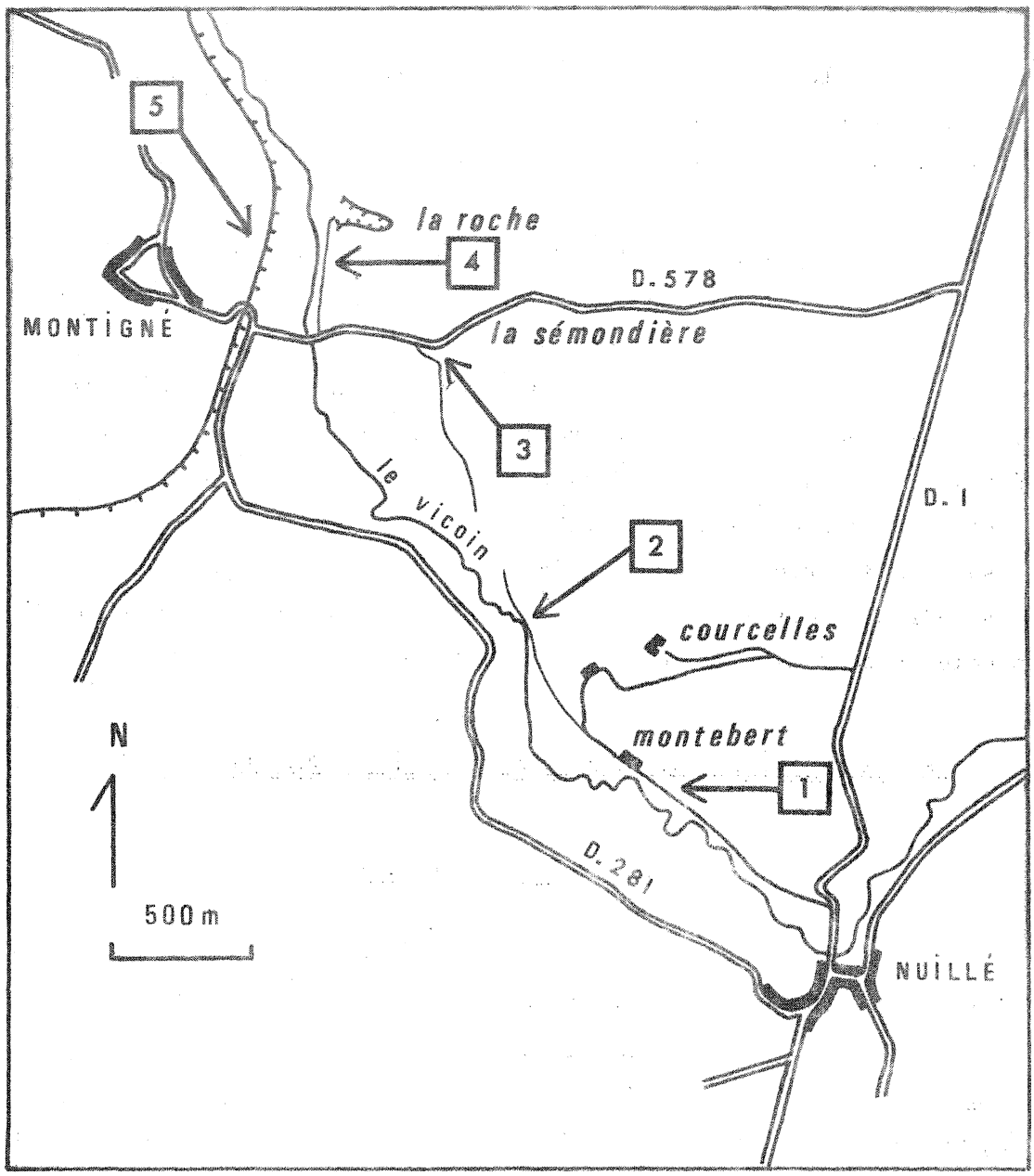


Fig. 8 : Formation de Montebert - Schéma de localisation des principales coupes.

1 - Montebert
2 - Courcelles
3 - La Sémondière
4 - La Roche
5 - Voie ferrée de Montigné

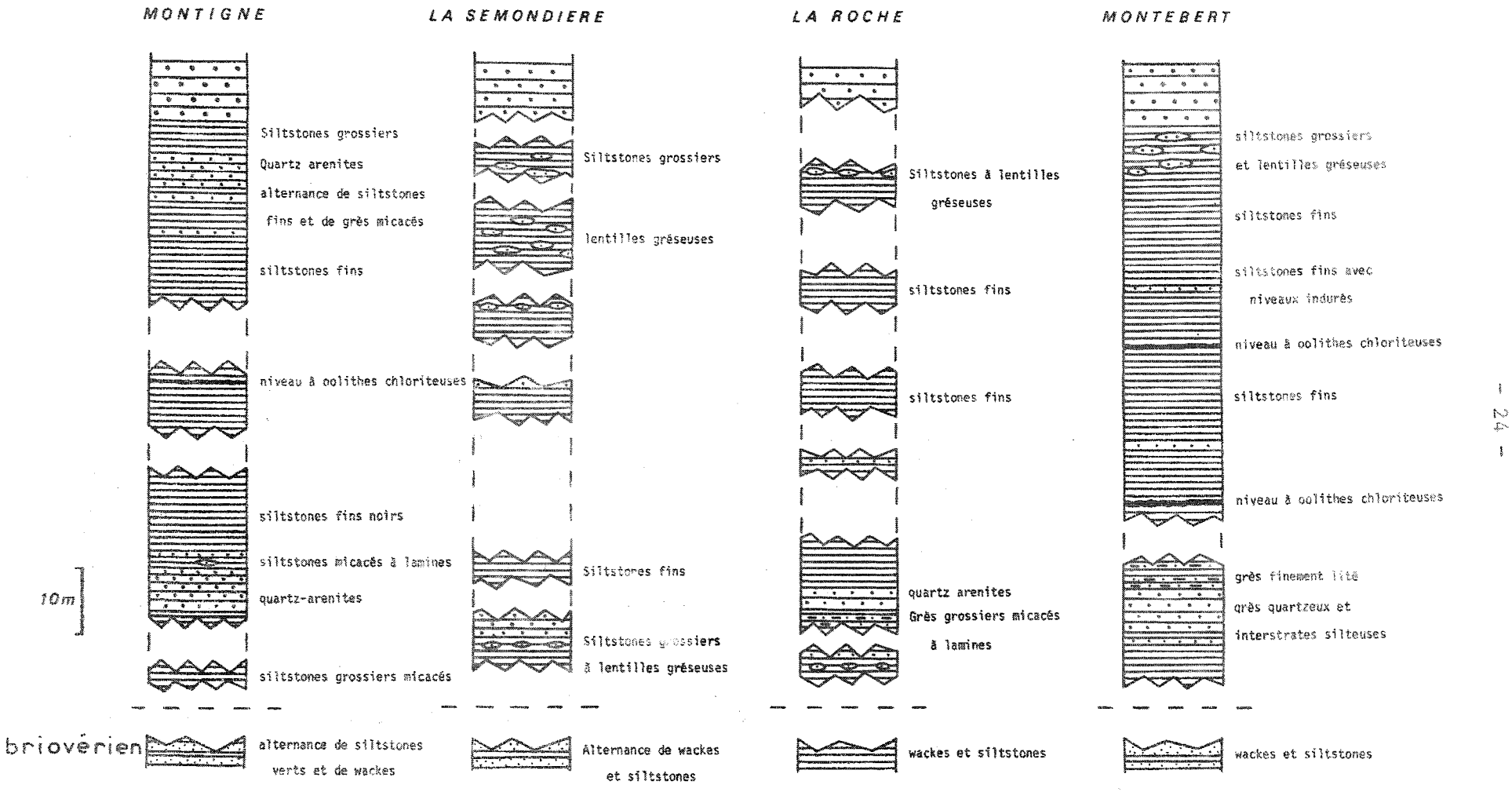


Fig. 9 : Les principales coupes dans la Formation de Montebert.

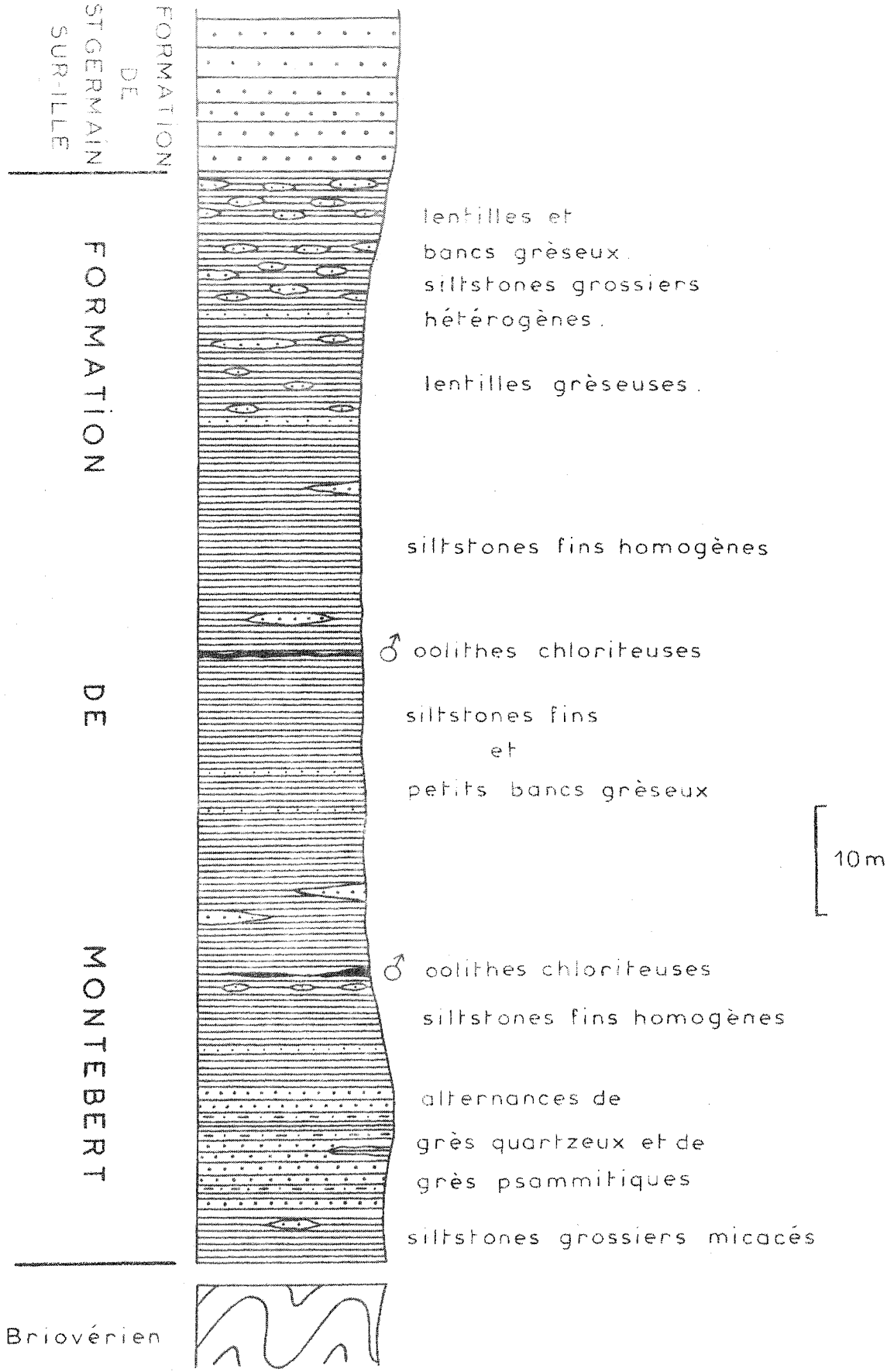


Fig. 10 : Formation de Montebert - Colonne lithologique synthétique

Les principaux affleurements reconnus se situent entre Nuillé-sur-Vicoin et Montigné (fig. 8) ; leur synthèse (fig. 9) permet de distinguer deux ensembles à l'intérieur de la formation :

- un ensemble basal (puissance observable 10 à 20 mètres) constitué de siltstones grossiers et micacés surmontés de grès à dominante quartzique en bancs bien individualisés dont les caractères lithologiques ne sont pas comparables à ceux des grès de la Formation du Grès armoricain telle qu'elle apparaît sur le flanc nord du synclinorium (J.-J. Chauvel, Cl. Le Corre, 1971 ; J. Deunff, J.-J. Chauvel, 1970), dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (F. Paris, 1971, 1972) ou même dans les Synclinaux du Sud de Rennes (J.-J. Chauvel, 1968 ; Cl. Le Corre, 1969 ; Y. Quété, 1975).

- un ensemble sommital (puissance réelle 60-70 mètres) ; les sédiments les plus représentés sont des siltstones fins et homogènes, à débit ardoisier, auxquels font suite des siltstones plus grossiers riches en lentilles gréseuses. Ces derniers, parfois accompagnés de bancs gréseux, constituent le terme de passage à la formation sus-jacente.

La puissance totale de la formation est de l'ordre de 90 à 100 mètres (fig. 10).

II-1-1 - L'ensemble basal

1 - Les siltstones micacés

Ce sont des siltstones de couleur bleu-noir à débit ardoisier. Seule la coupe de Montebert les fait apparaître largement ; la plupart du temps ils sont très altérés et difficilement identifiables.

- composition minéralogique (Pl. 2, ph. 1)

. *Quartz* en grains détritiques peu nombreux, plus ou moins arrondis et de petite taille (diamètre des grains 50 à 60 microns) ; ils ont parfois une extinction onduleuse.

Certaines concentrations de ces grains forment de petits nodules aplatis dans les plans de schistosité.

. *Muscovite* détritique abondante, les individus pouvant atteindre 200 microns de long ; elle est souvent déformée et réorientée dans les plans de schistosité.

. *Minéraux accessoires :* zircon, tourmaline.

La matrice quartzo-séricito-chloriteuse constitue la presque totalité du volume de la roche (entre 80 et 90 %).

2 - Les grès

Ces siltstones sont surmontés par des bancs de quartz-arenites bien exposés à Montebert et à la Sémondière où ils alternent avec de fines passées silteuses ou psammitiques. Leur couleur, leur puissance et leur texture sont très variables d'un point à l'autre.

2 a - Les grès massifs

Ils sont homogènes et bien classés ; la matrice est réduite à un film intergranulaire de nature sériciteuse (elle occupe 2 à 5 % du volume total de la roche).

- composition minéralogique (Pl. 2, ph. 2)

. *Quartz* (taille moyenne 250 microns) en grains fortement engrenés les uns les autres.
Il constitue environ 95 % du volume total des grains.

. *Muscovite* détritique (2 à 3 % du volume total des grains) dont la taille moyenne est 200 microns. Elle souligne un litage fruste.

. *Feldspath :* du microcline a été observé dans un banc de la coupe de Montebert.

. *Minéraux accessoires :* zircon, tourmaline et épidote (1 % environ).

Ces grès contiennent de très rares fragments lithiques (roches à texture microquartzitique).

2 b - Les grès fins et à débit psammitique

Ils diffèrent des quartz-arenites par la taille des grains de quartz (60 à 100 microns), une plus grande richesse en muscovite détritique (5 à 10 % du volume total des grains), une matrice séricito-chloriteuse mieux développée.

Dans les niveaux psammitiques les structures planaires qui guident le débit sont formées d'alternances de lits de quartz et de lits de muscovite ; on y observe parfois de véritables lamines dont certaines sont constituées exclusivement de minéraux lourds (zircon principalement) (Pl. 2, ph. 3).

II-1-2 - L'ensemble sommital

1 - Les siltstones fins

La presque totalité de la formation est représentée par des siltstones fins de couleur bleue à noire dont le clivage très facile correspond à une schistosité fine et plane. Ils sont bien exposés dans les pentes du Bois de Courcelles et près du cimetière de Nuillé-sur-Vicoin.

- composition minéralogique (Pl. 2, ph. 4-5)

. *Quartz* en grains détritiques peu nombreux dont le diamètre va de 25 à 50 microns.

. *Muscovite* détritique de grande taille (80 à 100 microns), relativement abondante.

. *Minéraux accessoires* habituels (zircon, tourmaline...).

La matrice quartzo-séricito-chloriteuse représente environ 85 % du volume total de la roche.

Dans ces siltstones phylliteux apparaissent çà et là des niveaux très durs ne possédant pas le débit ardoisier et dont la puissance ne dépasse jamais 10 centimètres.

L'examen microscopique révèle une plus grande richesse en grains de quartz que dans les siltstones fins.

Ils présentent parfois des structures sédimentaires de type oeillé (chemin de la Roche) ; elles correspondent à de nombreuses lentilles gréseuses à contours plus ou moins nets et aux formes variées (allongées ou amygdaloïdes) (Pl. 2, ph. 6).

2 - Les siltstones à lentilles gréseuses

A la partie supérieure de la formation le litage sédimentaire devient plus confus par suite de l'enrichissement des siltstones en particules plus grossières et d'une répartition très irrégulière de la fraction silteuse et de la fraction sableuse.

Ceci aboutit à des structures de type stratification oeillée et surtout stratification confuse. Le litage sédimentaire est alors souligné par de fines trainées de minéraux phylliteux entourant des lentilles sableuses aux contours peu nets (Pl. 2, ph. 7). La densité de ces lentilles est variable ; dans certains cas elles sont coalescentes et la roche possède un aspect gréseux. Parfois même ce sont de véritables petits bancs gréseux qui s'individualisent (voie ferrée de Montigné-le-Brillant).

3 - Les niveaux particuliers

3 a - Les siltstones à oolithes chloriteuses

Ils n'ont été reconnus que dans la coupe de Montebert où ils constituent deux niveaux situés respectivement à 10 m et 35 m du toit de l'ensemble basal (fig. 9).

- la *matrice* est formée de fines chlorites vertes associées à quelques grains de quartz de petite taille (50 microns environ).

  Son importance volumétrique est fonction de l'abondance des oolithes ; très réduite dans le niveau inférieur, elle entre

pour environ 50 % dans la constitution du niveau supérieur.

- les *oolithes* : elles montrent une très fine structure concentrique plus ou moins bien développée et sont toujours chloriteuses.
  Leur diamètre peut atteindre 250 microns. Elles sont fréquemment déformées, aplaties dans les plans de schistosité, se moulant les unes sur les autres lorsqu'elles sont abondantes (jusqu'à 50 % du volume total de la roche) (Pl. 2, ph. 8).
  Les sections d'oolithes présentent ou non un nucleus ; il s'agit de grosses chlorites, d'un ou plusieurs grains de quartz.

- les *éléments figurés*

. oxydes ou hydroxydes de fer

. apatite en plages limpides ou en nodules polycristallins.

. quelques grandes paillettes de chlorite.

. minéraux lourds.

3 b - Les siltstones à nodules centimétriques

Ce type de roche n'a été reconnu qu'au Château de la Roche (Sud-Est d'Origné). Les nodules dont le diamètre peut atteindre 5 centimètres sont très siliceux (taille des grains de quartz de 20 à 60 microns) possédant une texture quartzitique très développée.

II-1-3 - Conclusions ; comparaisons avec les régions voisines dans le Synclinorium médian armoricain

Par rapport à la Formation d'Andouillé, son homologue sur le flanc nord du Synclinorium de Laval (G. de Tromelin et P. Lebesconte, 1877) et dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (C. Babin et alt., 1974), la Formation de Montebert se différencie par les caractéristiques suivantes (fig. 11) :

- une puissance réduite (80 à 100 mètres) ; dans le synclinorium du Ménez-Bélair, la Formation d'Andouillé est puissante d'environ 200 mètres (F. Paris, 1971) et de 100 à 120 m sur le flanc nord du synclinorium de Laval (J.-J. Chauvel, J. Deunff, C. Le Corre, 1970 ; J.-J. Chauvel,

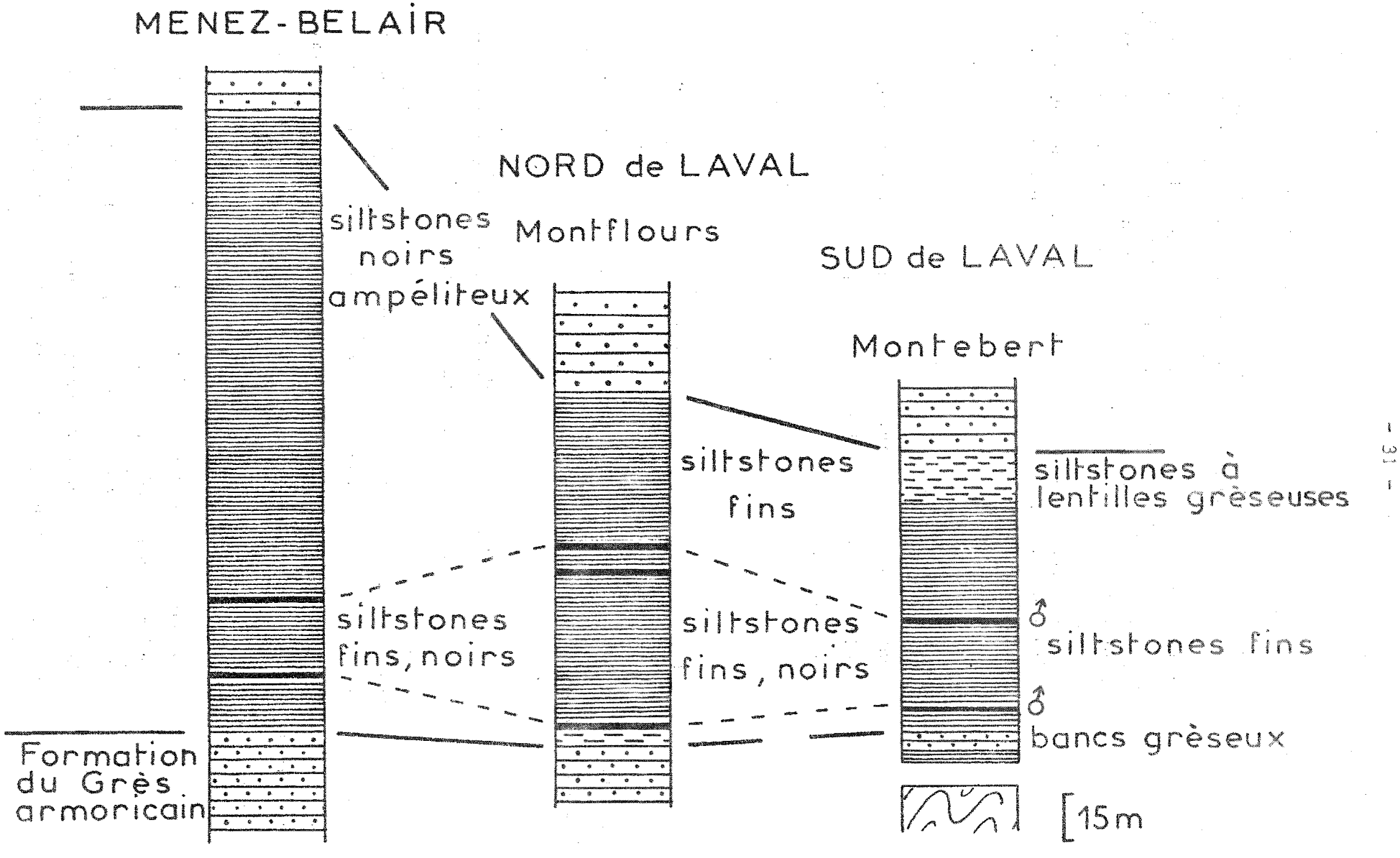


Fig.11 : Comparaison entre Formations d'Andouillé et de Montebert.

C. Le Corre, 1971).

- la présence de siltstones grossiers et de grès à sa base.

- un horizon terminal riche en sédiments grossiers (lentilles et bancs de grès) qui marque le passage progressif à la Formation de Saint-Germain-sur-Ille.
  Les caractères qui rapprochent ces deux formations sont :
  . les siltstones fins, de couleur bleu-noir, qui en constituent la plus grande partie et la présence de niveaux chloriteux : Juvigné, Montflours, Montebert (Mayenne), Vieux-Vy-sur-Couesnon (Ille-et-Vilaine).

II - 2 - LA FORMATION DE SAINT-GERMAIN-SUR-ILLE

Cette formation, définie dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (M. Delage, 1875), regroupe les *"Grès à Calymenella Bayani"* et les *"Schistes à Trinucleus ornatus"* de la carte.

Sur la feuille géologique de Château-Gontier les grès (S^{2b}) sont nettement séparés des "schistes" (S^{2c}) ce qui se traduit cartographiquement par la succession de bandes étroites alternativement gréseuses et schisteuses. Cette distinction, d'ailleurs inexistante sur les feuilles voisines, et qui ne correspond pas à une réalité sur le terrain, ne sera pas conservée dans ce travail.

La formation est essentiellement constituée de quartz-arenites et de quartz-wackes alternant avec des niveaux silteux peu développés ; à sa partie supérieure apparaissent localement des sédiments à débit psammitique.

Topographiquement, elle arme les premières crêtes que l'on rencontre lorsque l'on vient du "secteur briovérien". De nombreuses carrières aujourd'hui abandonnées ou difficiles d'accès ont permis l'exploitation de ces grès au débit assez régulier ; seules celles de la Fosse, en Villiers-Charlemagne, sont encore en activité.

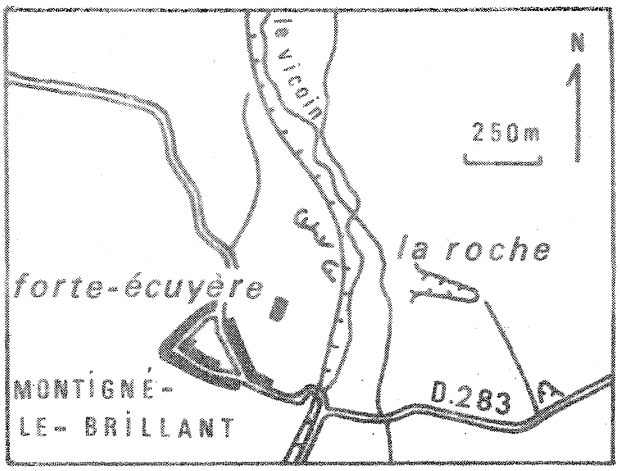


Fig. 12 : Carrières de la Forte-Ecuyère.

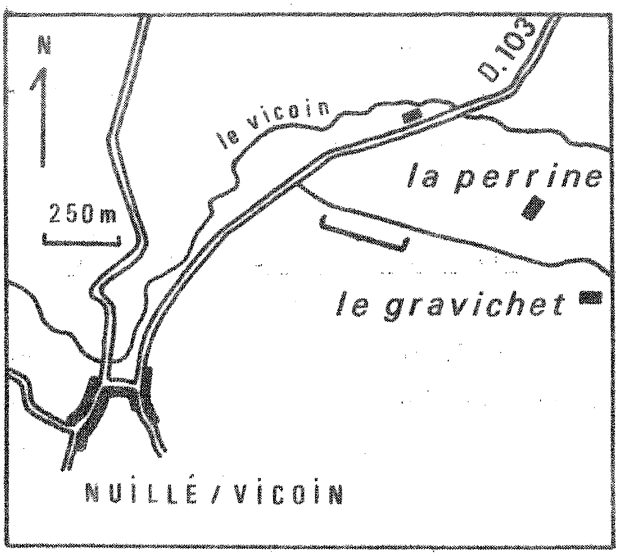


Fig. 13 : Route de la Perrine.

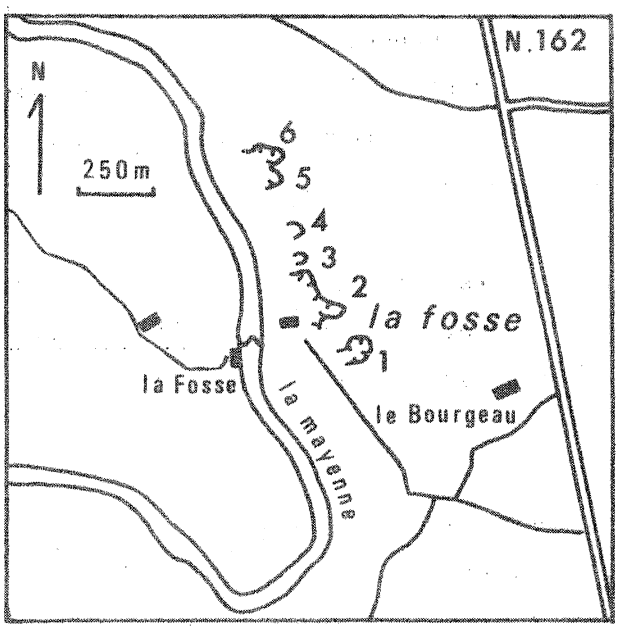


Fig. 14 : Carrières de la Fosse.

Fig. 12-13-14 : Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Localisation des principaux affleurements.

II-2-1 - Les principaux affleurements

- Les carrières de la Forte-Ecuyère et de la Roche (fig. 12)

Ces carrières, maintenant difficiles d'accès ou en partie comblées, ont été étudiées par D. Oehlert (1909).

Celle de la Roche (rive gauche du Vicoin) montre la zone de passage de la Formation de Montebert à la Formation de Saint-Germain-sur-Ille ; la base de cette dernière est formée de bancs massifs de quartz-arenites en position verticale.
L'exploitation s'est trouvée limitée au Sud par les siltstones tandis qu'au Nord apparaît une importante masse microgranitique.

La carrière de la Forte-Ecuyère entame la partie médiane de la formation ; celle-ci est formée de bancs de wackes assez tendres, riches en lamines. Les plans de stratification sont orientés N 130°E et ont un pendage moyen de 50° vers le Sud-Ouest.

- la route de la Perrine (fig. 13)

La tranchée de la route qui mène aux fermes de la Perrine, la Severie et le Gravichet montre les bancs de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille en position pratiquement horizontale.
La stratification est soulignée par des bancs décimétriques de grès de couleur beige à verdâtre séparés par des interstrates silteuses réduites à quelques centimètres, surmontés de bancs plus réduits riches en lamines.

- les carrières de la Fosse (fig. 14)

Cette succession de 6 carrières, en bordure de Mayenne, offre une qualité d'affleurements exceptionnelle pour la région.
Elles fournissent l'essentiel des données observables concernant la lithologie et les caractères sédimentologiques de la formation.

II-2-2 - Stratonomie de la formation

L'importance stratigraphique de cette formation que l'on suit dans le synclinorium médian armoricain depuis Moncontour (Côtes-du-Nord) jusqu'à la limite de la transgression secondaire du Bassin parisien nous a conduit à approfondir l'étude de ses caractères sédimentologiques et pétrographiques à la suite des travaux de F. Paris (1971, 1972) dans le Synclinorium du Ménez-Bélair.

Sa signification paléogéographique sera discutée dans les conclusions à l'étude des formations sédimentaires.

1 - La stratification

Dans la Formation de Saint-Germain-sur-Ille les bancs sont toujours facilement identifiables ; leur puissance varie dans d'importantes proportions, du mètre à la base de la formation au décimètre à son sommet. L'étude de ces variations permet de diviser la formation en trois parties :

- la partie inférieure (puissance estimée : 80 mètres).
La stratification est formée de bancs massifs, épais, séparés par d'étroits joints : ce sont des interstrates de matériel silteux (Pl. 3, ph. 1). Celles-ci étant parfois inexistantes, on a alors un "joint sec" avec strate sur strate. Cette succession apparemment monotone est interrompue approximativement en son milieu par un mince lit de sédiments ampéliteux bien visible dans la carrière de la Fosse la plus méridionale (n° 1 de la figure 14).

- la partie médiane (puissance estimée : 100 mètres).
Sans transition avec les bancs de la partie inférieure apparaissent de petits bancs gréseux séparés par des interstrates silteuses parfois bien développées (Pl. 3, ph. 2-3-4). Ces bancs dont la puissance n'excède pas 40 centimètres sont particulièrement riches en figures et structures sédimentaires.
Ce passage brutal de bancs épais, homogènes, à des bancs moins épais et

hétérogènes présente les caractères d'une discontinuité de sédimentation+ (Pl. 2, ph. 2).
Les difficultés d'accès aux strates de la carrière principale de la Fosse (n° 2 de la figure 13) n'ont pas permis d'étudier cette surface et par conséquent d'en préciser la nature.
L'hypothèse d'une discontinuité dans la moitié inférieure de la formation rejoint celle émise par D. Skevington et F. Paris (1975, p. 265) à Saint-Germain-sur-Ille.

- la partie supérieure (puissance estimée : 70 mètres).

Elle est généralement constituée de petits bancs gréseux à débit psammitique ou schistifiés.
Les variations latérales de faciès sont fréquentes ; ainsi, près de la ferme de la Roche Foucault ce sont des siltstones grossiers qui dominent sur les grès.

2 - Le litage

Dans la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, la distinction entre stratification et litage est facile bien qu'il y ait parfois convergence entre les deux.

Les très nombreuses lamines observées dans sa partie médiane se marquent sur la roche par des alternances millimétriques à centimétriques de zones sombres et claires formant un rubanement caractéristique (Pl. 4, ph. 1).

L'examen microscopique de la roche montre que ce litage est dû à la succession de niveaux essentiellement quartzeux et de niveaux

---

+ Dans ce type de discontinuité marqué par un phénomène de rupture affectant la continuité des dépôts, le pendage des couches de part et d'autre du contact est parallèle à la surface de discontinuité.

constitués de très nombreuses lamelles de muscovite détritique disposées horizontalement.
Une lamine peut même se réduire à une couche monominérale (muscovite, minéraux lourds) évoquant les films de vannage rencontrés à la surface des plages en zone agitée (Pl. 4, ph. 2).

Le granoclassement est commun à l'intérieur même d'une lamine ; la partie basale, de couleur claire, renferme les grains de quartz de plus grande taille, tandis qu'à la partie supérieure, de couleur plus sombre, sont rassemblés les grains de quartz les plus petits et les lamelles micacés.

- Les litages particuliers

. litage oblique :

Bien que la disposition des lamines en plans horizontaux parallèles soit très répandue, les perturbations du litage sont fréquentes. Au sein des bancs elles peuvent s'organiser en faisceaux entrecroisés témoignant d'érosions locales contemporaines du dépôt (Pl. 4, ph. 3).

. la structure madrée (J.C. Gall, 1971)

Cette structure appelée également *"Flaser-bedding"* (H.E. Reineck, 1960) a été observée sur le bord sud de la carrière de la Fosse n° 1 (fig. 14).
A l'intérieur des bancs gréseux de petites lentilles centimétriques de matériel silteux de couleur noire sont régulièrement alignées en plans parallèles à la surface des bancs (Pl. 4, ph. 4).
Le mécanisme de formation de ces structures qui sont communes dans les zones de balancement des marées (H.E. Reineck et F. Wunderlich, 1968) est illustré dans les figures 15 a-b-c.

. la structure lenticulaire (*"lenticular bedding"*, H.E. Reineck, 1960)

Elle a été observée dans la même carrière que la structure madrée juste au-dessus du niveau ampéliteux. Les nombreuses lentilles

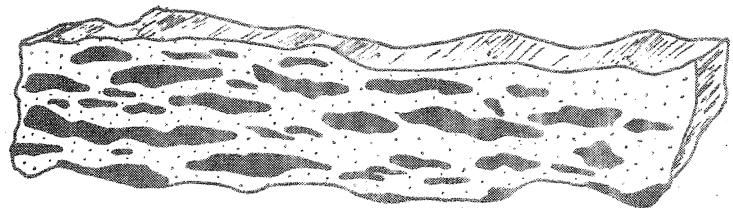


Fig. 15 a

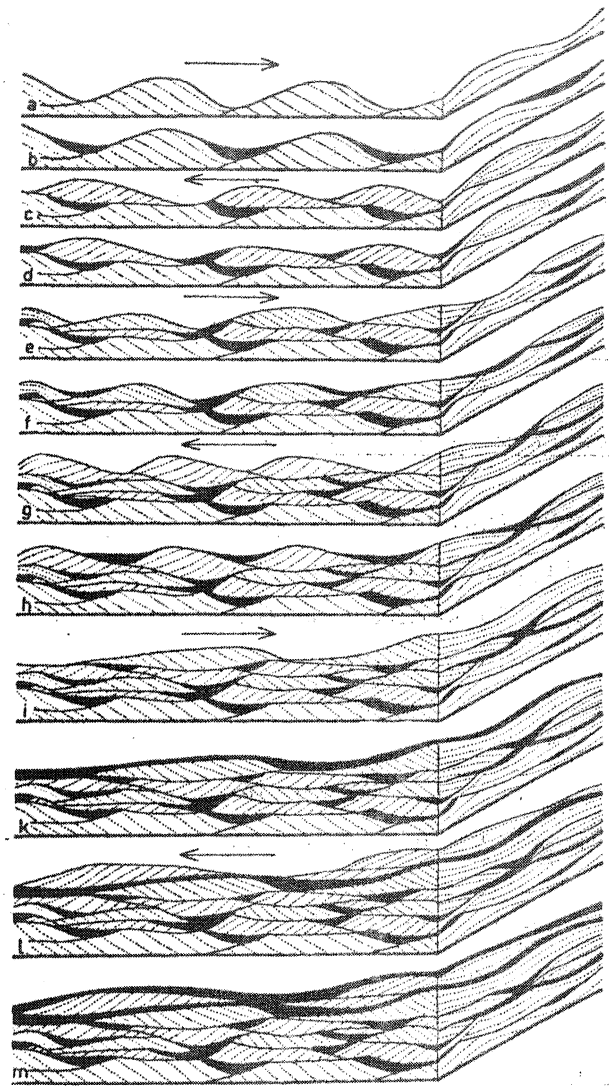


Fig. 166. Scheme showing the genesis of flaser bedding in a tidal environment. Opposite running flood and ebb currents with high and low water still-periods. For example, a flood current; b hight water still-stand; c ebb current; d low water stillstand; and so on. (After REINECK, 1960a)

Fig. 15 b

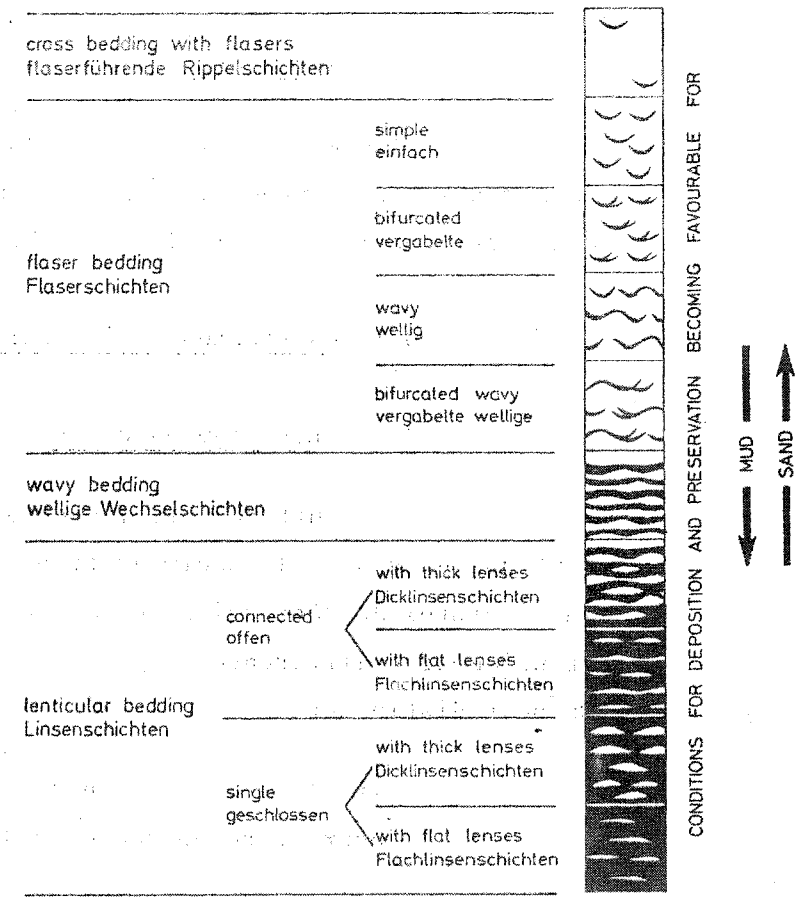


Fig. 164. Scheme of classification of flaser and lenticular bedding. Black = mud, white = sand

Fig. 15 c

(Extraits de H.E. Reineck et I.B. Singh, 1974).

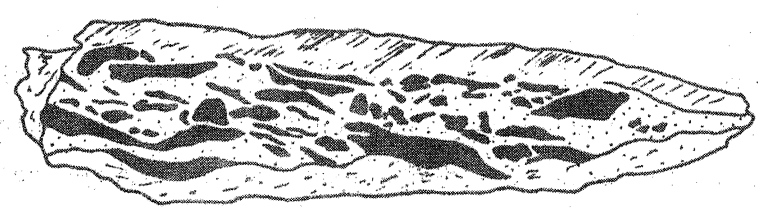


Fig. 15 d

silteuses, isolées dans la masse gréseuse, sont de grande taille (3 à 5 cm) mais n'offrent pas une disposition aussi régulière que celle réalisée dans la structure madrée (fig. 15 d).
La structure lenticulaire s'observe dans le même environnement que cette dernière.

. la structure ceillée

Elle est semblable à la "stratification oeillée" décrite dans la Formation de Montebert mais ne se manifeste qu'au niveau des lamines à une très petite échelle (Pl. 4, ph. 5).

3 - Les figures sédimentaires

3 a - Les figures des semelles ou murs des bancs (*sole-marks*)

A la surface inférieure des bancs (qui matérialise une discontinuité lors de la sédimentation) les figures correspondent au moulage naturel de dépressions ou de reliefs de la strate sous-jacente de granulométrie différente.
On peut distinguer :

- les *figures de courant* provoquées par l'action mécanique du courant responsable du dépôt sur la surface limite.
- les *figures de déformation* dues à la déformation secondaire des strates après leur mise en place.

a - 1 - Les figures de courant

. *Les flute-casts* (J.H. Maxon et I. Campbell, 1935)

Ils sont de forme oblongue, l'une des deux extrémités étant renflée en bulbe tandis que l'autre se raccorde progressivement à la surface de la semelle.
Les flute-casts observés dans les carrières de la Fosse sont de petite taille (2 à 5 cm de long) et toujours groupés en faisceaux. Par aplatissement tectonique ou simple écrasement sédimentaires ces figures se transforment en *loaded-flutes* (S. Dzulinsky, 1963).

. *Les figures d'impacts* (tool-marks)

Ces rares figures (carrière de la Fosse n° 6, fig. 14) sont engendrées par l'action de graviers entraînés sur le fond ; ceci se traduit par l'existence de cannelures à la surface du banc.

a - 2 - Les figures de déformation

Ce sont des *figures de charge* (load-casts) (Ph. H. Kuenen, 1953) de petite taille (quelques centimètres) localisées aux bancs finement lités. Ces load-casts sont de forme bulbeuse (Pl. 4, ph. 6). Leur genèse est liée à l'interaction de couches superposées de plasticité différente. La couche sus-jacente sableuse s'enfonce dans la couche argileuse sous-jacente (C.S.R.P.P.G.N., 1966, p. 131).

3 b - Les figures internes aux bancs

b - 1 - Les flame-structures (E.K. Walton, 1956 in F.J. Pettijohn et F.J. Potter, 1964).

Elles désignent les plumes ou panaches de boue séparant les figurés de charge au niveau des lamines. Elles résultent de l'injection du matériel argileux à l'intérieur de l'unité sableuse sus-jacente (fig. 16 a).
Dans les bancs à lamines elles sont très fréquentes ; dans certains cas le lit gréseux est peu puissant et les flames silteuses le traversent de part en part (fig. 16 b).

b - 2 - Les pseudonodules (C.S.R.P.P.G.N., 1961)

De rares pseudonodules, de quelques centimètres de long ont été observés à l'intérieur des bancs de la carrière de la Fosse n° 6. Ils se moulent fréquemment les uns les autres donnant des structures complexes, celles-ci étant amorcées par l'enfoncement progressif des lamines (continuation du phénomène générateur des load-casts).

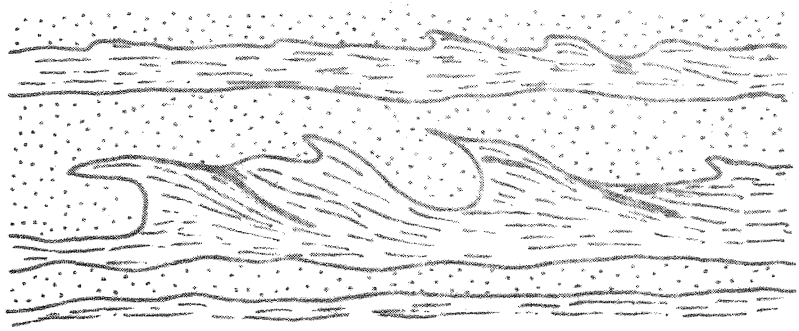


Fig. 16a

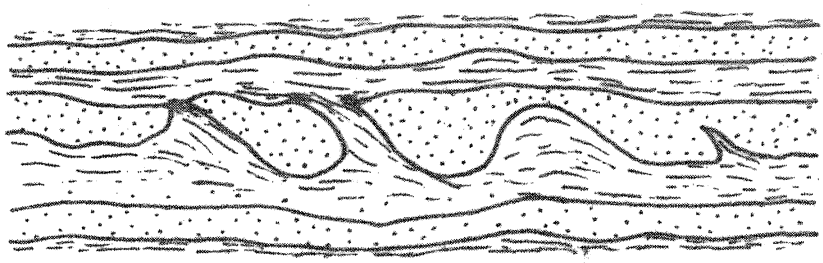


Fig. 16b

Fig. 16 : Les figures internes aux bancs : flame-structures.

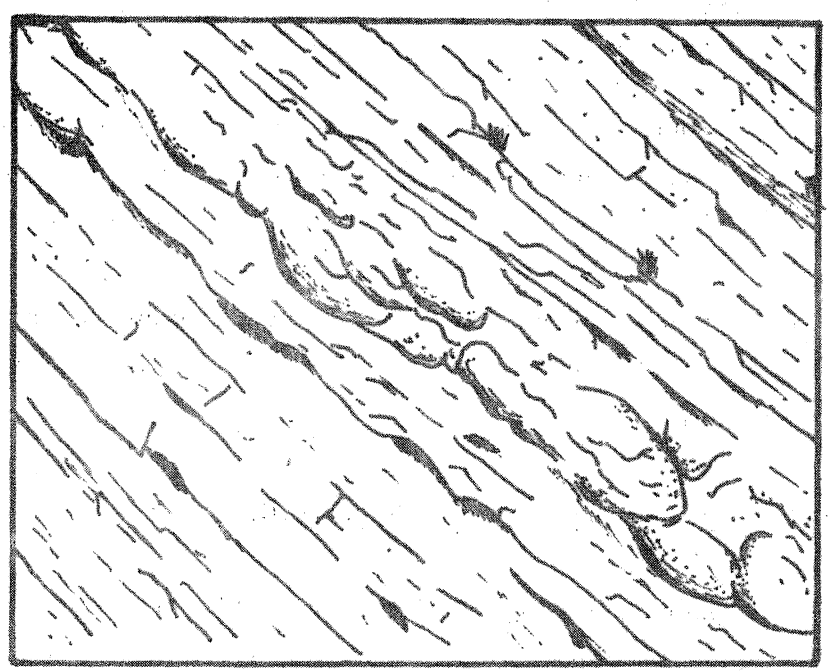


Fig. 17 : Structures en coussins.

b - 3 - Les structures en traversins ou "Ball and Pillow structures" (A.J. Smith 1916, in F.J. Pettijohn et P.E. Potter, 1964).

Ce sont des figures de charge de grande taille (0,50 à 1 m) allongées, hémisphériques ou en forme de coussins. Elles sont limitées à certains bancs (carrière de la Fosse n° 6) (fig. 17).
Leur mécanisme de formation est analogue à celui des pseudonodules, surtout sous l'effet de forces de gravité.

b - 4 - La linéation de délit (J.C. Gall, 1971) ou *"parting-lineation"* (J.C. Crowell, 1935)

La facilité des grès fins à se débiter suivant des plans de litage particuliers est dû à l'arrangement des grains au niveau des lamines ; sur ces plans apparaissent des structures linéaires qui correspondent à la linéation de délit.

3 c - Les figures du toit des bancs

La surface supérieure des bancs offre les plus belles figures mais elles sont peu variées.

c - 1 - Les rides sous-aquatiques ou "ripple-marks"

. *Les rides d'oscillation ou rides de vagues*

Elles sont simples, à profil symétrique, plus ou moins parallèles entre elles (Pl. 4, ph. 7).
Elles naissent sous l'effet d'ondes stationnaires provoquées par la houle. Elles sont l'indice d'eau peu profonde car leur formation exige que le mouvement des vagues se fasse sentir sur le fond (H.E. Reineck, 1961).

. *Les rides de courant :*

Les rides linguoïdes (*"lingoid small ripples"* H.E. Reineck and I.B. Singh, 1974) sont les plus communes. Elles se sont développées indé-

pendamment les unes des autres et ont la forme d'une langue de quelques centimètres de large dont le côté convexe, abrupt, est situé sous le courant.

3 d - Les figures particulières

Ce sont des traces d'activité biologique observables à la surface comme à l'intérieur des bancs : terriers d'organismes fouisseurs essentiellement. Ils peuvent constituer de véritables horizons bioturbés (carrières de la Fosse, ferme de la Bigottière au S-E de Nuillé-sur-Vicoin).

4 - Les concentrations animales

La faune que l'on peut recueillir dans la formation est localisée à certains bancs ou lentilles particulières qui constituent parfois de véritables lumachelles.
Ce détail noté également par F. Paris dans le Ménez-Bélair (1971), où la faune semble plus abondante, peut être rapprochée des observations effectuées en bordure des côtes actuelles ; là, en effet, de nombreuses concentrations de Bivalves ou de Brachiopodes, entiers ou fragmentés, sont visibles sur les plages ou dans les chenaux de marée en milieu modérément agité (H.E. Reineck and I.B. Singh, 1974).

II-2-3 - Lithologie de la Formation

1 - Les bancs massifs de la base de la formation

Ce sont des grès assez fins (taille maximale des grains de quartz 200 microns) pauvres en muscovite détritique et très pauvres en feldspaths et fragments lithiques.
La matrice est essentiellement sériciteuse. Son importance volumétrique permet de distinguer :

- les quartz-arenites (Pl. 5, ph. 1)

. *Quartz* (95 % du volume total des grains) en grains recristallisés de 200 microns de diamètre.

. *Muscovite* (2 à 5 %) longue de 150 microns environ.

. *Minéraux accessoires* parfois abondants (tourmaline, zircon, épidote ...).

La *matrice* occupe environ 5 % du volume total de la roche.

- les quartz-wackes (Pl. 5, ph. 2)

. *Quartz* (90 %) en grains peu anguleux, franchement arrondis dans les bancs à structure madrée (action éolienne ?). Dans les lentilles silteuses de ces mêmes bancs, les grains sont plus petits (60 à 100 microns) et plus anguleux.

. *Muscovite* (5 à 10 %) en lamelles de petite taille (100 microns).

. quelques grains de *plagioclase* ou de *microcline*.

. *minéraux accessoires* : tourmaline, zircon.

La *matrice* occupe 15 à 25 % du volume total de la roche.

Les proportions relatives entre quartz-arenites et quartz-wackes sont difficiles à évaluer mais il semble que les premiers dominent.

2 - Partie moyenne de la formation

Si dans cette partie les strates et le litage ont des aspects très variables (cf. étude stratonomique) on note néanmoins une bonne homogénéité de composition ; les variations de texture permettent de distinguer :

- les grès homogènes (Pl. 5, ph. 3)

Macroscopiquement ils ont l'aspect de quartz-arenites micacés.

Composition minéralogique

. *Quartz* (75 % du volume des grains) en grains anguleux bien classés. Leur taille moyenne est de 100 microns.

. *Muscovite* détritique parfois abondante (25 %), de taille moyenne (80 microns environ).

. *Plagioclase* (1 à 2 %).

. *Minéraux accessoires* (tourmaline, zircon, épidote, pyrite ...).

La *matrice* sériciteuse ou séricito-chloriteuse peut constituer jusqu'à 20 % du volume total de la roche.

Ces grès se rangent parmi les quartz-wackes.

- les grès à lamines (Pl. 5, ph. 4)

Ils sont plus fins et moins homogènes que les grès décrits précédemment.

Composition minéralogique

. *Quartz* (20 à 80 % selon les lamines) en grains dont la taille varie de 60 à 100 microns.

. *Muscovite* (10 x 100 microns).

. *Plagioclase* parfois assez abondant (jusqu'à 10 %).

La *matrice* quartzo-séricito-chloriteuse est toujours importante (plus de 20 % du volume total de la roche).

- les siltstones (Pl. 5, ph. 5)

Comme les grès ils sont riches en lamines. Ils sont de couleur sombre et très micacés.

Composition minéralogique

. *Quartz* en grains anguleux de petite taille (60 microns environ).

. *Muscovite* en petites lamelles (40 à 60 microns).

. *Minéraux accessoires* en quantité notable (zircon, épidote et tourmaline).

Dans la *matrice* on retrouve ces éléments avec en plus la chlorite.

3 - Partie supérieure de la formation (La Crotellière, la Roche Foucault).

Les éléments qui la composent ont une minéralogie identique aux grès et siltstones de la partie moyenne. Les différences viennent de la taille des grains de quartz (40 à 200 microns), de la présence de quelques fragments lithiques (roches siliceuses cryptocristallines) (moins de 1 %).

II-2-4 - Conclusions ; comparaisons avec le Synclinorium du Ménez-Bélair

La comparaison des deux colonnes lithologiques établies, l'une dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (D. Skevington et F. Paris, 1975) l'autre dans notre domaine d'étude (fig. 18) souligne l'homogénéité globale de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille dans ces deux régions :

- sa puissance totale est voisine :
  250 mètres environ.

- les trois parties que nous avons reconnues se retrouvent également développées :

. partie basale constituée de bancs épais et massifs de grès dont la plupart sont des quartz-arenites. On y observe quelques passées ampéliteuses.

. partie moyenne formée de bancs gréseux peu épais (quartz-arenites ou quartz-wackes à matrice chloriteuse) et de siltstones fins et micacés, parfois ampéliteux. Ces sédiments sont riches en structures et figures sédimentaires.

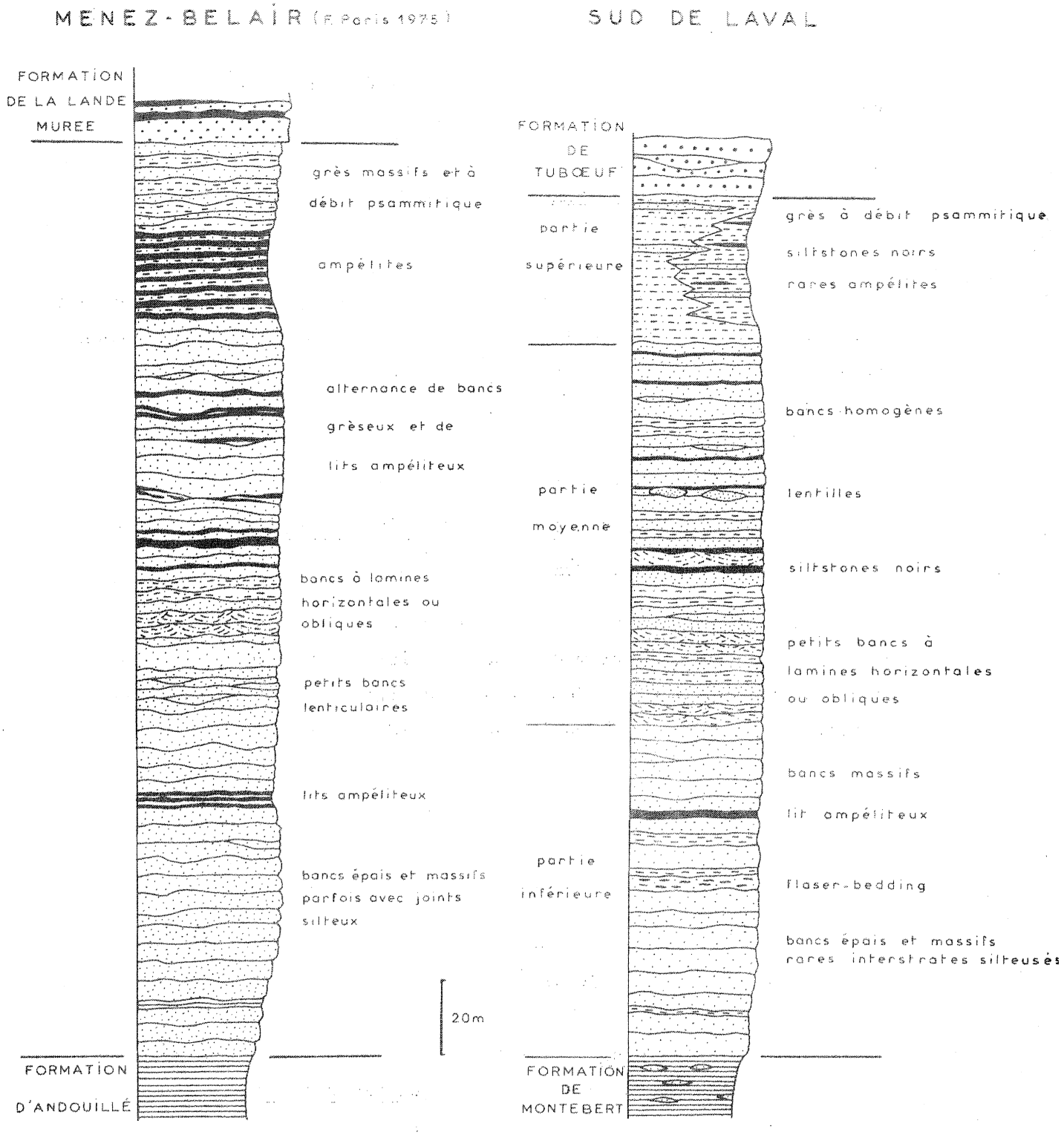


Fig.18 : F. de St.Germain/ille . Colonnes lithostratigraphiques dans le Ménez-Bélair et au Sud de Laval .

. partie supérieure plus hétérogène : siltstones et grès à débit psammitique.
Dans le Synclinorium du Ménez-Bélair cette partie est plus riche en couches ampéliteuses parfois épaisses (35 mètres à Saint-Germain-sur-Ille ; carrière Bel-Air).

II - 3 - LA FORMATION DE TUBOEUF

Cette formation, dont la localité-type est la carrière de Tuboeuf (N-E de Nuillé-sur-Vicoin) (fig. 19 a) regroupe tous les terrains situés entre la Formation de Saint-Germain-sur-Ille et la Formation de Gahard, réunis sous les symboles S^{4-3} et $S^{4}d^{1a}$.

Sa puissance totale, difficile à évaluer par manque de repère lithologique, ne semble pas dépasser 300 mètres.

Elle se subdivise en deux membres :

- le Membre du Moulin de la Roche dont la puissance est réduite (20 mètres environ) ; il correspond aux grès de base de la formation.

- le Membre de la Morlière, mieux développé, est essentiellement constitué de siltstones et de petits bancs gréseux. De récentes découvertes paléontologiques (cf. chapitre III) nous amènent à inclure dans ce membre les ampélites du Moulin du Bois (Nord d'Origné) jusqu'à présent placées à la base de la formation (D. Oehlert et L. Bureau, 1895).

II-3-1 - Le Membre du Moulin de la Roche

Les grès qui le constituent affleurent mal et se différencient macroscopiquement parfois difficilement de ceux de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Nous y avons distingué deux types :

1 - Les grès sombres

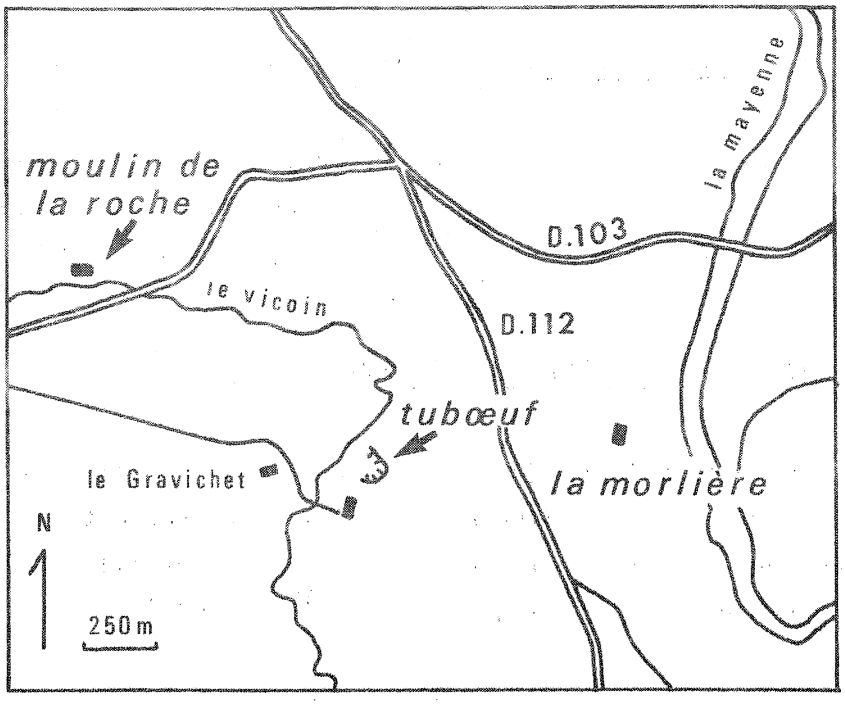


Fig. 19a

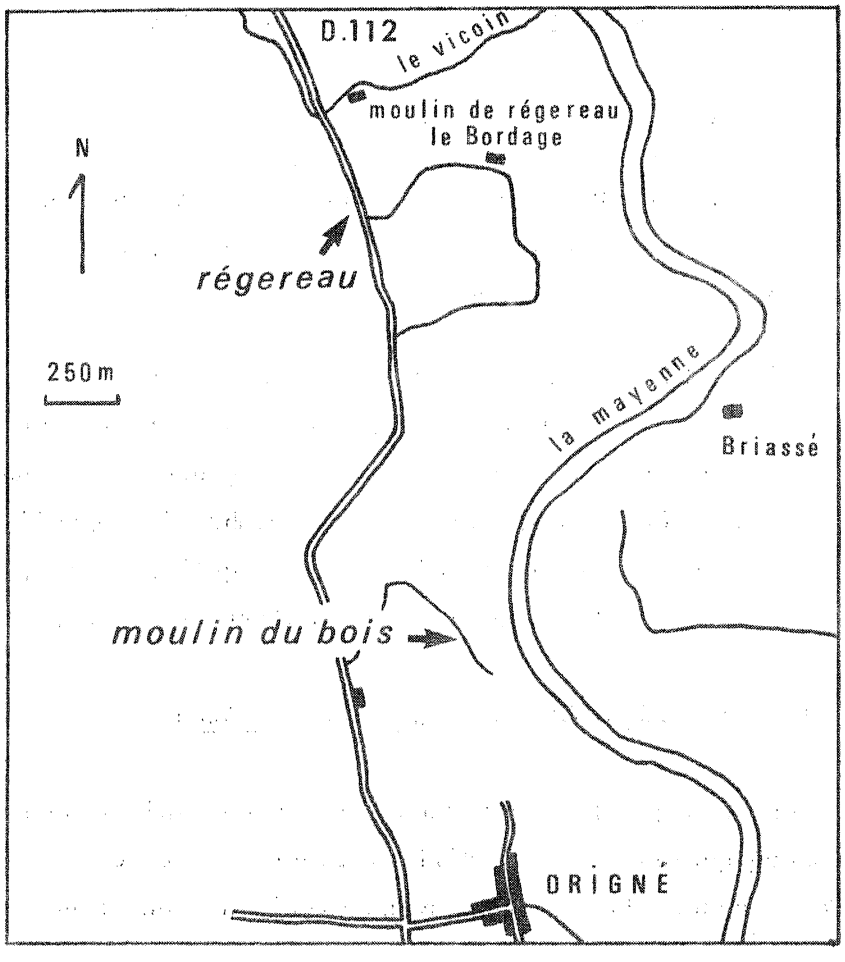


Fig. 19b

Fig. 19 : Formation de Tuboeuf - Localisation des principaux affleurements.

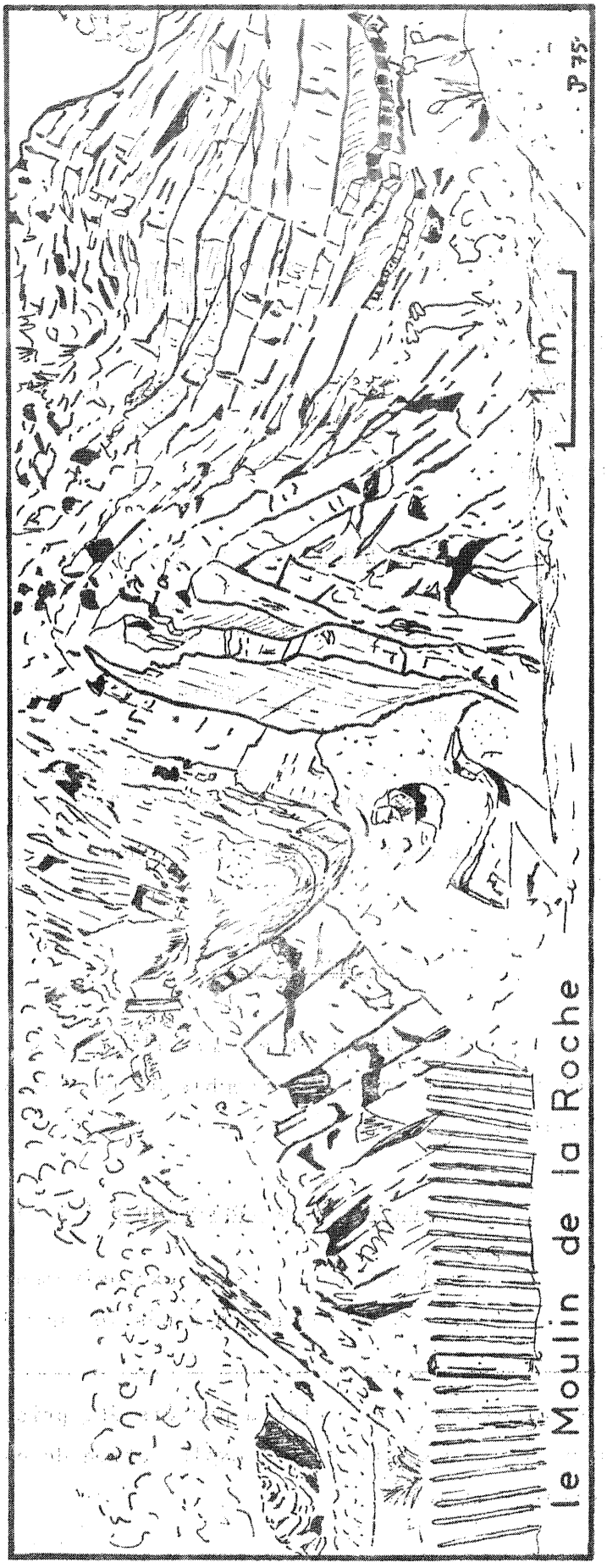


Fig. 20

Ce sont des roches de teinte gris-bleu à noir très prononcé qui deviennent blanchâtres et pulvérulentes par altération.
L'affleurement le plus représentatif se situe au Moulin de la Roche à l'Est de Nuillé-sur-Vicoin (fig. 19 a).
La stratification y est marquée par la superposition de bancs de quelques décimètres d'épaisseur, parfois lenticulaires, sans interstrate bien développée (fig. 20).
Ils peuvent être homogènes ou montrer un litage formé de lamines obliques ou entrecroisées. La présence de petits cubes de pyrite est fréquente+.

- caractères microscopiques (Pl. 5, ph. 6)

. *Quartz* (50 à 80 microns) et *Muscovite* (250 x 20 microns) alternent en lits peu épais qui forment les lamines.

. le *plagioclase* (moins de 1 %) accompagne quartz et muscovite.

. les *minéraux accessoires* (zircon, tourmaline, pyrite ...) sont accumulés dans certaines lamines.

La *matrice chloriteuse* occupe 10 à 15 % du volume total de la roche.

2 - Les grès clairs

Ils affleurent en amas chaotiques et sont de ce fait difficiles à identifier sur l'ensemble de la région (la Coudre, la Roche Foucault).

- caractères microscopiques (Pl. 5, ph. 7)

Ces grès sont presque exclusivement constitués de grains de *quartz* fortement engrenés les uns les autres. Leur taille

---

+ Cette présence de pyrite a parfois été prise pour des indices aurifères ce qui expliquerait l'exploitation de ces grès, notamment au Moulin de la Roche.

moyenne est de 100 microns. Il n'y a pas, ou très peu de *plagioclase* et de *muscovite*.

La *matrice* chloriteuse est réduite à un film intergranulaire.

Dans l'ensemble, les grès du Membre du Moulin de la Roche sont matures tant au niveau de la composition qu'au niveau de la texture ; on doit donc les ranger parmi les quartz-arenites.

II-3-2 - Le Membre de la Morlière

Il affleure très largement, en bordure de Mayenne en contrebas du château de la Morlière, le long de la route Origné-l'Huisserie et dans la carrière de Tuboeuf.

Les sédiments qui le composent sont des siltstones, souvent très altérés, alternant avec de petits bancs gréseux de couleur bleu foncé, discontinus et lenticulaires. Ces derniers matérialisent la stratification.

L'aspect monotone de la sédimentation n'est qu'apparent, celle-ci se révélant très variée dans le détail ; on y observe des niveaux indurés (grès massifs, grès à débit psammitique ...) et des niveaux à nodules argileux, sableux ou pyriteux ("sphéroïdes" des anciens auteurs).

A son sommet le Membre de la Morlière s'enrichit en lits ampéliteux (Moulin du Bois, Moulin de Régereau) et en bancs gréseux (Moulin de Régereau).

1 - Les siltstones

Les types les plus courants sont les siltstones homogènes et les siltstones à lamines tandis que les siltstones à nodules forment un type particulier.

1 a - Les siltstones homogènes (Le Gravichet, Le Pontenard, Le Chênay).

Ils sont grossiers à très grossiers la taille de la plupart des éléments variant entre 40 et 60 microns.

- composition minéralogique

. *Quartz* (90 % volume total des grains) en grains arrondis à subanguleux.

. *Muscovite* (5 %) détritique parfois de grande taille (jusqu'à 400 microns).

. *Minéraux accessoires :* tourmaline, zircon, pyrite ...

La *matrice* (35 % environ du volume total de la roche) est séricito-chloriteuse.

1 b - Les siltstones à lamines (Tuboeuf, La Bigottière, Jarté ...)

Ce sont les plus communs. Par rapport aux siltstones homogènes ils sont plus riches en minéraux phylliteux (muscovite de petite taille) concentrés dans certaines lamines tandis que dans les lits plus grossiers muscovite et quartz, en quantités sensiblement égales, sont dispersés dans une matrice séricito-chloriteuse (Pl. 5, ph. 8).
La roche peut contenir de la matière organique sous forme de pigments.

1 c - Les siltstones à nodules ("Schistes à sphéroïdes").

Ces siltstones à nodules ovoïdes dont la taille varie de quelques centimètres au décimètre (Benâtre) s'observent çà et là dans le Membre de la Morlière où ils forment des couches peu épaisses (moins de 10 cm) (La Baudelière, Marthebise, Moulin de Régereau, Benâtre ...).

Les nodules possèdent généralement une cavité interne tapissée de cristaux de pyrite très altérée et renfermant des fossiles (Céphalopodes orthocônes et Ostracodes).

La nature pétrographique originelle de ces nodules est difficile à préciser ; inaltérés, ils devaient être calcarifères et pyriteux comme en témoigne la découverte de nodules calcaires noirs ampéliteux dans les formations de l'écluse de Briassé (G. de Tromelin et P. Lebesconte, 1876).

2 - Les grès

2 a - Les quartz-arenites bleus

Ils constituent des bancs généralement peu épais (La Guerche, route Origné-l'Huisserie ...) dont la teinte foncée tranche nettement sur les siltstones environnants.
Ils sont souvent discontinus et lardés de filonnets de quartz.

- composition minéralogique

. *Quartz* en grains anguleux (50 à 150 microns) fortement imbriqués. Il constitue jusqu'à 90 % du volume total des grains.

. *Chlorite* détritique en grands individus (100 x 30 microns) dont le volume peut atteindre 8 à 10 %.

. *Minéraux opaques et accessoires* : tourmaline assez abondante, épidote.

La *matrice* chloriteuse est importante (10 % du volume de la roche) ; elle confère à la roche sa teinte sombre ; elle renferme également des pigments organiques.

2 b - Les quartz-wackes du Moulin de Régereau

Au Sud du chemin menant à la ferme du Bordage (fig. 19 b) affleurent, sur quelques mètres, des grès de couleur ocre en bancs mal individualisés.
Ces grès particuliers, non reconnus ailleurs, semblent constituer un faciès de passage à la formation sus-jacente.
Microscopiquement ils correspondent à un quartz-wacke dans lequel la matrice séricito-chloriteuse englobe de nombreuses muscovites détritiques globuleuses de grande taille (jusqu'à 0,25 mm) et de petits grains de quartz anguleux.

3 - Les figures sédimentaires

La mauvaise qualité des affleurements explique la rareté des figures sédimentaires bien conservées.
La plupart d'entre elles ont été observées dans les faciès silteux indurés.

3 a - les rides de courant

Ce sont les figures les plus communes, leur taille allant du millimètre au décimètre (La Baudelière, Persignan). Il s'agit le plus souvent de rides simples à profil symétrique liées à l'action de la houle sur le fond, en eau peu profonde (H.E. Reineck, 1962).

3 b - les structures de surcharge

Elles sont souvent déformées par la schistosité ; les plus remarquables ont été trouvées à Jarté (S.W. d'Entrammes). Elles s'apparentent aux flutes déformés (loaded-flutes) ou aux cannelures déformés (loaded-grooves)(C.S.R.P.P.G.N., 1966, p. 131).

II-3-3 - Conclusions

Il n'est pas possible, comme nous l'avons fait pour les formations précédentes, de présenter une succession lithologique détaillée à l'intérieur de la Formation de Tuboeuf.

Le caractère ponctuel et dispersé des affleurements, l'impossibilité de repérer les accidents tectoniques, permettent seulement les constatations suivantes :

- la base de la formation est occupée par une masse gréseuse peu puissante (20 m environ) : le Membre du Moulin de la Roche.
  Les quartz-arenites qui le constituent occupent la même position stratigraphique que les grès et ampélites de la

base du Silurien (Llandovery et Wenlock) dans le Synclinorium du Ménez-Bélair. Il semble cependant que les niveaux ampéliteux soient ici considérablement réduits, voire totalement absents. Ceci est peut-être lié au manque d'affleurements, des "schistes ampéliteux" ayant été signalés à la base de la formation face à l'Abbaye de Clermont sur la route de Loiron à Olivet (D. Oehlert 1882 ; A. Philippot, 1950).

- la partie supérieure de la formation, beaucoup plus puissante, est essentiellement constituée de siltstones parfois ampéliteux, et de petits bancs gréseux ; cet ensemble forme le Membre de la Morlière. Il est lithologiquement comparable aux siltstones et petits niveaux gréseux ("schistes ludloviens" de F. Paris, 1971) situés dans le Synclinorium du Ménez-Bélair entre les grès siluriens de base et les grès de la Formation de Gahard.
Seuls les niveaux du Moulin de Régereau constituent un faciès particulier.

II - 4 - LA FORMATION DE GAHARD

La Formation de Tuboeuf est surmontée par une formation gréseuse communément appelée *"Grès à Platyorthis monnieri"* (d^{1b}) ; elle correspond à la Formation de Gahard définie dans le synclinorium du Ménez-Bélair (F. Paris, 1976).

Par sa lithologie et les reliefs boisés qu'elle forme dans le paysage, elle contraste assez nettement avec la sédimentation rythmique silto-gréseuse de la Formation de Tuboeuf.

II-4-1 - Les affleurements

La formation étant la plupart du temps recouverte transgressivement par les sédiments et volcanites carbonifères les affleurements sont rares.

Cartographiquement elle dessine deux bandes principales orientées N.W-S.E, interrompues et décrochées par de nombreuses failles.

- la bande méridionale qui se soit depuis Briassé jusqu'à Maisoncelles montre des affleurements de mauvaise qualité. Seul le chemin de Briassé à la Clémencerie offre une bonne coupe.

- la bande septentrionale est plus facile à délimiter car elle est jalonnée d'anciennes exploitations (la Verrerie dans le Taillis de l'Huisserie, Roussillon, la Plaine, ...).

II-4-2 - Lithologie de la formation

La formation est en majeure partie constituée de bancs gréseux alternant avec des interstrates silteuses, celles-ci se raréfiant à son sommet.

Les sédiments de base montrent un échantillonnage varié : grès de couleur bleuâtre, très micacés, grossiers, souvent teintés de rouille par des oxydes de fer, grès bleus massifs et siltstones noirs bioturbés.

Lorsque l'on progresse dans la formation, le caractère gréseux s'affirme pour ne plus laisser place qu'à des bancs de puissance métrique de couleur claire (gris blanc à beige).

1 - Les grès de base

1 a - Les quartz-arenites

A l'affleurement ils ont l'aspect de quartzites homogènes peu micacés. A Briassé ils constituent des bancs décimétriques alternant avec des quartz-wackes et séparés par des interstrates silteuses peu développées.

- composition minéralogique

. *Quartz* en grains anguleux (90 % du volume des grains) ; sa taille moyenne est de 100 microns.

. *Muscovite* (5 à 10 %) détritique en lamelles de 100 à 150 microns de longueur.

La *matrice* (environ 5 % du volume total de la roche) est sériciteuse.

1 b - Les quartz-wackes

Ils diffèrent des quartz-arénites par leur plus grande richesse en muscovite, en structures sédimentaires (structure oeillée, stratification confuse, figures de charge, ...) et par leur coloration ocre.

- composition minéralogique

. *Quartz* (70 % du volume des grains) anguleux dont la taille va de 50 à 150 microns.

. *Muscovite* (30 %) en individus de grande taille (200 à 300 microns).

. *Biotite chloritisée* présente dans certains bancs.

La *matrice* quartzo-sériciteuse, parfois riche en oxydes de fer entre pour 15 à 30 % dans le volume total de la roche.

2 - Les siltstones

Ils sont bien exposés dans la coupe de Briassé ; de couleur bleu-noir à noir ils se débitent mal et sont caractérisés par de nombreuses figures (traces de bioturbation, load-casts, ...) et structures sédimentaires (lamines, lentilles gréseuses, ...).

- composition minéralogique

. *Quartz* (40 à 80 % du volume des grains selon les lamines) en grains anguleux dont la taille moyenne est voisine de 50 microns. Dans les lentilles gréseuses il peut atteindre 150 microns.

. *Muscovite* (20 à 50 % selon les lamines) longue de 100 microns en moyenne.

. *Biotite et chlorite* (moins de 2 %).

La *matrice* quartzo-séricito-chloriteuse est parfois importante (jusqu'à 70 % du volume total de la roche).

3 - Les grès de la partie supérieure

Il s'agit de grès massifs blancs facilement identifiables sur le terrain. Ils sont parfois sableux, pulvérulents ou bien très durs. En l'absence de niveaux fossilifères ou de lits silteux il est difficile d'y reconnaître la stratification.

- composition minéralogique

. *Quartz* (90 à 100 % du volume des grains) de grande taille (300 à 400 microns) en individus engrenés les uns les autres et recristallisés.

. *Muscovite* (1 à 4 %).

. *Minéraux accessoires* : tourmaline, zircon, rutile, ...

La *matrice* est réduite à un film sériciteux.

II-4-3 - Conclusions

La Formation de Gahard constitue le terme le plus élevé de la série sédimentaire antécarbonifère reconnu dans cette région.

Sa puissance ne dépasse pas 60 mètres dans les conditions actuelles d'affleurement où la partie supérieure nous est masquée par la surface d'érosion.

Il faut cependant remarquer que cette formation dont la puissance est de l'ordre de 500 mètres dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (F. Paris, 1971) est réduite dans les parties orientales et suborientales du Massif armoricain : 65 m à Saint-Pierre-sur-Erve, 130 m à Sablé-sur-Sarthe (C. Babin et alt., 1972).

III - LA SERIE SEDIMENTAIRE CARBONIFERE

Les terrains carbonifères du Synclinorium de Laval sont classiquement divisés en 6 unités (D. Oehlert, 1880, 1882, 1894 ; A. Pelhâte, 1967) :

6 - terrains stéphaniens de Saint-Pierre-la-Cour
5 - Schistes de Laval (Culm supérieur)
3-4 - Calcaire de Laval ; Calcaire de Sablé
2 - Grauwacke à Paléchinides
1 - Culm inférieur.

Ce découpage correspondant à des unités lithologiques parfaitement cartographiables, donc à des formations, a été conservé dans ce travail ; cependant, les termes utilisés pour les désigner sont ambigus (grauwacke), inexacts (Culm), non applicables à la stratigraphie (schiste).

Dans un soucis d'homogénéité nous nous sommes donc appliqués, à l'aide des travaux de A. Pelhâte (1967, 1971), à définir ces unités selon les principes qui nous ont guidés dans les paragraphes précédents.

La succession que nous proposons est la suivante :

6 - Formation de Saint-Pierre-la-Cour
5 - Formation de Heurtebise
3-4 - Formation de Laval ; Formation de Sablé
2 - Formation de Changé
1 - Formation de l'Huisserie.

Nous étudierons brièvement ces formations sans entrer dans le détail de descriptions pétrographiques et sédimentologiques effectuées par ailleurs (A. Pelhâte, 1967) et résumées dans le tableau V.

Formation de Heurtebise	- Grès et siltstones avec veines de houille
Formation de Laval	- Calcaires gris micritiques à Entroques plus ou moins nombreux (Laval ; Bouère) - Spongolithes et tufs (Saint-Gauthier en Changé) - Pélites à Spongiaires (Laval ; Forcé) - Calcaires amygdaloïdes roses ou verts ou gris-bleu (= Calcaire de Laval, s.s.) - Calcaires crinoïdiques (environs de Bouère) - Calcaire gris-bleu micritique à rares encrines (Calcaire de Forcé, la Cropte, des Fourches) - Biohermes à veines bleues (Waulsortien) - Sole de Calcaire crinoïdique - Calcaires lités à *Eotuberitina* et Calcisphères
Formation de Changé	- Siltstones grossiers et grès fins (la Blossinière)
Formation de l'Huisserie	- Poudingues, conglomérats grès et siltstones (= Culm s.s.) - Volcanites acides (ignimbrites rhyolites, kératophyres) = Membre d'Entrammes - Volcanites acides ("Blavierite" s.l.)

Tableau V : Tableau stratigraphique des formations carbonifères du Synclinorium de Laval (zone Sud-Ouest) - (d'après A. Pelhâte, 1967).

III - 1 - LA FORMATION DE L'HUISSERIE

Dans le synclinorium de Laval, le *"Culm inférieur"* désigne un ensemble de sédiments détritiques (poudingues, grès, siltstones ...) localement accompagnés de volcanites acides[+] dont la mise en place s'échelonne depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Tournaisien (A. Pelhâte, 1967).

Ces dépôts étant bien exposés à l'Est de l'Huisserie, en bordure de Mayenne depuis la Véronnière jusqu'au Taillis de l'Huisserie (cf. Coupe in A. Pelhâte 1967, p. 24 et 36) nous proposons de les désigner sous le nom de Formation de l'Huisserie.

Elle débute par des niveaux volcanoclastiques acides (tufs et brèches rhyolitiques) désignés dans la littérature géologique régionale sous le nom de *"Blaviérite"* et se poursuit par des grès et siltstones localement charbonneux puis des alternances de poudingues, microbrèches, grès, siltstones ... (vallée de la Mayenne, Taillis de l'Huisserie, Nord de Ruillé-Froid-Fonds, ...).

En dehors de la Blaviérite, des volcanites acides (Ignimbrites, rhyolites ignimbritiques ...) intercalées dans cette série sédimentaire peuvent prendre une extension importante (Entrammes), parfois même constituer l'essentiel de la formation (Origné).

Elles définissent alors un ensemble lithologique particulier à l'intérieur de la formation : le membre d'Entrammes.

Son étude fait l'objet du paragraphe II-4, chapitre IV.

+ L'émission de ces volcanites est datée à 330 ± 5 M.A. (Ph. Vidal in Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974).

La puissance de la formation est difficile à évaluer en raison du plissement et du type de sédimentation.

II - 2 - LA FORMATION DE CHANGE

La formation silto-gréseuse qui surmonte la Formation de l'Huisserie est connue sous le nom de *"Grauwacke à Paléchinides"* (D. et P. Oehlert, 1898 , A. Pelhâte, 1967).

Elle est bien développée au Sud de Laval et à proximité de Changé. Dans cette localité, le chemin de la Chataigneraie recèle une coupe suffisamment connue et étudiée (A. Pelhâte 1967, p. 200) pour constituer une coupe de référence.

Dans la région que nous avons étudiée, le principal affleurement se situe en contrebas de la Blossinière, à l'Ouest de Forcé. Il appartient à la "bande" cartographique qui se suit avec difficulté depuis Parné-sur-Roc (les Fretays) jusqu'à Forcé où elle disparaît sous les formations de couverture.

La majeure partie de la formation est formée de sédiments fins, la taille des éléments détritiques variant entre 30 à 80 microns, à matrice séricito-chloriteuse abondante.

- analyse modale (A. Pelhâte 1967, p. 201).

matrice 41 % du volume total de la roche

grains
- quartz 82 %
- muscovite 2 %
- chlorite 16 %

Ces sédiments, à médiocre maturité de texture correspondent soit à des siltstones grossiers soit à des quartz-wackes fins. Parmi ces roches il n'y a que peu de niveaux à rares cristaux de calcite.

Du point de vue sédimentologique et en accord avec la cartographie, cette formation constitue un terme de passage entre des sédiments terrigènes (Formation de l'Huisserie) et des sédiments biochimiques et organogènes (Formation de Laval).

Sa puissance est voisine de 100 mètres.

III - 3 - LA FORMATION DE LAVAL

En 1909 D. Oehlert rassemble dans le "Calcaire de Laval" (D. Oehlert, 1880) tous les calcaires qui surmontent la "grauwacke à Paléchinides" comprenant ainsi les calcaires qui affleurent à Parné-sur-Roc et à Forcé.

Dans cette localité la Formation de Laval montre une alternance de petits bancs de calcaire gris-bleu et de strates silteuses affectés d'une forte schistosité oblique qui leur donne un aspect "amygdaloïde".

Microscopiquement les calcaires sont micritiques (calcite et dolomie en cristaux de 5 à 10 microns) à éléments crinoïdiques épars.

La puissance de cette formation à faciès très variés (cf. tableau IV) est estimée à 500 mètres.

III - 4 - LA FORMATION DE HEURTEBISE

La formation silteuse qui surmonte la Formation de Laval correspond aux "Schistes de Laval" (D. Oehlert, 1894) ; elle occupe le centre du synclinorium et constitue le terme le plus élevé de la série sédimentaire carbonifère étudiée.

La coupe la plus complète décrite par A. Pelhâte (1967, p. 240) se situant au lieu-dit Heurtebise (Sud de Changé), nous proposons le nom de Formation de Heurtebise pour désigner cet ensemble sédimentaire.

Dans le domaine que nous avons cartographié, la formation affleure bien à la Cosnuère (Est de Forcé), à la Petite-Hune (Est de Parné-sur-Roc) et au Frêne.

Dans l'ensemble, les sédiments correspondent à des siltstones et des wackes peu matures dont la matrice est séricito-chloriteuse. On y observe parfois des poudingues et quelques veines charbonneuses (Bazougers, La Bazouge, Auvers-le-Hamon, ...).

- analyses modales (Heurtebise ; A. Pelhâte 1967, p. 240).

		Siltstones	Grès
matrice		70 % en moyenne	55 % en moyenne
grains	quartz	85 %	85 %
	feldspaths	7 %	8 %
	muscovite	3 %	5 %
	biotite	3 %	2 %

La puissance de la formation ne peut être estimée.

IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES PALEOZOIQUES

Les formations sédimentaires que nous avons reconnues et étudiées sur la bordure sud du Synclinorium de Laval se groupent en deux ensembles distincts séparés par une discontinuité majeure. Ce sont (fig. 21) :

- la série sédimentaire antécarbonifère qui constitue une série homogène dans laquelle alternent masses gréseuses et masses silteuses, sans grande discontinuité interne apparente, le passage entre les différentes formations se faisant de manière progressive.

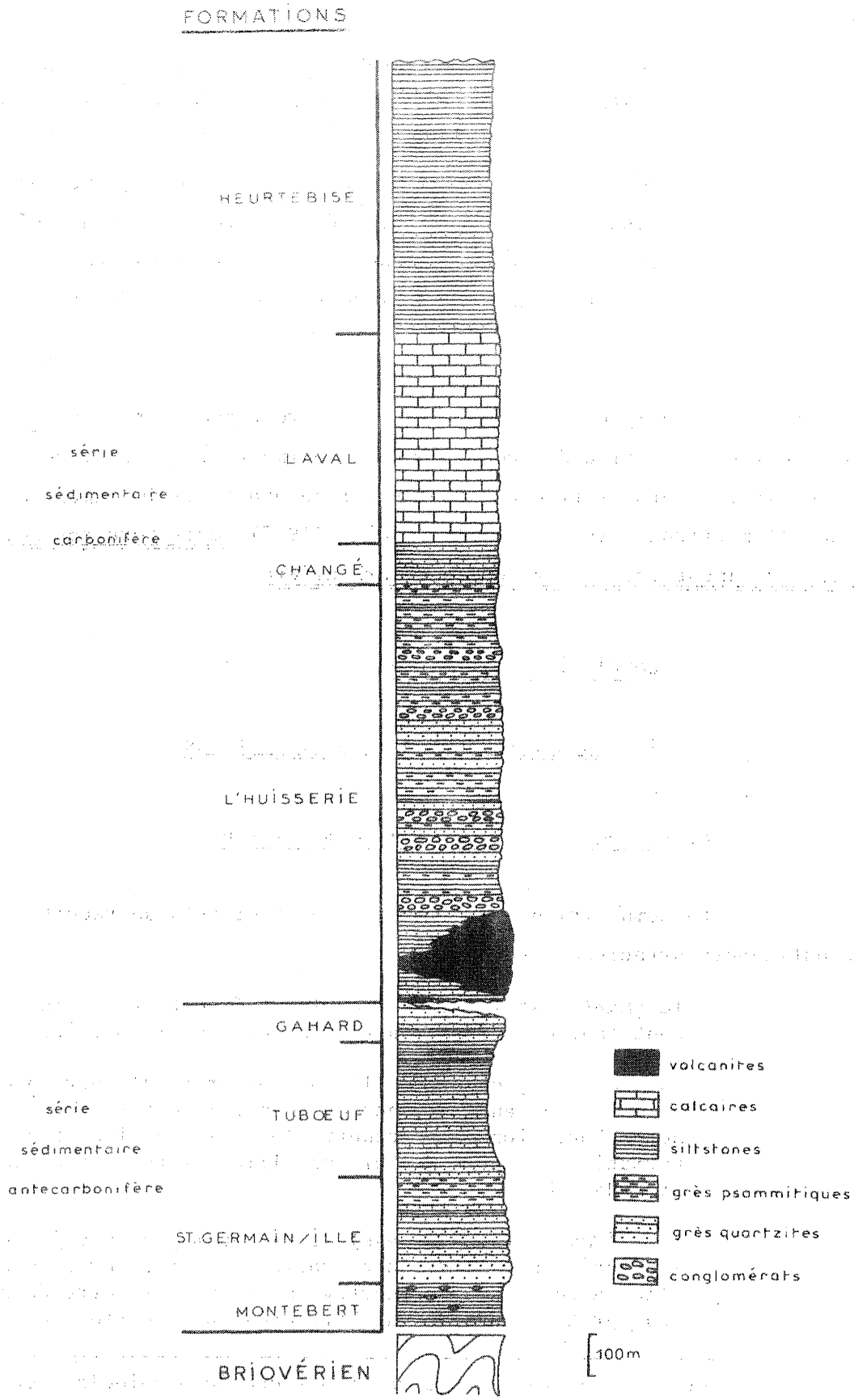


Fig. 21 : Colonne lithostratigraphique du Paléozoique au Sud de Laval

- la série sédimentaire carbonifère qui est peu homogène, les diverses formations n'ayant que peu de points communs entre elles.
  Elle est marquée par la succession d'une séquence positive (passage de sédiments détritiques grossiers à des sédiments carbonatés) et d'une séquence négative (passage de sédiments carbonatés aux sédiments terrigènes de la Formation de Heurtebise).

L'analyse de la série sédimentaire carbonifère ainsi que l'essai de reconstitution des conditions de sédimentation durant cette période et leur interprétation paléogéographique ayant été largement développés dans l'importante synthèse de A. Pelhâte (1967) seule sera considérée la série sédimentaire paléozoïque antécarbonifère.

1 - Conclusions pétrographiques

1 - 1 - Caractères communs aux formations

a) Le degré de maturité de composition

La composition minéralogique des sédiments se réduit à trois constituants principaux (tableau VI) :

- le *quartz* est l'élément le plus fréquent et le plus abondant tant en grains clastiques que dans la matrice.
- la *muscovite*, deuxième élément par ordre d'importance, est parfois abondante en tant que minéral détritique (siltstones de la Formation de Montebert, lamines dans les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, siltstones de la Formation de Tuboeuf).
- le *feldspath* (plagioclase), très peu représenté jusqu'à la partie médiane de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, atteint son pourcentage maximum dans cette dernière pour pratiquement disparaître dans la Formation de Tuboeuf+.

+ Il est peut-être intéressant de remarquer que le plagioclase occupe une répartition verticale analogue dans les synclinaux du Sud de Rennes (Y. Quété, 1975) ; il apparaît dans la Formation du Chatellier et disparaît dans la Formation de Réminiac.

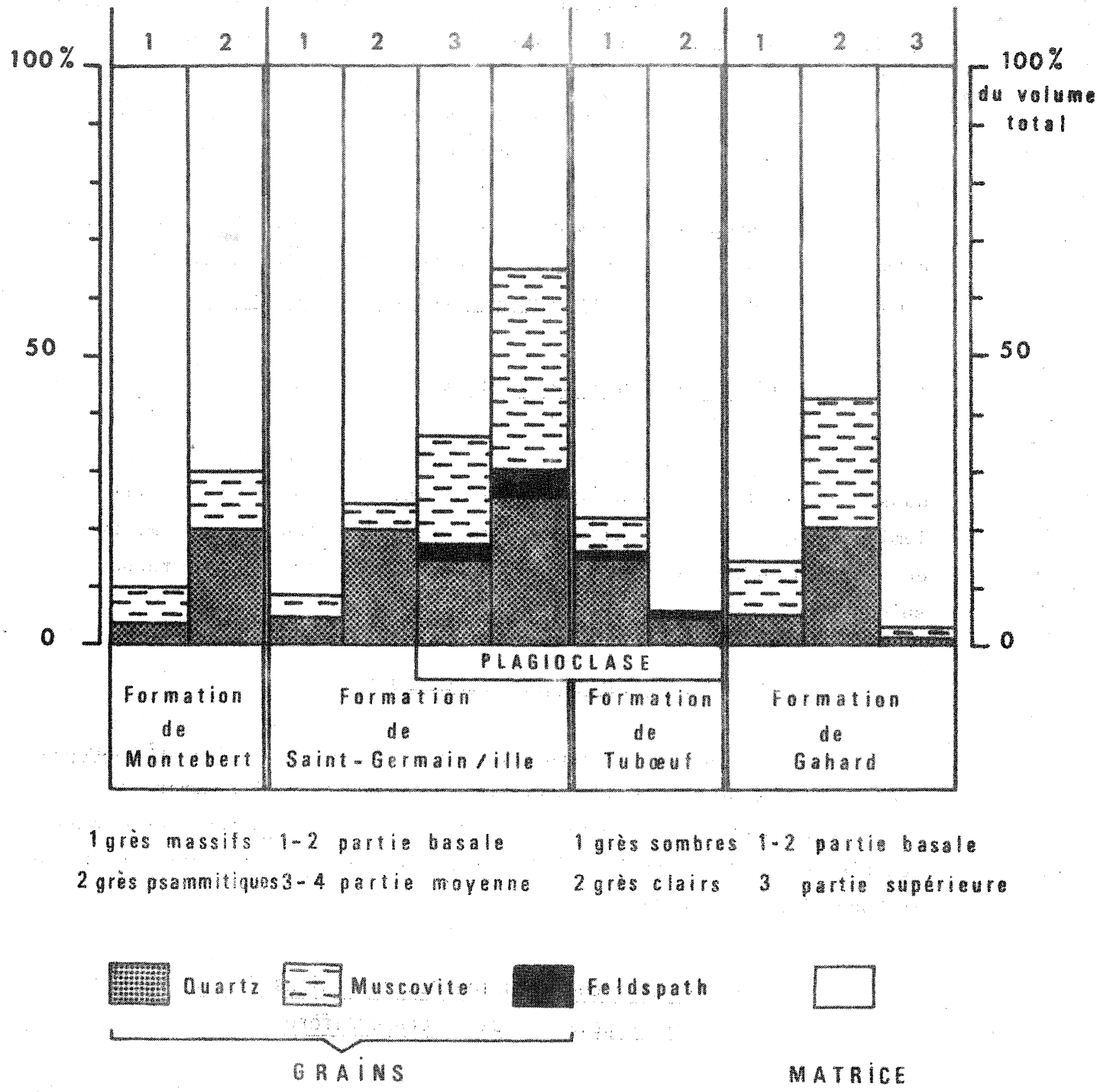


Tableau VI : Classifications modales moyennes de grès paléozoïques antécarbonifères.

Parmi les constituants secondaires, la chlorite et la biotite détritiques ont surtout été observées dans la Formation de Gahard.

Le cortège de minéraux accessoires se compose de tourmaline, zircon, épidote, plus rarement de sphène.

L'association constante Quartz + Muscovite, l'absence presque totale de fragments lithiques, la pauvreté en feldspath (moins de 5 %) caractérisent des roches à très bonne maturité de composition.

b) Les structures sédimentaires

Les nombreuses structures sédimentaires observées et décrites dans les formations paléozoïques antécarbonifères (structures oeillées, laminations, ...) traduisent globalement la persistance d'un même type de milieu de dépôt dont la nature sera envisagée dans le paragraphe suivant.

1 - 2 - Critères de différenciation

La maturité de texture permet de différencier des grès matures (partie basale de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, Membre du Moulin de la Roche, Formation de Gahard) et des grès immatures (parties moyenne et supérieure de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille et partie basale de la Formation de Gahard).

2 - Essai de reconstitution des conditions de sédimentation durant le paléozoïque antécarbonifère

L'importante lacune sédimentaire qui sépare les sédiments d'âge protérozoïque supérieur des premiers sédiments paléozoïques se traduit par l'absence de formations cambriennes analogues à celles qui existent sur le flanc nord du synclinorium (région de la Charnie ; cf. fig. 2) et de la Formation du Grès armoricain qui souligne généralement la base de la transgression paléozoïque dans les parties médianes et orientales du Synclinorium médian armoricain.

Les premiers sédiments (grès et siltstones de la Formation de Montebert) sont évolués (absence de poudingues) et ont une bonne maturité de texture et de composition (rareté des fragments lithiques, bon classement) ; ils marquent l'arrivée de la mer sur un continent déjà fortement pénéplané.

Ceci s'explique si on admet que, venant de l'Est, la mer s'est avancée dans une suite de bassins ou de baies peu profonds entre des zones légèrement plus élevées héritées de l'orogène cadomien.

Les reliefs émergés au Nord (Mancellia) et au Sud (Ligeria) (fig. 22) fournissent l'essentiel du matériel détritique déjà évolué et repris dans la sédimentation paléozoïque.

L'extension plus générale de la transgression marine dans le Synclinorium de Laval entraîne le dépôt des siltstones de la partie supérieure de la Formation de Montebert (siltstones de la Formation d'Andouillé sur le flanc nord). L'interprétation des nombreuses structures sédimentaires qu'ils renferment (lamines variées, films de vannage, structures oeillées, ...) indique qu'elles se sont formées en *milieu marin peu profond dans un domaine littoral soumis à l'action des vagues.*

L'analyse des structures et figures sédimentaires de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille dont la description a été donnée dans l'étude stratonomique (§ II-2-2) confirme cette thèse.

Les bancs massifs de la base de la formation, à maturité de texture élevée (quartz-arenites) dénotent l'intervention de courants de suspension (régime turbulent) qui ne permettent pas le dépôt simultané d'une fraction fine et d'une fraction grossière ; les interstrates silteuses sont réduites ce qui indique la persistance des conditions hydrodynamiques.

C'est la partie médiane de la formation qui renseigne le mieux sur l'environnement géographique au moment de son dépôt. La constitution des lamines est liée à l'action des vagues qui déferlent en bordure des

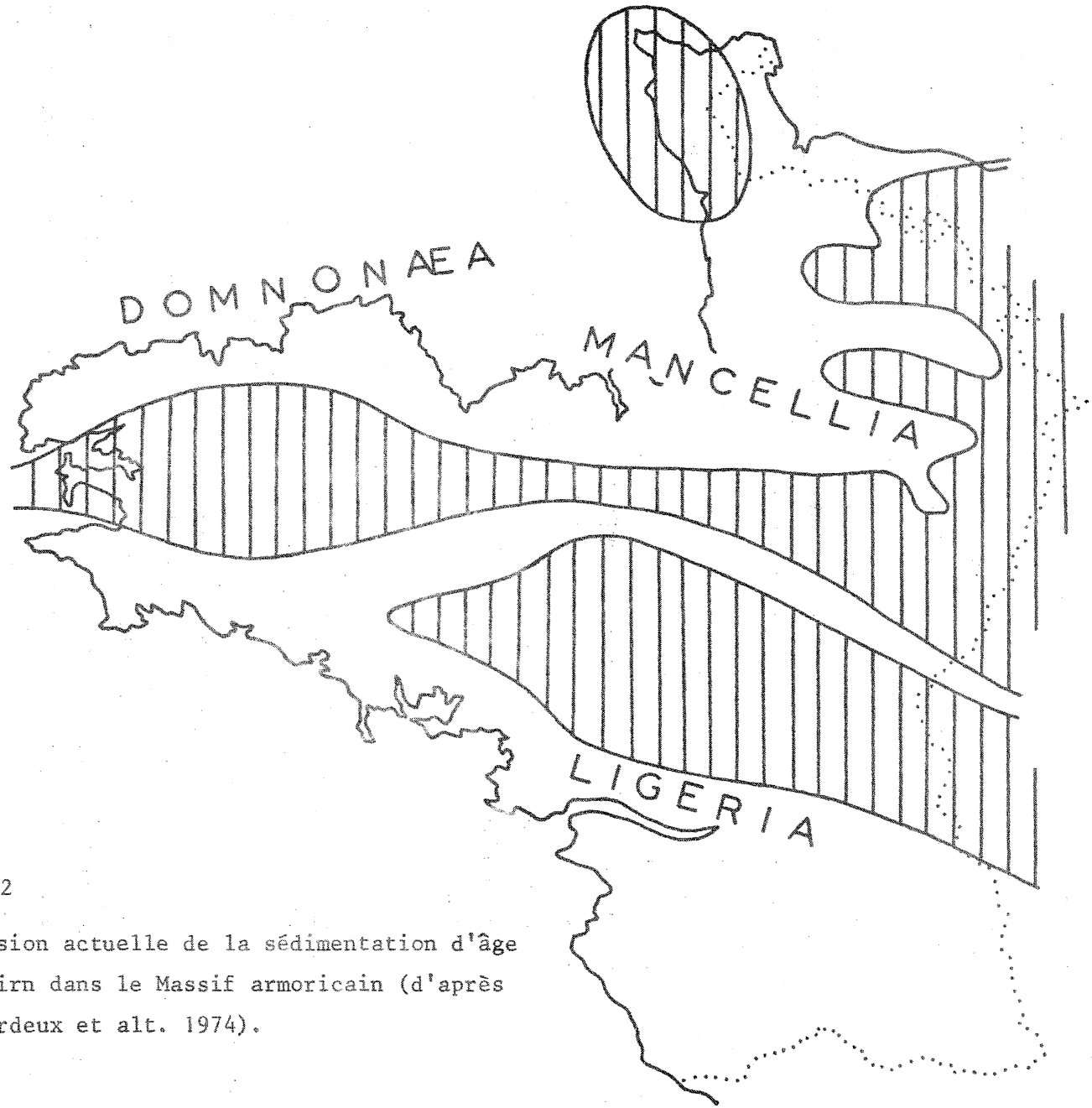


Fig. 22

Extension actuelle de la sédimentation d'âge llanvirn dans le Massif armoricain (d'après H. Lardeux et alt. 1974).

côtes sur les plages (E.D. Mc Kee, 1957). Les films de minéraux lourds ou de minéraux flottables (muscovite) alternant avec des lits de quartz résultent de courants de marées.

Ces phénomènes, en relation avec un régime d'écoulement des eaux d'intensité faible à moyenne, se produisent sur les zones plates intertidales+ ("tidal-flats") en bordure ou à proximité de côtes peu élevées.

Les figures sédimentaires observées s'accordent bien avec un tel environnement hydrodynamique. Il est cependant probable que de telles conditions ont subi des fluctuations puisque parmi les bancs à lamines existent des bancs homogènes dont la semelle riche en figures de courant est l'indice d'une assez forte turbulence dans laquelle dominent les phénomènes d'érosion.

La partie terminale de la formation renseigne peu ; néanmoins les variations latérales de faciès pourraient refléter l'individualisation de zones à sédimentation différente en relation avec des tendances locales à l'exondation. Pour H. Lardeux et alt. (1974) elle pourrait être l'homologue de la formation glacio-marine des pélites à fragments de Normandie. Toutes ces données convergent pour affirmer que la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, qui ne subit pas de variations importantes dans le synclinorium médian armoricain, s'est déposée dans un *paysage de vaste étendue marine assez plate, à la limite d'un domaine continental et du domaine franchement marin.*

Cette étendue, dans la mesure où il est possible de s'en faire une idée exacte, peut être comparée à l'actuelle côte des Pays-Bas, de l'Allemagne et du Danemark, avec ses nombreuses baies parmi lesquelles celle de la Jade est la mieux étudiée (H.E. Reineck, 1970 ; H.E. Reineck et I.B. Singh, 1974) ; plus près de nous, la Baie du Mont-Saint-Michel

---

+ Zone intertidale : zone de balancement des marées.

offre des caractères analogues (J. Bajard, 1966 ; J. Lang, G. Lucas et R. Mathieu, 1973). Ces domaines, largement ouverts sur la mer, se développent le long de côtes à pente très faible sur lesquelles l'action modérée des vagues et l'amplitude des marées sont les principaux facteurs qui contrôlent la distribution des sédiments.

En définitive, la Formation de Saint-Germain-sur-Ille constitue un ensemble détritique terrigène peu épais résultant d'une sédimentation rapide en milieu marin côtier, sous faible tranche d'eau (moins de 50 mètres).

L'absence de chenaux de marées, de niveaux conglomératiques, de structures lenticulaires de grande échelle suggère un milieu de dépôt peu troublé assez éloigné des zones estuariennes+.

Regardée dans son ensemble cette formation constitue une séquence sédimentaire négative avec accentuation des caractères régressifs au fur et à mesure que l'on approche de son sommet.

Cette tendance à l'émersion du domaine se confirme avec le dépôt des grès du Membre du Moulin de la Roche qui montrent des caractères de bas de plage (strates obliques, chenaux, lamines obliques et très nombreux films de vannage).

Le retour à des conditions plus franchement marines, toujours sous faible tranche d'eau, s'amorce avec l'alternance de siltstones et de petits bancs gréseux chloriteux du Membre de la Morlière, sans pour autant que les conditions paléogéographiques soient sensiblement modifiés.

Les ampélites et siltstones ampéliteux du Moulin de Régereau et du Moulin du Bois ne semblent traduire que des oscillations locales des

---

+ Dans le Synclinorium du Ménez-Bélair la présence de telles structures indiquerait un milieu de sédimentation plus troublé : milieu deltaïque ou fluviatile, zone de transit des sédiments ?

des fonds marins entraînant la formation de lagunes et de hauts-fonds puisque la base de la Formation de Gahard voit le retour d'alternances gréso-silteuses.

Les dépôts franchement arénacés de la partie supérieure de la Formation de Gahard correspondent uniquement à la modification des apports continentaux la sédimentation restant épicontinentale.

Dans le Synclinorium de Laval la Formation de Gahard est surmontée par des formations silto-carbonatées : Formation de Saint-Céneré, Formation de Montguyon (P.R. Racheboeuf, 1974) et "Schistes et Calcaires des Marollières". Il est donc difficile de préciser l'époque à laquelle s'est produite l'exondation du domaine que nous avons étudié d'autant que la Formation de Gahard ne présente pas de caractères régressifs.

3 - Comparaison avec les séries homologues du Synclinorium du Ménez-Bélair

La comparaison des deux colonnes lithologiques (fig. 23) souligne l'inégalité de la sédimentation avant le dépôt de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille.

La Formation du Grès armoricain ne semble pas représentée dans la région alors que dans le Synclinorium du Ménez-Bélair elle peut atteindre 120 mètres de puissance[+].

La Formation de Montebert apparaît deux fois moins puissante que son homologue la Formation d'Andouillé (cf. également fig. 10). Elles sont néanmoins lithologiquement corrélables : indices de sédimentation ferrifère également développés, majeure partie constituée de siltstones

---

+ Sur le flanc du Synclinorium de Laval la Formation du Grès armoricain, puissante d'une centaine de mètres environ n'est représentée que par sa partie supérieure (J.-J. Chauvel et Cl. Le Corre, 1971).

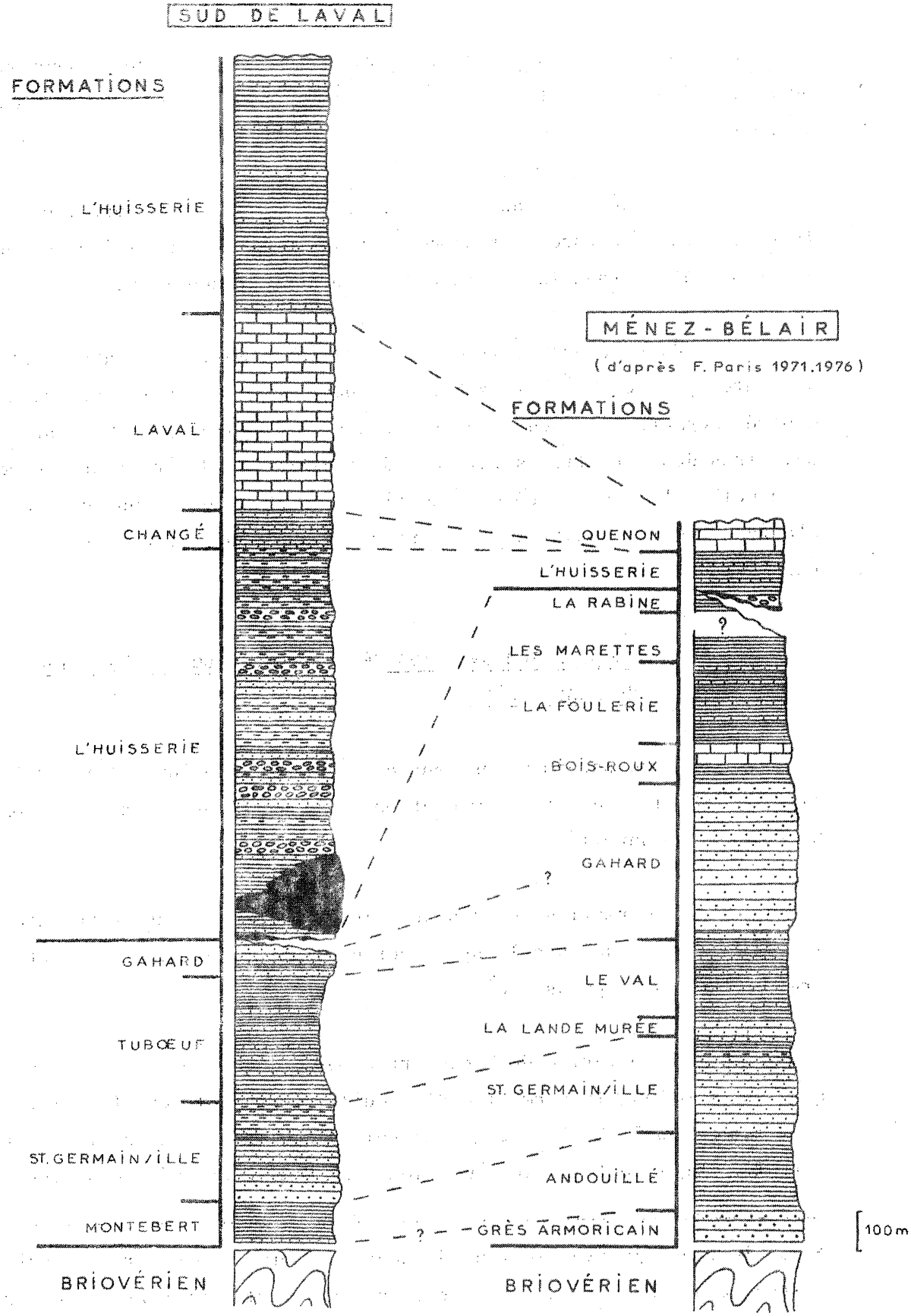


Fig.23 : Logs comparatifs des formations au Sud de Laval et dans le Ménez-Bélair

fins. Notons seulement les niveaux gréseux de la base de la Formation de Montebert et son horizon terminal plus grossier.

Ce n'est qu'à partir de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille que la série sédimentaire est pratiquement identique seules quelques variations locales étant enregistrées.

Au-dessus de la Formation de Gahard les corrélations sont plus difficiles chacune des régions ayant subi différemment les effets de la phase bretonne.

Légende planche 1

Les formations briovériennes

Photo 1 - *Ecluse de la Fosse. Alternances rythmiques silto-gréseuses en position subverticale. Les bancs gréseux dominent ici.*

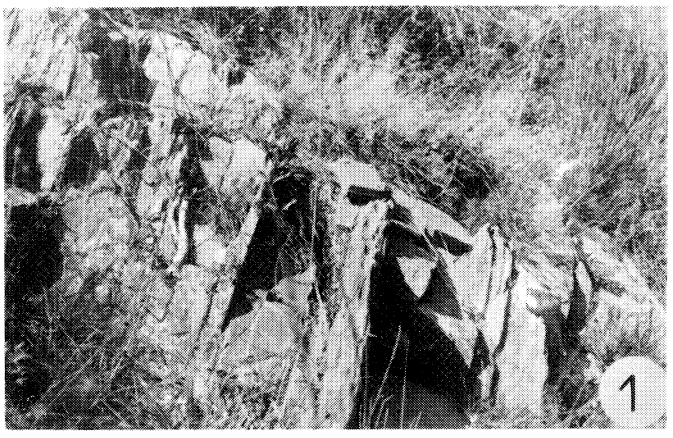
Photos 2-3-4 - *Chemin de la Roche (Montigné-le-Brillant). Quartz-wackes et Subfeldspathic-wackes. On remarque l'abondance plus ou moins grande de la matrice, le manque de tri des clastes et leur faible degré d'usure. La photo 4 montre un échantillon riche en muscovite.*
(L.P.)

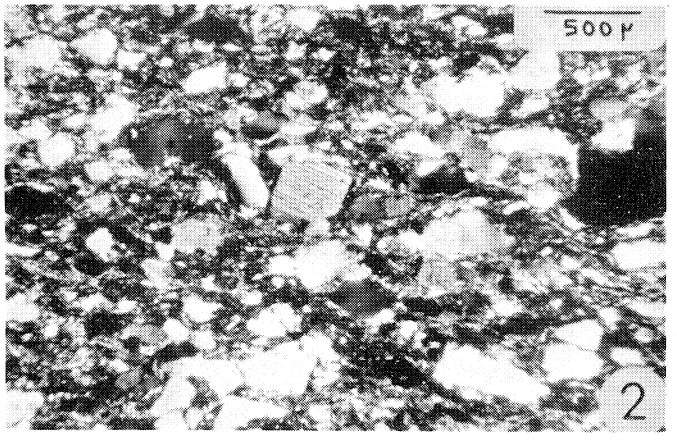
Photo 5 - *Courcelles (cours du Vicoin). Grain de quartz volcanique dans un quartz-wacke.*
(L.P.)

Photo 6 - *La Boirie. Siltstone à lamines. Les grains sont de petite taille et les lamines se succèdent très rapidement.*
(L.P.)

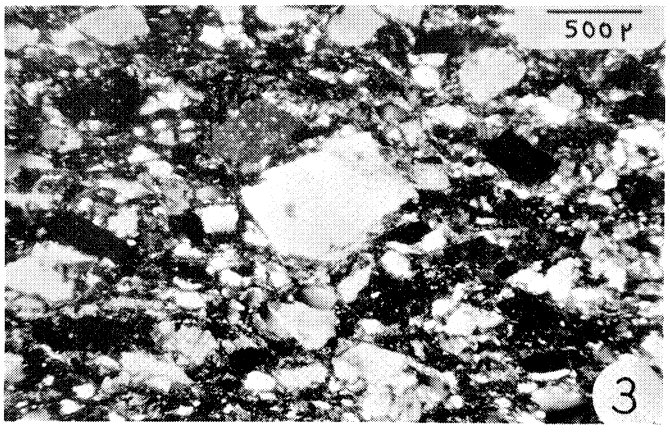
Photo 7 - *Houssay (vallée de la Mayenne). Siltstone grossier à stratification oeillée et confuse.*
(lame mince, L.N.)

Planche 1

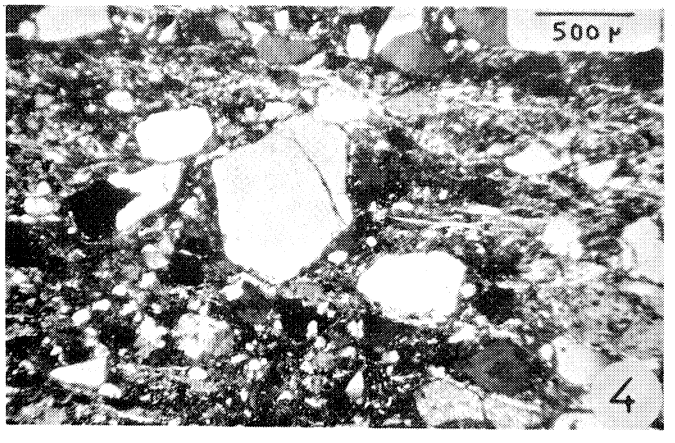

1



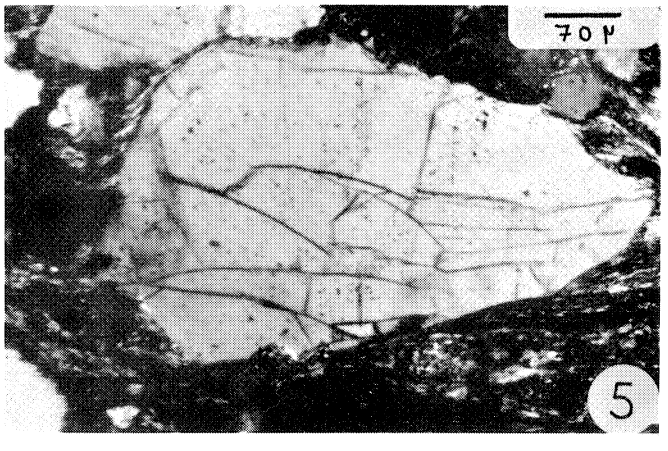
2



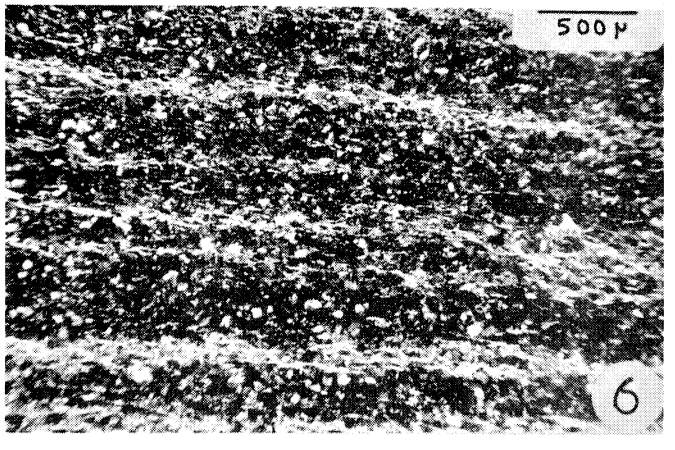
3



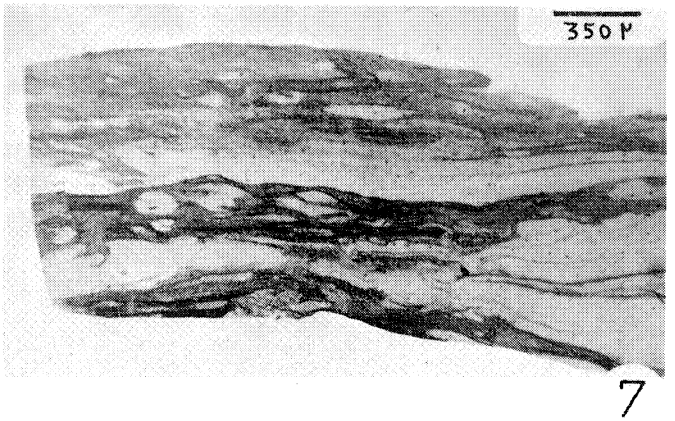
4



5



6



7

Légende planche 2

La Formation de Montebert

Photo 1 - *Montebert. Siltstone grossier de la partie basale.*
(L.P.)

Photo 2 - *Montebert. Quartz-arenite de la partie basale. La matrice se*
(L.P.) *réduit à un film sériciteux intergranulaire.*

Photo 3 - *La Sémondière. Grès fin à débit psammitique de la partie basale.*
(L.N.) *Alternance de lamines de quartz et de muscovite. Le débit se fait au niveau de ces dernières.*

Photo 4 - *Montebert. Siltstone fin et homogène de la partie moyenne.*
(L.P.)

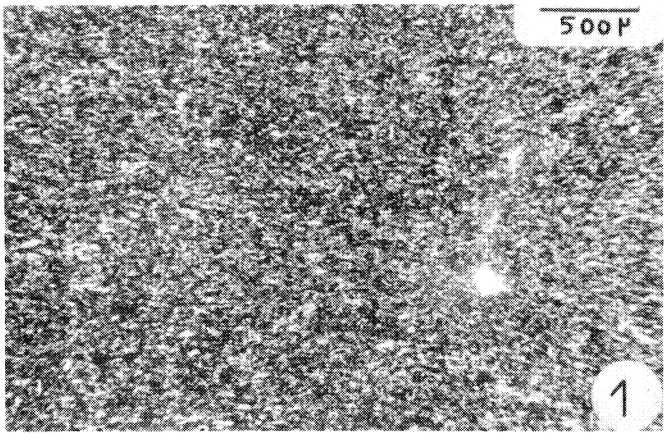
Photo 5 - *La Sémondière. Siltstone grossier et à lamines de la partie*
(L.N.) *moyenne.*

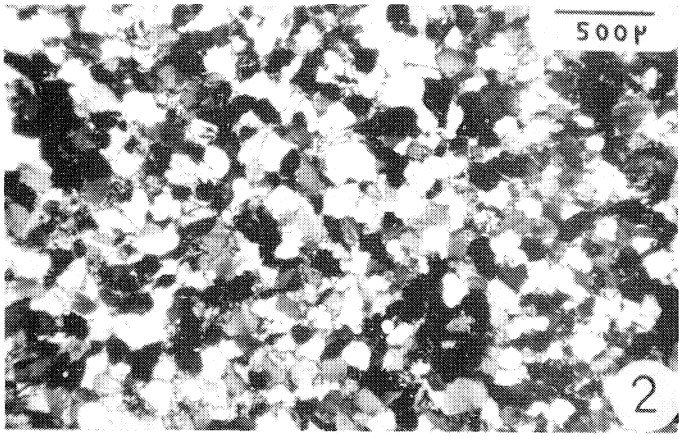
Photo 6 - *Chemin de la Roche. Structures sédimentaires de type stratifi-*
(L.P.) *cation oeillée dans les niveaux indurés de la partie moyenne de la formation.*

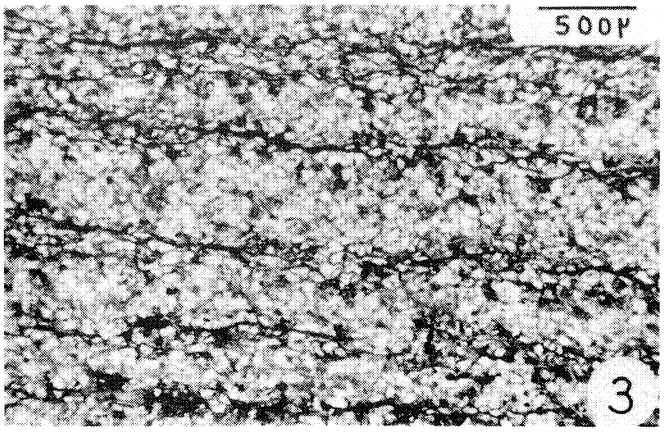
Photo 7 - *Chemin de la Roche. Stratification confuse. De fines traînées*
(L.N.) *de minéraux phylliteux enserrent des lentilles gréseuses aux contours diffus.*

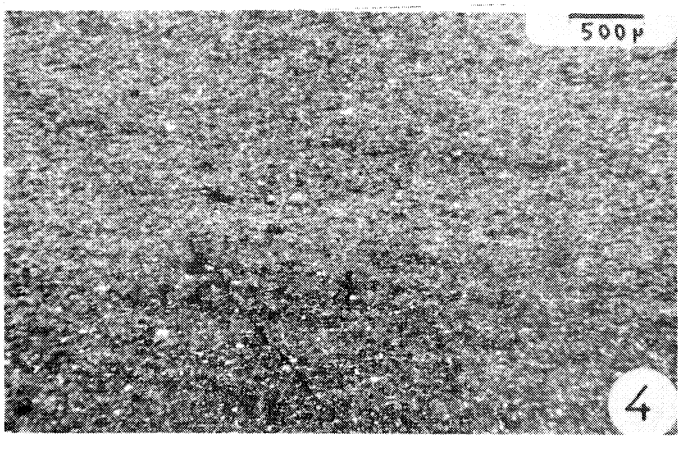
Photo 8 - *Montebert. Oolithes chloriteuses dans le premier niveau ferrugineux de la coupe.*

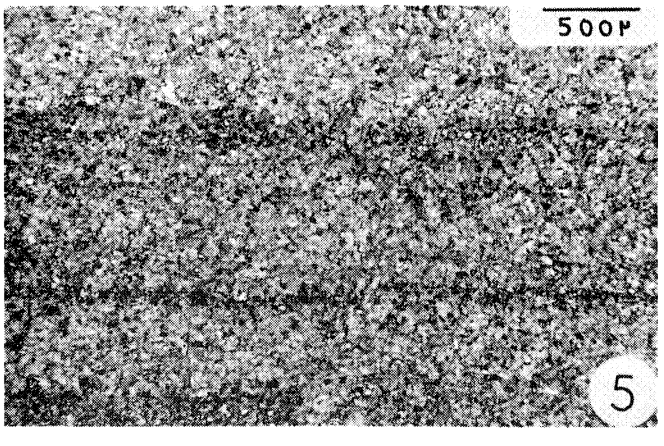
Planche 2

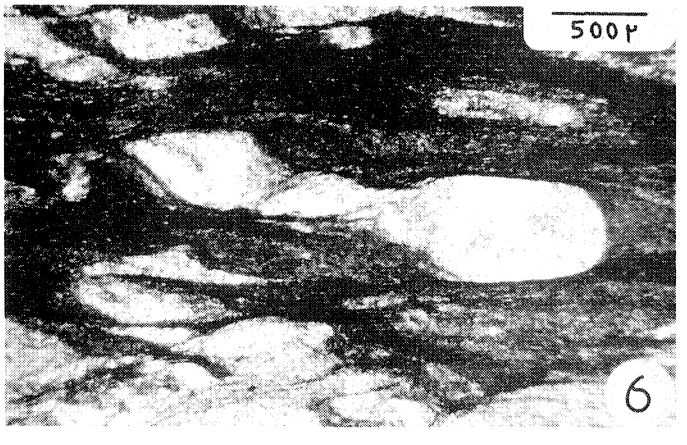


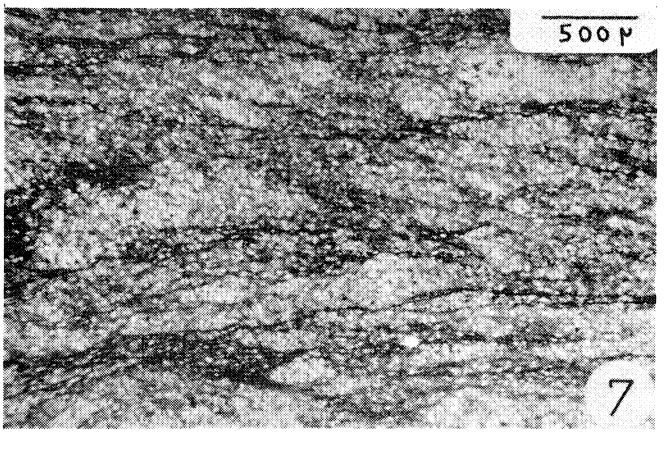


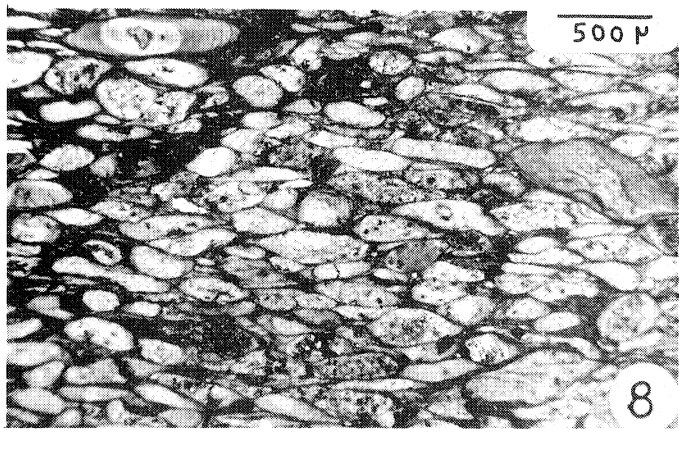












Légende planche 3

La Formation de Saint-Germain-sur-Ille
Stratification

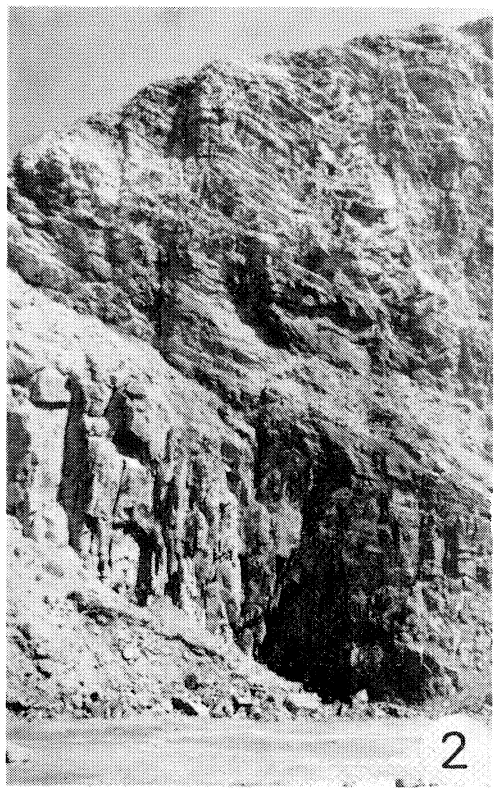
Photo 1 - *Carrière de la Fosse n° 1. Bancs massifs de la base de la formation. Quartz-arenites avec joints silteux peu épais.*

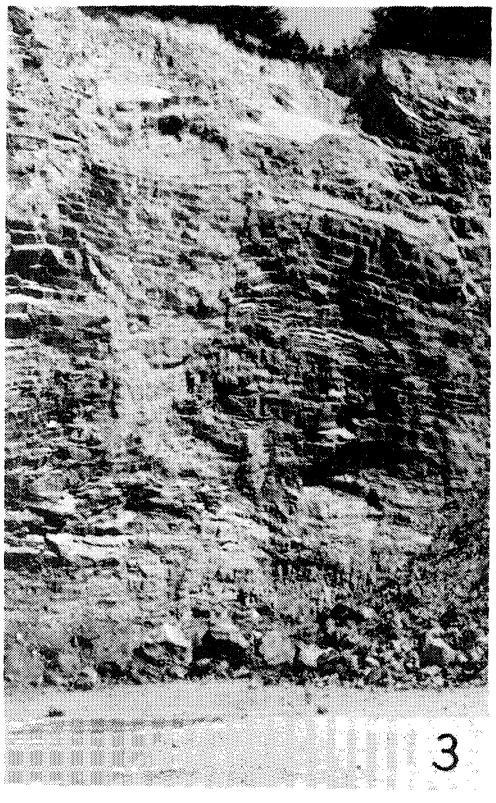
Photo 2 - *Carrière de la Fosse n° 2. Parties basale et moyenne de la formation. Le passage de bancs massifs de quartz-arenites à de petits bancs de quartz-wackes à lamines est brutal ; il a l'aspect d'une discontinuité.*

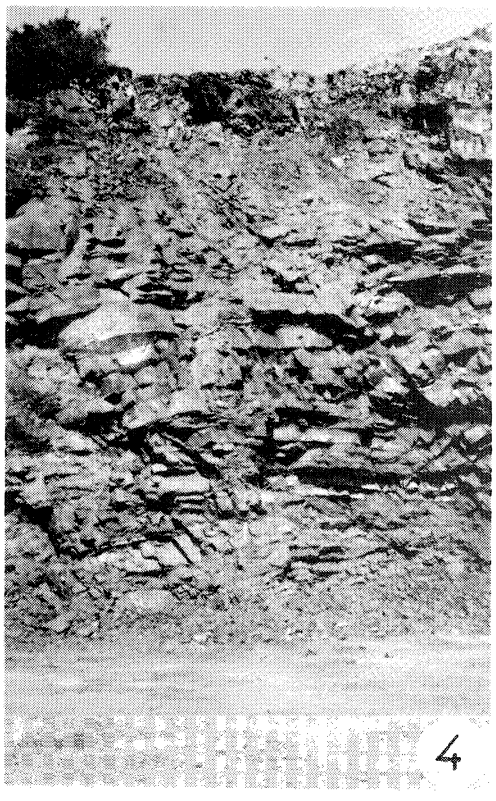
Photo 3 - *Carrière de la Fosse n° 2. Partie moyenne de la formation ; succession de petits bancs gréseux sans interstrate silteuse.*

Photo 4 - *Carrière de la Fosse n° 3. Partie moyenne de la formation.*

Planche 3







Légende planche 4

La Formation de Saint-Germain-sur-Ille
Litage, structures et figures sédimentaires

Photo 1 - *Carrière de la Fosse n° 2. Lamines parallèles marquées par l'alternance de lits clairs et sombres millimétriques.* (lame mince L.N.)

Photo 2 - *Carrières de la Fosse n° 2. Film de vannage constitué de minéraux lourds (zircon principalement).* (lame mince L.N.)

Photo 3 - *Carrière de la Fosse n° 2. Litage oblique : lamines organisées en faisceaux entrecroisés.*

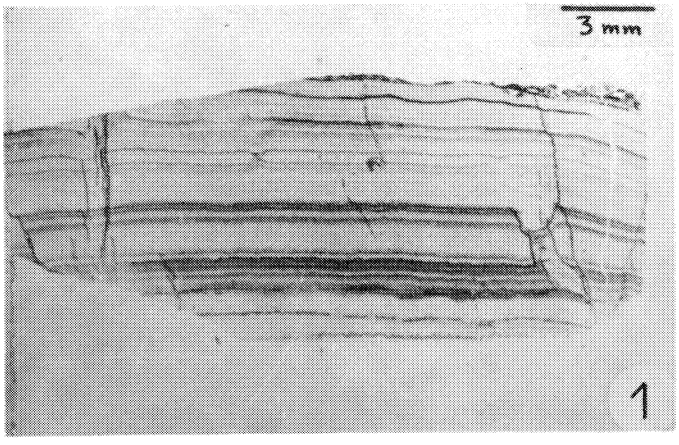
Photo 4 - *Carrière de la Fosse n° 1. Structure madrée : lentilles silteuses régulièrement réparties dans les bancs gréseux.*

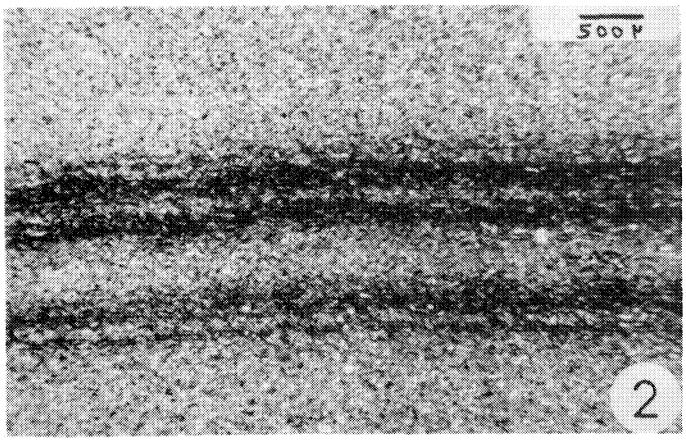
Photo 5 - *Carrière de la Fosse n° 2. Structure oeillée et passage latéral de faciès à très petite échelle.* (lame mince L.N.)

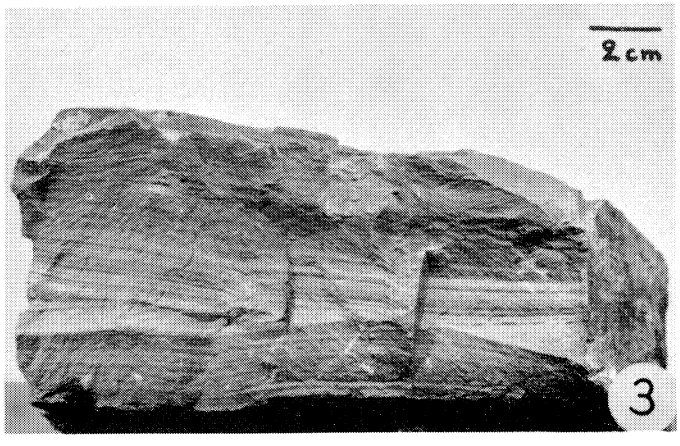
Photo 6 - *Carrière de la Fosse n° 2. Figures de charge (load-casts) de forme bulbeuse.*

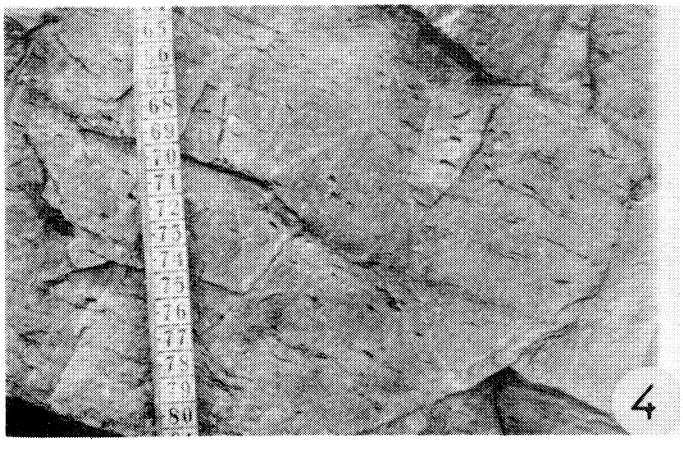
Photo 7 - *Carrière de la Fosse n° 2. Rides d'oscillation ou rides de vagues à profil symétrique.*

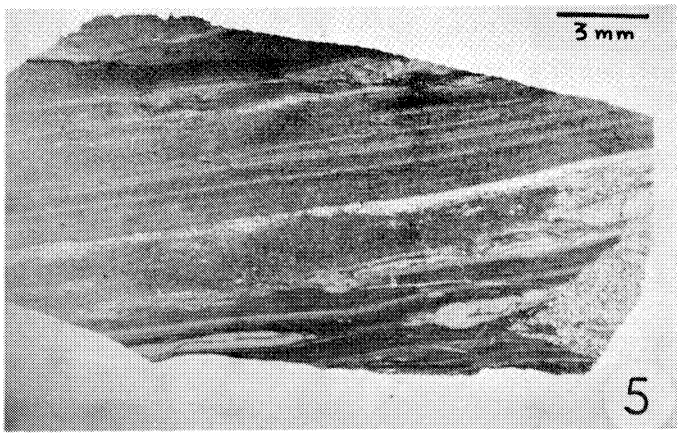
Planche 4

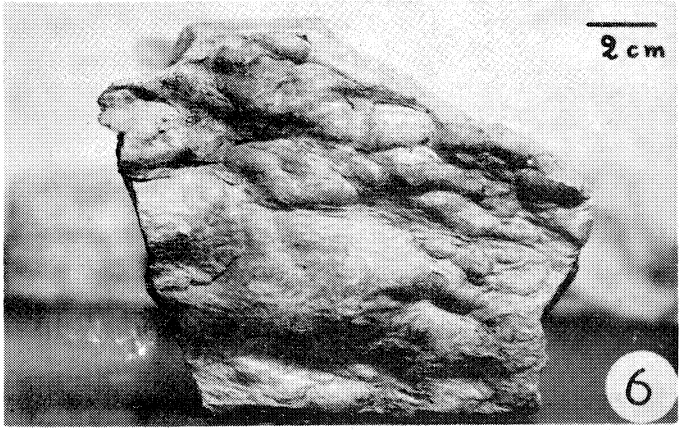


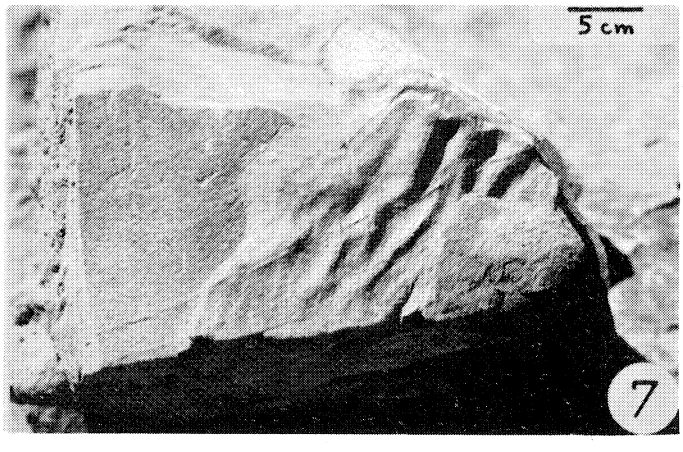












Légende planche 5

La Formation de Saint-Germain-sur-Ille
Lithologie

Photo 1 - *Carrière de la Fosse n° 2. Quartz-arenite de la partie basale.*
(L.P.) *Grains de quartz et muscovite dans une matrice très peu abondante.*

Photo 2 - *Carrière de la Fosse n° 1. Quartz-wacke de la partie basale.*
(L.N.) *Grains de quartz parfois arrondis dans une matrice sériciteuse développée.*

Photo 3 - *Carrière de la Fosse n° 2. Grès homogène.*
(L.P.)

Photo 4 - *Carrière de la Fosse n° 2. Grès à lamines. Ici la lamine se*
(L.N.) *réduit à un film de minéraux lourds.*

Photo 5 - *Carrière de la Fosse n° 2. Siltstone à lamines.*

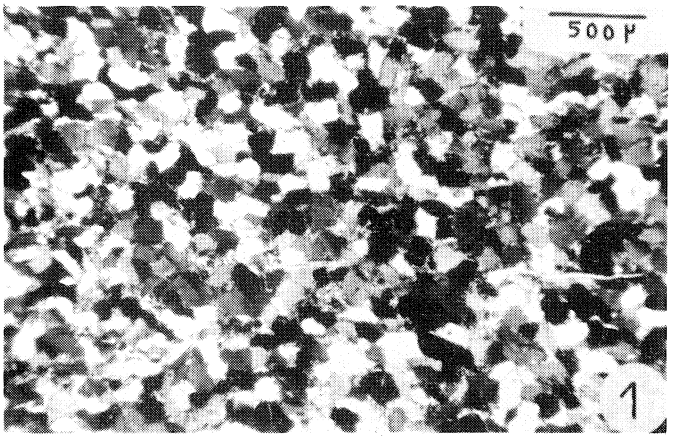
La Formation de Tuboeuf

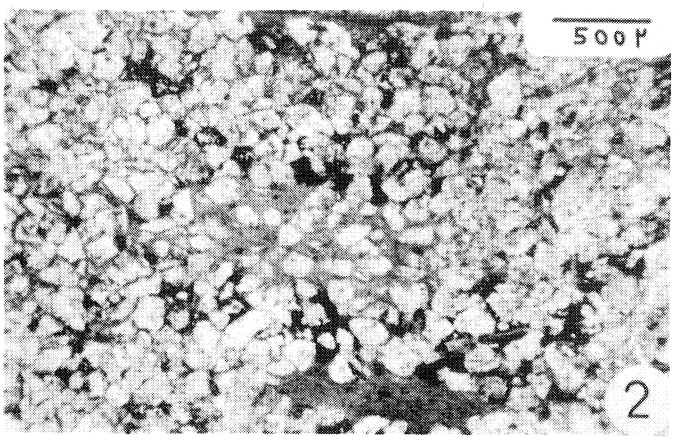
Photo 6 - *La Perrine. Grès sombre sans lamine. Les grains de quartz de*
(L.P.) *petite taille sont fortement imbriqués.*

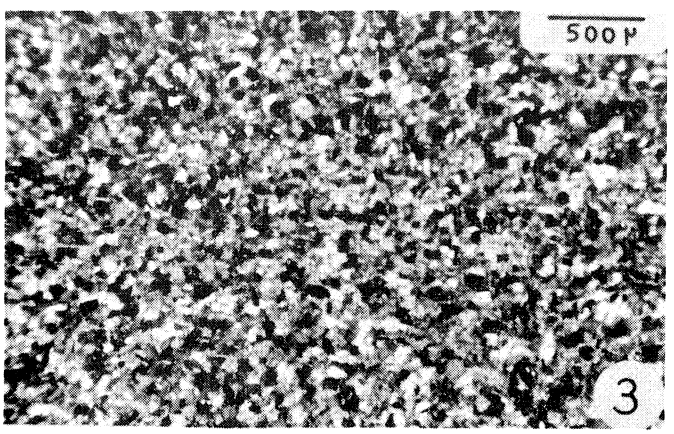
Photo 7 - *La Rochefoucault. Grès clairs. Grains de quartz de plus grande*
(L.P.) *taille et matrice chloriteuse.*

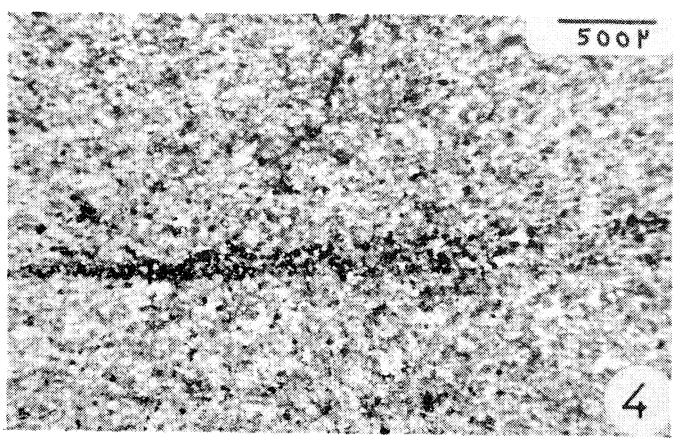
Photo 8 - *La Morlière. Siltstone à lamines.*
(lame mince,
L.N.)

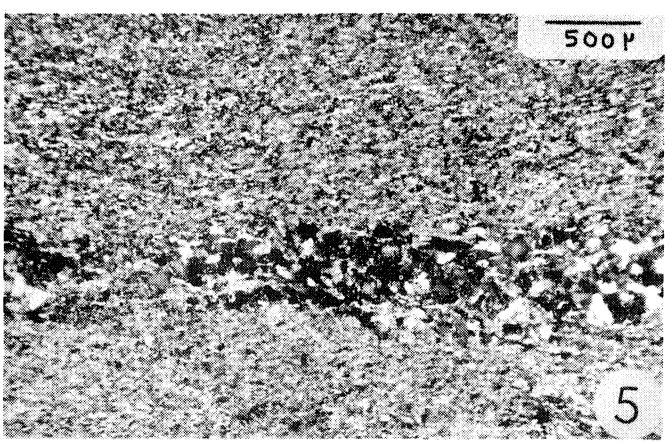
Planche 5

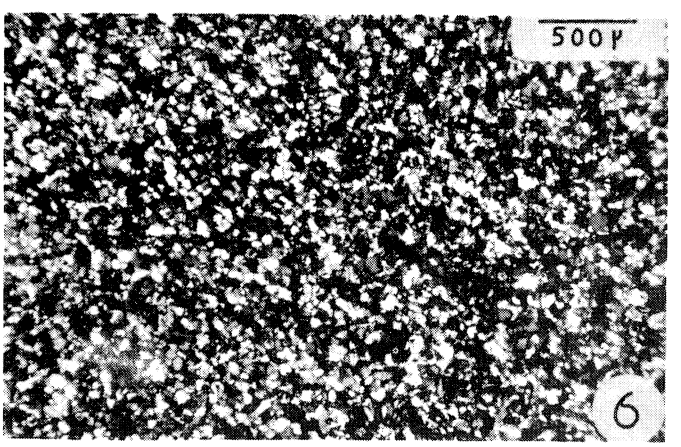


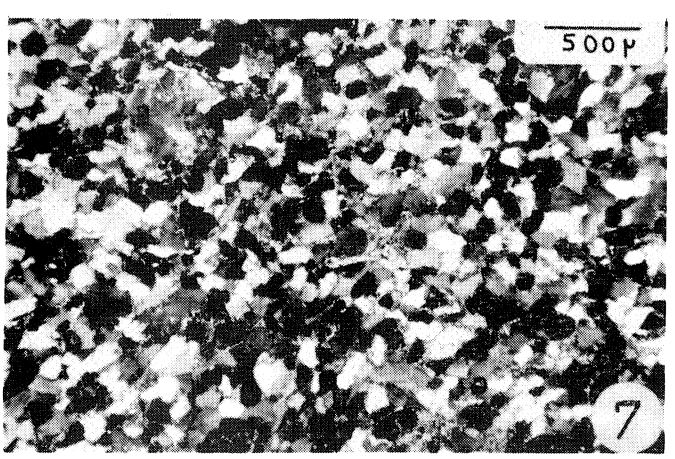


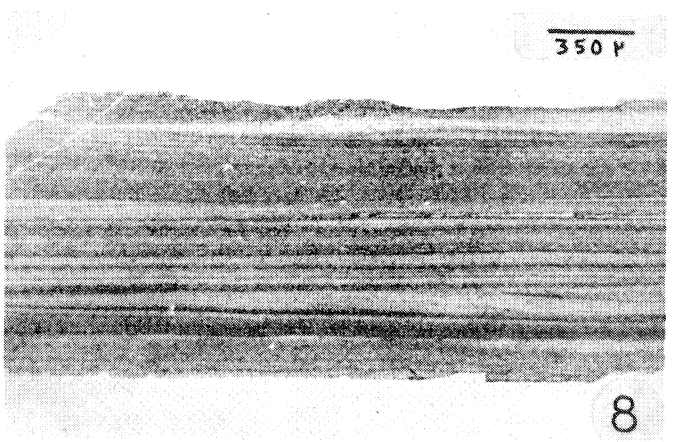












Chapitre III

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES
DONNEES PALEONTOLOGIQUES ET AGE

D'une façon générale, il convient de souligner la rareté des gisements fossilifères en raison de la pauvreté de la faune et de l'important développement de la schistosité qui n'a pas permis, en particulier, la conservation de la microfaune.

I - Formation de Montebert

La présence de Lingulidés (*"Lingula Lesueuri"*) aux environs de Montigné-le-Brillant avait conduit D. Oehlert à rapporter les termes de base de la formation aux "Grès armoricains". Les recherches entreprises pour retrouver cette faune n'ayant pas abouti et les Lingulidés ne possédant pas de valeur biostratigraphique, nous ne pouvons préciser l'âge exact de la transgression paléozoïque dans cette partie du Synclinorium de Laval (Arenig supérieur, Llanvirn inférieur ?).

La partie silteuse de la formation n'a fourni aucune macrofaune stratigraphiquement utilisable ; seuls quelques fragments de Trilobites et d'Orthidés non déterminables ont été observés près du cimetière de Nuillé-sur-Vicoin.

Comme celà est fréquent dans le Massif armoricain, un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches a été découvert dans le premier niveau ferrugineux de la coupe de Montebert.

- les Chitinozoaires[+] nombreux, sont peu variés spécifiquement :
  . *Cyathochitina campanulaeformis*
  . *Cyathochitina* cf. *calix*.

+ Déterminations : F. Paris.

- on trouve également de très rares Acritarches et quelques Scolécodontes.

Les Chitinozoaires indiquent un âge Llanvirn pour cette partie de la Formation.

II - Formation de Saint-Germain-sur-Ille

A l'image de la formation précédente, la Formation de Saint-Germain-sur-Ille offre peu de gisements fossilifères ; malgré l'abondance des traces d'activité organique (terriers, pistes ...) les individus sont rarement conservés.

Le seul gisement actuellement reconnu correspond au site de la Fosse en Villiers-Charlemagne. Des lentilles argilo-sableuses situées dans la carrière n° 3 (cf. fig. 14) nous ont livré une faune composée de :

Trilobites+

Trinucleidés : *Onnia grenieri*

Brachiopodes : Orthidés

Mollusques Gastropodes indéterminables

Bryozoaires

La présence d'*Onnia grenieri* permet de proposer un âge Caradoc moyen à supérieur pour cette partie de la formation.

III - Formation de Tuboeuf

L'essentiel des données a été recueilli dans les gisements décrits par D. Oehlert dans les niveaux du sommet de la formation.

+ Détermination : J.-L. Henry.

1 - Le Moulin du Bois

Les siltstones ampéliteux qui surplombent la Mayenne a 1 km au Sud d'Origné (cf. fig. 19c) ont été rapportés à la base du Silurien par leur faune graptolithique (*"Graptolithes"*) (L. Bureau et D. Oehlert, 1895).

La faune qu'ils renferment permet de placer cet affleurement au sommet du Silurien (Ludlow au post-Ludlow).

Trilobites[+]

Prionopeltis sp.

Il s'agit du premier Trilobite silurien découvert dans le Synclinorium médian armoricain. Ce pygidium possèdant 6 épines pleurales correspond vraisemblablement à une espèce nouvelle.

Les espèces voisines ont un âge Ludlow à post-Ludlow.

Graptolithes[++]

2 - Le Moulin de Régereau

En 1895 L. Bureau et D. Oehlert signalent ce gisement dans les siltstones noirs du Moulin de Régereau (cf. fig. 19 b). Sous le nom de *"Schistes à Ceratiocaris"* ils placent ces sédiments au sommet du Silurien.

J. Péneau (1936) y découvre des valves de crustacés (*Estheria buchoti*), des Ostracodes et des fragments de Crinoïdes (*Scyphocrinus elegans* ?). Il attribue à ces couches un âge silurien supérieur sans rejeter l'hypothèse d'un âge gédinnien inférieur attesté par la présence d'Estheria.

+ Détermination : P. Morzadec.

++ Déterminations en cours (Pr. H. Jaeger).

Finalement, pour A. Philippot (1964), la présence certaine de *Scyphocrinus* cf. *elegans* Zenker permet d'admettre que le Ludlow supérieur et même les niveaux eβ2 de Bohême (couches de Pridoli) sont représentés dans la région.

La faune que nous avons recueillie confirme cette dernière hypothèse :

- Columnales de *Scyphocrinus*

- Bivalves+

La microfaune se compose d'Acritarches indéterminables et de quelques Chitinozoaires (*Linochitina cingulata*, en particulier).

L'extension stratigraphique du genre *Scyphocrinus* (= *"Scyphocrinites"*) correspond à des niveaux post-ludloviens et même du Gédinnien basal. Ce gisement se place dans le Ludlow très supérieur (eβ2) au sommet de la zone à *Pristiograptus transgrediens*.

IV - Formation de Gahard

Elle montre localement de nombreux organismes fossilisés qui constituent de véritables accumulations. On y reconnaît principalement des Brachiopodes, des Bivalves et des Crinoïdes. L'étude de cette faune, effectuée par A. Renaud (1942) ne sera pas reprise. Les gisements fossilifères reconnus sont portés sur la carte géologique (annexe I).

Signalons toutefois le gisement du Moulin de Régereau qui contient de nombreux Céphalopodes orthocônes et Mollusques dont la détermination est en cours.

P. Morzadec et F. Paris (1976) attribuent au maximum un âge Gédinnien inférieur à cette formation.

+ Détermination en cours (Cl. Babin).

V - Formation de l'Huisserie

Le seul niveau fossilifère reconnu dans cette formation au Sud de Laval se situe dans les *"Schistes à Rhodea"* (Y. Milon, 1923) de Bois-Gamats (cf. carte annexe I).

La présence de *Productus (Dictyoclostus) vaughani* Muir-Wood permet de donner un âge Tournaisien supérieur au sommet de la formation.

La flore composée de fragments attribués à *Rhodea*, *Adiantites*, *Asterocalamites* et *Lepidodendron corrugatum* (Dawson) par Y. Carpentier (1925) ne permet pas de datation précise.

Cependant, l'étude en cours de la flore découverte récemment dans un nouveau gisement à 350 m au Nord de Saint-Pierre-le-Potier fournira peut-être des données complémentaires.

L'âge du début de la sédimentation carbonifère n'est pas fixé mais les volcanites du Membre d'Entrammes ont fourni un âge radiométrique de 330 $\pm$ 6 M.A. (Rb/Sr) soit Tournaisien (Ph. Vidal, in Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974).

VI - Formation de Changé

Datée par les Calcisphères qu'elle renferme à Changé, cette formation paraît débuter au Tournaisien supérieur et se prolonger dans le Viséen inférieur (A. Pelhâte, 1967).

VII - Formation de Laval

Elle représente le Viséen inférieur et moyen d'après ses Conodontes (A. Pelhâte, 1962).

VIII - Formation de Heurtebise

La flore et la faune (Mollusques - Poissons) que contiennent les siltstones indiquent un âge Viséen supérieur - Namurien et base du Westphalien (A. Carpentier et alt., 1935 ; A. Pelhâte, 1974 inédit).

CONCLUSIONS

Le tableau VII construit à partir des données lithostratigraphiques et biostratigraphiques permet d'établir la chronostratigraphie du domaine étudié et des comparaisons avec les régions voisines du Synclinorium médian armoricain.

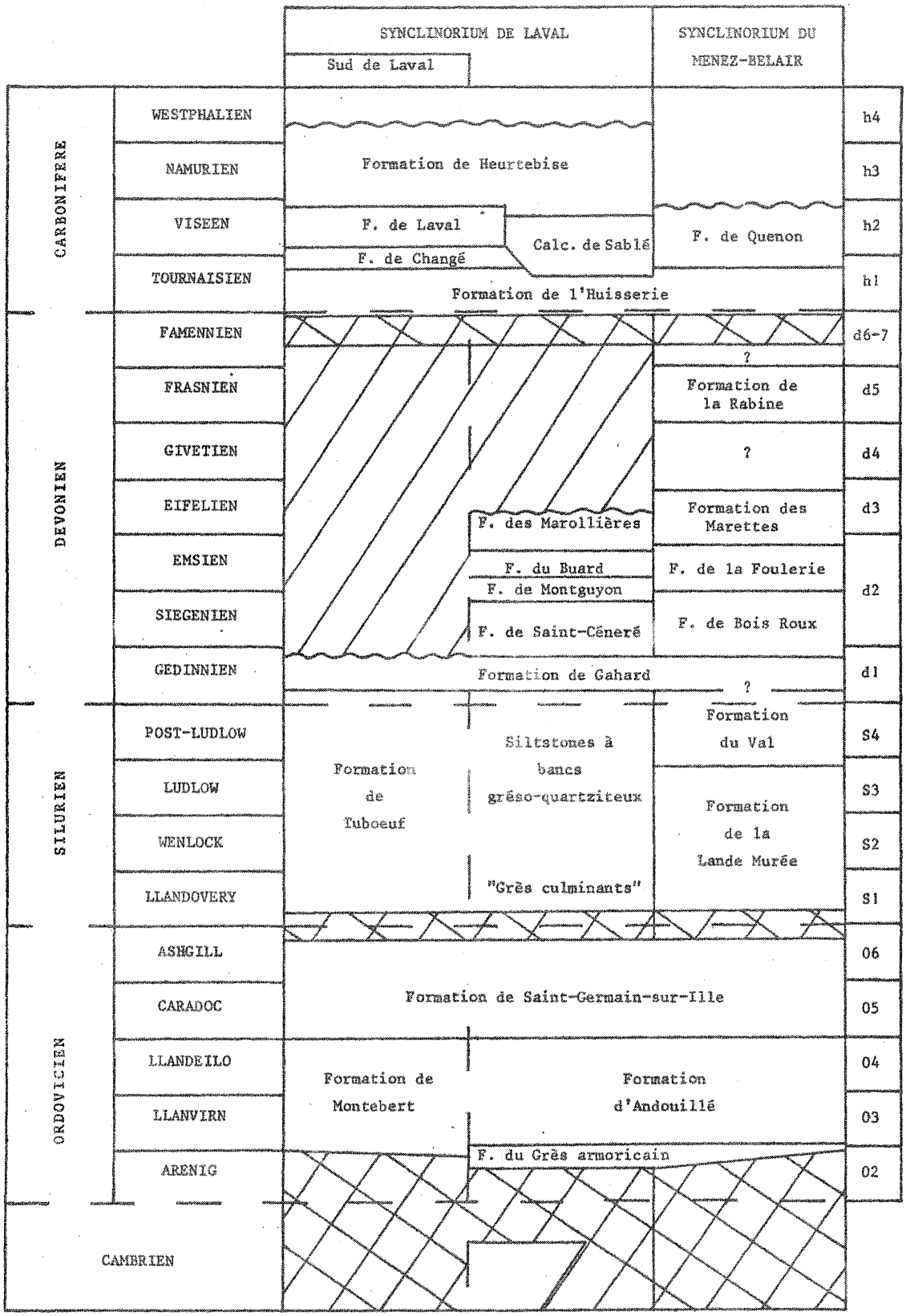


Tableau VII : Chronostratigraphie du domaine étudié ; corrélations avec les domaines voisins.

lacune de sédimentation

lacune d'érosion

Chapitre IV

LES ROCHES ERUPTIVES

Les séries sédimentaires antépaléozoïques et paléozoïques comportent de nombreuses manifestations éruptives parmi lesquelles nous avons distingué, selon leur position stratigraphique :

- dans les formations antécarbonifères :

. des filons sécants, des sills et des niveaux interstratifiés, acides et basiques.
Les roches à caractère acide (volcanoclastites, microgranites et rhyolites) sont surtout localisées dans les formations briovériennes et ordoviciennes, tandis que les roches basiques sont présentes dans les formations briovériennes et siluro-dévoniennes.

- dans les formations carbonifères :

. des volcanites acides sous forme d'épanchements aériens ou subaériens (ignimbrites, rhyolites, ...), des produits volcanoclastiques (brèches, tufs, tuffites) et roches à composition chimique de kératophyres.

I - LES ROCHES ERUPTIVES RECONNUES DANS LES FORMATIONS ANTECARBONIFERES

I - 1 - LES ROCHES ACIDES

Sous le symbole γ_3 (parfois π) et l'appellation *microgranulite, micropegmatite ou porphyre à quartz globulaire,* les auteurs des feuilles géologiques ont regroupé les nombreux pointements et massifs de roches acides.

a - rappels bibliographiques

Dans la notice de la feuille de Château-Gontier, ces roches sont décrites comme *"formant tantôt des traînées interstratifiées dans l'Ordovicien, tantôt recoupant les assises de ce terrain sous forme de filons" tandis qu'elles sont "abondantes dans les terrains précambriens"*.
L. Vandernotte (1913) y reconnaît des *microgranites* et des *rhyolites*. E. Raguin et R. Zvéreff (1946) pensent *"qu'il serait tentant de voir dans l'intrusion des microgranites et dans l'émission des laves rhyolitiques du Culm deux phénomènes connexes"*.

b - mode de gisement

Bien qu'il soit rare de pouvoir déterminer avec certitude le mode de gisement des roches éruptives acides, la cartographie détaillée de leurs contacts avec les sédiments encaissants, leur disposition structurale et leur extension, permettent d'affirmer qu'elles sont intrusives dans les formations sédimentaires (à l'exception des niveaux volcanoclastiques briovériens).

- les massifs d'aspect stratoïde

Le microgranite de Nuillé-sur-Vicoin qui s'étend depuis Montigné-le-Brillant jusqu'au Sud-Est de Nuillé, forme un massif d'aspect stratoïde dont l'orientation N.W.-S.E. coïncide presque exactement avec celle de la "bande" de grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille.

- les sills

Ils se reconnaissent à leur orientation cartographique concordante avec l'encaissant. Il s'agit en général de filons satellites des masses microgranitiques de plus grande importance.

- les dykes

Ils ont surtout été mis en évidence dans les carrières de la Fosse (Villiers-Charlemagne).
La plupart des pointements cartographiés entrent dans cette catégorie.

I-1-1 - Les volcanoclastites briovériennes

Les niveaux volcanoclastiques dans les formations briovériennes sont peu nombreux et souvent difficiles à distinguer des siltstones et grès voisins.
Le plus remarquable d'entre eux se situe près de la ferme de la Boirie (fig. 6) ; sa puissance est de 20 cm environ.

- caractères macroscopiques

La roche, de couleur beige clair, est riche en grains de quartz (1 à 2 mm de diamètre) et en cristaux automorphes de feldspath (1x2 mm) disséminés dans une pâte claire très schistifiée, d'aspect lustré.

- caractères microscopiques (Pl. 6, ph. 1)

Les phénocristaux :

. *le quartz*, subautomorphe (5 % du volume total de la roche) est typiquement volcanique avec de nombreux "golfes de corrosion". Sa taille est très variable ; il est en outre fortement cataclasé et brisé en de nombreuses esquilles dispersées dans la matrice.

. *les feldspaths* (environ 1 % du volume total de la roche) sont également cataclasés et envahis de séricite. On peut néanmoins y reconnaître de *l'Albite* (An 3-5) et des *feldspaths perthitiques*.

La matrice, grenue à microgrenue, est constituée de grains de quartz et de petits individus feldspathiques tandis que de longs filaments séricito-chloriteux, parfois en paquets flexueux, soulignent les plans de schistosité.

. les *minéraux accessoires* sont l'apatite, le zircon et la chlorite (quelques paillettes peu nombreuses).

- conclusion

Par sa composition minéralogique et sa texture, cette roche a les caractères d'un tuf acide à composition rhyolitique.

I-1-2 - Les microgranites

Le microgranite de Nuillé-sur-Vicoin et le microgranite des Ruaux en sont les types principaux.

a - le microgranite de Nuillé-sur-Vicoin

a 1 - caractères macroscopiques

La roche est constituée de nombreux phénocristaux de feldspath atteignant souvent plusieurs millimètres et de paillettes de biotite plus ou moins chloritisée, dispersés dans une pâte aphanitique beige à blanchâtre.

a 2 - caractères microscopiques (Pl. 6, ph. 2)

La texture est microgrenue à grenue porphyrique ; les phénocristaux sont des feldspaths auxquels s'ajoutent quelques rares quartz volcaniques.

- les phénocristaux

. le *quartz* en sections automorphes à subautomorphes, monocristallines à polycristallines possède rarement les "golfes de corrosion".

. les *feldspaths* en tablettes automorphes de grande taille (jusqu'à 2x3 mm) maclés albite, carlsbad, plus rarement albite-péricline sont de deux types : un *plagioclase* sodique (Albite ou Oligoclase) toujours plus ou moins envahi par des minéraux phylliteux de néoformation. Plusieurs de ces individus se groupent fréquemment en amas polycristallins.

n° d'ordre	1	2
n° d'échantillon	31-36	31-46
SiO_2	69,70	73,50
Al_2O_3	15,06	13,72
Fe_2O_3	4,35	4,09
MnO	-	-
MgO	0,23	<0,10
CaO	0,12	0,11
Na_2O	2,42	2,31
K_2O	5,60	5,27
TiO_2	0,33	0,31
P_2O_5	0,17	0,13
H_2O^+	2,10	1,58
H_2O^-	0,01	0,01
Total	100,09	101,13
n° d'analyse	817	818

Tableau VIII : Analyses chimiques du microgranite de type Nuillé.

analyse 1 : La Crotellière

analyse 2 : Château de Courcelles

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

Le *feldspath potassique* moins abondant en petits individus (50x100 microns) automorphes perthitiques.

. La *biotite* subautomorphe est parfois abondante. Elle est fortement colorée en rouge et très chloritisée.

- la mésostase

Elle est quartzo-feldspathique, grenue, riche en petites tablettes de chlorite. La taille de ses constitants est voisine de 150 microns.
Il est fréquemment possible d'y voir le développement de nombreuses associations micropegmatitiques graphiques (quartz + feldspaths) donnant à la roche un aspect granophyrique (Pl. 6, ph. 3).

a 3 - caractères chimiques (tableau VIII)

Les analyses chimiques ont été effectuées sur deux échantillons à composition minéralogique très voisine recueillis à la Crotellière et au Château de Courcelles.
Elles confirment le caractère acide, alcalin et potassique de ce microgranite, souligné par la teneur élevée en SiO_2 (70 % environ) en $K_2O + Na_2O$ (avec K_2O largement dominant sur Na_2O) et par les faibles teneurs en MgO et CaO.
Les teneurs en Fer total sont relativement élevées ; ceci est à mettre en relation avec la présence de la biotite parfois assez abondante.

b - le microgranite des Ruaux

Nous désignons sous ce terme des microgranites dont le type forme une importante butte topographique entre les Ruaux et Choiseau (commune de Houssay) (Pl. 6, ph. 4). Des roches identiques affleurent à proximité d'Origné.

b 1 - caractères macroscopiques

La roche est massive, de couleur gris clair. Seuls sont visibles quelques cristaux millimétriques de feldspath et de très fines paillettes de chlorite dans une pâte microgrenue.

n° d'ordre	3	4	5
n° d'échantillon	267-35	267-35K	267-41
SiO_2	75,40	75,20	75,80
Al_2O_3	13,58	13,84	13,21
Fe_2O_3	1,69	2,60	1,85
MnO	-	-	-
MgO	0,11	0,11	0,10
CaO	0,17	0,39	0,21
Na_2O	4,03	3,95	4,29
K_2O	4,30	4,02	4,00
TiO_2	0,16	0,33	0,16
P_2O_5	-	-	-
H_2O^+	0,63	0,88	0,73
H_2O^-	0,01	0,08	0,01
Total	100,00	101,40	100,36
n° d'analyse	815	812	816

Tableau IX : Analyses chimiques du microgranite type les Ruaux.

analyse 3 : les Ruaux (Nord)

analyse 4 : les Ruaux (Sud)

analyse 5 : la Gaudrée

b 2 - caractères microscopiques (Pl. 6, ph. 5-6)

La texture est microgrenue porphyrique avec important développement des micropegmatites qui envahissent presque totalement la roche. Elle évolue parfois vers une texture microlitique porphyrique.

- les phénocristaux

Par rapport au microgranite de Nuillé on note un enrichissement en *quartz* volcanique automorphe tandis que les phénocristaux de *feldspath* diminuent en nombre et en taille ; la *biotite* automorphe est totalement absente.
Les feldspaths ont des contours cristallographiques émoussés et sont généralement isolés au sein de la mésostase. Il s'agit de plagioclase (Albite-Oligoclase) maclé polysynthétiquement ou Carlsbad (Pl. 6, ph. 7).

- la mésostase

Ses constituants essentiels sont le quartz, le feldspath et la chlorite en agrégats de petite taille.
Elle est beaucoup plus finement cristallisée que dans le microgranite de Nuillé puisque la majorité de ses éléments a une taille voisine de 50 microns. Les micropegmatites y sont très développées. Dans les rares cas où elles le sont moins le feldspath alcalin s'individualise en petits microlites donnant à la roche un aspect de lave.

b 3 - caractères chimiques ; conclusion

Par rapport au microgranite de Nuillé les analyses chimiques (tableau IX) traduisent parfaitement les variations de composition minéralogique notées d'une variété à l'autre :

- une plus grande richesse en silice (75 % contre 70 %) (augmentation de la quantité de quartz).

- une teneur plus faible en Fer total (très peu de biotite ou de chlorite).

- des teneurs en MgO et CaO aussi faibles.

- la somme ($Na_2O + K_2O$) reste voisine de 8 mais le rapport K_2O/Na_2O est proche de l'unité ce qui traduit l'abondance du plagioclase par rapport au feldspath potassique.

Ces roches sont donc des leucogranites alcalins sodi-potassiques.

I-1-3 - Les filons acides

A côté de ces amas microgranitiques s'observent un grand nombre de petits pointements (cf. carte annexe I) ; à l'affleurement ils se présentent différemment (roches aphanitiques massives, roches porphyriques, aspect scoriacé parfois, ...) mais ils sont tous caractérisés par la présence de quartz volcanique.

Les phénocristaux feldspathiques peuvent être abondants (jusqu'à 60 % du volume total de la roche dans certains filons de la Fosse). Le développement de sphérolites est également un phénomène assez constant (filons de Choiseau, la Gaudrée ...).

Sur le plan des textures et des compositions minéralogiques ils évoluent depuis des microgranites jusqu'à des rhyolites à texture hyalosphérolitique fluidale (carrières de la Fosse) (Pl. 6, ph. 8) tandis que chimiquement (tableau X) ils sont très proches du microgranite des Ruaux (même caractère sodi-potassique).

I-1-4 - Caractères particuliers des roches acides

a) modifications de bordure

Dans la carrière de Nuillé (Nord du Vicoin) les épontes du massif microgranitique sont profondément modifiées ; la roche est homogène, on y observe de rares phénocristaux et des traces de fluidalité fruste semblables à celles qui sont visibles dans les rhyolites.

n° d'ordre	6	7
n° d'échantillon	267-7	267-12
SiO_2	76,20	76,70
Al_2O_3	12,07	13,08
Fe_2O_3	2,29	1,58
MnO	-	-
MgO	0,11	0,18
CaO	0,10	0,15
Na_2O	3,15	3,73
K_2O	3,45	4,74
TiO_2	0,16	0,12
P_2O_5	-	0,10
H_2O^+	1,39	0,33
H_2O^-	0,14	0,01
Total	99,06	100,72
n° d'analyse	814	819

Tableau X : Analyses chimiques de deux filons acides.

analyse 6 : Ecluse de la Fosse

analyse 7 : La Jariais.

Microscopiquement le microgranite est hololeucocrate, la texture est microgrenue porphyrique ; outre l'absence de micropegmatites on remarque le développement de sphérolites dont le coeur est fréquemment occupé par un microlite de feldspath alcalin.

Par leur nature hololeucocrate, la présence de sphérolites et le faible nombre de phénocristaux feldspathiques par rapport à la partie centrale de l'intrusion les épontes du microgranite présentent des aspects caractéristiques de refroidissement rapide (*"chilled-margins"*).

b) brèchification

Les phénomènes de brèchification à la périphérie des masses plutoniques sont fréquents. Ainsi, dans la carrière de Nuillé, sur 1 à 2 mètres, la bordure du microgranite est très schistifiée, riche en grains de quartz volcanique (3 à 4 mm de diamètre) et en fantômes blanchâtres de feldspath (1x2 cm).

Le caractère important dans cette bordure est la présence de fragments issus de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille englobés dans une mésostase microgrenue, voire felsitique, dans laquelle abondent des globules à cristallisation sphérolitique (phénomène de la croix noire) (anciennes bulles gazeuses ?).

Ces brèches, liées à la mise en place du microgranite correspondent à des brèches d'intrusion.

c) remarque

D. Oehlert et L. Bureau (1895) ont assimilé à un faciès métamorphique du "Grès de Saint-Germain" des roches claires avec "quartz bipyramidés ou en éponges et cristaux de feldspath".

Il s'agit, comme le pensaient E. Raguin et R. Zvéreff (1946), du microgranite qui apparaît à divers stades de son altération (exemple des carrières de la Fosse). Dans ces roches, d'aspect granuleux, ne sont plus identifiables que les quartz volcaniques et les phénocristaux de feldspath verdâtres, totalement pseudomorphosés par la chlorite et la séricite. La mésostase est entièrement recristallisée mais on y observe parfois les restes d'une texture sphérolitique.

I-1-5 - Conclusions à l'etude des roches acides

La cartographie indique que les roches éruptives acides (à l'exception des volcanoclastites) sont intrusives dans toutes les formations antécarbonifères.

Certains de ces filons montrant une schistosité, leur mise en place s'est effectuée (pour une partie d'entre eux) postérieurement au dépôt de la Formation de Tuboeuf et antérieurement à la phase de schistogenèse.

Le caractère hypovolcanique de certains d'entre eux se traduit par leur nature leucocrate à hololeucocrate, la présence de nombreuses associations micropegmatitiques, des textures proches de laves et des compositions chimiques voisines de celles de rhyolites.

I - 2 - LES ROCHES BASIQUES

La lecture des feuilles géologiques fait apparaître le grand nombre de pointements de roches basiques dans les formations briovériennes et la Formation de Tuboeuf ; ce sont des *"diabases"* (ɛν), *"diabases andésitiques"* ou *"porphyrites"*. Dans le Synclinorium de Laval même ces roches apparaissent aux environs de Loiron à l'Ouest et disparaissent sous les terrains secondaires du Bassin de Paris.

a - rappels bibliographiques :

En 1882, D. Oehlert signale à la Baudelière une carrière exploitant de la *"diabase"* à **structure ophitique**.
Dans la légende de la feuille de Château-Gontier (1895) ce même auteur reconnaît que ces roches occupent deux régions distinctes : dans les schistes du Silurien supérieur et dans le Précambrien. Ce sont soit des filons soit des dômes.
Enfin, en 1946 E. Raguin et R. Zvéreff considèrent que ces *"dolérites saussuritisées et calcifiées"* se sont mises en place antérieurement aux plissements hercyniens et peut-être pendant le dépôt du Culm.

b - mode de gisement

Comme pour les roches acides leur mode de gisement est difficile à déterminer. La plupart d'entre elles sont intrusives sous forme de sills, filons, dykes ou même petits laccolites, puisque à leurs épontes les sédiments encaissants sont métamorphisés (présence d'adinoles).
L'existence de coulées ne peut, a priori, être exclue notamment au sein des formations briovériennes où des volcanoclastites ont été reconnues (la Chaussée, les Ruaux ...). Les filons sont parfois si nombreux qu'ils occupent un volume supérieur à celui des siltstones qu'ils recoupent. La topographie elle même est influencée par ces "objets" résistants (la Baudelière, ferme de Jarté, ...).

c - plan de l'étude

L'étude systématique des très nombreux pointements n'a pas été effectuée en détail. Nous nous limiterons à la description des principaux types en conservant le terme de diabase pour désigner ces roches en majorité intrusives.

I-2-1 - Les volcanoclastites briovériennes

Les volcanoclastites basiques n'ont été reconnues que dans les formations briovériennes et dans deux localités : la carrière de la Chaussée et en bordure de la rivière à l'Est des Ruaux (Choiseau).

- carrière de la Chaussée

Le front de taille montre, sur environ 10 mètres, l'alternance de siltstones et de couches de tufs puissantes de quelques décimètres. Ces niveaux de couleur verdâtre sont finement grenus et peu schistifiés.
Microscopiquement ils présentent un fond microcristallin sur lequel se détachent des clastes de nature variée parmi lesquels domine le plagioclase ; leur taille peut atteindre 2 millimètres.

Le *plagioclase albitique* (An 0-5) à macles polysynthétiques, aux contours émoussés, entre pour environ 5 % dans le volume total de la roche.
Ces phénoclastes sont accompagnés de lattes de taille inférieure pour lesquelles toute détermination optique devient impossible.

Le *quartz* en fragments anguleux est abondant à certains niveaux.

Des *chlorites vertes* de grande taille parsèment la roche.

Le fond est un mélange de différents minéraux : chlorite abondante, quartz, calcite en plages diffuses, minéraux opaques, apatite et épidote (zoïsite dominante et pistachite).

- Choiseau

Les tufs recueillis à Choiseau sont plus fins et montrent un granoclassement. La composition minéralogique est identique mais le quartz est plus abondant à la base des lits granoclassés.

- données chimiques ; conclusions

Les deux types de roches étudiés se caractérisent pétrographiquement par la présence d'albite, de chlorite, de quartz, d'épidote, de calcite et d'opaques.
Cet assemblage minéralogique évoque les paragenèses observées dans des roches de nature spilitique.
Les analyses chimiques (tableau XI) confirment cette impression présentant en particulier les caractères suivants :

. une teneur assez faible en silice (entre 50 et 55 %).

. une teneur en sodium supérieure à celle en potassium et forte par rapport à celle en CaO (analyse 8 en particulier).

. des teneurs élevées en Fer total, titane et eau totale (notamment dans l'échantillon 267-34, analyse 9).

Ces niveaux volcanoclastiques sont donc des tufs spilitiques.

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

n° d'ordre	8	9
n° d'échantillon	368-3	267-34
SiO_2	55,00	50,10
Al_2O_3	13,43	12,72
Fe_2O_3	14,65	17,92
MnO	0,36	0,26
MgO	2,77	3,59
CaO	2,83	5,31
Na_2O	3,85	2,10
K_2O	1,78	0,97
TiO_2	2,98	2,82
P_2O_5	1,09	1,38
H_2O^+	1,44	3,13
H_2O^-	0,14	0,69
Total	100,22	100,99
n° d'analyse	829	828

Tableau XI : Analyses chimiques des volcanoclastites briovériennes.

analyse 8 : La Chaussée

analyse 9 : Choiseau.

I-2-2 - Les diabases

a) Les diabases microgrenues

Le type a été pris en bordure de Mayenne sur le chemin de halage à proximité de la ferme de la Gaudrée.

- caractères macroscopiques

La roche de couleur sombre est massive et sans structure apparente.

- caractères microscopiques

La texture est microgrenue légèrement microlitique porphyrique.

Les *phénocristaux de plagioclase* (An 5-10) (2x1 mm) sont lachement dispersés dans la mésostase. Leurs contours cristallographiques sont quadrangulaires ou globuleux ; ils sont rarement maclés et forment parfois des agrégats polycristallins (Pl. 7, ph. 1).

La mésostase est constituée de *quartz*, *chlorite*, nombreux *minéraux opaques*, accompagnés de *microlites d'albite* (An 5-10) (100x20 microns) sans orientation préférentielle. On y trouve également de nombreux granules d'épidote et quelques petites plages de calcite. Des amas polycristallins de quartz et calcite évoquent de petites amygdales.

- données chimiques ; conclusions

L'analyse chimique effectuée sur ce matériel (tableau XII) indique des teneurs en SiO_2 et Fer total relativement élevées et de fortes teneurs en CaO et Na_2O par rapport à K_2O et en H_2O^+.

Cette roche, à composition basaltique, a des caractères chimiques proches de ceux des roches spilitiques ce qui est en accord avec la composition minéralogique observée.

L'analyse d'une diabase spilitique microgrenue du massif de Lahn-Dill (Th. Juteau et G. Rocci, 1974) fournie à titre de comparaison est tout à fait semblable sauf au niveau de la teneur en Na_2O qui est plus forte.

n° d'ordre	10	
n° d'échantillon	267-3	A
SiO_2	52,06	52,00
Al_2O_3	13,28	13,90
Fe_2O_3	15,03	12,55
MnO	0,16	0,20
MgO	3,07	3,47
CaO	6,53	6,13
Na_2O	2,96	4,54
K_2O	0,40	0,82
TiO_2	2,83	2,01
P_2O_5	0,42	-
H_2O^+	3,12	3,51
H_2O^-	0,22	-
Total	100,18	100,10
n° d'analyse	829	

Tableau XII : Analyse chimique de la diabase microgrenue de la Gaudrée.
A - Diabase spilitique microgrenue du massif du Lahn - Dill (Massif schisteux rhénan).
(Th. Juteau et G. Rocci, 1974).

b) Les diabases microgrenues porphyriques. (Les Ruaux, la Boirie, ...).

Par rapport aux diabases décrites précédemment on note une augmentation de la quantité des phénocristaux feldspathiques (Pl. 7, ph. 2).

Dans l'échantillon recueilli près de la ferme de la Boirie les phénocristaux occupent environ 20 % du volume total de la roche, l'assemblage minéralogique restant identique.

Les analyses chimiques (tableau XIII) confirment leur parenté avec les diabases microgrenues mais l'accentuation du caractère spilitique se marque par des teneurs en Na_2O supérieures (4 à 5 % contre 3 %) tandis que les teneurs en CaO sont beaucoup plus faibles (1 % en moyenne contre 6 %).

c) Les diabases microgrenues amygdalaires

Ce type de roche a été recueilli dans les formations briovériennes en contrebas de la ferme du Pressoir (Ouest de Villiers-Charlemagne).

- caractères macroscopiques

Cette diabase de couleur verdâtre, très schistifiée, est riche en globules millimétriques de quartz.

- caractères microscopiques

La texture est microlitique à tendance doléritique ; les éléments dominants sont la chlorite et le feldspath.

Les *microlites de feldspath* (0,08x8 mm) sont pour la plupart fortement damouritisés. Leur groupement en bouquets sphérolitiques est fréquent.
Parmi ces anciens plagioclases indéterminables avec précision s'observent quelques microlites très allongés, limpides et frais, à extrémités fourchues et effilochées ; il s'agit sans doute d'Albite non maclée.

n° d'ordre	11	12
n° d'échantillon	267-36F	267-40
SiO_2	56,20	53,10
Al_2O_3	17,15	15,23
Fe_2O_3	12,67	13,52
MnO	0,13	0,17
MgO	2,37	4,25
CaO	0,19	2,10
Na_2O	5,54	4,20
K_2O	0,83	1,79
TiO_2	2,84	1,77
P_2O_5	0,62	0,45
H_2O^+	2,90	2,80
H_2O^-	0,12	0,49
Total	101,55	99,87
n° d'analyse	826	827

Tableau XIII : Analyses chimiques de deux diabases microgrenues porphyriques.

analyse 11 : Choiseau

analyse 12 : Nord des Ruaux.

Quelques fantômes de *phénocristaux feldspathiques* sont également reconnaissables mais non déterminables avec précision.

La mésostase microcristalline est constituée de chlorite (pennine en plages fibreuses), calcite (granules), quartz xénomorphe peu abondant et minéraux opaques (ilménite, leucoxène, oxydes de fer ...).

Le trait majeur de ce type de diabase est la présence d'amygdales oblongues (3x1 mm) constituées de quartz, calcite et chlorite (Pl. 7, ph. 3). Le centre de l'amygdale est occupé par du quartz xénomorphe en cristaux fortement imbriqués tandis que la zone périphérique est formée de calcite subautomorphe aux clivages bien visibles, plus rarement de calcite finement granuleuse.
La chlorite fibreuse (pennine) forme la partie la plus externe de l'amygdale.
Dans la Formation de Tuboeuf, les amygdales de ces diabases (la Ramaugerie, la petite courbe) peuvent avoir des compositions très variables (Pl. 7, ph. 4).

- chlorite en fibres très petites
- quartz sénomorphe seul
- quartz + chlorite
- quartz + chlorite + calcite.

De telles structures amygdalaires ont été décrites par B. Auvray (1967) dans des coulées de nature spilitique à débit en coussins (pillow-lavas). Les cristallisations à l'intérieur de ces structures se produisent secondairement par remplissage de vacuoles gazeuses, par des solutions minéralisantes au moment de la consolidation de la roche.

d) Les diabases grenues (Persignan, Moulin de la Roche, ...)

- caractères macroscopiques

Ces diabases ont l'aspect de dolérites finement grenues légèrement quartziques.

- caractères microscopiques (Pl. 7, ph. 5-6)

Leur texture est doléritique intersertale sans pyroxène.

Le *feldspath* est représenté par des microlites albitiques (An_5 environ) (0,6x0,2 mm) souvent envahis de séricite ou réduits à l'état de fantômes brunâtres.

La mésostase, grenue à microgrenue est un assemblage de chlorites (pennine), calcite et quartz.
Le minéral opaque est de l'ilménite en grands cristaux tabulaires ou en baguettes allongées en forme de "peigne".

Dans certains échantillons (Persignan) des plages de quartz xénomorphe englobent poecilitiquement des lattes de plagioclase.

e) Les diabases grenues porphyriques

Nous désignons ainsi des roches doléritiques, sans pyroxène, à phénocristaux de plagioclase abondants.
L'exemple le plus remarquable se situe dans une petite carrière en bordure de la Mayenne près de la ferme de la Baudelière.

- caractères macroscopiques

Dans une pâte gris-verdâtre sont dispersés de nombreux phénocristaux de feldspath blanchâtres, en baguettes de grande taille (1x7 mm) ou en sections quadrangulaire trapues (3x4 mm).

- caractères microscopiques

La texture de la roche est doléritique intersertale.

Les *lattes feldspathiques* peu altérées sont noyées dans une mésostase microcristalline confuse formée de *chlorite* (pennine) *quartz* et *calcite* en amas globuleux ou en plages amiboïdes.

A côté des *phénocristaux d'Albite-Oligoclase* longs de 4 à 5 mm les baguettes de plus petite taille sont souvent groupées en rayons divergeant à partir d'un point central (Pl. 7, ph. 7) ; elles réalisent alors la "structure intersertale divergente" décrite par M. Vuagnat (1946) et B. Auvray (1967) dans des roches spilitiques.

Les minéraux accessoires sont l'ilménite squelettique épigènisée en leucoxène à laquelle s'ajoutent en faible quantité épidote et apatite.

n° d'ordre	13	
n° d'échantillon	207-69	A
SiO_2	48,25	47,25
Al_2O_3	18,90	16,00
Fe_2O_3	10,45	11,05
MnO	0,12	0,21
MgO	4,65	6,00
CaO	7,86	7,20
Na_2O	3,10	3,20
K_2O	0,88	1,30
TiO_2	2,40	2,75
P_2O_5	0,28	0,35
H_2O^+	3,03	4,10
H_2O^-	0,29	0,90
Total	100,07	100,39
n° d'analyse	820	

Tableau XIV : Analyse chimique de la diabase microlitique porphyrique de Benâtre.

A - Dolérite albitisée - F. Conquéré, 1966.

f) La diabase microlitique porphyrique de Benâtre

Cette roche particulière, d'abord considérée comme *"mélaphyre"* (D. Oehlert, 1896), puis rangée parmi les *basaltes* par L. Vandernotte (1913), affleure sur les rives de la Mayenne entre le Moulin de Benâtre et la Bouffelière.

- caractères macroscopiques

C'est une roche vert sombre, assez altérée, riche en phénocristaux de feldspath qui se différencient de la pâte qui les englobe par leurs reflets luisants.

- caractères microscopiques (Pl. 7, ph. 8)

. La texture est microlitique porphyrique à tendance doléritique. La mésostase est constituée de microlites de plagioclase longs de 200 microns environ sans orientation préférentielle nette sauf autour des phénocristaux où on note une pseudofluidalité. Ils s'agencent parfois en une texture à tendance intersertale.

. Les phénocristaux (43 % du volume total de la roche) Il s'agit presque exclusivement d'un *plagioclase* de grande taille (jusqu'à 2x4 mm). Sa basicité est difficilement déterminable les macles étant masquées par des produits de néoformation (séricite, chlorite, calcite ...). Il est en outre fortement albitisée, l'albitisation se marquant par de grandes plages limpides à l'intérieur des cristaux.

Dans les cas favorables, cependant, la mesure du pourcentage en anorthite indique la présence de *Labrador et d'Oligoclase*.

L'*Augite* automorphe est très rare (1 à 2 % du volume total de la roche) ; la macle dite "macle en sablier" y est parfois visible.

. La mésostase est formée de microlites de feldspath (25 % environ du volume total de la roche) légèrement plus acides que les phénocristaux.

Entre ces microlites ont cristallisé de petites paillettes de chlorite verte, parfois en groupements sphérolitiques, et de très nombreux granules d'opaques.

- données chimiques ; conclusions

Cette diabase, à texture proche d'un basalte diffère minéralogiquement assez nettement des roches basiques décrites jusqu'ici par :

. la présence de phénocristaux de Labrador ; on remarquera cependant qu'ils sont albitisés.
. l'existence de pyroxènes.

Chimiquement (cf. tableau XIV) cette roche est assez proche des autres diabases avec :

. une teneur en silice assez basse (50 % environ).
. des teneurs élevées en Alumine, Calcium et moyennes en Fer et Magnésium.
. une nette prédominance du sodium sur le potassium et la richesse en alcalins par rapport au CaO ($Na_2O + K_2O/CaO = 0,50$).

Elle accuse une nette tendance à l'acquisition de caractères spilitiques et sa ressemblance avec une dolérite albitisée incluse dans une série spilitique (F. Conquéré 1966) (cf. analyse A, tableau XIV) le confirme.

I-2-3 - Les dolérites (Choiseau, la petite Courbe ...)

Dans la région étudiée, elles semblent peu représentées par rapport à l'ensemble des diabases.

- caractères macroscopiques

Ce sont en général des roches vert sombre massives, légèrement grenues ; les lattes feldspathiques sont peu visibles.

- caractères microscopiques

La texture est très variable : intersertale (loges déterminées par la charpente des feldspaths occupées par un pyroxène) à poecilitique. Dans l'étendue d'une lame mince, le passage de l'une à l'autre est fréquent.
Les constituants essentiels sont le feldspath et le pyroxène.

Le *feldspath est une Andésine* (An 30-40) en lattes automorphes non zonées, couramment maclées selon la loi de l'Albite. Leur taille moyenne est de 0,1x0,8 mm mais des cristaux centimétriques sont courants.

Le *pyroxène est une Augite* commune, automorphe, légèrement rosée (augite titanifère) montrant fréquemment de belles sections basales ou longitudinales. Elle est parfois fortement ouralitisée ou bastitisée.

La *chlorite* forme des gerbes ténues dans la mésostase ou de grandes plages polarisant dans les bruns à verts ; il s'agit d'un minéral secondaire épigènisant le pyroxène le long de ses clivages et le feldspath selon ses plans de macles.

L'*apatite* automorphe est fréquente tandis que le minéral opaque est de l'*Ilménite* reconnaissable à son faciès en grands cristaux squelettiques.

A la petite Courbe la dolérite possède également de la *calcite* secondaire et du *quartz* en amas polycristallins et dans des associations micropegmatitiques.

- conclusion

Par leur composition minéralogique (Andésine et Clinopyroxène) et dans une moindre mesure leur texture les dolérites semblent différer des diabases. L'absence d'analyse chimique et les conditions d'affleurement empêchent de conclure quant à leurs relations avec celles-ci.

I-2-4 - Conclusions à l'étude des roches basiques

L'étude non exhaustive des roches basiques reconnues dans les formations antécarbonifères souligne la grande variété des types pétrographiques.

	Volcanoclastites		Diabases				
	267-34	268-3	267-3	267-36F	267-40	207-69	A
SiO_2	50,10	55,00	52,06	56,20	53,10	48,25	49,20
Al_2O_3	12,72	13,43	13,28	17,15	15,23	18,90	15,80
Fe_2O_3	17,92	14,65	15,03	12,67	13,52	10,45	11,00
MnO	0,26	0,36	0,55	0,13	0,17	0,12	0,17
MgO	3,59	2,77	3,07	2,37	4,25	4,65	6,60
CaO	5,31	2,83	6,53	0,19	2,10	7,86	10,00
Na_2O	2,10	3,85	2,96	5,54	4,20	3,10	2,70
K_2O	0,97	1,78	0,40	0,83	1,79	0,88	1,00
TiO_2	2,82	2,98	2,83	2,84	1,77	2,46	1,90
P_2O_5	1,38	1,09	0,42	0,61	0,45	0,28	0,33
H_2O^+	3,13	1,44	3,12	2,90	2,80	3,03	0,90
H_2O^-	0,69	0,14	0,22	0,12	0,49	0,29	-
Total	100,99	100,22	100,18	101,55	99,87	100,07	

Tableau XV : Récapitulatif des analyses chimiques de diabases.
A - Composition moyenne de basaltes (Masson 1968, in T.G. Vallance, 1969).

Les données micrographiques et géochimiques révèlent cependant des caractères communs à toutes ces roches :

- composition minéralogique globale constante :

Plagioclase albitique ou à la limite Albite-Oligoclase, chlorites, quartz, calcite, nombreux minéraux opaques, peu ou pas de ferro-magnésiens.
Les dolérites sont également riches en quartz, calcite et chlorite mais possèdent un plagioclase plus basique et des clinopyroxènes.

- structures semblables avec nombreuses amygdales.

Chimiquement les teneurs en SiO_2 correspondent à celles de basaltes (tableau XV) de même que celles en Alumine, Magnésium et Titane.
Les teneurs en Fer total, H_2C sont assez nettement supérieures ainsi que le rapport $Na_2O + K_2O/CaO$ (1,2 en moyenne contre 0,37).
Ces caractères sont ceux de la plupart des roches décrites dans la littérature sous le nom de Spilites.

Le manque de fraîcheur de la plupart des affleurements n'a cependant pas permis une étude géochimique complète.
La présence de tufs spilitiques dans les formations sédimentaires briovériennes (La Chaussée) atteste de l'existence d'un volcanisme spilitique briovérien auquel on doit rattacher une partie des filons diabasiques que nous avons cartographiés dans les formations correspondantes. L'existence de coulées n'a pas été reconnue.
La période de mise en place des autres diabases spilitiques et dolérites cartographiées dans la Formation de Tuboeuf n'a pas été clairement établie. Cette série basique intrusive est certainement post-silurienne puisqu'elle développe un métamorphisme de contact dans les siltstones du Membre de la Morlière (Wenlock à Prégédinnien) et antestéphanienne, les filons étant schistifiés.

Un élément de réponse peut être apporté par l'étude des brèches volcaniques de la base du carbonifère ; à la Pommeraie (cf. § II.3.2) celles-ci renferment des fragments de roches basiques à texture doléritique qui pourraient provenir du démantèlement de ces filons.
Cette hypothèse réduirait alors la fourchette de mise en place de ces roches du Dévonien moyen à supérieur au Dinantien inférieur (Tournaisien). Il serait alors tentant de paralléliser cet ensemble basique avec la série spilitique intrusive de Bolazec, décrite par F. Conquéré (1966) et E. Bril (1975) dans le Synclinorium de Châteaulin, annonciatrice des épanchements basiques dinantiens (spilites de Huelgoat-Brasparts).
Dans le domaine étudié il n'a pas encore été mis en évidence de volcanisme basique effusif d'âge dinantien mais dans la partie Sud-Est du synclinorium, E. Raguin et R. Zvéreff (1946) assimilent les *"porphyrites"* cartographiées dans le "Culm", le long d'une bande Meslay-du-Maine - Sablé, à des coulées et des volcanoclastites contemporaines de la sédimentation. Ils rapportent ces roches à texture microlitique porphyrique à des Andésites ou des Labradorites dont la plupart des minéraux originels sont calcifiés, chloritisés ou silicifiés, parfois épidotisés.
Si la position stratigraphique et la nature effusive et spilitique de ces "porphyrites" étaient confirmées l'analogie avec le Synclinorium de Châteaulin serait complète.

II - LES ROCHES ERUPTIVES RECONNUES DANS LES FORMATIONS CARBONIFERES : LE VOLCANISME DINANTIEN

II - 1 - INTRODUCTION

Au début du Carbonifère le Synclinorium de Laval a été le siège d'importantes émissions volcaniques acides[+] bien calées stratigraphiquement à l'intérieur de la Formation de l'Huisserie (cf. chapitre II, § III-1).

+ L'existence d'un volcanisme basique interstratifié dans les formations de base du Carbonifère et Contemporain de ces volcanites acides a été évoquée précédemment.

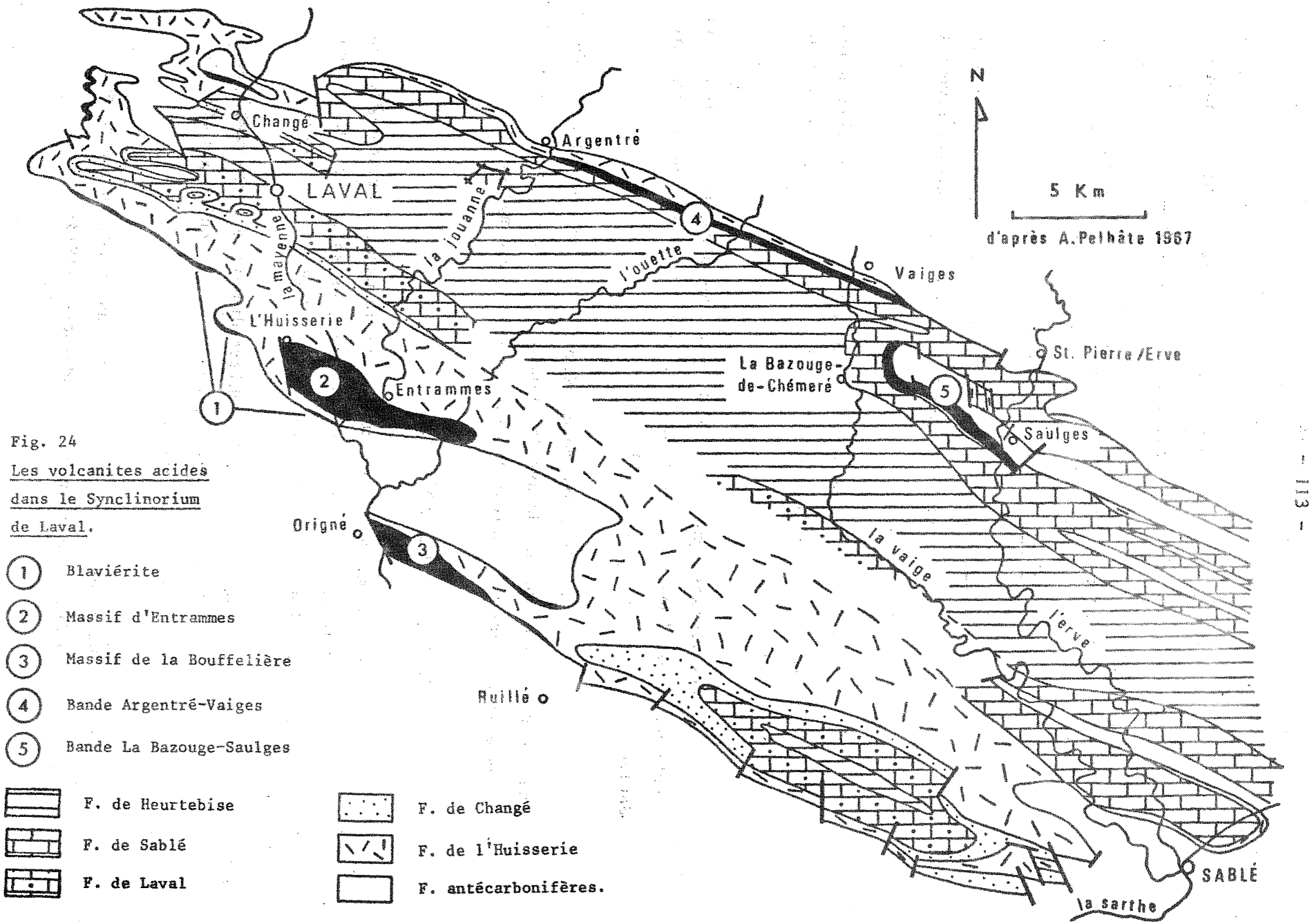


Fig. 24

Les volcanites acides dans le Synclinorium de Laval.

1. Blaviérite
2. Massif d'Entrammes
3. Massif de la Bouffelière
4. Bande Argentré-Vaiges
5. Bande La Bazouge-Saulges

F. de Heurtebise
F. de Sablé
F. de Laval
F. de Changé
F. de l'Huisserie
F. antécarbonifères.

Les témoins de celles-ci sont particulièrement bien conservés sur sa bordure sud formant 3 ensembles cartographiques (fig. 24) :

- le premier se suit de façon plus ou moins continue à la base même de la série sédimentaire carbonifère ; il s'agit de la Blaviérite.

- le deuxième s'étend depuis l'Huisserie jusqu'à la vallée de l'Ouette ; la ville d'Entrammes en occupe approximativement le centre.

- le troisième est bien développé à l'Est d'Origné depuis la ferme de la Bouffelière jusqu'aux abords de Villiers-Charlemagne.

Ces témoins sont également bien représentés sur sa bordure nord constituant les "bandes" d'Argentré à Vaiges et de la Bazouge-de-Chéméré à Saulges (n° 4 et 5 de la fig. 24).

Seule, dans le cadre de ce mémoire, sera abordée l'étude du volcanisme de la bordure sud du synclinorium tandis que certaines données relatives à la bordure nord seront fournies à titre de comparaison.

1) les travaux antérieurs

- Les premières observations sur la nature particulière des volcanites de la région d'Entrammes sont dues à E. Jannetaz en 1880 ; il nomme ces roches *"porphyres schisteux"*.

- En 1882 puis 1895, D. Oehlert distingue cartographiquement la *"Blaviérite"* des autres volcanites qu'il qualifie de *"porphyres pétrosiliceux"*.

- La nature rhyolitique de la plus grande partie ce des roches a été reconnue par L. Vandernotte (1913).

- Finalement, c'est en 1968 que Cl. Boyer met en évidence le caractère ignimbritique de la majorité de ces volcanites. Par la suite cet auteur a consacré une large part de ses travaux à ces ignimbrites ainsi qu'à celles du Nord du synclinorium (Cl. Boyer 1972 ; Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974). Elle y reconnaît des *ignimbrites aphyriques* dont la minéralogie est constante : quartz et feldspath sodi-potassique, parfois plagioclase, absence quasi totale de minéraux ferromagnésiens.
  Ces roches sont caractérisées par des structures vitreuses, rubanement, perlites, sphérolites, mais surtout des structures vitroclastiques et des flammes.
  Leur chimisme est celui de roches très acides, le plus souvent potassiques, parfois sodi-potassiques, pauvres en fer et magnésium. Ce sont des "rhyolites" ou "rhyodacites" (tableau XVI).

2) les données nouvelles

La cartographie précise des formations volcaniques a permis de mettre en évidence la complexisté de ces unités.

En effet, outre la "Blaviérite" qui constitue le premier épisode volcanique carbonifère, l'épisode volcanique majeur est représenté par des ignimbrites, des rhyolites ignimbrites auxquelles sont associées des rhyolites fluidales, des pyromérides, des quartz-kératophyres et des volcanoclastites variées.

Dans cette étude nous distinguerons la "Blaviérite" sensu-lato (n° 1 de la fig. 24), l'ensemble de la Pommeraie (n° 2 de la fig. 24) tectoniquement isolé et les deux ensembles d'Entrammes (Massif d'Entrammes) (n° 2 de la fig. 24) et d'Origné (la Bouffelière) n° 3 de la fig. 24).

Pour chacun d'entre eux nous dresserons un inventaire des types pétrographiques aussi complet que possible en essayant de donner une chro-

	A	B
SiO_2	75,48	77,46
Al_2O_3	10,93	10,50
Fe_2O_3	2,08	2,71
MnO	-	-
MgO	0,01	0,01
CaO	1,04	1,19
Na_2O	3,38	0,17
K_2O	4,81	4,91
TiO_2	0,11	0,06
P_2O_5	0,03	-
H_2O^+	1,36	1,92
H_2O^-	0,30	0,44
Total	99,83	99,81

Tableau XVI : Analyses chimiques des ignimbrites recueillies par Cl. Boyer-Guilhaumaud (1974) à Entrammes.
A - Entrammes 2 : rhyolite ignimbritique aphyrique
B - Entrammes 3 : rhyolite ignimbritique aphyrique.

nologie des manifestations éruptives puis nous envisagerons les relations entre ces ensembles.

Mais auparavant il est nécessaire de choisir une classification appropriée à l'importance et la variété des roches volcanoclastiques rencontrées sur le terrain.

3) les roches volcanoclastiques anciennes ; choix d'une classification

R.V. Fisher (1961, 1966) reprenant l'ensemble des travaux (C.K. Wentworth and H. Williams, 1932 ; W.H. Twenhofel, 1939, 1950 ; L.I. Blockhina et coll., 1959 ; P. Pantó, 1959 ; V.I. Vlodavetz et coll., 1963 ; ...) tendant à établir une classification claire des roches et sédiments formés pour tout ou partie d'éléments de nature volcanique propose le terme de "roches volcanoclastiques" pour qualifier ce type de dépôt.

A l'intérieur de cet ensemble il distingue, selon les processus de fragmentation :

- les roches autoclastiques formées de fragments issus d'explosions (ou de frictions) internes à la lave et produites à l'intérieur des bouches volcaniques (processus volcanique).

- les roches pyroclastiques produites par l'éjection explosive ou aérienne de matériel à partir d'une bouche volcanique (C.K. Wentworth and H. Williams, 1932) (processus volcanique).

- les roches épiclastiques résultant de l'altération ou de l'érosion de roches volcaniques solidifiées ou lithifiées, de quelque type qu'elles puissent être (processus sédimentaire).

Cette classification (+) qui implique une notion génétique (nature du processus de fragmentation) est difficilement applicable aux roches volcanoclastiques anciennes.

En effet, l'un des problèmes majeurs concerne l'évaluation de l'importance respective des phénomènes volcanique et sédimentaire dans l'édification de telles roches.

Face à ce problème, L.I. Blockhina et coll. (1959) suggèrent l'emploi des termes de brèche et tuf pour les roches uniquement pyroclastiques, tuffite pour celles à matériel pyroclastique dominant , les formations à matériel principalement sédimentaire sont qualifiées de "tufogèniques".

A l'image des pétrographes attachés à l'étude des roches détritiques meubles, les auteurs qui se sont intéressés aux dépôts volcanoclastiques non consolidés y ont reconnu plusieurs classes granulométriques.

Par rapport aux classifications des roches sédimentaires il ressort d'une étude bibliographique de J. Konta (1968) que ces classes sont moins nombreuses (parfois réduites à 2 ou 3 termes) et que la terminologie employée pour les qualifier est différente de celle utilisée pour les roches strictement sédimentaires.

Malgré cela, l'usage de certains termes est suffisamment constant pour que l'on puisse reconnaître l'existence de 3 grandes classes : Blocs et Bombes, Lapilli, Cendres (ou poussières).

+ A ces 3 catégories il convient d'ajouter :

- les roches hyaloclastiques fragmentées par refroidissement rapide de lave chaude (A. Rittmann, 1960).
- les roches alloclastiques formées par la fragmentation de n'importe quelle roche préexistante par des processus volcaniques en dessous de la surface du sol (A.E. Wright and D.R. Bowes, 1963).

Pour les volcanoclastites indurées la correspondance est la suivante : Brèches et agglomérats, Tufs, Cendres (ou cinérites[+]).

Dans la mesure où les dépôts volcanoclastiques présentent tous les termes de transition avec les roches détritiques terrigènes il est logique d'accorder les limites des différentes classes granulométriques établies pour chacun des types de dépôt.

C'est pourquoi la classification que nous proposons est calquée sur le modèle que nous avons utilisé pour les roches sédimentaires ; uniquement descriptive, elle est basée sur la taille des éléments clastiques les plus nombreux (> 50 % du volume des clastes) (tableaux XVII et XVIII).

Nous ne conservons que deux grandes classes granulométriques dont la limite se situe à 2 millimètres : les brèches et les tufs (s.l.).

. A l'intérieur de la classe des tufs, le pourcentage volumétrique respectif en matrice et éléments clastiques permet de faire la distinction entre :

- les tufs cinéritiques comprenant au moins 75 % de matrice.
- les tufs fins ayant entre 15 et 75 % de matrice.
- les tufs grossiers ayant moins de 15 % de matrice.

Ce premier stade de la classification étant franchi, peut-on espérer, à l'aide d'arguments de terrain et d'observations microscopiques, reconnaître la genèse du matériel. Il suffira alors de qualifier la roche de pyro- ou d'épiclastique.

Lorsque l'indétermination subsiste nous employons le terme de tuffite : roche clastique consolidée comportant une majorité de pyroclastites au sein d'épiclastites.

+ Selon R. Brousse (1968) le terme de cinérite doit être réservé à des dépôts fins en milieu lacustre.

Classes granulométriques	Roches détritiques terrigènes		Volcanoclastites	
	Meubles	Consolidées	Meubles	Consolidées
RUDITES	Bloc Galet 32,0 mm Gravier	Conglomérat	Bloc (bombe) 32,0 mm lapilli	Brèche
2,0 mm				
SABLITES	Sable	Grès	Cendre grossière	Tuf (s.l.)
0,064 mm				
LUTITES	Silt 0,004 mm Argile	Siltstone 0,004 mm Shale	Cendre fine	

Tableau XVII : Les volcanoclastites dans le spectre des roches détritiques.

Brèches	Brèches		
			2 mm
Tufs	tufs grossiers	15 %	
	tufs fins	75 %	0,030 mm
	tufs cinéritiques		
		% de matrice	limites granulométriques

Tableau XVIII : Classification granulométrique des volcanoclastites.

. En ce qui concerne les brèches, la démarche est la même. Pour leur classification nous nous référons à l'article de W.H. Parsons (1969) qui reprend les travaux antérieurs, propose une nouvelle classification en y ajoutant les critères de reconnaissance nécessaires.

Remarque :

Dans un travail sur les volcanites acides cambriennes de Multonne et de Perseigne (Normandie), face à des problèmes analogues mais indépendamment de notre démarche, F. Chalot-Prat (1976) aboutit à une classification très voisine.

II - 2 - LES VOLCANITES BASALES : la Blaviérite

1) Historique du nom

En 1837, E. Blavier décrit une roche talqueuse et stéatiteuse bien exposée dans le "bassin" de Laval, principalement dans le département de la Mayenne. Il s'agit d'une roche vert-clair, un peu fibreuse, très onctueuse, tendre. On y distingue quelques grains de quartz hyalin.

Il ajoute qu'elle possède une *"structure schisteuse"* et fait remarquer *"qu'on ne saurait appliquer aucun nom de la nomenclature actuelle ; il faudrait en créer un"*.

C'est en 1881 que E. Munier-Chalmas *"pour rappeler le nom de géologue qui le premier l'a signalée"* donne le nom de Blaviérite à cette roche.

C'est à cette même époque que les controverses ont commencé à s'établir sur la vraie nature de la blaviérite.

Ainsi E. Jannetaz (1880 ; 1881-82) a cru reconnaître de la pinnite puis de la paragonite dans la stéatite de E. Blavier.

E. Munier-Chalmas (1881-82) attribue l'aspect des blaviérites du Nord de Laval (Changé) à la *"modification de schistes, très probablement dévoniens, par un silicate d'alumine"*.

C'est finalement J. De Lapparent (1909), lors de ses recherches sur les porphyroïdes françaises qui établit la nature rhyolitique de ces roches, le minéral phylliteux de la pâte étant de la séricite.

Récemment, Cl. Klein et J. Trichet (1968) puis Cl. Klein (1973) assimilent la Blaviérite non pas à un faciès pétrographique mais à un *"faciès tectonique"*.

2) les affleurements : la coupe de la Véronnière

Bien que généralement présente à la base de la Formation de l'Huisserie, la Blaviérite (fig. 24 et 25) est peu visible. Les principaux affleurements reconnus se situent entre Entrammes et l'Huisserie (la Véronnière, Sud du Chatellier, Roussillon, la Plaine, ...) et plus à l'Ouest, mais hors des limites de notre étude, dans la vallée du Vicoin au Sud de Saint-Berthevin (Bourg-nouveau) et du Genest (le Haut-Bourg).

La coupe de la Véronnière, à l'Ouest de l'Abbaye de la Trappe de Port-du-Salut, permet de bien saisir la nature exacte du premier épisode volcanique carbonifère.

Les sédiments siluriens, visibles au Nord du château de la Morlière, sont surmontés par des rhyolites pyroméridiques accessibles dans un petit bosquet au Sud de la ferme de la Véronnière.

Après une lacune d'observation affleurent des tufs rhyolitiques intensément schistifiés.

Cet ensemble de volcanites surmonté de sédiments silteux et gréseux bien exposés dans la tranchée de la route Entrammes-l'Huisserie correspond à ce qui a été cartographié par D. Oehlert sous le nom de Blaviérite ($\gamma_3\ h_{V-V1}$).

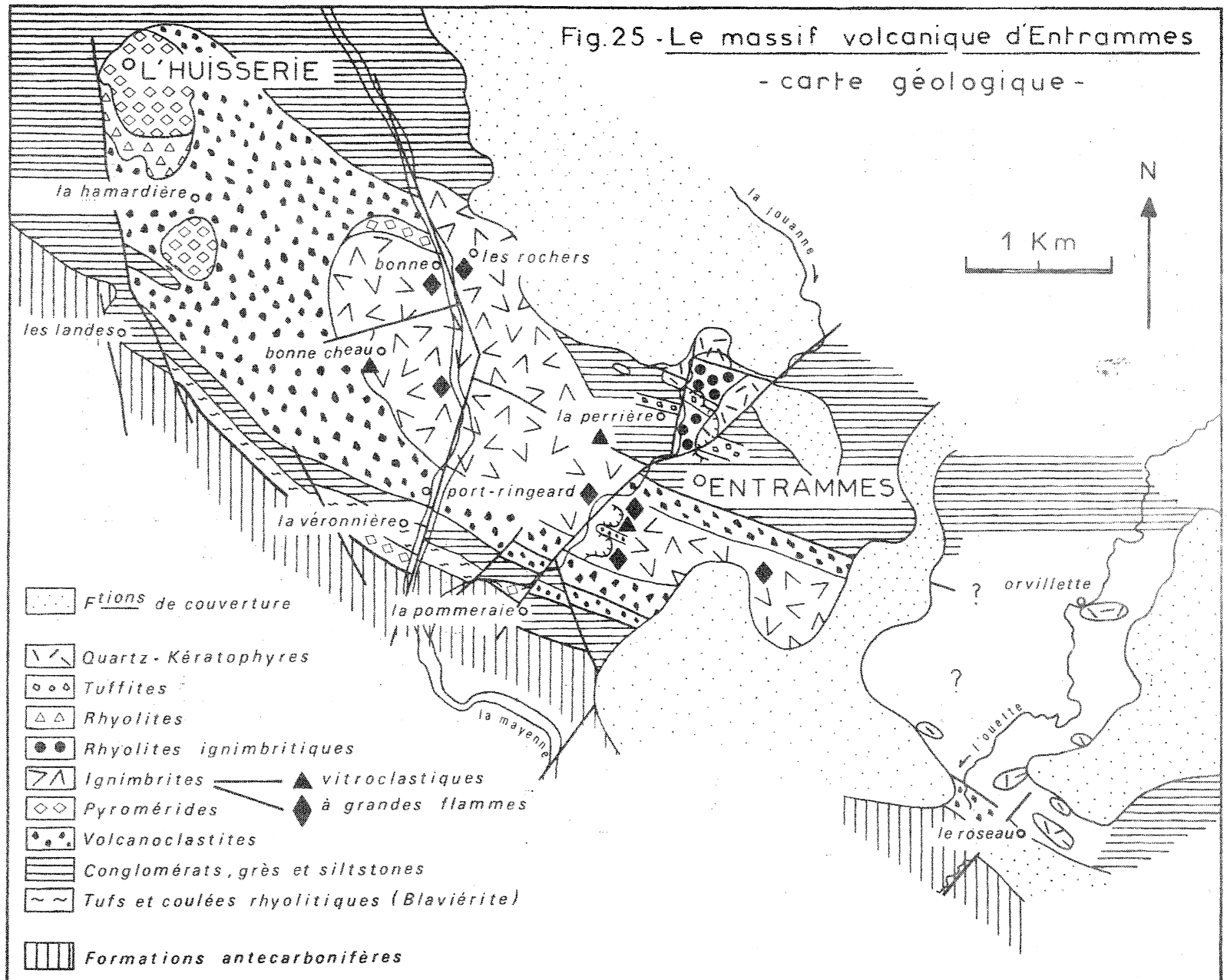


Fig. 25 - Le massif volcanique d'Entrammes

- carte géologique -

2 a - Les rhyolites pyroméridiques

Nous appelons rhyolites pyroméridiques ou plus largement pyromérides des roches acides caractérisées par la présence de nombreux corpuscules sphériques de taille et de nature variable. Ils peuvent être feldspathiques, calcédonieux ou à cristallisation mixte quartz + feldspath.

La roche recueillie est formée de très nombreux corpuscules blancs, de taille centimétrique (1 à 3 cm), fissurés, sphériques ou aplatis, enrobés dans une mésostase ocre à noirâtre (Pl. 8, ph. 1). Ces sphérules se moulent les uns les autres en marquant une pseudofluidalité qui, lorsqu'elle est extrême, conduit à la formation de croûtes allongées.

En section ils montrent une structure concentrique plus ou moins nette tandis que la mésostase est fluidale.

Ces objets particuliers, différents des sphérolites géants, caractérisées par l'association étroite de zones d'accroissement sphériques et de sphérolites ont été décrits sous le nom de sphérophyses par M. Boucarut et N. Santarelli (1968, in M. Boucarut 1971, p. 49).

- caractères microscopiques

L'examen microscopique révèle l'identité de nature entre sphérophyses et mésostase.

Les *sphérophyses* sont constituées d'écailles plus ou moins concentriques de quartz xénomorphe alternativement de petite (40 microns) et de grande taille (150 microns), généralement développées autour d'un nucleus de quartz.

La structure radiale est souvent nette ; le contact entre sphérophyses et mésostase est franc et souligné par un fin liseré de séricite.

La *mésostase* felsitique à microgrenue est quartzo-séricitеuse ; de rares quartz automorphes (quartz volcaniques) y sont visibles.

2 b - les tufs rhyolitiques

- caractères macroscopiques

Ce sont des roches claires (vert à beige) à débit schisteux. Les feuillets riches en minéraux phylliteux contournent de nombreux quartz volcaniques de petite taille (1 à 3 mm).

- caractères microscopiques (pl. 8, ph. 2).

Tous les échantillons étudiés ont une composition minéralogique et un aspect identiques ; seules les proportions relatives entre minéraux, fragments lithiques et matrice varient considérablement.

- le *quartz* (5 à 50 % du volume total de la roche) se présente sous deux aspects :

. en cristaux automorphes, volcaniques, avec parfois golfes de corrosion.

. en esquilles dispersées dans la matrice ; certaines proviennent de l'éclatement des cristaux automorphes lors de leur mise en place (fragments pyroclastiques) tandis que d'autres sont issues de la cataclase de ces cristaux lors de la schistogenèse.

- les *fragments lithiques* sont très peu abondants (moins de 2 % du volume total de la roche). Ce sont des fragments de siltstones de la Formation de Tuboeuf.

A Roussillon et la Plaine, par contre, ces tufs comprennent une importante fraction de fragments lithiques (10 à 20 % du volume total de la roche) représentés par des siltstones siluriens et des grès ordoviciens et dévoniens.

Ces éléments clastiques sont englobés par une matrice felsitique à microgrenue, quartzo-séricitеuse ; les minéraux phylliteux forment des paquets flexueux ou de longs filaments qui moulent les clastes.

3) Conclusions

L'étude du premier épisode volcanique dinantien montre qu'il n'est pas constitué d'un seul niveau volcanoclastique riche en clastes minéraux et fragments lithiques et intensément structuré (la blaviérite s.s.) mais qu'il est en réalité plus complexe ; en effet, les tufs (et brèches) rhyolitiques pyroclastiques peuvent être accompagnés de véritables coulées peu ou pas structurées (rhyolites pyroméridiques).

De même, on peut observer tous les termes de passage à des tuffites puis à des sédiments remaniant peu d'éléments volcaniques.

II - 3 - LES VOLCANITES DE LA POMMERAIE

II-3-1 - Les rhyolites pyroméridiques

Au Nord de la ferme de la Pommeraie, dans la pente surplombant la Jouanne, affleure un ensemble de roches pyroméridiques (rhyolites pyroméridiques fluidales, rhyolites pyroméridiques massives ,...) tectoniquement isolé et qu'il est difficile de rattacher stratigraphiquement aussi bien à la Blaviérite sensu-lato qu'à l'ensemble volcanique d'Entrammes.

1 a - les rhyolites pyroméridiques fluidales

Elles sont caractérisées par un rubanement millimétrique à centimétrique mis en valeur par l'altération météorique différencielle des lits siliceux et par la présence de cavités spéciales : les *lithophyses* (Pl. 8, ph. 3).

Ces objets particuliers ont été définis par A. Johannsen (1961 in M. Boucarut, 1971) comme des *"écailles concentriques avec des intervalles creux (...). Bien que la forme externe courante soit sphérique il y a aussi des types hémisphériques et irréguliers"*.

La fluidalité de la rhyolite ne contourne pas ces objets ; elle s'arrête contre eux et peut même les traverser. Ces observations rejoignent celles de M. Boucarut (1971) sur les rhyolites du Massif de l'Estérel.

Les caractères microscopiques de ces roches sont ceux d'une rhyolite très pauvre en phénocristaux (quartz et plagioclase) mais par contre riche en sphérolites bien cristallisés dans une mésostase felsitique (Pl. 8, ph. 4).

Les *lithophyses* ont des structures internes variables :
- bordure externe de petits sphérolites et coeur felsitique.
- bordure externe sphérolitique et coeur grenu avec développement de microlites feldspathiques (+).

Dans certains échantillons on peut observer des ovoïdes de quartz mono- ou polycristallins, parfois entourés d'une couronne plus finement cristallisée, dont les parois sont arrondies, dentelées ou en arcs de cercle (Pl. 8, ph. 5). Ces structures ont été interprétées par Cl. Boyer (1968) comme d'anciennes bulles de gaz non éclatées.

1 b - Le dyke pyroméridique

Les rhyolites pyroméridiques fluidales sont recoupées par un dyke pyroméridique véritable "mur rocheux" large de 4 à 5 mètres dont la prismation naturelle en parallélipipèdes de quelques décimètres cubes est remarquable (Pl. 8, ph. 6).

(+) Ces structures vésiculaires fermées correspondent aux flammes décrites par P.M. Vincent (1960) dans des "ignimbrites-laves" ; elles résulteraient du *"rassemblement des gaz dans un matériau peu consolidé, déformable, mais où la pression a dû se maintenir jusqu'à ce que la solidification soit suffisamment avancée pour que la voûte des lithophyses ne s'affaisse sous le poids des couches superposées"*.

n° d'ordre	14
n° d'échantillon	30-86
SiO_2	77,30
Al_2O_3	13,35
Fe_2O_3	0,43
MnO	0,05
MgO	< 0,10
CaO	0,02
Na_2O	4,58
K_2O	3,56
TiO_2	0,17
P_2O_5	-
H_2O^+	0,52
H_2O^-	0,16
Total	100,24
n° d'analyse	800

Tableau XIX : Analyse chimique du dyke pyroméridique de la Pommeraie.

Ce dyke est constitué de nombreux sphérolites ovoïdes de quelques centimètres de long dispersés dans une mésostase aphanitique claire, légèrement fluidale, parfois brèchique.

Microscopiquement la texture est voisine de celle des rhyolites pyroméridiques fluidales. La mésostase felsitique renferme quelques phénocristaux feldspathiques aux formes anguleuses.

L'analyse chimique effectuée sur ce matériel (tableau XIX) caractérise une roche hypersiliceuse sodi-potassique ($K_2O = Na_2O$) pauvre en Fer total, CaO et MgO.
Il s'agit d'une rhyolite sodi-potassique.

II-3-2 - Les volcanoclastites

Ce sont uniquement des brèches qui affleurent très ponctuellement entre la ferme de la Pommeraie et l'ancienne exploitation ardoisière.

Dans une matrice verdâtre très schistifiée sont reconnaissables des fragments très étirés de siltstones, grès et roches éruptives, ainsi que des phénoclastes de feldspath. Ces fragments représentant entre 20 et 40 % du volume total de la roche peuvent atteindre 5 cm de long.

- caractères microscopiques (Pl. 8, ph. 7)

La *matrice* homogène et felsitique est quartzo-sériciteuse ; elle occupe jusqu'à 60 % du volume total de la roche.

Les *clastes feldspathiques* sont à la fois un plagioclase albitique (An 0-5) et un feldspath perthitique. Leurs contours sont soit émoussés.

Parmi les *fragments lithiques* nous avons pu reconnaître :

- des roches sédimentaires : grès de la Formation de Saint-Germain et siltstones de la Formation de Tuboeuf.
- des volcanites acides microgrenues à felsitiques dont l'origine ne peut être précisée.

- des roches éruptives à texture doléritique intersertale dont le plagioclase se situe entre l'Albite et l'Oligoclase (An 5-10) et dont la mésostase est essentiellement chloriteuse. Ces fragments renferment également de grandes baguettes (1 x 0,2 mm) d'opaques (ilménite ?).

  Ces fragments pourraient provenir de l'érosion des nombreuses intrusions diabasiques de la Formation de Tuboeuf.

Par la facture pyroclastique de ses éléments et la nature de sa matrice, la brèche de la Pommeraie est certainement pyroclastique.

II-3-3 - Conclusions ; position stratigraphique des volcanites de la Pommeraie

Par leur nature (rhyolites rubanées fluidales et à lithophyses), leur composition minéralogique (peu de quartz volcanique, présence de feldspath), leurs structures (cristallisation de microlites feldspathiques dans les lithophyses), les volcanites de la Pommeraie ne doivent pas être considérées comme la Blaviérite sensu-stricto mais doivent être rattachées au volcanisme ignimbritique (épisode intermédiaire entre la Blaviérite et l'épisode majeur ?).

II - 4 - LES VOLCANITES D'ENTRAMMES

Elles constituent le massif volcanique qui s'étend depuis l'Huisserie, à l'Ouest, jusqu'à la vallée de l'Ouette, à l'Est.

Cartographiquement (fig. 25) celui-ci dessine une "ellipse" couvrant une surface d'environ 10 km^2. La vallée de la Mayenne qui le traverse du Nord au Sud, la vallée de la Jouanne et les deux grandes carrières d'Entrammes permettent les observations les plus favorables.

II-4-1 - Les ignimbrites

a) la notion d'ignimbrite

Le terme *ignimbrite*, de l'association des noms latins ignis, feu et imber, pluie, a été créé par P. Marshall en 1932.

Il servait à qualifier une catégorie particulière de roches acides de Nouvelle-Zélande considérées, à la lecture des observations de C.N. Fenner (1920-23) dans la vallée des Dix Mille Fumées (province du Katmaï en Alaska), comme des roches tufacées formées à partir d'une *nuée ardente katmaïenne* dans la nomenclature suggérée par A. Lacroix (1930, p. 465).

D'abord compris comme terme volcanologique, le mot ignimbrite a perdu au cours des années son sens génétique originel.

Ainsi, depuis les travaux de P. Marshall (1935) et L.I. Grange (1937), il sert à nommer une roche (ou un ensemble de roches) faisant partie de ce que certains auteurs nomment *"produits ignimbritiques"* (P.M. Vincent, 1960 ; V.I. Vlodavetz, 1966 ; ...).

Parallèlement et relativement aux études menées sur les diverses formations ignimbritiques dans le monde, de nombreuses publications relatives à la genèse, au dynamisme, à la mise en place de tels dépôts, traduisent les différences de conception entre les partisans de leur origine pyroclastique (Fenner, Lacroix, Marshall, ...) et les partisans de leur origine magmatique (Grange, Vlodavetz, Choubert, ...).

L'association de deux concepts, l'un basé sur une hypothèse génétique (un type spécial d'éruption volcanique), l'autre sur des microscopiques (un type spécial de roches acides), a amené la plus grande confusion dans l'utilisation des termes *ignimbrite, welded-tuff, ash-flow-tuff, tufolava, clastolava, ...*

Notre propos n'étant pas l'explication du phénomène ayant présidé à la mise en place de telles roches, mais leur étude dans le cadre stratigraphique du Carbonifère du Synclinorium de Laval, nous décrirons sous le nom d'ignimbrites des roches de chimisme rhyolitique à dacitique présentant des caractères intermédiaires entre ceux de coulées de laves très fluides (hypomagma) et de produits issus de la pulvérisation puis de la projection de matériaux sous forte pression gazeuse et recouvrant de grandes surfaces ; elles sont en outre riches en fragments de verre en échardes et de ponces

dont les bulles gazeuses ont éclaté, en phénocristaux souvent brisés et en masses vitreuses aplaties (les flammes) déterminant une pseudo-fluidalité de la roche.

b) les différents types

Les ignimbrites du massif d'Entrammes montrent des variations de faciès assez importantes dont l'origine est liée à des différences dans le mode de mise en place, aux proportions relatives entre flammes et matrice, à la nature des éléments clastiques, etc ...

Ces variations ont permis de distinguer 3 types principaux :
- les *ignimbrites flammées*
- les *ignimbrites rubanées*
- les *ignimbrites à texture vitroclastique*.

b 1 - les ignimbrites flammées

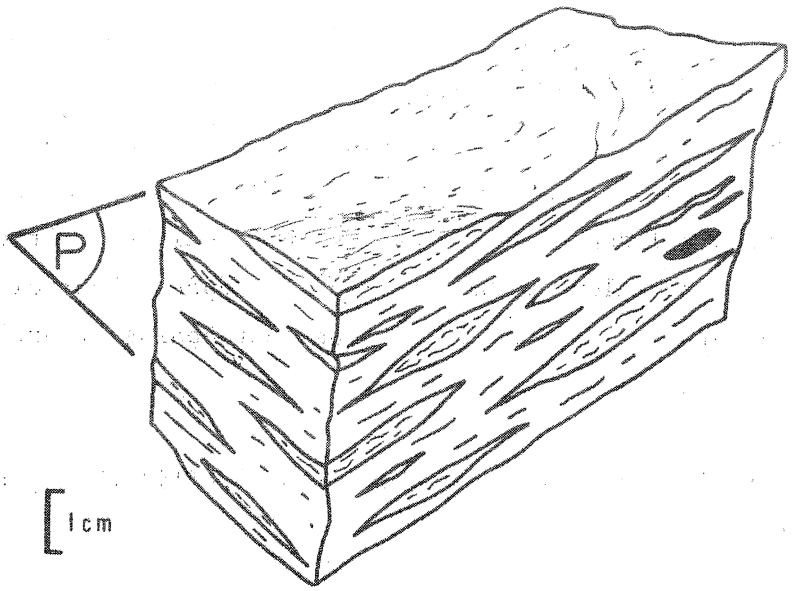
C'est le type le plus remarquable et le plus spectaculaire.

Les principaux affleurements sont les carrières au Sud-Ouest d'Entrammes, le parc du château de la Drugeotterie, la vallée de la Mayenne au Nord de Port-Ringeard et la route d'accès à l'Ecluse de Bonne (fig. 25).

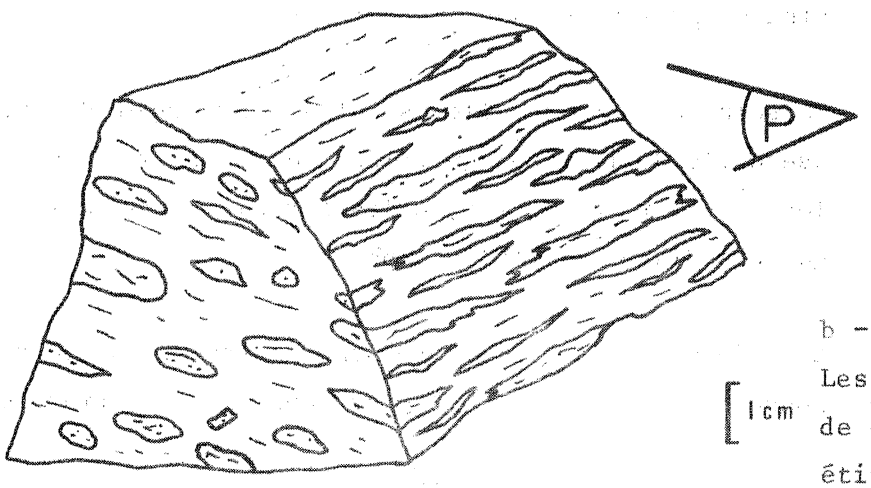
- caractères macroscopiques

Ce sont des roches de couleur claire (blanche, verte, bleue ou rosée), sonores sous le marteau, à cassure esquilleuse et pratiquement aphanitiques ; les très rares phénocristaux visibles sont des feldspaths.

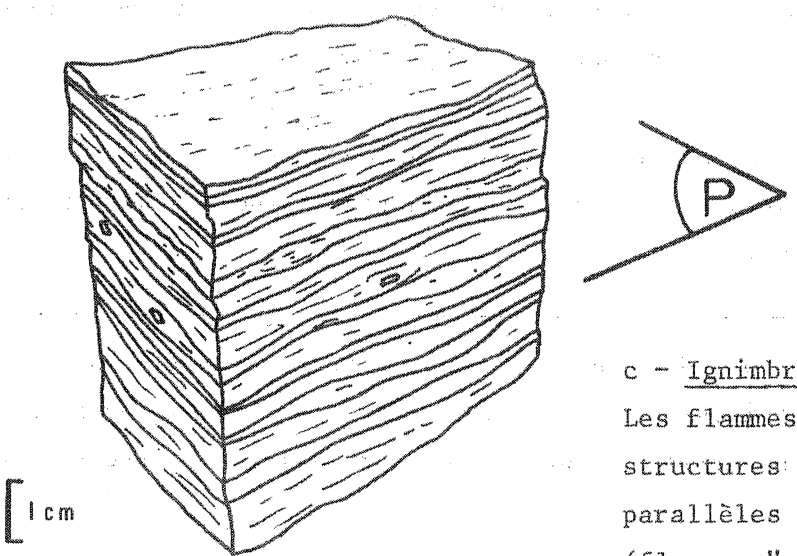
Leur aspect hétérogène est dû à la présence de nombreuses structures fusiformes (les flammes), de structures plus trapues (les lentilles) et plus rarement d'enclaves (Pl. 9, ph. 1 et 2).



a - Ignimbrite flammée
Les flammes ont l'aspect de galettes aplaties dans P.
(flammes "galette")



b - Ignimbrite flammée
Les flammes ont l'aspect de crayons aplatis et étirés dans P.
(flammes "crayon")



c - Ignimbrite rubanée
Les flammes forment des structures continues parallèles entre elles.
(flammes "plan")

Fig. 26 : Aspect macroscopique de quelques ignimbrites (P matérialise le plan de pseudofluidalité).

. les *flammes* :

La morphologie, le nombre et l'arrangement de ces structures particulières sont très variables (fig. 26). Examinées en plan elles ont l'aspect de lentilles ou de galettes vitreuses aplaties horizontalement dans le plan de dépôt ; leur diamètre peut atteindre 10 à 15 cm tandis que leur épaisseur excède rarement quelques millimètres.

Leurs extrémités sont toujours très fines, effilochées, parfois bifides.

Elles s'allongent quelquefois en minces rubans étranglés ou sinueux présentant des renflements.

Au sein de la roche elles semblent se relayer déterminant une pseudofluidalité. Lorsqu'elles sont très nombreuses, empilées les unes sur les autres, elles forment un pseudolitage irrégulier, discontinu (Pl. 9, ph. 3)+.

Les flammes, dont la teinte sombre tranche sur le reste de la roche, présentent généralement deux zones distinctes :

- une zone centrale ou <u>coeur</u> d'aspect vitreux constituée de grains de quartz xénomorphe fortement imbriqués.
- une zone corticale ou <u>cortex</u>, plus sombre, dont la structure ne peut être décelée à l'oeil nu.

Parfois une troisième zone de couleur verdâtre forme un manchon autour de la flamme ; il s'agit de minéraux phylliteux de néoformation.

+ Ce "zonage" ou pseudolitage peut être interprêté comme un déferlement de nappes successives à la manière de coulées de neige poudreuse roulant les unes sur les autres (P. Bordet, G. Marinelli, M. Mittempergher et H. Tazieff, 1963).

L'origine des flammes a fait l'objet de diverses interprétations ; pour P. Vincent (1963) *ce sont des reliques du verre originel gonflé après l'émission ignimbritique* ; pour I.L. Gibbson et H. Tazieff (1967) il s'agit de *fragments d'hypomagma vésiculé* tandis que pour J.P. Karche (1972) ce sont *des reliques de laves microponcifiées*+ *et non fragmentées*.

Cependant, selon l'opinion généralement admise, ce sont des fragments de verre ponceux écrasés ("collapsed pumice fragments" de C.S. Ross et R.L. Smith, 1961).

. les *lentilles* (Pl. 9, ph. 1) :

Ce sont des zones oblongues d'aspect identique aux flammes mais dans lesquelles coeur et cortex ne sont pas différenciés. Elles sont équigranulaires constituées d'une mosaïque de quartz et feldspath.

. les *enclaves* :

Elles sont très rares dans ce type d'ignimbrites ; ce sont en général des fragments arrachés aux dépôts ignimbritiques antérieurement mis en place.

- caractères microscopiques

. la *mésostase* finement cristallisée, voire felsitique, très riche en quartz, a l'aspect du jaspe ; elle occupe plus de 50 % du volume total de la roche.
Elle n'est que rarement homogène de nombreux phénomènes de dévitrification y étant observables : sphérolites, séricite et chlorite formant des traînées ou des plages qui moulent

---

+ La structure microponceuse est définie comme la structure d'une lave continue faiblement soufflée, à bulles sphériques ou étirées en fins canaux dans le sens de l'écoulement (P.M. Vincent, 1960).

les structures originelles, tendance à un réarrangement granophyrique, apparition d'une texture microgrenue ou plus fréquemment d'une texture en "flocons de neige" (fond pommelé) ; les fissures perlitiques sont également nombreuses (Pl. 10, ph. 1 et 2).

. les *phénocristaux* :

Ce sont uniquement des cristaux de feldspath de taille millimétrique ; ils représentent environ 2 à 5 % du volume total de la roche.

Ils se partagent entre le *feldspath alcalin potassique* ou *sodi-potassique* et le *plagioclase*.

Le plagioclase se situe à la limite Albite-Oligoclase (An 5-10). Il montre soit la macle de l'Albite soit des macles en échiquier.

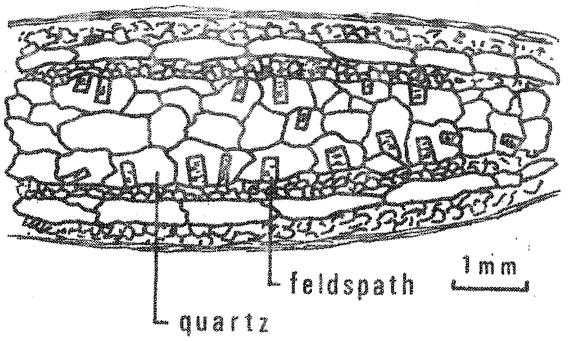
Le feldspath alcalin en individus trapus est la plupart du temps fortement albitisé ou perthitique. Les cristaux sont rarement maclés. Ils sont reconnaissables en lumière naturelle par les nombreuses inclusions brunâtres qu'ils renferment.

Leur caractéristique la plus frappante est leur forme ; ils sont soit quadrangulaires et anguleux soit arrondis, irréguliers, émoussés. La cataclase est également un phénomène constant (Pl. 10, ph. 3 à 5).

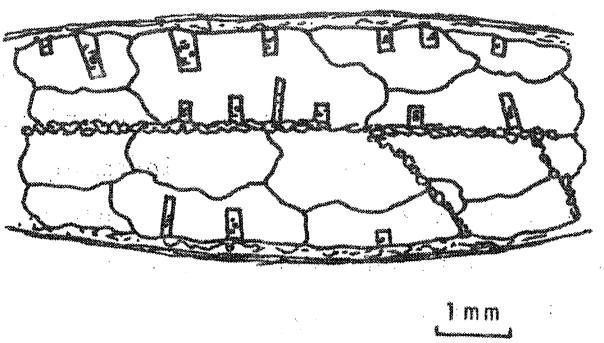
Ces cristaux, considérés comme corrodés lors de la fusion anatectique ou éclatés lors de l'explosion du magma, ont été interprétés par Cl. Boyer et coll. (1973) comme des "hyaloblastes". Leur morphologie particulière serait celle de fragments de verre, de forme quelconque, correspondant à des groupements d'anciens cristaux de feldspath fondus puis recristallisés, à partir de verre feldspathique, en feldspaths.

. les *flammes* (Pl. 10, ph. 6 à 8) :

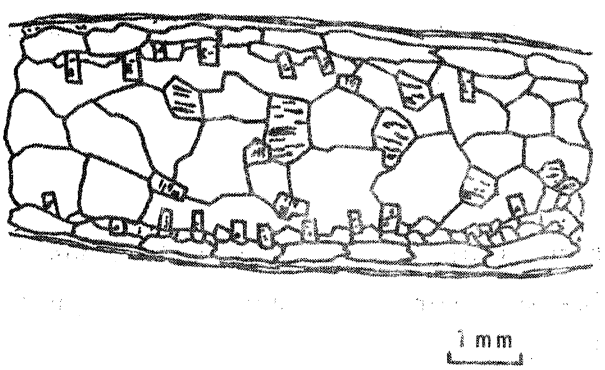
Bien que variée dans le détail la morphologie des flammes



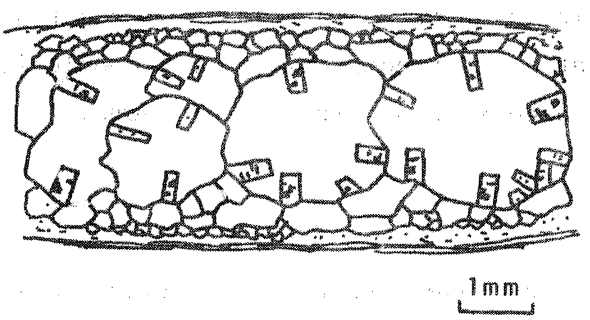
a - Structure axiolitique type : développement des microlites feldspathiques perpendiculairement à l'allongement de la flamme.



b - Structure axiolitique double : la flamme est partagée par une ligne de suture médiane.



c - Structure axiolitique mixte : la lumière de la flamme est occupée par une mosaïque de quartz et feldspath.



d - Structure axiolitique de bulle : cristallisation des feldspaths à partir des faces de cristaux subautomorphes (anciennes bulles gazeuses ?).

Fig. 27 : Agencement interne des flammes.

montre des traits communs et constants (fig. 27) :

- un coeur largement cristallisé en une mosaïque de grains de quartz de taille très variable.

- un cortex de microlites de feldspath alcalin cristallisés plus ou moins perpendiculairement à l'allongement de la flamme. Ils réalisent ainsi la structure axiolitique ou pectinée (S. Hjelmquist, 1955 ; C.J. Ross and R.L. Smith, 1961) (fig. 27 a).

Cette disposition n'est que rarement parfaitement réalisée ; les feldspaths se développent souvent anarchiquement à l'intérieur du coeur de quartz ou bien perpendiculairement à une ligne de suture médiane qui partage la flamme en deux parties (Cl. Boyer, 1968) (fig. 27 b).

Le coeur de la flamme peut voir le développement de sphérolites ou renferme des phénocristaux analogues à ceux compris dans la mésostase (fig. 27 d).

. les *lentilles* :

Elles s'apparentent aux flammes mais ne possèdent pas de cortex feldspathique ; elles sont formées de quartz équigranulaire plus rarement de sphérolites.

Dans certains cas elles sont très complexes renfermant des phénocristaux de feldspath, de grandes paillettes de chlorite et de nombreux minéraux accessoires (zircon et épidote).

. les *enclaves* :

Ce sont des xénolithes de lave à texture felsitique ou microgrenue et quelques xénolithes de siltstones ou de grès.

. les *minéraux accessoires* :

Zircon, épidote et apatite en cristaux automorphes.

b 2 - les ignimbrites rubanées

Elles se distinguent des ignimbrites flammées par la présence de structures continues formant un rubanement millimétrique à l'échelle de l'échantillon (fig. 26 c).

Ces roches, proches des rhyolites fluidales, ont été observées dans la carrière S.-W. d'Entrammes.

Microscopiquement la matrice apparaît plus grenue que dans les ignimbrites flammées ; elle est constituée de lits de quartz dont la granulométrie varie très vite.

Le caractère ignimbritique se marque par la présence de "lits" plus épais à cristallisation mixte quartz + feldspath sodi-potassique proche de la structure axiolitique.

b 3 - les ignimbrites vitroclastiques

Ce sont des ignimbrites formées par l'accumulation d'échardes vitreuses ; elles présentent la texture vitroclastique typique (J.P. Iddings, 1899) et correspondent donc aux ignimbrites tufacées+ ou pyroclastiques de P.M. Vincent (1960, 1963).

Dans le Massif d'Entrammes ces ignimbrites semblent occuper un faible volume par rapport à la masse totale des produits volcaniques. Ceci est peut-être dû en partie à la difficulté de les reconnaître sur le terrain.

+ Ce terme apparaît impropre puisqu'il s'applique généralement à des volcanoclastites sous un sens très différent.

Les seuls affleurements recensés sont situés le long de la route Entrammes-l'Huisserie face au château de la Drugeotterie, dans les carrières au Sud-Ouest d'Entrammes et à l'Ouest de Bonne (fig. 25).

- caractères macroscopiques :

Elles ont l'aspect de rhyolites massives claires (beige à vert) pauvres en phénocristaux de feldspath.

- caractères microscopiques :

Ces ignimbrites sont constituées de très nombreuses échardes vitreuses aux formes variées (X, Y ou V), d'éclats de verre courbes et de vermicules très fins et contournés (Pl. 11, ph. 1 et 2).

. Les *échardes*, interprêtées comme les anciennes parois de bulles de gaz éclatées de la "mousse ignimbritique", sont dévitrifiées et recristallisées en quartz microgranulaire ce qui rend leur reconnaissance difficile+ (Pl. 11, ph. 3).

La fluidalité apparente de ces ignimbrites est due à l'empilement de ces échardes qui sont aplaties et soudées entre elles. La texture est alors vitroclastique eutaxitique (K.V. Fritsch et W. Reiss 1868 in J.P. Karche 1972) ou pseudo-fluidale de tassement (M. Boucarut, 1971). Cette pseudo-fluidalité, accentuée par de fins liserés séricito-chloriteux résultant de la dévitrification de la matrice, moule les phénocristaux qui constituent des objets rigides.

De fines amandes de quartz simulent des flammes ou des lentilles.

+ Cette difficulté peut être levée en lumière naturelle en détruisant légèrement la mise au point selon un procédé décrit pour la première fois par L. Pirsson (1915).

. les *phénocristaux de feldspath*, de taille inférieure au millimètre, sont peu nombreux, toujours cataclasés et altérés.

Ils sont de forme et de composition identiques à ceux décrits dans les ignimbrites flammées et rubanées (Albite - Oligoclase, feldspathsperthitiques).

. les *enclaves* sont très rares ; cependant l'ignimbrite recueillie près de l'étang du Château de Bonne se différencie de la majorité des ignimbrites vitroclastiques par la présence d'un grand nombre de phénocristaux feldspathiques recristallisés et de très nombreuses enclaves énallogènes centimétriques (Grès et siltstones de la Formation de Tuboeuf et volcanites acides rhyolitiques) (Pl. 11, ph. 4).

c - Données chimiques

Les analyses chimiques effectuées sur les ignimbrites (tableau XX) confirme globalement le caractère acide et alcalin de ces roches ; les teneurs en SiO_2 sont très élevées (supérieures à 75 %) et varient peu d'une analyse à l'autre, la somme ($Na_2O + K_2O$) reste toujours voisine de 8 % tandis que les teneurs en Fer total, CaO et MgO sont très faibles.

Il s'agit de rhyolites soit potassiques (large excès de K_2O par rapport à Na_2O) soit sodi-potassiques ($K_2O \simeq Na_2O$).

Le chimisme de ces rhyolites est tout à fait comparable à celui décrit par d'autres auteurs (Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; B. Auvray, 1975) dans d'autres secteurs du Massif Armoricain.

Sous des aspects macroscopiques et microscopiques souvent très variables (en particulier les textures) le chimisme fait apparaître, à quelques légères variations près, un groupe bien homogène.

n° d'ordre	15	16	17	18	A	B	I	II	III
n° d'échantillon	30-83	30-12	B_3	B_4					
SiO_2	75,20	77,10	75,10	74,50	75,48	77,46	75,81	73,65	74,40
Al_2O_3	13,49	13,01	14,02	13,90	10,93	10,50	12,64	12,74	13,69
Fe_2O_3	1,09	0,87	0,89	1,57	2,08	2,71	1,54	2,56	1,53
MnO	<0,05	-	-	0,07	-	-	0,02	-	0,01
MgO	0,10	0,10	0,15	0,30	0,01	0,01	0,11	-	0,18
CaO	0,13	0,15	0,03	0,04	1,04	1,19	0,43	0,73	0,06
Na_2O	2,35	3,75	2,36	2,69	3,38	0,17	2,45	2,62	3,32
K_2O	5,42	4,29	6,25	6,06	4,81	4,91	5,29	5,18	5,31
TiO_2	0,21	0,20	0,22	0,24	0,11	0,06	0,17	-	0,17
P_2O_5	<0,10	-	-	-	0,03	-	0,02	-	-
H_2O^+	1,01	0,38	1,17	0,85	1,36	1,92	1,12	1,75	0,71
H_2O^-	0,25	0,10	0,07	0,02	0,30	0,44	0,20	-	0,08
Total	99,40	99,95	100,26	100,24	99,83	99,81	99,80	99,23	99,46
n° d'analyse	794	795	796	797					

Tableau XX : Tableau récapitulatif des analyses chimiques d'ignimbrites ; comparaison avec des analyses relevées dans la littérature.

A - (Entrammes 2)
B - (Entrammes 3)
} Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974

I - Moyenne des 6 analyses

II - Moyenne de 50 analyses d'ignimbrites (Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974)

III - Moyenne de 17 analyses d'ignimbrites (B. Auvray, 1975).

d - Conclusions à l'étude des ignimbrites

Cette étude sommaire des principaux types d'ignimbrites ne traduit qu'incomplètement l'extrême diversité des faciès observés ; la morphologie, l'agencement, le nombre des flammes sont très variables au sein des nappes ignimbritiques tandis que le volume des ignimbrites vitroclastiques ne peut être apprécié sans une analyse microscopique systématique.

De même la complexité de telles roches ne peut être complètement évaluée en raison de l'altération, de la compaction et de la tectonique mais surtout à cause des phénomènes de dévitrification et de recristallisation dont elles ont été le siège.

Leurs caractères pétrographiques et chimiques sont ceux de rhyolites aphyriques potassiques à sodi-potassiques pauvres en fer, calcium et magnésium et dont les constituants minéralogiques sont au nombre de trois : quartz, plagioclase (albite-oligoclase) et feldspath sodi-potassique.

II-4-2 - Les rhyolites ignimbritiques

Les parements nord et est de la carrière de la Roche au Nord d'Entrammes (fig. 25) sont constitués d'une rhyolite massive bleu-foncé, noire par altération.

a - caractères macroscopiques

A côté d'un type pétrographique totalement aphanitique, évoquant un quartzite, voisine un type rubané dont l'aspect fluidal est accentué par la présence de plis d'écoulement.

Ce rubanement est formé de l'alternance millimétrique de lits de couleur bleue, sans structure apparente et de lits de couleur blanche constitués de quartz et de petits sphérolites de quelques millimètres de diamètre.

En outre, quelques phénocristaux de feldspath et de quartz sont visibles (Pl. II, ph. 5).

b - caractères microscopiques

. La *mésostase* est très hétérogène mais uniquement quartzo-feldspathique avec développement de séricite (dévitrification) ou de petites chlorites.

Les *lits aphanitiques* sont soit felsitiques avec çà et là quelques plages microcristallines soit constitués de globules à cristallisation interne cryptocristalline ou sphérolitique.

Les sphérolites, accolés les uns aux autres, dont la zone de contact est soulignée par un fin liseré sériciteux confèrent à la mésostase un aspect pavé ou grillagé. Ces phénomènes de dévitrification puis de recristallisation analogues à ceux décrits dans les ignimbrites (texture en "flocons de neige") sont si développés qu'il est impossible de se prononcer sur la nature originelle de ces lits.

Les *lits clairs* correspondent à des lithophyses très allongées formées de grains de quartz subautomorphes à l'intérieur desquels des microlites feldspathiques se sont développés perpendiculairement aux faces cristallines (Pl. II, ph. 6).

Leur structure est alors proche de la structure axiolitique et ces lithophyses évoquent tout à fait les flammes des ignimbrites.

La juxtaposition, en zones étroites et allongées, de ces cristaux de quartz peut évoquer d'anciennes bulles gazeuses non éclatées maintenant recristallisées.

. Les *phénocristaux*

le quartz (1 % environ du volume total de la roche) en sections automorphes monocristallines est peu corrodé.

le feldspath (1 à 5 % du volume total de la roche) a des formes cristallines nettes ; il est soit quadrangulaire soit arrondi.

Comme dans les ignimbrites on reconnaît un plagioclase à macles en échiquier ou en damier et un feldspath perthitique.

L'L'albitisation se marque par des facules irréguliers sans orientation particulière donnant aux cristaux un aspect lèpreux.

Des associations granoblastiques quartz + calcite + chlorite + oxydes de fer peuvent matérialiser d'anciens minéraux ferro-magnésiens.

. *Minéraux accessoires* : zircon, épidote, très nombreux cristaux de minéraux opaques.

c - Données chimiques (tableau XXI)

L'analyse chimique a été effectuée sur deux échantillons prélevés, l'un à la base (28-1A), l'autre au sommet de la coulée (28-1B). Les résultats sont sensiblement identiques.

Par rapport aux ignimbrites on note un enrichissement en silice les teneurs en Fer total diminuant légèrement ; les teneurs en CaO et alcalins sont sensiblement identiques. Le caractère sodi-potassique paraît ici plus accusé, le Na_2O devenant même dans un cas supérieur en K_2O (analyse 798).

n° d'ordre	19	20	A
n° d'échantillon	28-1A	28-1B	
SiO_2	78,00	77,00	75,80
Al_2O_3	12,01	12,46	10,93
Fe_2O_3	1,82	1,48	2,08
MnO	0,05	0,05	0,06
MgO	<0,10	<0,10	0,10
CaO	0,10	0,23	0,43
Na_2O	4,01	3,14	2,45
K_2O	3,42	4,53	5,29
TiO_2	0,14	0,16	0,17
P_2O_5	-	-	0,06
H_2O^+	0,59	0,63	0,93
H_2O^-	0,04	0,05	0,22
Total	100,28	99,83	99,70
n° d'analyse	798	799	

Tableau XXI : Analyses chimiques des rhyolites ignimbritiques de la carrière de la Roche (Nord d'Entrammes).
A = Moyenne des analyses d'ignimbrites (cf. tableau XIX).

d - Conclusions

Comparées aux ignimbrites, les rhyolites de la carrière de la Roche se singularisent par la présence d'un rubanement continu et de structures laviques, un chimisme très légèrement différent.

La structure axiolitique observée dans le lithophyses témoigne de sa parenté avec les ignimbrites ; c'est pourquoi nous appelons ces roches des rhyolites ignimbritiques.

Stratigraphiquement elles se situent sous des tuffites qui englobent des éléments d'ignimbrites flammées (cf. fig. 29) ; c'est pourquoi nous considérons l'émission de ces rhyolites comme post-ignimbritique.

II-4-3 - Les pyromérides

Elles sont peu représentées dans le Massif d'Entrammes.

Les échantillons les plus remarquables (Pl. 11, ph. 7) ont été recueillis au Sud de l'Huisserie, dans le nouveau lotissement, et à quelques dizaines de mètres au Nord de l'Ecluse de Bonne (cf. fig. 25).

Dans cette dernière localité la roche aphanitique, de couleur bleu foncé, laisse voir un rubanement millimétrique lorsqu'elle est altérée.

La texture de cette rhyolite est *hyalosphérolitique fluidale* (Pl. 11, ph. 8).

Les sphérolites dont la taille approche le millimètre sont formés de très petits cristaux de quartz et de feldspath disposés radialement en fibres ou aiguilles à partir d'un nucleus de quartz ou d'un microlite feldspathique. La cristallisation peut également être concentrique chaque ligne de suture étant soulignée par de fins granules d'oxydes de fer.

Entre ces "lits" de sphérolites coalescents subsistent des "lits" cryptocristallins qui témoignent de la nature entièrement vitreuse de la roche à l'origine (obsidienne ?).

Quelques quartz volcaniques sont reconnaissables dans ces pyromérides assez proches des rhyolites ignimbritiques.

II-4-4 - Les kératophyres

Au Sud-Est et au Nord d'Entrammes (fig. 28) les roches sédimentaires et les volcanites de la Formation de l'Huisserie sont accompagnées de nombreux filons (ou coulées+) nommés *Orthophyres*, *Albitophyres* ou *Ortho-albitophyres* par D. Oehlert (1882, 1895).

Parmi les principaux affleurements cités par cet auteur (carrière de la Roche, ferme du Roseau, moulin d'Orvillette, vallée de l'Ouette) celui de la carrière de la Roche (Nord d'Entrammes) a été particulièrement étudié sous le nom de dyke du Bégon (A. Michel-Lévy, 1896 ; L. Vandernotte, 1913).

- Pour A. Michel-Lévy ce "dyke" est constitué par un *"albitophyre à structure porphyroïde très prononcée"* tandis que d'autres filons s'apparentent à des ortho-albitophyres.

- L. Vandernotte range ces roches parmi les trachytes. L'analyse chimique qu'il fournit (tableau XXII) est caractérisée par une grande richesse en silice, en sodium, une faible teneur en calcium et potassium.

Enfin, en 1968 Cl. Boyer rapporte ces roches à des Quartz-kératophyres.

a - caractères macroscopiques

Ces roches ont une coloration lie-de-vin caractéristique à l'affleurement. Elles se débitent fréquemment en "lauzes" ou parallélipidèdes de la grosseur du poing selon des plans tapissés d'oxydes ou d'hydroxydes de fer.

+ Pour Cl. Boyer (1976, p. 16) il s'agit de coulées microlitiques.

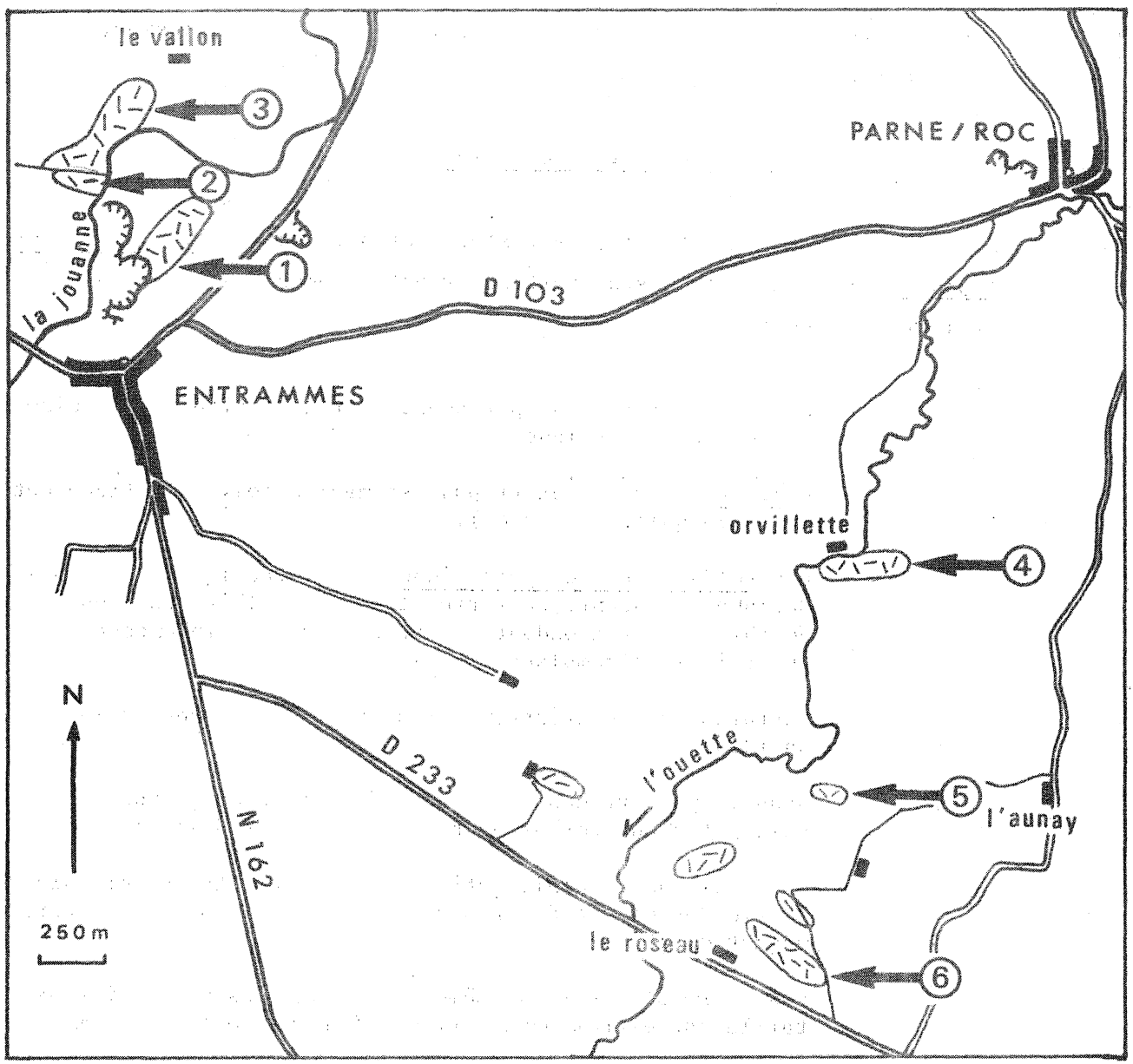


Fig. 28 : Les kératophyres ; schéma de localisation des principaux affleurements.

- 1 : carrière de la Roche
- 2 : la Perrière
- 3 : le Vallon
- 4 : Orvillette
- 5 : la Tremblaie
- 6 : le Roseau

Au sein d'une pâte aphanitique sont répartis de nombreux phénocristaux de feldspath dont la taille peut atteindre plusieurs millimètres.

b - caractères microscopiques

Bien que variable, la texture est nettement microlitique porphyrique. Les microlites sont parfois orientés donnant à la roche une texture trachytique.

. Les *phénocristaux* se partagent entre l'Albite et le feldspath sodi-potassique.

L'Albite en cristaux trapus est maclée polysynthétiquement (type échiquier ou damier).

Les feldspaths sodi-potassiques (ou potassiques ?) à macle Carlsbad fréquente sont très largement albitisés. Les perthites sont abondantes, irrégulières et inhomogènes (perthites de remplacement ?).

Certains de ces cristaux, très craquelés, évoquent la sanidine.

Dans la plupart des cas toute détermination optique de ces feldspaths aux formes particulières est impossible.

Il semble que l'albitisation soit le résultat de circulation de fluides en fin de cristallisation du magma (stade tardi-magmatique).

. Les *microlites* sont de même nature que les phénocristaux. Leur taille est extrêmement variable (jusqu'à 0,1 x 0,8 mm).

Ils peuvent être allongés les uns contre les autres, dans une direction statistiquement constante déterminant une fluidalité ou bien s'appuyer les uns sur les autres en réalisant une texture à tendance intersertale.

. La *mésostase* est un assemblage microcristallin de quartz, feldspath et chlorites, celles-ci pouvant envahir toute la roche. Des granules opaques, très nombreux, sont concentrés en bouffées entre les microlites. L'épidote a été observée dans certains échantillons.

De grandes plages chloriteuses ou ferrugineuses aux formes régulières peuvent correspondre à la pseudomorphose d'anciens minéraux ferromagnésiens (Olivine, Pyroxène ou Biotite ?).

n° d'ordre	21		
n° d'échantillon	28-2	A	I
SiO_2	65,60	73,10	66,01
Al_2O_3	15,20	13,20	16,45
Fe_2O_3	8,18	3,86	5,02
MnO	0,05	-	0,04
MgO	0,11	0,92	1,42
CaO	0,23	0,59	0,36
Na_2O	6,43	6,30	6,46
K_2O	1,53	0,35	0,68
TiO_2	0,16	0,92	0,35
P_2O_5	0,10	-	-
H_2O^+	2,51	1,10	2,01
H_2O^-	0,85	-	0,52
Total	100,95	100,34	99,32
n° d'analyse	821		

Tableau XXII : Analyse chimique du Quartz-kératophyre de la carrière de la Roche (Entrammes N).

A - analyse *in* L. Vandernotte 1913

I - Moyenne de Quartz-kératophyres (Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974).

L'échantillon recueilli à la Perrière (localité 2 de la figure 28) constitue, au sein des kératophyres, un type particulier dont les caractères distinctifs sont les suivants :

- une grande richesse en épidote et chlorites.

- la présence de petites amphiboles, fortement colorées en bleu, à pléochroïsme dans les bleus et allongement négatif. La mesure de l'angle $n_p \wedge c$ (5° environ) en fait de la riebeckite (amphibole sodique).

c - Données chimiques ; conclusions

L'analyse chimique effectuée sur un échantillon prélevé dans la carrière de la Roche (Nord d'Entrammes) caractérise (tableau XXII) une roche hypersiliceuse (SiO_2 > 65 %) très sodique (Na_2O > 6 %) le rapport Na_2O/K_2O étant supérieur à 4.
Les taux en calcium et magnésium sont très faibles.

Ces roches à texture microlitique porphyrique, hololeucocrates, à minéraux de basse température (feldspath, chlorite, épidote, opaques ...), sodiques à hypersodiques (présence de riébeckite) correspondent à des *kératophyres* (L.J.G. Schermerhorn, 1973 ; Cl. Boyer-Guilhaumaud, 1974).

La teneur en silice étant supérieure à 60 % ce sont en fait des Quartz-kératophyres.

Par rapport à l'ensemble des volcanites du massif d'Entrammes, les quartz-kératophyres apparaissent comme un événement magmatique tardif.

Le front de taille de la carrière de la Roche (fig. 29) permet en effet de constater que les quartz-kératophyres se situent au-dessus des rhyolites ignimbritiques et de tuffites.

Il est cependant impossible de préciser s'il s'agit d'une coulée ou d'un filon.

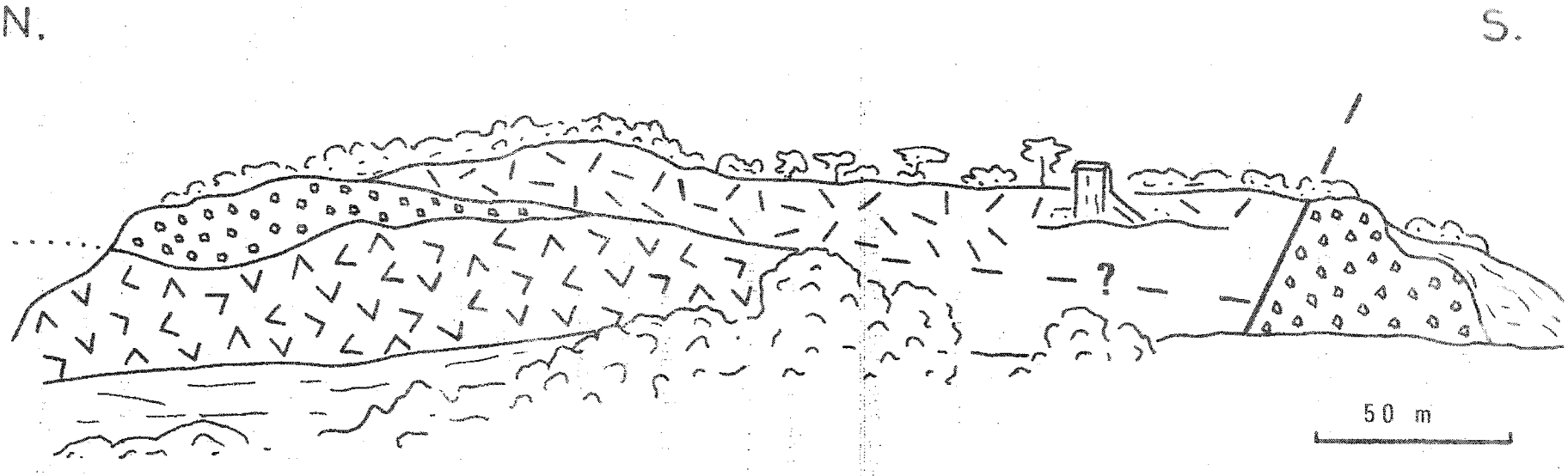


Fig. 29 : Front de taille de la carrière nord d'Entrammes montrant les relations entre Quartz-kératophyres, Rhyolites ignimbritiques et Tuffites.

Rhyolites Tuffites Kératophyres

Les autres affleurements n'apportent pas de réponse les rapports avec l'encaissant n'étant jamais visibles.

II-4-5 - Les volcanoclastites

Comme dans la plupart des régions où sont présentes de grandes nappes ignimbritiques, de nombreuses volcanoclastites accompagnent les ignimbrites du massif d'Entrammes.

La plupart d'entre elles forment cartographiquement l'enveloppe externe du massif volcanique (fig. 25) tandis qu'un faible volume, reconnu entre les deux carrières au Sud-Ouest d'Entrammes, semble correspondre à un épisode de projections séparant deux venues ignimbritiques.

a - l'enveloppe volcanoclastique externe

Elle est très développée et affleure largement à l'Ouest du massif, entre l'Huisserie, Port-Ringeard et Bonne.

La vallée de la Jouanne à l'Ouest de la ferme du Chêne et aux abords des fermes du Port et du Chatellier offre également un bon échantillonnage dans ces volcanoclastites.

Les roches que l'on peut recueillir varient depuis des brèches fines jusqu'à des tufs cinéritiques.

a 1 - les brèches

Elles sont toujours fines la taille des éléments dépassant rarement le centimètre ; la seule exception a été relevée à proximité de l'ancienne ardoisière de la Pommeraie.

Elles affleurent assez largement dans les fossés de la route départementale 112 entre le carrefour avec la D. 103 et l'Huisserie, à l'Ouest du château de Bonne et près de la ferme du Chatellier.

L'altération et la tectonique rendent leur étude malaisée.

- les brèches pyroclastiques

Elles constituent la plus grande partie des brèches.

Ce sont en général des roches claires (beige, vert, rouge) très schistifiées dans lesquelles litage ou granoclassement ne sont pas perceptibles.

Dans une matrice crypto à microgrenue constituée de quartz et de très nombreux produits de dévitrification et d'épimétamorphisme (minéraux phylliteux) sont dispersés un grand nombre de fragments de *roches sédimentaires* dont la nature varie selon le lieu de dépôt (grès et siltstones ordoviciens et siluriens) et de fragments de *volcanites* (rhyolites altérées, pyromérides, ignimbrites flammées, ...).

Dans ce type de roches il s'avère impossible de donner des pourcentages volumétriques relatifs entre clastes et matrice ceux-ci variant énormément en fonction du lieu d'échantillonnage.

Dans cet ensemble la brèche qui affleure à l'étang du château de Bonne offre des particularités intéressantes : les nombreux fragments de volcanites et roches sédimentaires sont englobés dans une matrice volcanique comprenant des phénocristaux de feldspath damouritisés et de nombreuses échardes de verre (vitroclastes) entièrement recristallisés. Il s'agit d'une brèche ignimbritique à matrice vitroclastique.

- les brèches épiclastiques

Elles ont été observées près de la carrière de la Pommeraie où elles forment une arête topographique ; cartographiquement elles constituent une "bande" qui se poursuit au-delà de la Jouanne vers la ferme du Châtellier (fig. 25).

Malgré l'importance de la schistosité on peut reconnaître des fragments lithiques aplatis et étirés dans une matrice silteuse de couleur bleu foncé.

L'étude microscopique permet de reconnaître :

- des roches sédimentaires :

Quartz-wackes et quartz-arenites de la Formation de Saint-Germain, siltstones de la Formation de Tuboeuf et siltstones de la base de la Formation de l'Huisserie (la Véronnière).

- des volcanites :

Fragments de tufs rhyolitiques que l'on peut rapporter à la "blaviérite".
Laves à texture microgrenue partiellement envahies par de la séricite et de la chlorite.

La matrice sédimentaire, finement grenue, est quartzo-séricitеuse ; elle renferme quelques quartz volcaniques plus ou moins fragmentés.

Cette brèche hétérogène et chaotique est formée de matériaux issus de l'érosion des formations sédimentaires antécarbonifères et des premiers niveaux de la Formation de l'Huisserie.

Il s'agit d'une brèche épiclastique grossière (de nombreux fragments dépassent 5 cm).

- les brèches autoclastiques

Elles sont peu répandues. La fragmentation, in situ, de la base de la nappe ignimbritique entraîne la formation de *brèches locales monogénétiques*.

C'est le cas de la brèche recueillie à l'Ouest du château de Bonne, le long du chemin menant à la ferme de la Quesnerie.

Les très nombreux fragments d'ignimbrite identifiables à leurs flammes, de taille centimétrique à décimétrique, sont cimentés par une matrice volcanique à quartz xénomorphe de taille variable (50 à 100 microns).

a 2 - les tufs

- les tufs grossiers

Ils sont très répandus dans la partie ouest du massif où ils sont étroitement liés aux brèches fines pyroclastiques.
Ils diffèrent de ces dernières uniquement par la taille de leurs éléments.

- les tufs fins

Ils sont plus difficiles à reconnaître et sont très altérés. Nous décrirons deux types parmi les plus caractéristiques.

. *les tufs fins à cristaux*

Ces tufs affleurent en bordure de Mayenne à proximité de la ferme de l'Encluse (commune d'Entrammes).

La matrice, sans structure particulière, renferme de nombreux clastes minéraux (feldspath et quartz représentant 30 % de volume total de la roche) millimétriques et quelques fragments lithiques.

On distingue un litage et un granoclassement frustes.

- caractères microscopiques (Pl. 13, ph. 1)

La *matrice* quartzo-sériciteuse est felsitique à microgrenue.

Les *phénoclastes* minéraux, de toute taille, cataclasés pour la plupart, sont de deux types : le *quartz* (45 % du volume des fragments) en individus automorphes avec "golfes de corrosion" ou en esquilles, et le *feldspath* (52 % du volume de fragments) en tablettes automorphes, en fragments anguleux ou arrondis ; il s'agit de plagioclase albitique et de feldspath potassique perthitique.

Les *fragments lithiques* (1 à 5 % du volume des fragments) de grande taille sont des grès et des siltstones ainsi que des ignimbrites.

Par la facture de ses clastes cristallins et la nature de sa matrice le tuf de l'Encluse est nettement pyroclastique.

. *les tufs fins à lapilli cristallins et fragments ponceux*

Le parement sud de la carrière d'Entrammes la plus méridionale est formé de matériaux pyroclastiques qui appartiennent à l'enveloppe volcanoclastique externe.

Ce sont des tufs verdâtres à phénoclastes feldspathiques, lentilles vitreuses noirâtres et "galettes blanchâtres" évoquant des "flammes" aplaties dans les plans de schistosité. A ces éléments s'ajoutent des fragments rhyolitiques de grande taille (fig. 30).

- caractères microscopiques

Les *clastes cristallins* (1 à 5 % du volume total de la roche) sont des feldspaths potassiques à sodi-potassiques très altérés et très craquelés ; leur taille peut atteindre 2 à 3 mm. Ils sont soit quadrangulaires soit globuleux (Pl. 13, ph. 2). De rares quartz volcaniques accompagnent ces feldspaths.

Ces phénocristaux, séparés mécaniquement du magma liquide lors d'une éjection sont assimilables à des lapilli cristallins.

Les *lentilles de couleur noire*, aux formes très variées (fig. 30), correspondent à un matériel cryptocristallin à l'origine mais actuellement entièrement dévitrifié en chlorite verte ; il s'agit sans doute d'éjecta de petites dimensions de lave fluide.

Les *"galettes blanchâtres"* se détachent nettement du reste de la roche ; elles sont très finement cristallisées en quartz et très souvent parcourues de fissures perlitiques qui indiquent leur origine vitreuse.

Ces objets englobent généralement un ou plusieurs cristaux de feldspath ou bien sont intimement solidaires des lapilli cristallins. La figure 31 résume leur morphologie particulière.

On peut les interpréter comme des fragments ponceux éjectés conjointement avec les phénocristaux lors de l'explosion d'un magma ignimbritique.

La matrice est en totalité envahie par la séricite et la chlorite. On peut néanmoins y reconnaître de petits clastes cristallins et des structures qui évoquent les échardes des ignimbrites

LES TUFS A LAPILLI CRISTALLINS ET FRAGMENTS PONCEUX

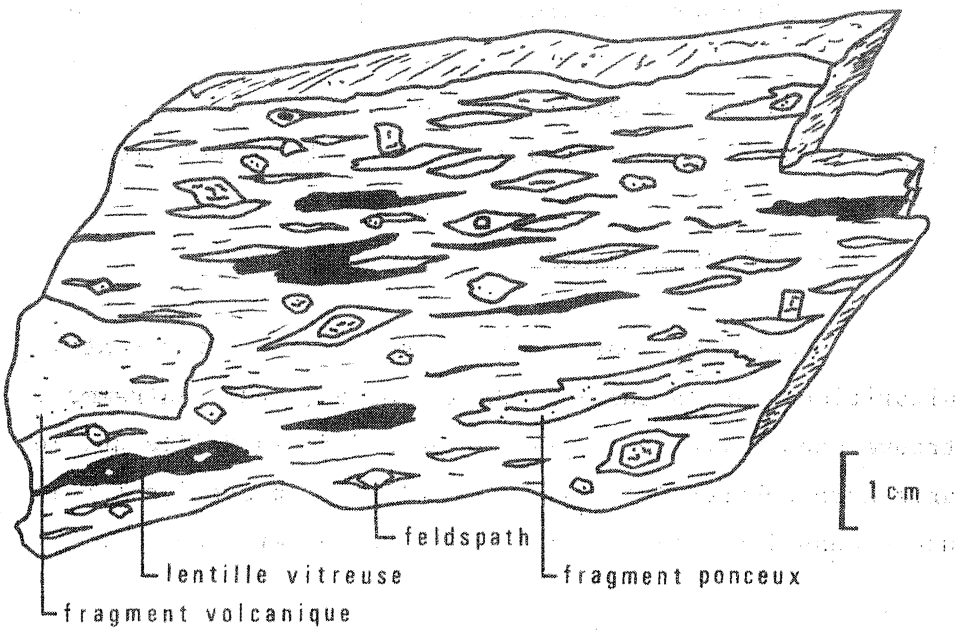


Fig. 30 : Aspect macroscopique.

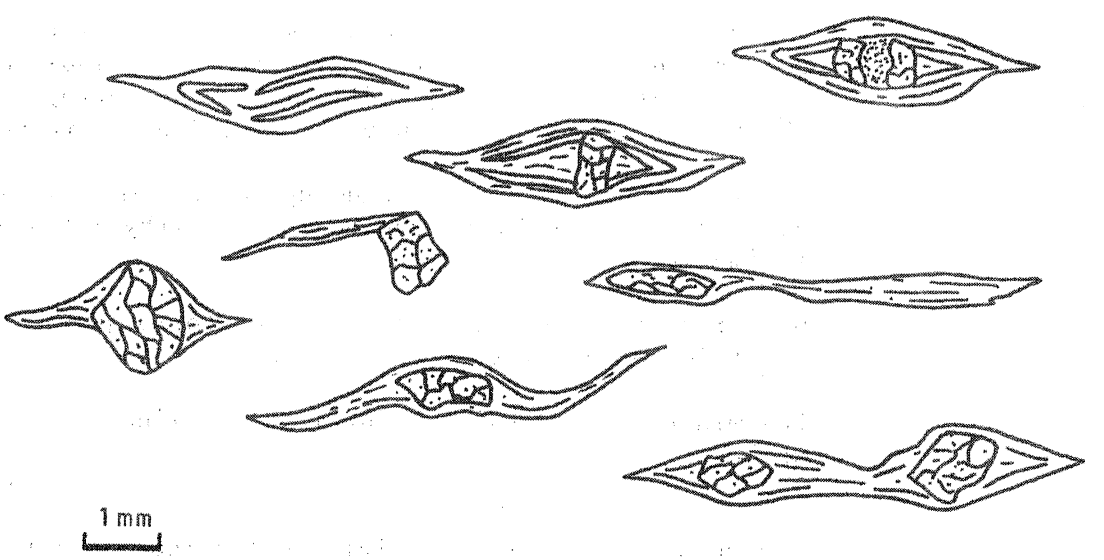


Fig. 31 : Morphologie des fragments ponceux ; ils présentent souvent des renflements bulbeux au niveau d'un ou plusieurs cristaux de feldspath.

vitroclastiques. L'abondance des minéraux phylliteux de néoformation permet de penser qu'elle était formée de particules vitreuses très fines à l'origine (anciennes cendres volcaniques ?).

Ces tufs résulteraient de la projection de ponces de scories et de lapilli cristallins dans des cendres volcaniques très fines.

a 3 - les tuffites

Nous désignons ainsi les roches qui surmontent les rhyolites ignimbritiques de la carrière de la Roche (Nord d'Entrammes) ; on les retrouve dans cette même carrière au Sud de la faille qui les sépare des quartz-kératophyres (cf. fig. 29). Elles se poursuivent à l'Ouest de la Jouanne dans les affleurements derrière la ferme de la Perrière.

Dans une matrice ocre à verdâtre, grossière, parfois granoclassée, sont visibles de nombreux quartz volcaniques et quelques fragments lithiques de petite taille.

- caractères microscopiques (Pl. 13, ph. 3)

La *matrice* quartzo-sériciteuse est grenue à microgrenue ; elle renferme de nombreux quartz volcaniques anguleux ou en esquilles de toutes tailles (jusqu'à 5 mm de diamètre). Il peuvent constituer jusqu'à 80 % du volume total de la roche.

Les *fragments lithiques*, beaucoup moins nombreux, sont des clastes globuleux de volcanites acides (rhyolites et rhyolites ignimbritiques).

De rares amas séricito-chloriteux de forme quadrangulaire évoquent des phénocristaux de feldspath.

Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le zircon et le sphène.

Ces roches, à clastes d'origine volcanique dans lesquelles la nature de la matrice est difficile à établir correspondent à la définition des tuffites que nous avons donnée en début de chapitre.

b - les volcanoclastites des carrières Sud-Ouest d'Entrammes

La zone inexploitée entre les deux grandes carrières au Sud-Ouest d'Entrammes est occupée par des volcanoclastites et des niveaux détritiques terrigènes noirs.

Cet ensemble correspond à un épisode de projections suivi d'une sédimentation en milieu aquatique lacustre ou fluviatile entre deux venues ignimbritiques.

b 1 - les tufs cinéritiques

La matrice de ces niveaux verdâtres peu épais est essentiellement constituée de quartz et séricite en individus cryptocristallins.

La présence de feldspath a été décelée sur diffractogrammes de R.X. On y observe quelques rares passées grossières de quartz en fragments esquilleux.

b 2 - les tufs fins

Ces tufs verts à gris sont comparables aux tufs à lapilli cristallins et fragments ponceux décrits précédemment.

Selon les niveaux ils comportent plus ou moins de phénoclastes feldspathiques mais sont en général moins riches en fragments ponceux. La matrice est légèrement différente ; elle est formée de la juxtaposition de très nombreuses taches blanchâtres inférieures au millimètre.

Dans ces tufs, la stratification est soulignée par des passées très noires, peu épaisses (moins de 1 cm), très discontinues (fig. 32).

- caractères microscopiques (fig. 33)

Les clastes feldspathiques (1 à 5 % du volume total de la roche) maclés Carlsbad ou Albite-Carlsbad sont des feldspaths sodi-potassiques trapus ou en baguettes aux contours anguleux

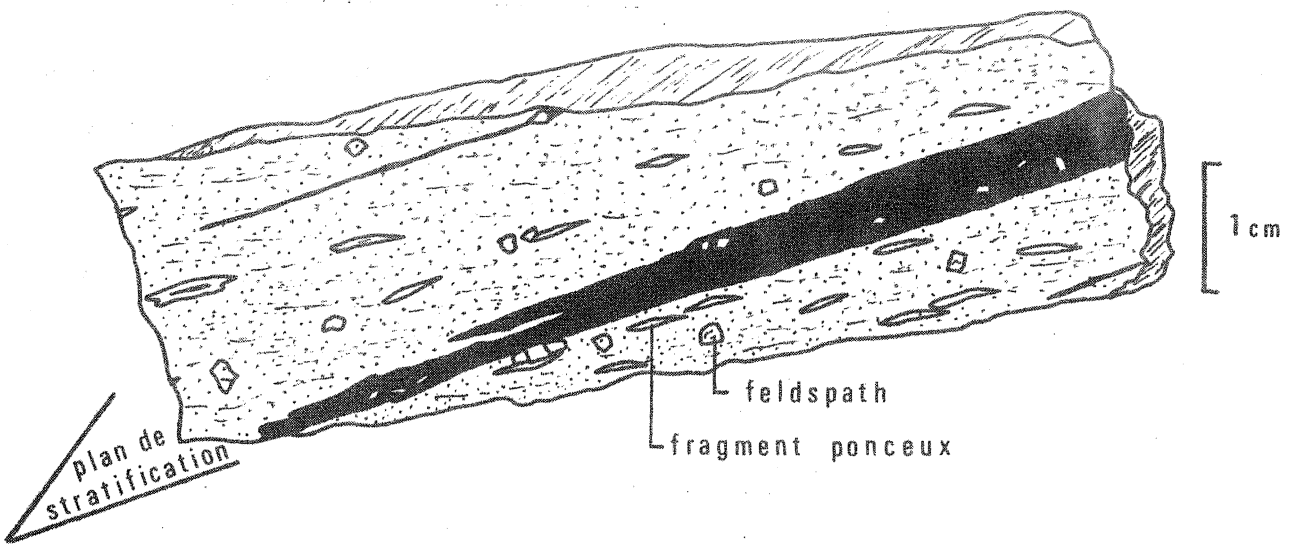


Fig. 32 : Aspect macroscopique des tufs fins de la carrière d'Entrammes.

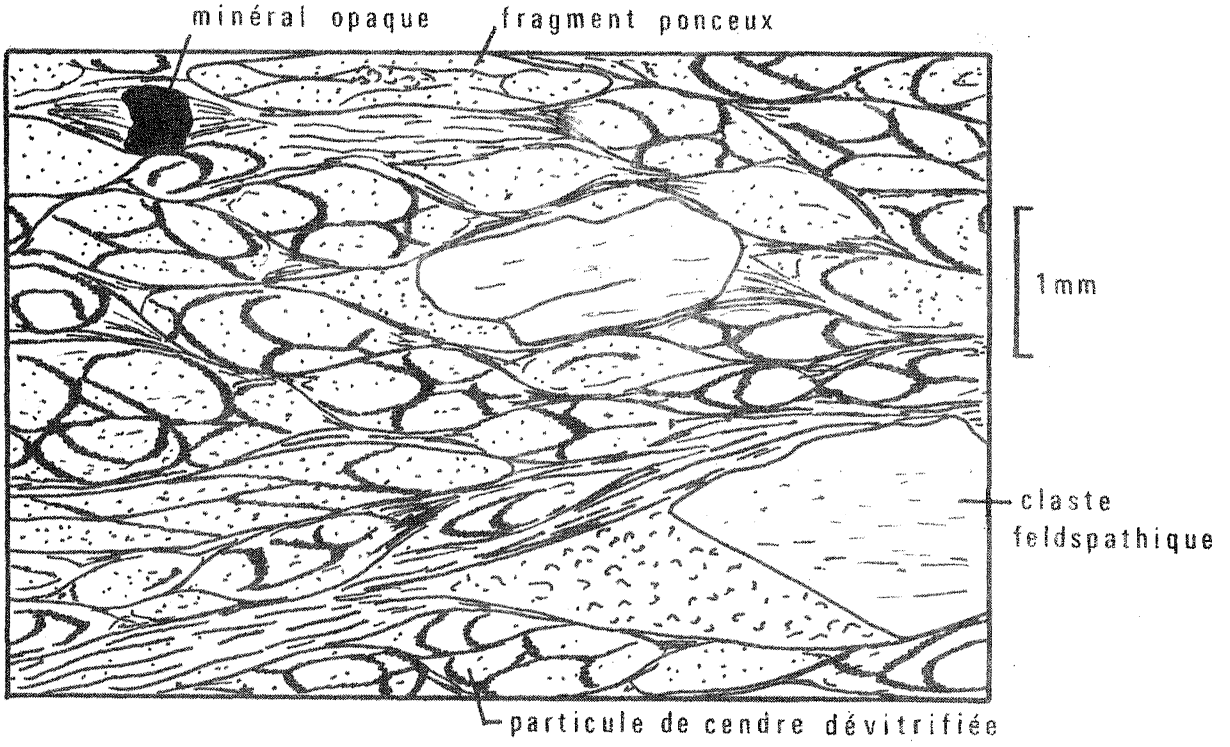


Fig. 33 : Aspect microscopique des tufs fins de la carrière d'Entrammes.

ou, au contraire, émoussés à macles complexes indéterminables (Pl. 13, ph. 4-5).

Les fragments ponceux sont identiques à ceux décrits dans le tuf à lapilli cristallins et fragments ponceux (Pl. 13, ph. 6-7).

La *matrice* microcristalline est quartzo-sériciteuse.
La séricite et plus accessoirement la chlorite forment un fin chevelu orienté selon deux directions privilégiées déterminant des "cases" en forme d'amandes dans lesquelles la matrice s'organise de façon concentrique.

De telles structures, surtout nettes en lumière naturelle, peuvent être interprétées comme des structures perlitiques à l'intérieur de particules de cendres vitreuses à l'origine (Pl. 13, ph. 8).

La couleur noire de certains niveaux est due à une plus grande abondance de minéraux phylliteux et opaques.

- conclusion

Nous pensons que ce tuf est le résultat du dépôt, en milieu aquatique lacustre ou fluviatile, de projections fines : cendres vitreuses (magma pulvérisé), ponces, pyroclastes cristallins.

La structure actuelle de la roche est due à un phénomène de trempe dans l'eau qui a conduit à la formation de fissures perlitiques ; l'importante dévitrification et l'altération provoquent le développement de séricite et de chlorite au niveau de ces fissures et entre les particules cendreuses ; l'aplatissement lié à la schistogenèse explique l'allure fluidale que l'on observe actuellement.

b 3 - données chimiques ; conclusions

Les analyses chimiques effectuées sur ces volcanoclastites (tableau XXIII) traduisent de fortes différences de composition entre les tufs fins et le tuf cinéritique d'une part et entre les deux tufs fins d'autre part.

Par rapport aux tufs fins le tuf cinéritique apparaît hypersiliceux (SiO_2 > 80 %) et beaucoup plus pauvre en Fer total.

	tuf cinéritique	Tufs fins	
n° d'ordre	22	23	24
n° d'échantillon	30-83E	30-83E1	30-83E2
SiO_2	81,50	72,20	72,80
Al_2O_3	11,30	15,97	14,88
Fe_2O_3	0,61	4,48	4,67
MnO	0,05	0,10	-
MgO	0,22	0,60	0,35
CaO	0,03	0,08	0,22
Na_2O	0,15	0,13	3,62
K_2O	2,87	3,80	1,77
TiO_2	0,25	0,25	0,23
P_2O_5	-	-	-
H_2O^+	1,96	2,79	2,19
H_2O^-	0,06	0,10	0,01
Total	99,00	100,50	100,74
n° d'analyse	801	802	806

Tableau XXIII : Analyses chimiques des tufs de la carrière S-W d'Entrammes.

Son caractère potassique se traduit par un rapport Na_2O/K_2O très nettement inférieur à l'unité.

Entre les deux tufs fins les différences sont sensibles au niveau des teneurs en CaO, Na_2O et K_2O. Ces tufs sont soit potassique (analyse 802) soit sodique (analyse (806).

Ces variations chimiques, sans doute liées aux teneurs relatives en phénoclastes feldspathiques plagioclasiques ou sodi-potassiques ne permettent pas de rattacher ces tufs à un type pétrographique donné.

Globalement ils sont rhyolitiques mais l'analyse 806 est assez proche de celle d'un quartz-kératophyre.

II - 5 - LES VOLCANITES DE LA BOUFFELIERE

Le Membre d'Entrammes est également bien développé dans la partie occidentale du "lambeau" carbonifère qui s'étend depuis la vallée de la Mayenne jusqu'aux abords de Ruillé-Froid-Fonds (cf. carte annexe I).

Les volcanites qui le constituent forment une bande qui se suit de façon plus ou moins continue depuis la ferme de la Bouffelière où elles sont le mieux exposées, jusqu'à la ferme de la Pironnière (fig. 34). Les quelques affleurements reconnus plus à l'Est (Avireau, la Coudre) doivent être rattachés à cette bande.

Cet ensemble volcanique peut reposer directement sur la Formation de Gahard (Le Fresne), la Formation de Tuboeuf (Benâtre) et même la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (La Fosse). A la différence du Massif d'Entrammes dans lequel les ignimbrites rhyolitiques occupent une large surface ce sont les volcanoclastites et les coulées rhyolitiques qui dominent ici.

La plupart de ces roches étant identiques à des types déjà décrits nous en ferons une description très brève en renvoyant le lecteur aux paragraphes précédents.

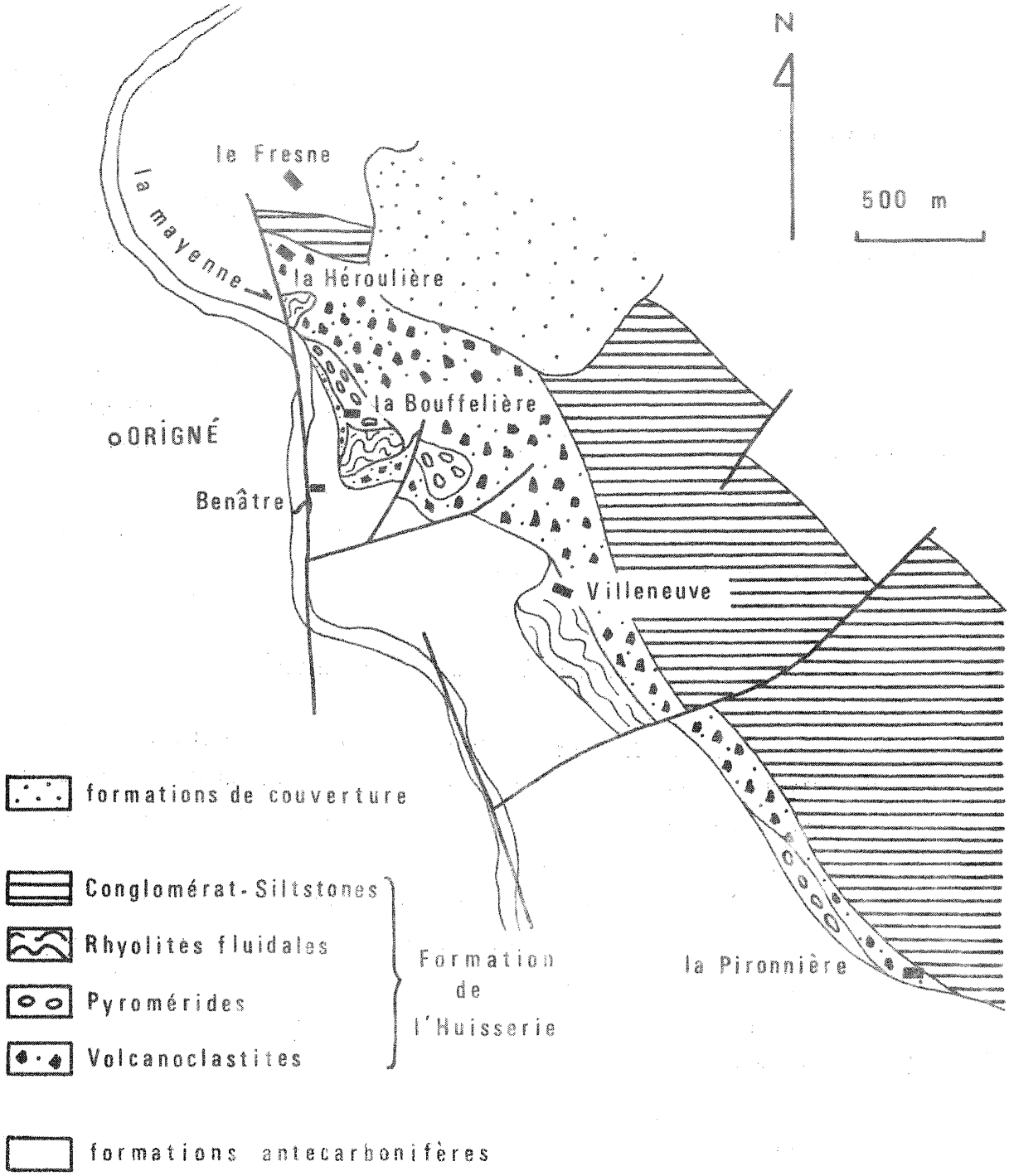


Fig. 34 : Le "lambeau" carbonifère de la Bouffelière. Extension des volcanites.

II-5-1 - Les laves

a - les rhyolites rubanées

Elles sont particulièrement bien exposées près de Villeneuve, au Sud de la Héroulière et au Sud de la Bouffelière où elles constituent de petits chicots sur les hauteurs surplombant la Mayenne.

Macroscopiquement elles sont semblables aux rhyolites fluidales rubanées de la Pommeraie. On y observe en plus de nombreuses structures de fluidalité (plis d'écoulement, pseudo-boudinage) (Pl. 14, ph. 1 et 2).

Microscopiquement elles correspondent à des rhyolites pauvres en phénocristaux sans lithophyses donc sans caractère ignimbritique.

b - les rhyolites pyroméridiques

Elles affleurent au pied de la ferme de la Bouffelière et se prolongent vers le Nord-Ouest en constituant l'armature de la rive gauche de la Mayenne (fig. 34).

Ce sont des roches claires très schistifiées riches en sphérolites à structure concentrique mal individualisée dont la taille va du millimètre au centimètre.

Les caractères microscopiques de ces rhyolites sont tout à fait semblables à ceux décrits dans les pyromérides de la Véronnière (paragraphe II-2-2).

II-5-2 - Les volcanoclastites

a - les brèches grossières

Les brèches observées au Sud de la ferme de la Héroulière (fig. 34) sont macroscopiquement différentes de la brèche épiclastique

de la Pommeraie (cf. § II-4-5) mais ont une composition sensiblement identique.

La forme des éléments (anguleuse à arrondie) est plus facile à reconnaître car la brèche est moins tectonisée (Pl. 14, ph. 3). Les éléments non classés ont une taille allant du millimètre au décimètre.

Cette brèche hétérogène, formée d'une majorité d'éléments d'origine volcanique (pyromérides en particulier) dans une matrice terrigène est épiclastique.

b - les brèches fines (Villeneuve)

Il s'agit d'une brèche formée de fragments lithiques et de nombreux clastes de quartz arrondis ou anguleux entourés d'un manchon d'oxydes de fer, dans une matrice sédimentaire quartzo-sériciteuse et riche en minéraux opaques.

Cette brèche volcanique épiclastique hétérogène, sans tri ni classement, pourrait correspondre au remaniement d'une brèche d'explosion par un facteur externe (coulée boueuse de type "laharique"?).

c - les tufs (la Héroulière)

Ils voisinent avec les brèches grossières dont ils contiennent les éléments ; la matrice (50 % du volume total de la roche) est très fine et très hétérogène. En grande partie phylliteuse elle comprend des esquilles de quartz de toutes tailles (Pl. 14, ph. 4).

Là encore, il s'agit d'un tuf fin à grossier d'origine épiclastique.

II - 6 - ESSAI DE CHRONOLOGIE ; COMPARAISON ENTRE LE VOLCANISME D'ENTRAMMES ET CELUI DE LA BOUFFELIERE

II-C-1 - Entrammes

Malgré la complexité tectonique de cette région, l'étude stratigraphique et lithologique permet de proposer la succession d'au moins 4 épisodes volcaniques (fig. 35).:

- le *premier épisode* (V_1) se traduit par le dépôt, en milieu aérien ou subaérien, de tufs et brèches rhyolitiques et par l'épanchement de coulées de même chimisme ; cet ensemble correspond à la *Blaviérite* des anciens auteurs.

- le *deuxième épisode* (V_2), séparé du précédent par un épisode sédimentaire peu développé, sans doute en milieu aquatique confiné (tuffites, siltstones et grès de la Véronnière et la Pommeraie, "houille" de l'Huisserie), puis une phase érosive (épiclastites de la Pommeraie), s'amorce par la projection de lapilli, cendres scories qui engendrent les tufs et brèches de l'enveloppe pyroclastique externe.
  Ces volcanoclastites, peut-être accompagnées de l'émission locale de rhyolites (la Pommeraie), constituent une sorte de *"litière friable"* à la base des émissions ignimbritiques.
  Elles remanient aussi bien des fragments de roches sédimentaires que de laves ou même d'ignimbrites arrachées aux parois des voies d'accès et sont souvent riches en fragments ponceux et en phénocristaux du magma original.
  A ces dépôts pyroclastiques succèdent des venues rhyolitiques présentant des caractères ignimbritiques (texture axiolitique). Celles-ci s'enrichissent en phénocristaux feldspathiques puis passent à des ignimbrites flammées qui constituent l'essentiel des roches liées à cet épisode.
  A la formation de cette première nappe ignimbritique succède une phase explosive avec projection de cendres, lapilli cristallins, fragments de ponce qui se déposent en milieu lacustre réducteur (présence de chalcopyrite) ; ces dépôts constituent ce que nous avons appelé volcanoclastites des carrières Sud-Ouest d'Entrammes.

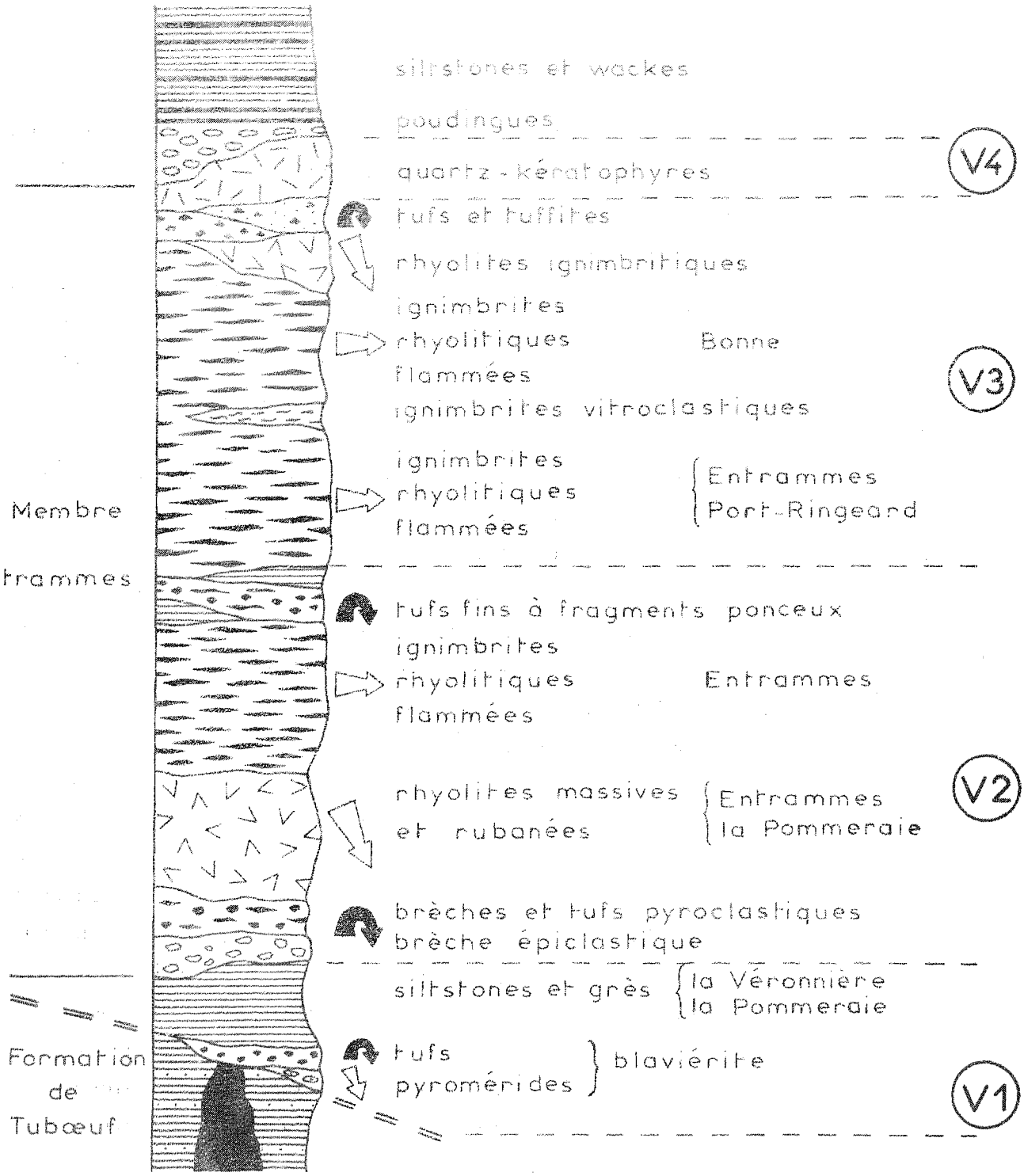


Figure 35 - Les épisodes volcaniques dans le Massif d'Entrammes ; succession lithologique synthétique.

projections ; coulées ; émissions ignimbritiques

- le *troisième épisode* (V_3) se marque par la réapparition de produits ignimbritiques : ignimbrites flammées, ignimbrites vitroclastiques (Entrammes, la Drugeotterie, Bonne, Port-Ringeard).
  Ceux-ci sont surmontés par des rhyolites pyroméridiques puis des tufs (Bonne). Nous assimilons à cet épisode la coulée de rhyolite ignimbritique de la carrière Nord d'Entrammes.
  Cette nouvelle phase d'activité volcanique semble se terminer par la formation de tuffites (la Perrière) qui reprennent de nombreux éléments de rhyolite.
  Ces sédiments scellent, en quelque sorte, l'activité rhyolitique principale du Massif d'Entrammes.

- le *quatrième épisode* (V_4) par la mise en place des quartz-kératophyres (intrusions ou coulées ?) qui apparaissent postérieurs au dépôt des tuffites.
  Cet événement magmatique constitue le dernier épisode volcanique reconnu dans le Massif d'Entrammes.

II-6-2 - La Bouffelière

La chronologie des épisodes volcaniques est difficile à reconstituer en raison de la mauvaise qualité des affleurements. L'examen de leurs relations géométriques permet néanmoins de proposer la chronologie suivante (fig. 36) :

- Aux brèches et tufs de la base du Carbonifère (Benâtre et Villeneuve) succèdent des épanchements rhyolitiques pyroméridiques (ferme de la Bouffelière).

- A ce premier épisode fait suite une période d'érosion et de transport à laquelle correspondent des brèches et tufs épiclastiques (épisode laharique ?) (la Héroulière) qui remanient des éléments anguleux et arrondis de pyromérides et de grès ordoviciens.

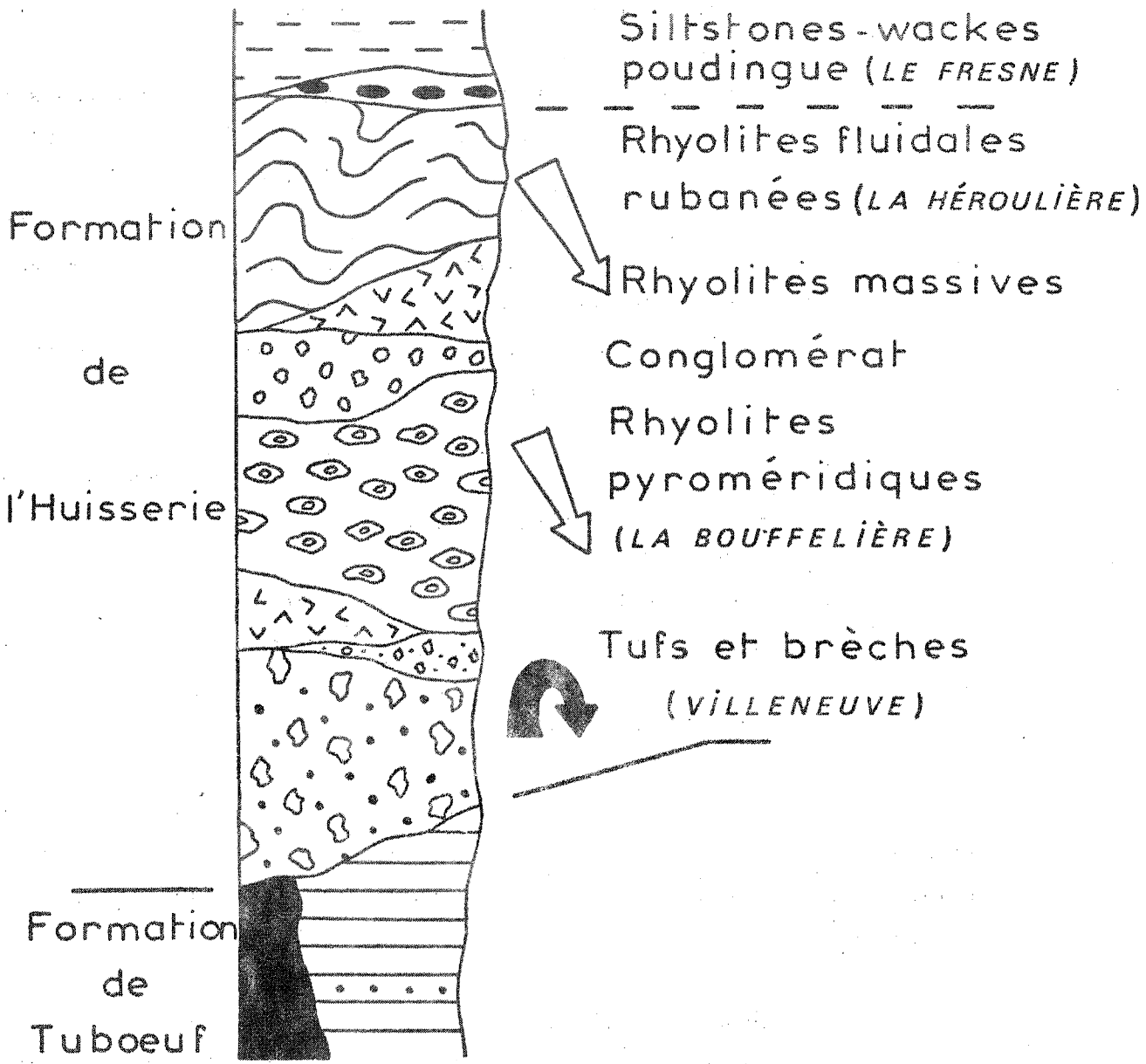


Fig. 36 : La Bouffelière - succession litho-logique synthétique.

projections coulées

- L'activité volcanique s'achève par l'épanchement de rhyolites fluidales rubanées (La Bouffelière, la Héroulière) et de rhyolites plus massives.

II-6-3 - Essai de corrélation entre ces deux unités

L'unité volcanique de la Bouffelière, beaucoup moins puissante que celle d'Entrammes (quelques dizaines de mètres contre quelques centaines de mètres) ne présente pas de caractères ignimbritiques et la succession lithologique y est différente.

Elle est cependant l'expression d'un volcanisme acide stratigraphiquement situé entre des sédiments d'âge ordovicien à dévonien inférieur et les poudingues et siltstones carbonifères.

Ces volcanites constituent la base de la Formation de l'Huisserie. Ellesne sont pas strictement comparables à la Blaviérite mais doivent néanmoins être rapportées à V_1 et à la moitié inférieure de V_2 (fig. 37). Les niveaux silteux séparant ces deux épisodes à Entrammes sont inexistants à la Bouffelière.

III - LES VOLCANITES ACIDES D'INANTIENNES DU FLANC NORD DU SYNCLINORIUM DE LAVAL. Etude de quelques types.

Depuis Argentré jusqu'à Vaiges, puis de La Bazouge-de-Chémeré à Saulges (fig. 38), soit sur environ 20 kilomètres, affleurent des volcanites semblables à celles décrites dans le Massif d'Entrammes à la fois par leur position stratigraphique et par leurs caractères pétrographiques.

Ces analogies ont d'abord été perçues par D. Oehlert (1900 ; 1909 ; 1911) ; récemment Cl. Boyer (1968 ; 1974) a reconnu dans ces *"porphyres pétrosiliceux"* des roches de nature ignimbritique. Les analyses chimiques que fournit cet auteur caractérisent des rhyolites hypersiliceuses (SiO_2 > 70 %) généralement plus riches en K_2O qu'en Na_2O (tableau XXIV).

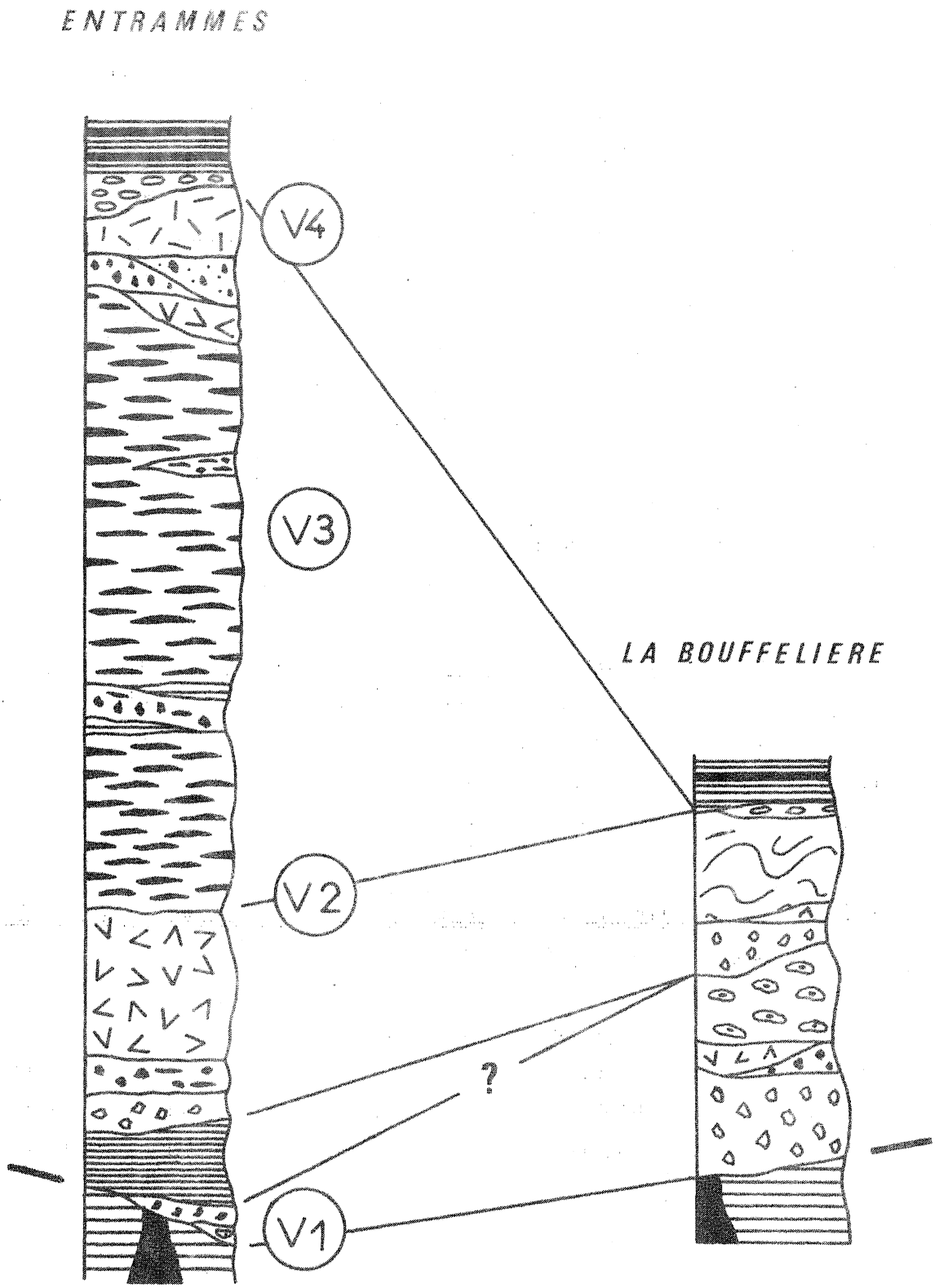


Fig. 37 : Essai de corrélation entre les unités volcaniques d'Entrammes et de la Bouffelière.
(légende lithologique : fig. 35 et 36).

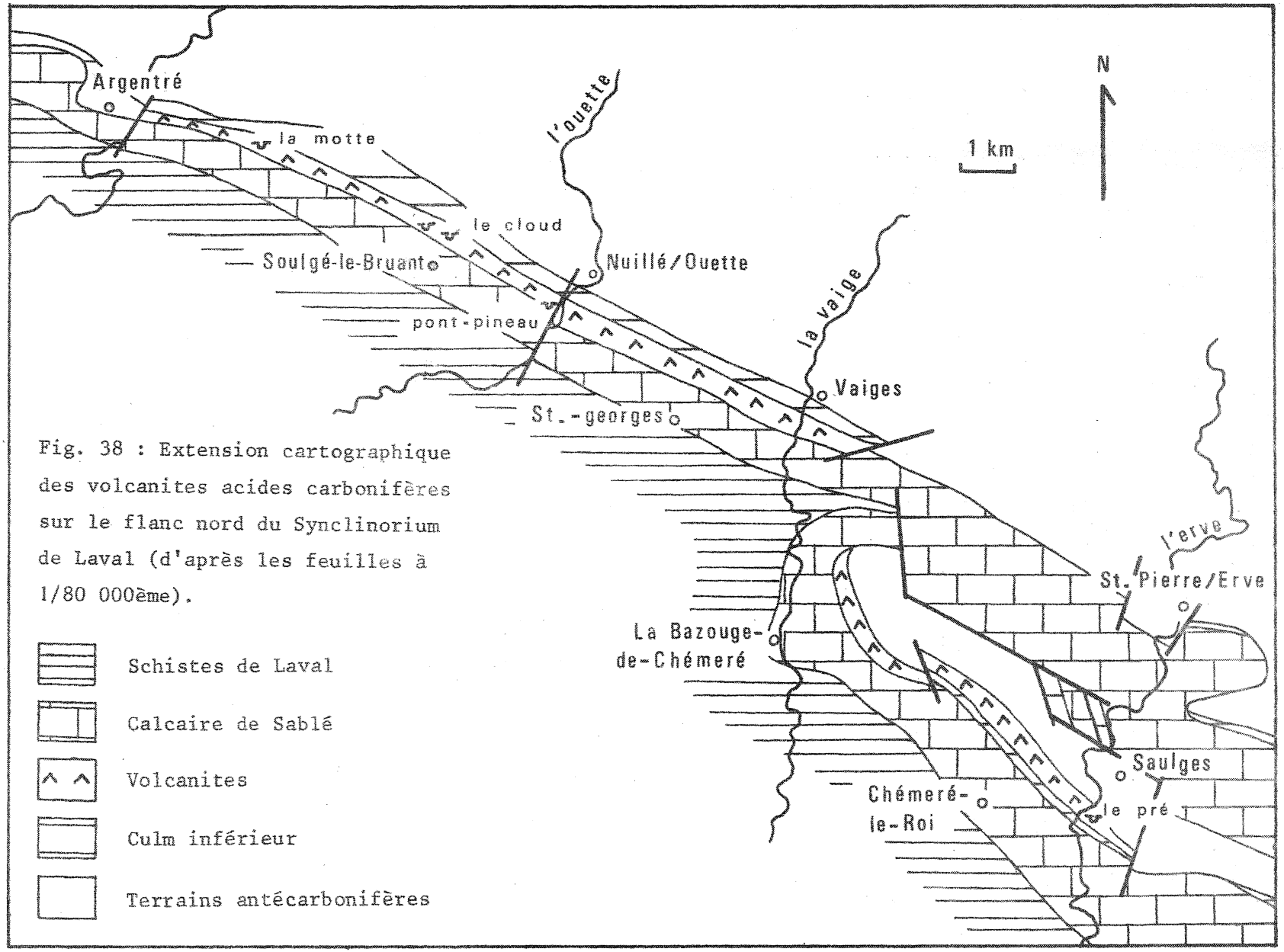


Fig. 38 : Extension cartographique des volcanites acides carbonifères sur le flanc nord du Synclinorium de Laval (d'après les feuilles à 1/80 000ème).

	A	B	C	D
SiO_2	74,34	74,78	77,08	77,10
Al_2O_3	12,12	10,93	10,90	12,35
Fe_2O_3	2,25	1,82	2,33	0,64
FeO	0,11	0,18	0,11	0,69
MnO	-	-	-	-
MgO	0,01	0,01	0,01	1,03
CaO	1,24	1,28	1,14	0,37
Na_2O	1,78	2,97	4,63	3,05
K_2O	6,00	5,94	1,84	4,58
TiO_2	0,08	0,22	0,11	0,07
P_2O_5	-	0,01	-	-
H_2O^+	1,56	1,30	1,26	-
H_2O^-	0,42	0,40	0,48	-
Total	100,33	100,24	100,37	100,23

Tableau XXIV : Analyses chimiques de volcanites acides du flanc nord du Synclinorium de Laval.

A - La Motte - Ignimbrite
B - Vaiges
C - Saulges
} Cl. Boyer-Guilhaumaud 1974

D - Le Cloud (L. Vandernotte, 1913).

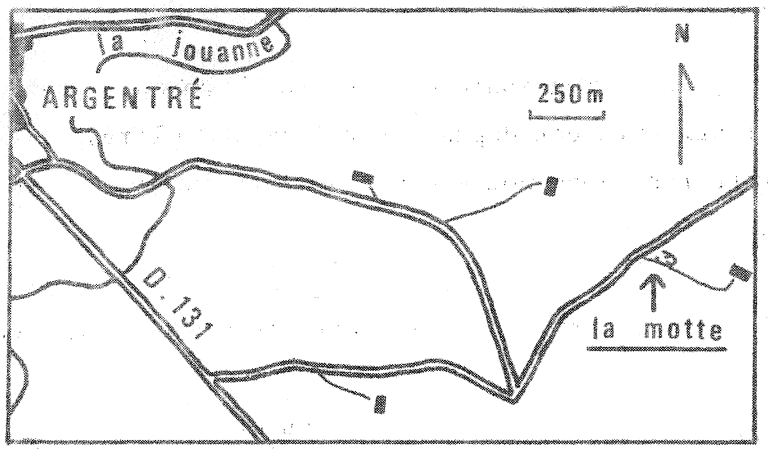


Fig. 39a

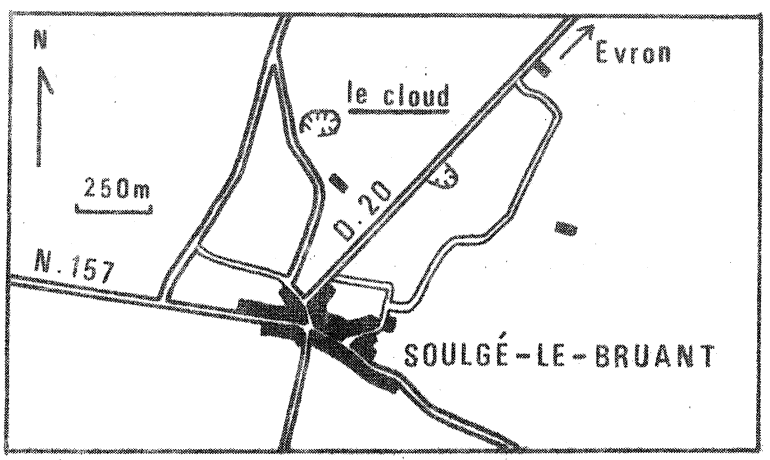


Fig. 39b

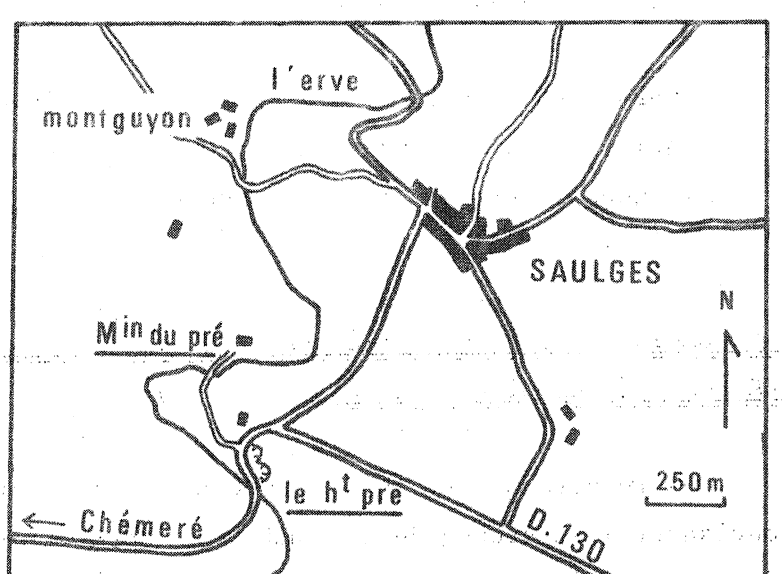


Fig. 39c

Fig. 39 : Localisation des affleurements de volcanites étudiés sur le flanc nord du Synclinorium de Laval.

La cartographie de ces deux "bandes volcaniques", dont la largeur à l'affleurement dépasse rarement 500 mètres, s'avère très difficile. Nous limiterons donc notre étude aux affleurements les plus représentatifs. Ce sont :

- la carrière de la Motte (commune d'Argentré) (fig. 39 a).

- les carrières des Landes et du Cloud (commune de Soulgé-le-Bruant) (fig. 39 b).

- la vallée de l'Erve au Sud de Saulges (ferme du Haut-Pré et Moulin du Pré) (fig. 39 c).

Le tableau XXV résume ces données et fournit les points de comparaison avec les volcanites de la bordure sud du synclinorium.

Il met en relief les points suivants :

- Analogie des émissions volcaniques acides dinantiennes au Nord et au Sud du Synclinorium de Laval.

- Caractères particuliers des pyroclastites du Moulin du Pré qui par leur texture sont comparables aux ignimbrites porphyriques décrites dans la littérature (Cl. Boyer-Guilhaumaud 1974).

IV - LE VOLCANISME DEVONO-DINANTIEN DANS LE SYNCLINORIUM DE LAVAL ; COMPARAISON AVEC CELUI DE BRETAGNE (fig. 40).

Les résultats obtenus dans les paragraphes précédents permettent d'envisager l'existence de 4 grandes périodes d'activité magmatique d'âge dévono-dinantien dans le Synclinorium de Laval.

1 - *Premier épisode* . mise en place des nombreuses intrusions basiques dans la Formation de Tuboeuf.

Localisation	Faciès lithologique	Caractères macroscopiques	Caractères microscopiques	roches analogues décrites au Sud
Carrière du Cloud (Soulgé-le-Bruant)	Rhyolite rubanée fluidale	- couleur rougeâtre - alternance de lits de quartz millimétriques à centimétriques	- rares phénocristaux de feldspath altérés - matrice constitué de lits de quartz grenu à microgrenu - oxyde de fer (Pl. 14, ph. 5)	Rhyolites rubanées fluidales la Bouffelière la Pommeraie
figure 39a	Ignimbrite aphyrique flammée	- couleur rougeâtre - flammes de petite taille	- phénocristaux (1 %) : plagioclase et feldsp.-sodi-potassiques - matrice felsitique - flammes à texture axiolitique mal développée	Ignimbrites flammées Entrammes
Carrière de la Motte figure 39b	Ignimbrite aphyrique flammée	- couleur rose - flammes de petite taille	- caractères identiques à ceux de l'ignimbrite du Cloud avec en plus texture vitroclastique	Ignimbrites flammées Entrammes
Saulges Moulin du Pré	Tufs et brèches pyroclastiques ignimbritiques (ignimbrites porphyriques)	- aspect de microgranite - Très nombreux phénoclastes de feldspath rose et de quartz bleuté (1 à 2 mm) dans une pâte sombre	- quartz volcanique (20 %) ou en esquilles - feldspaths (40 %) : plagioclase albitique parfois saussuritisé - feldspaths sodi-potassiques - nombreuses enclaves de volcanites acides microgrenues ou microlitiques - matrice quartzique avec sphérolites et canaux ponceux (Pl. 14, ph. 6 à 8)	aucune
Le Haut Pré figure 39c	Rhyolite ignimbritique	- couleur verte - rares phénocristaux	- rares phénocristaux de feldspath altérés - petites flammes	Rhyolites ignimbritiques d'Entrammes ?

Tableau XXV : Les volcanites acides du flanc nord ; comparaison avec les termes du flanc sud.

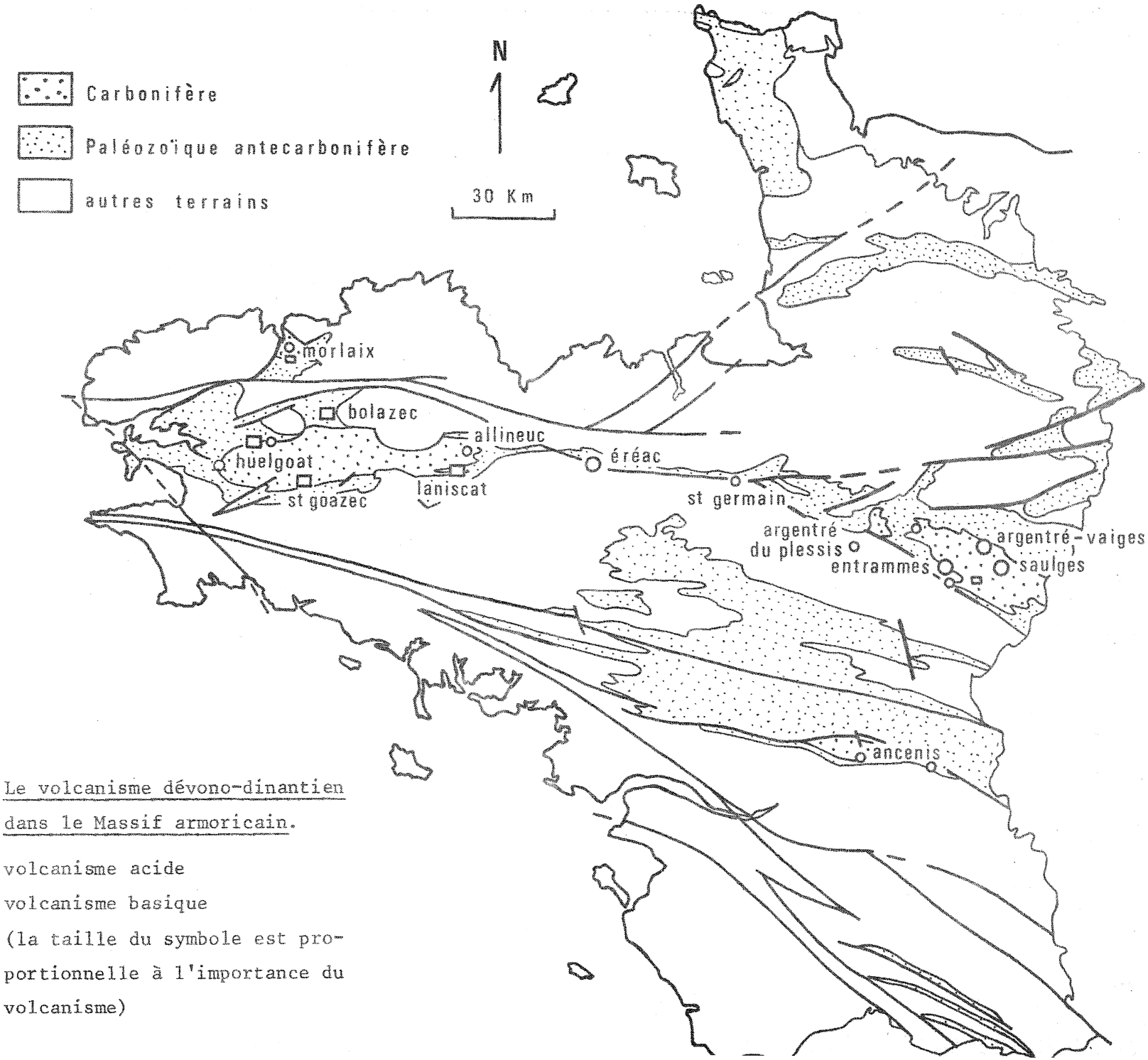


Fig. 40 : Le volcanisme dévono-dinantien dans le Massif armoricain.

- ○ volcanisme acide
- □ volcanisme basique

(la taille du symbole est proportionnelle à l'importance du volcanisme)

2 - *Second épisode :* projection puis dépôt de tufs et brèches rhyolitiques à la base de la série carbonifère ; cet ensemble correspond à la Blaviérite. Il est largement représenté dans le Synclinorium (Entrammes, Changé, Saint-Pierre-sur-Erve).

3 - *Troisième épisode :* c'est l'épisode volcanique majeur. Il se traduit par la mise en place des nappes ignimbritiques et l'épanchement de coulées rhyolitiques qui constituent actuellement quatre grandes unités dans le synclinorium (Entrammes, Origné, Argentré-Vaiges, La Bazouge-Saulges).

4 - *Quatrième épisode :* il est représenté par un matériel effusif caractérisé par des laves microlitiques sodiques du type Quartz-kératophyre.
Il n'apparaît que dans le Massif d'Entrammes+.

- Bretagne orientale - Nord de Rennes

. Argentré du Plessis

Le volcanisme rhyolitique de la partie occidentale du massif microgranitique du Pertre est généralement considéré comme une extension du volcanisme carbonifère du Synclinorium de Laval (L. Vandernotte, 1913 ; L. Berthois, 1935).

En l'absence de travaux cartographiques plus précis nous nous tiendrons à cette hypothèse.

+ A ces 4 épisodes il convient d'ajouter l'existence d'un épisode volcanoclastique ultérieur mis en évidence par A. Pelhâte (1967) dans des tufs acides fins (série siliceuse du Saut-Gauthier) à un niveau stratigraphique plus élevé (partie supérieure du Viséen inférieur et Viséen moyen).

SYNCLINORIUM DE CHATEAULIN		
Partie occidentale (F. Conquéré, 1966 ; H. Bril, 1975)	Partie orientale (J.P. Sagon, 1966, 1969)	
Série effusive ou pyroclastique. Brèches à *éléments de kératophyres* et *coulées spilitiques* puis volcanoclastites : pépérites, jaspes, cendres indurées	*Volcanisme spilito-kératophyrique* représenté par des coulées et des volcanoclastites..	③ Volcanisme spilito-kératophyrique
Roches acides (microgranites et rhyodacites) au cours de la phase bretonne et conglomérats à éléments de roches acides.	*Venues acides :* rhyolites potassiques, tufs ponceux et quartz-kératophyres, ignimbrites (?).	② Volcanisme acide
Série spilitique intrusive (et effusive ?) dans le Dévonien (Bolazec - Forêt de Beffou).	*Epanchements basiques (diabases)* et hyaloclastites succèdent à la phase bretonne.	① Volcanisme basique

Tableau XXVI : Les épisodes volcaniques dans le Synclinorium de Châteaulin.

. Nord de Rennes (F. Paris 1971 et travaux inédits)

Le volcanisme acide dévono-dinantien se manifeste à la base de la série sédimentaire carbonifère par des coulées et des tufs rhyolitiques (Blaviérite) visibles à Saint-Germain-sur-Ille ; dans la région d'Eréac il forme un important complexe rhyolitique globalement qualifié de *"porphyroïdes"*. Il s'agit en réalité de coulées rhyolitiques et de volcanoclastites associées dont une partie serait de nature ignimbritique.

- Bretagne occidentale

Les travaux récents de F. Conquéré (1966), J.P. Sagon (1966, 1969), B. Cabanis (1972 a et b) et leur synthèse, B. Cabanis et J.P. Sagon (1973) et H. Bril (1975) ont révélé l'étroite liaison des phénomènes volcaniques d'âge dévono-dinantien entre le Bassin de Morlaix et le Synclinorium de Châteaulin.

La succession des événements en Bretagne occidentale se résume ainsi :

1 - Volcanisme basique puis acide
2 - Série spilite-kératophyre.

. Synclinorium de Châteaulin

Les relations entre volcanisme de la partie occidentale et volcanisme de la partie orientale de cette unité ont été portées dans le tableau XXVI.

. Bassin de Morlaix

Le volcanisme dévono-dinantien se manifeste tout d'abord par des épanchements locaux de roches basiques et acides auxquels succèdent des sédiments fins.

Cet épisode sédimentaire est brusquement interrompu par un volcanisme de type spilite-kératophyre essentiellement pyroclastique (tufs et brèches) accompagné de quelques coulées diabasiques.

Conclusions

La carte des principales régions dans lesquelles le volcanisme dévono-dinantien a pu être observé (fig. 40) montre qu'il est largement répandu dans le Massif armoricain.

Si en Bretagne occidentale l'unité de ce volcanisme a été démontrée (B. Cabanis et J.P. Sagon, 1973) il semble encore prématuré d'y associer celui du Synclinorium de Laval.

On remarquera cependant que la succession volcanisme basique, puis acide, puis kératophyrique s'apparente quelque peu avec ce qui a été décrit dans le Synclinorium de Châteaulin.

Dans une telle hypothèse, la série diabasique intrusive dans la Formation de Tuboeuf correspondrait à la série spilitique intrusive de Bolazec ; les épanchements basiques observés dans la partie occidentale de Châteaulin (anticlinal de Laniscat-Merléac) trouveraient leur équivalent dans ceux de la bande Meslay-du-Maine - Sablé/Sarthe (cf. § I-2-4).

Le volcanisme acide principal (Blaviérite et produits ignimbritiques) pourrait être parallélisé avec les venues acides de la partie orientale du Synclinorium de Châteaulin dont une partie des constituants possède la texture vitroclastique caractéristique des ignimbrites (J.P. Sagon, 1966).

Il faut cependant noter que le *volcanisme basique domine dans l'Ouest du Massif armoricain tandis qu'à l'Est c'est le volcanisme acide.*

Quant aux quartz-kératophyres ils trouveraient leur équivalent soit dans ceux du volcanisme acide (n° 2 du tableau XXVI) soit dans ceux du volcanisme spilite-kératophyre ; la non reconnaissance de roches spilitiques associées aux quartz-kératophyres fait pencher pour la première hypothèse.

PLANCHES PHOTOS

Légende planche 6

Les roches éruptives acides des formations antédinantiennes

Photo 1 - *La Boirie. Volcanoclastites briovériennes. Clastes de quartz volcanique et de feldspath dans une matrice quartzo-séricitеuse grenue.* (L.P.)

Photo 2 - *Nuillé-sur-Vicoin. Aspect microscopique du microgranite de type Nuillé.* (L.P.)

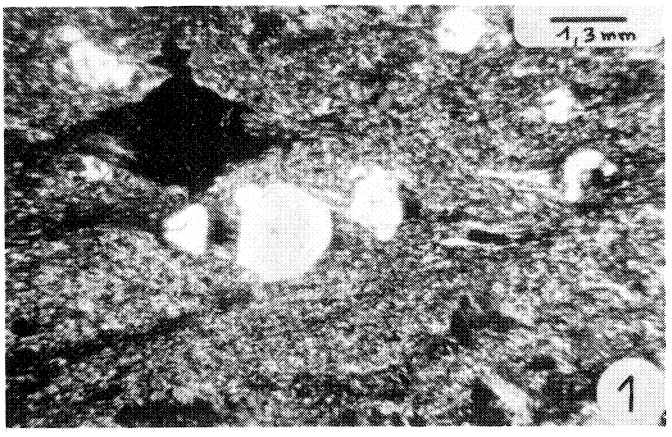
Photo 3 - *Nuillé-sur-Vicoin. Développement de micropegmatite dans le microgranite donnant à la roche un aspect de granophyre.* (L.P.)

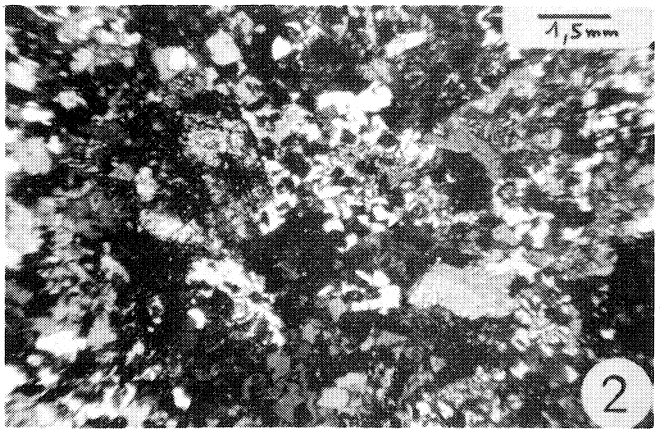
Photo 4 - *Les Ruaux. Butte topographique formée par le microgranite de type les Ruaux.*

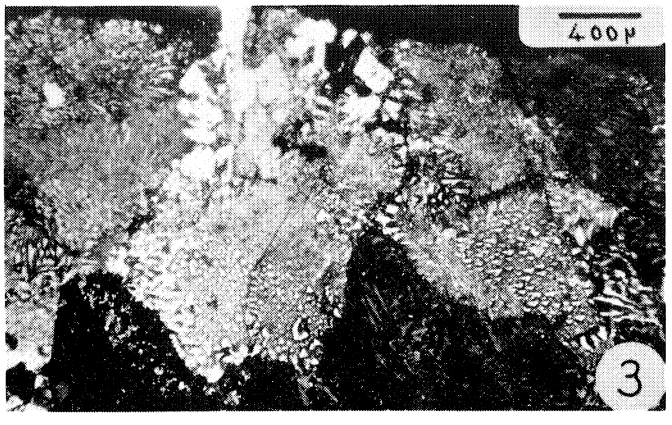
Photos 5-6-7 - *Les Ruaux. Microscopie du microgranite de type les Ruaux. Phénocristaux de quartz ou de feldspath isolés dans la mésostase.* (L.P.)

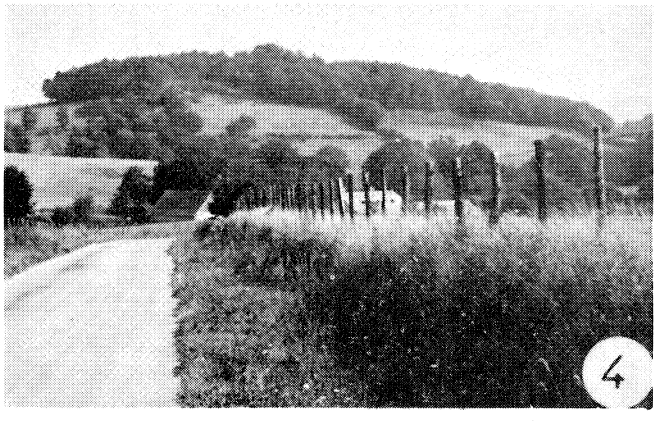
Photo 8 - *Carrière de la Fosse n° 4. Filon rhyolitique à texture hyalosphérolitique fluidale.* (L.P.)

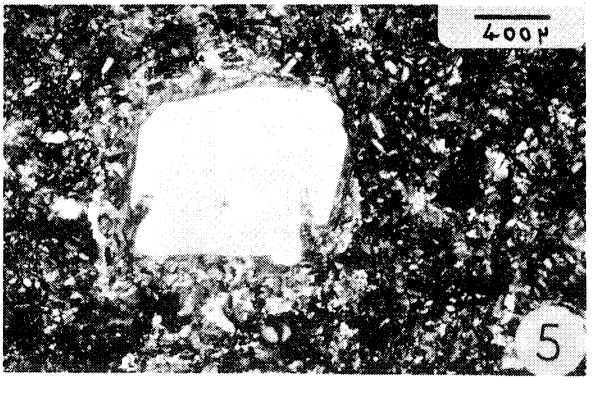
Planche 6

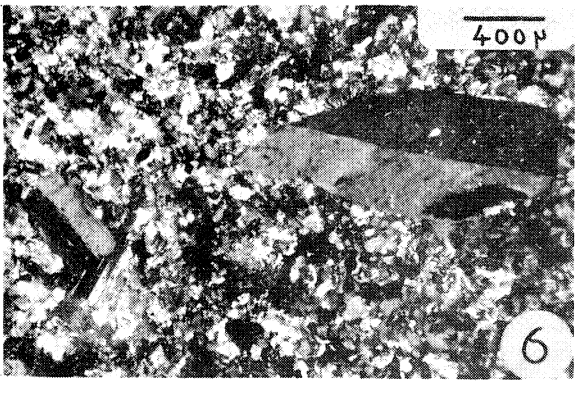


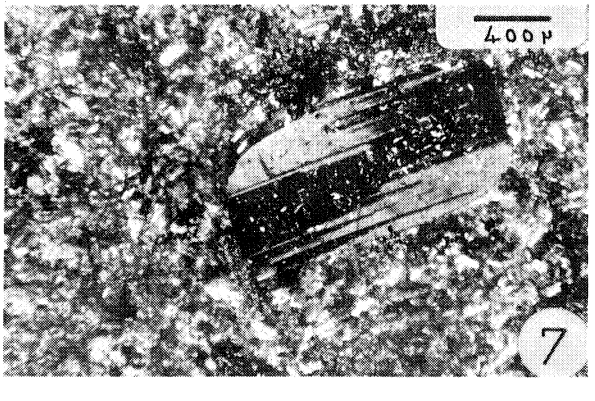


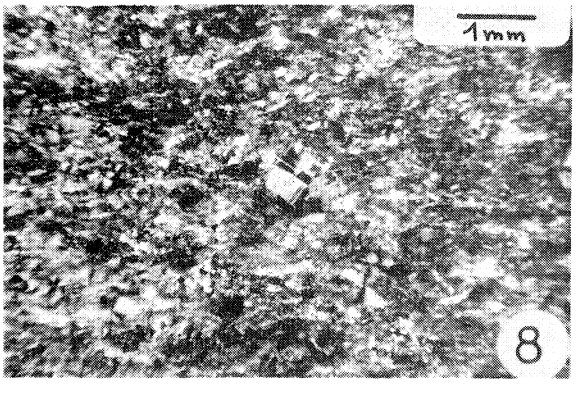












Légende planche 7

Les roches éruptives basiques

Photo 1 - *La Gaudrée (Vallée de la Mayenne). Diabase microgrenue. Texture microgrenue légèrement microlitique. On y observe quelques amygdales de quartz.*
(L.P.)

Photo 2 - *Ouest des Ruaux. Diabase microgrenue porphyrique.*
(L.P.)

Photo 3 - *Le Pressoir. Diabase microgrenue amygdalaire. Amygdale à coeur de quartz et calcite bordé de chlorite (pennine).*
(L.P.)

Photo 4 - *La Ramaugerie. Diabase microgrenue amygdalaire. Amygdale à coeur de chlorite.*
(L.N.)

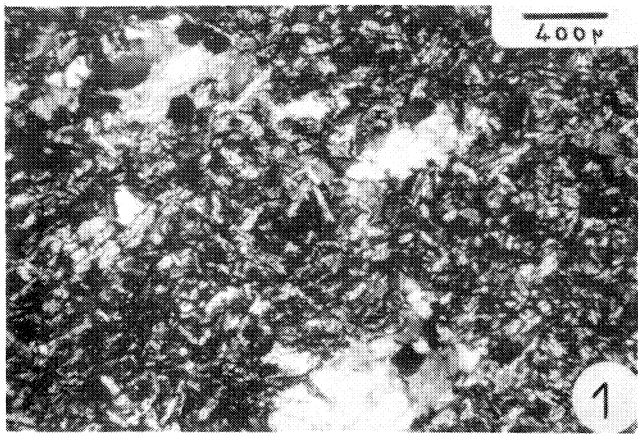
Photo 5 - *Persignan. Diabase grenue. Texture doléritique intersertale sans pyroxène.*
(L.P.)

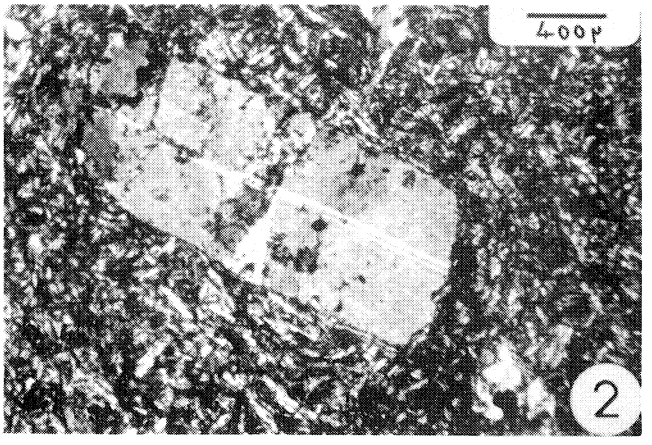
Photo 6 - *La Croix-Neuve. Diabase grenue.*
(L.N.)

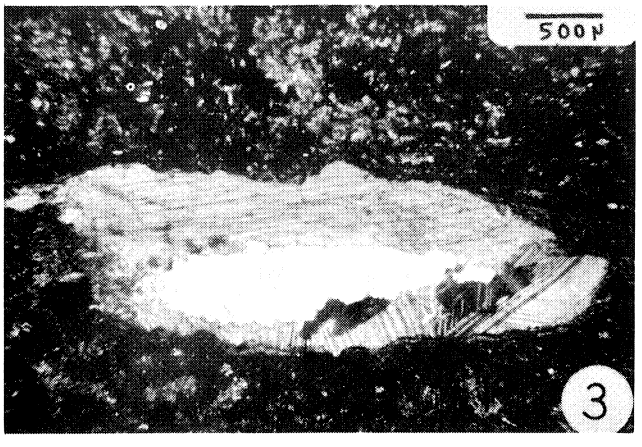
Photo 7 - *La Baudelière. Diabase grenue porphyrique. Groupement des plagioclases en rayons à partir d'un point central : "structure intersertale divergente".*
(L.P.)

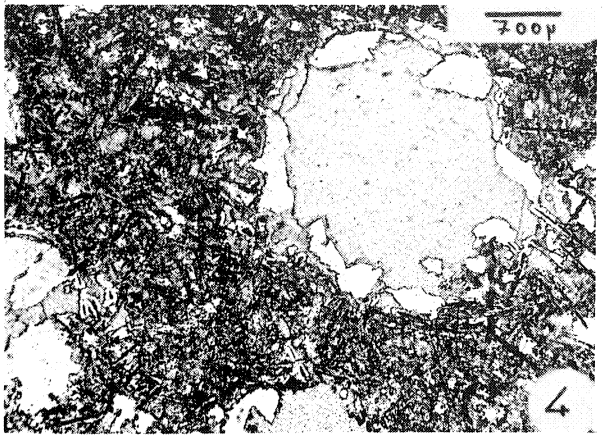
Photo 8 - *Benâtre. Diabase microlitique porphyrique.*
(L.N.)

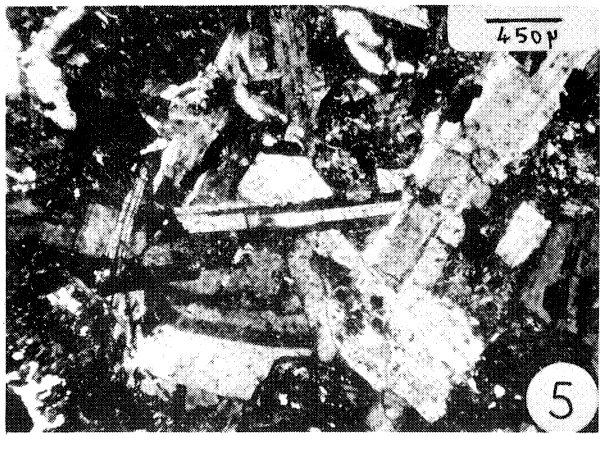
Planche 7

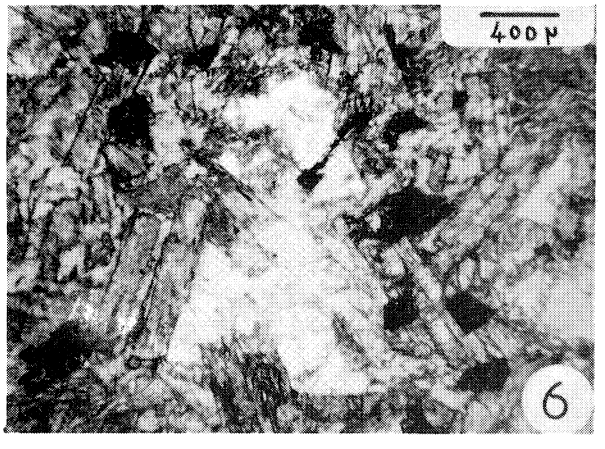


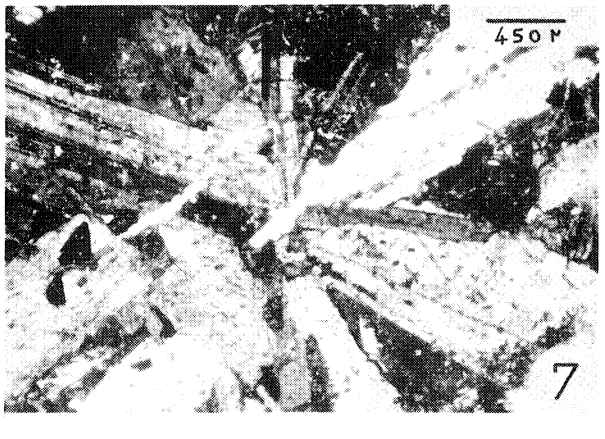


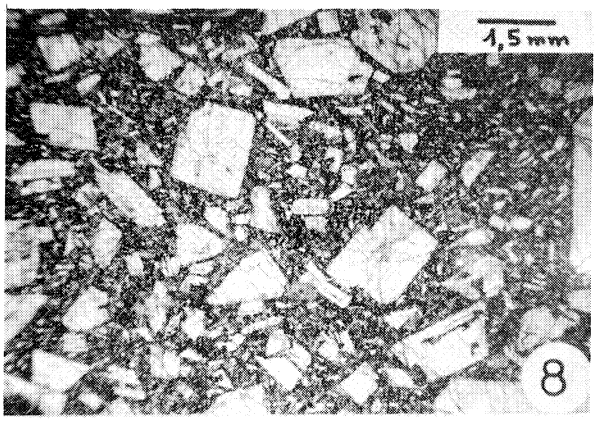












Légende planche 8

Les volcanites dinantiennes basales : la Blaviérite

Photo 1 - *La Véronnière. Rhyolites pyroméridiques. Sphérophyses de de taille centimétrique se moulant les unes les autres enrobés dans une mésostase noirâtre fluidale.*

Photo 2 - *La Véronnière. Tufs rhyolitiques. Cristaux de quartz volca-*
(L.P.) niques lachement dispersés dans une matrice quartzo-sériciteuse microgrenue.

Les volcanites de la Pommeraie

Photo 3 - *Rhyolites pyroméridiques fluidales à lithophyses. Le rubanement de la rhyolite semble buter contre ces cavités spéciales.*

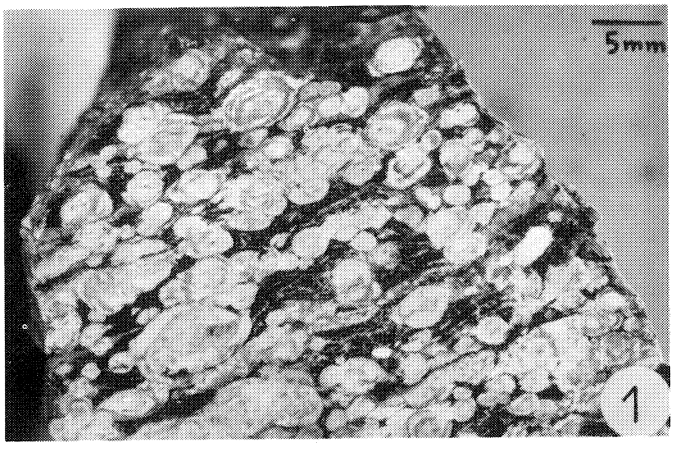
Photo 4 - *Sphérolites constitués d'écailles concentriques de quartz de*
(L.P.) taille variable.

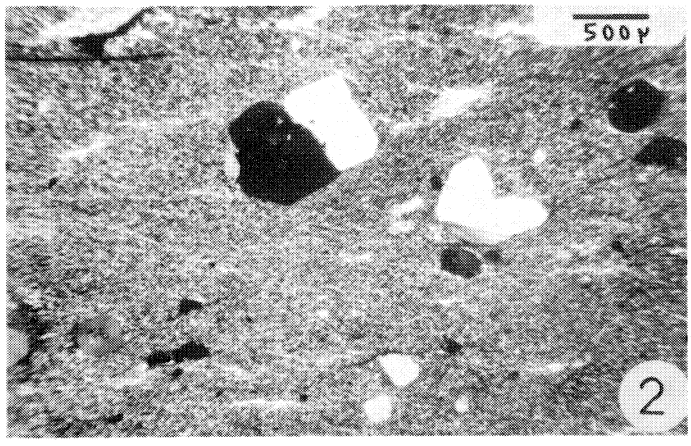
Photo 5 - *Ovoïde de quartz monocristallins dans les rhyolites. Ces struc-*
(L.P.) tures aux parois finement dentelées peuvent être interprétées comme d'anciennes bulles gazeuses.

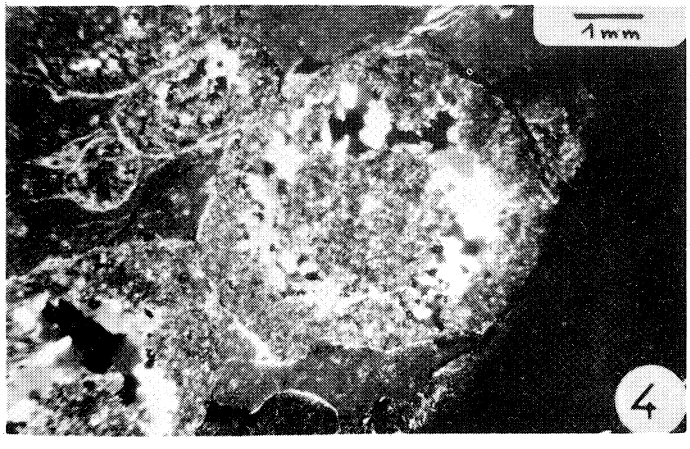
Photo 6 - *Dyke pyroméridique.*

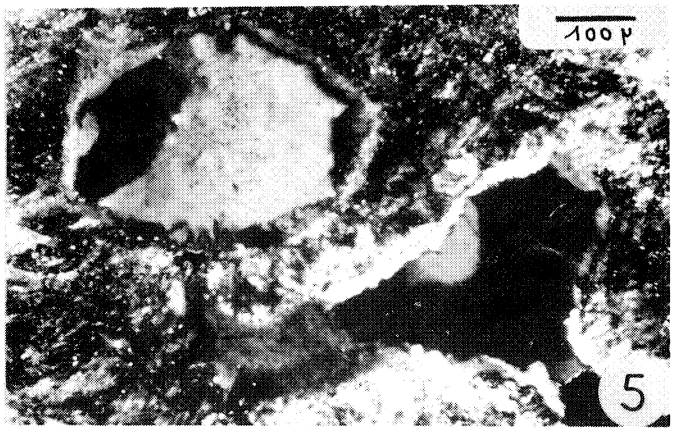
Photo 7 - *Brèche de la Pommeraie. Clastes feldspathiques et lithiques dans une matrice felsitique de nature quartzo-sériciteuse.*

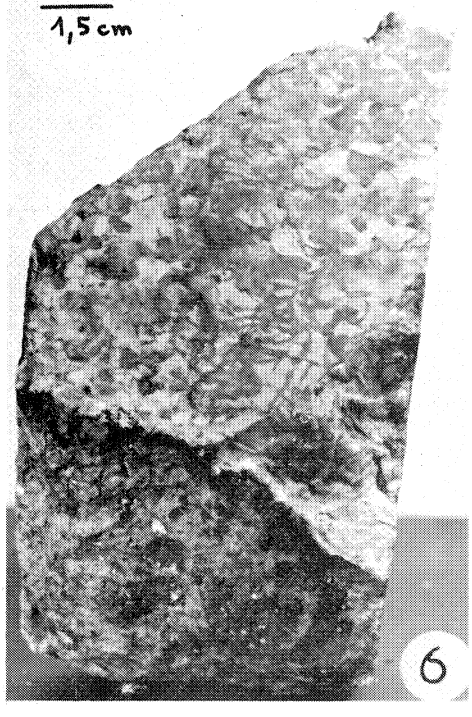
Planche 8

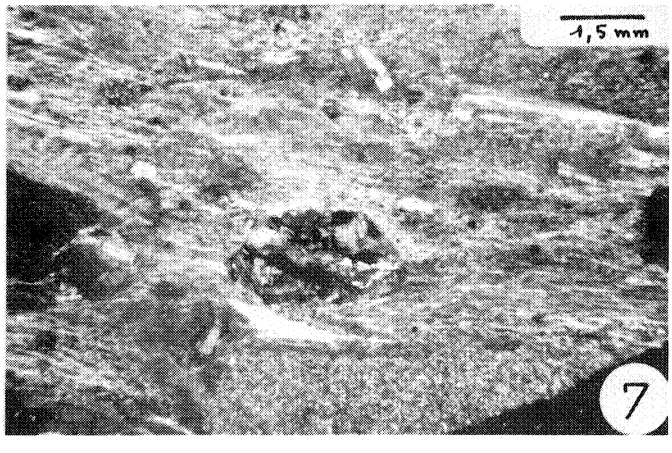












Légende planche 9

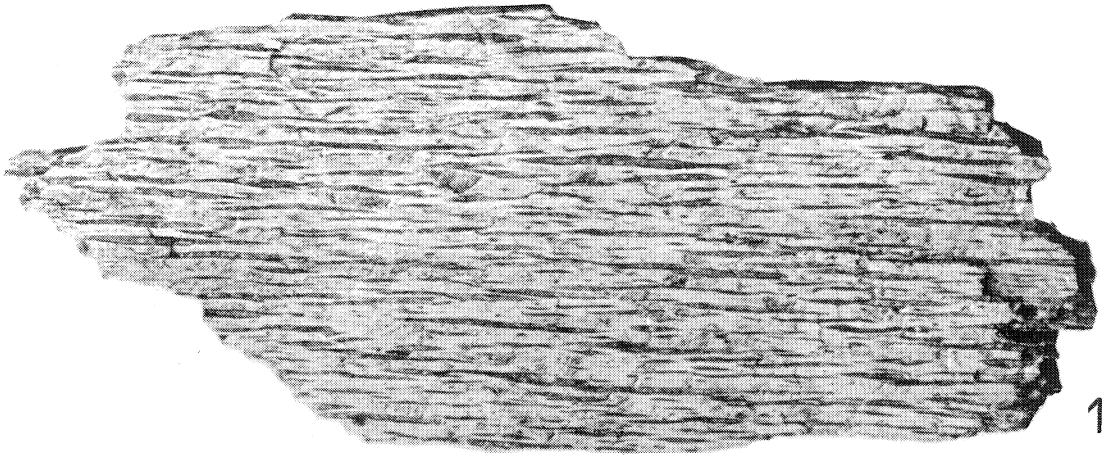
Les ignimbrites

Photos 1-2 - *Entrammes S.W. Aspect macroscopique des ignimbrites flammées.*
Très nombreuses flammes en forme de fuseaux très allongés et peu épais. Elles déterminent une pseudofluidalité de la roche. On observe peu de phénocristaux et d'enclaves.
La mésostase apparaît elle-même constituée de flammes de très petite échelle.

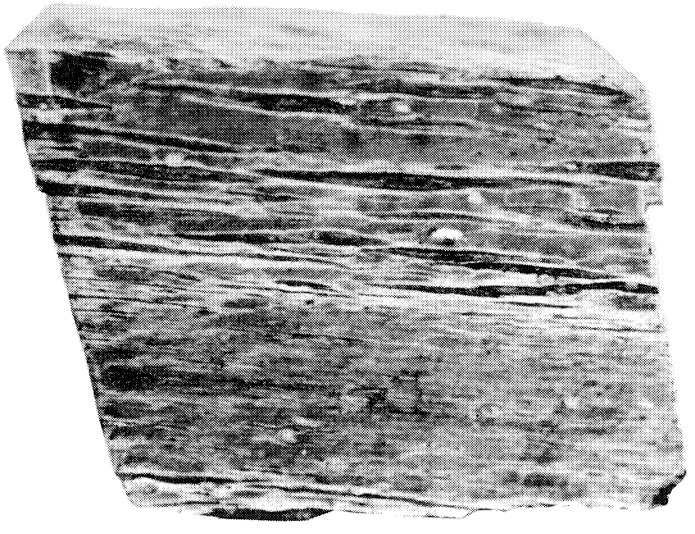
Photo 3 - *Entrammes S.W. L'empilement de flammes de taille variable forme un pseudolitage matérialisant les dépôts successifs.*

Photo 4 - *Entrammes S.W. Pli d'écoulement dans les ignimbrites flammées.*

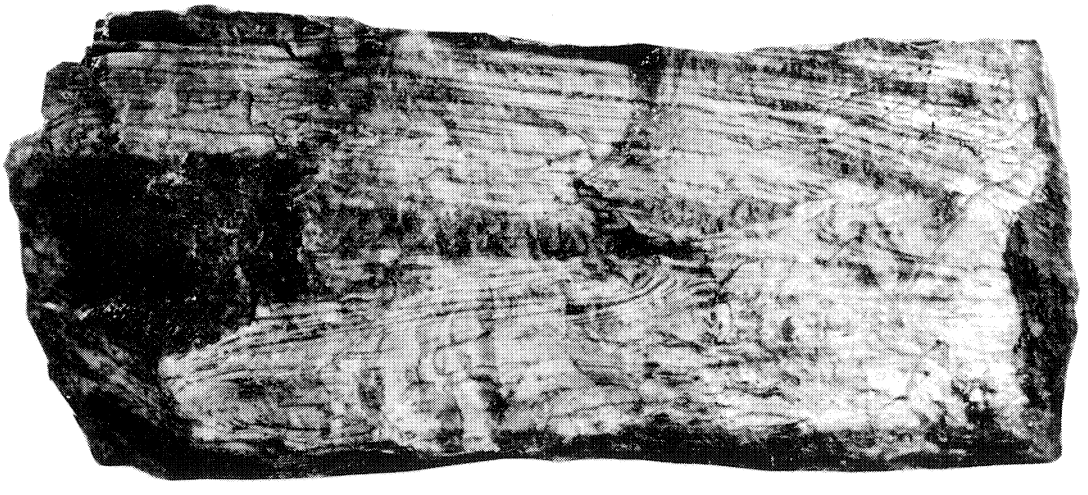
Planche 9



1



2



3

Légende planche 10

Les ignimbrites flammées

Photo 1 - (L.P.) *Entrammes S.W. Ignimbrite aphyrique flammée. Flammes allongées parallèles entre elles dans une matrice felsitique dévitrifiée en "flocons de neige".*

Photo 2 - (L.N.) *Entrammes S.W. Structure perlitique du verre originel accentuant la pseudofluidalité autour d'un feldspath.*

Photo 3 - (L.P.) *Entrammes S.W. Feldspath parfaitement automorphe dans une ignimbrite flammée ; les flammes de très petite taille sont très nombreuses et forment un rubanement presque continu.*

Photo 4 - (L.P.) *Entrammes S.W. Hyaloblaste (?) feldspathique.*

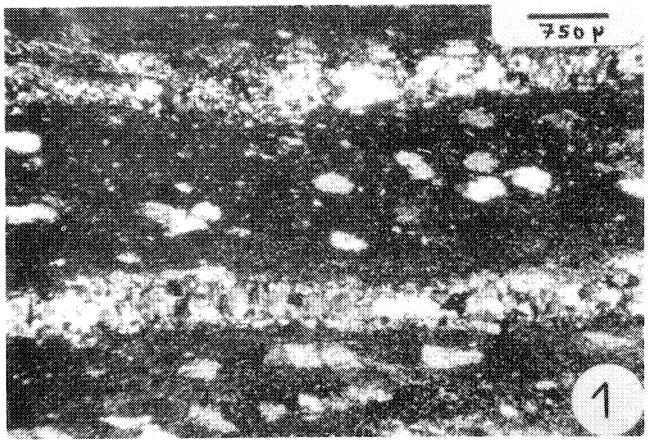
Photo 5 - (L.P.) *Entrammes S.W. Feldspath plagioclase allongé en amande et fortement cataclasé.*

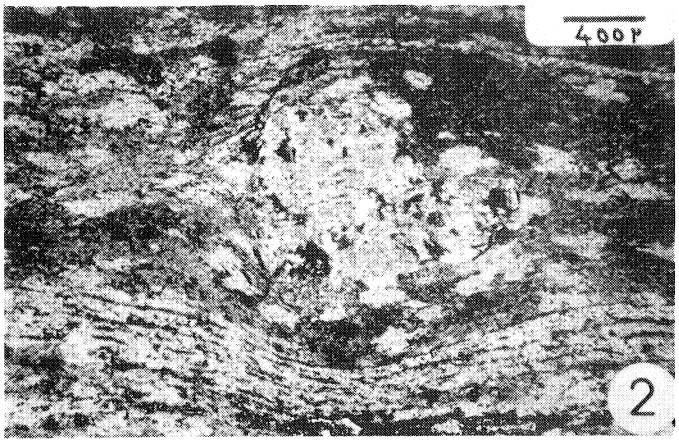
Photo 6 - (L.P.) *Entrammes S.W. Détail d'une flamme montrant la structure axiolitique double.*

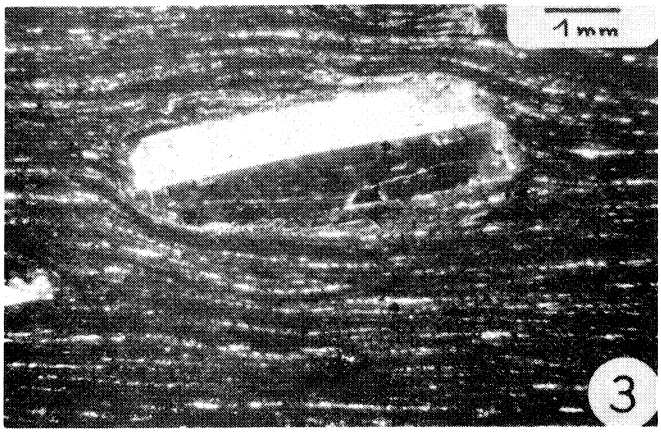
Photo 7 - (L.P.) *Entrammes S.W. Flamme à cristallisation sphérolitique englobant un phénocristal de feldspath.*

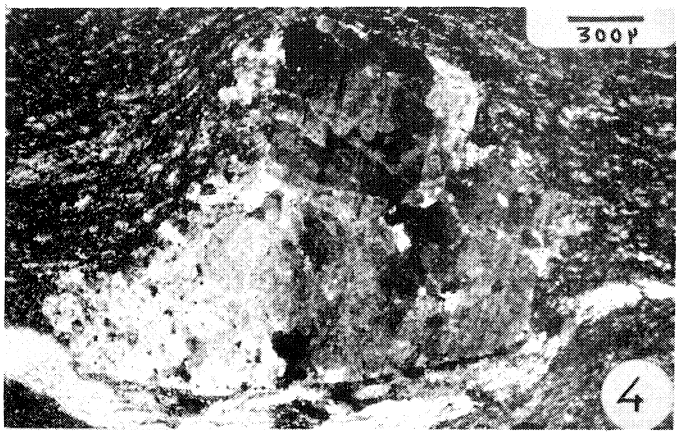
Photo 8 - (L.P.) *Entrammes S.E. Cristallisation axiolitique type. Les microlites feldspathiques se sont développés perpendiculairement aux parois de la flamme.*

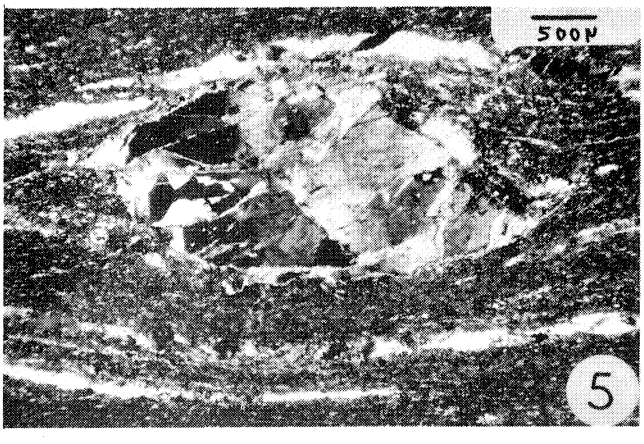
Planche 10

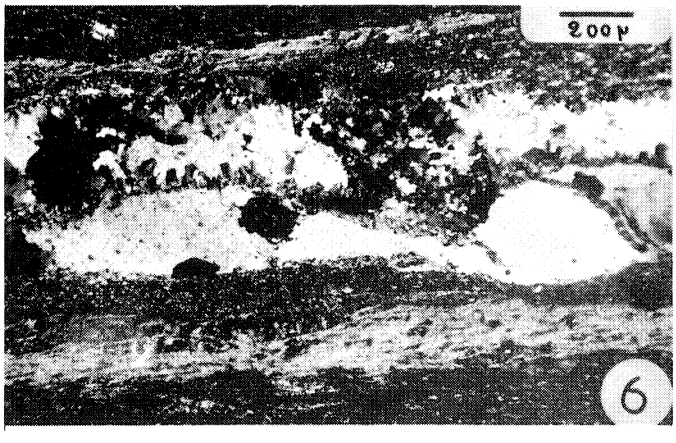


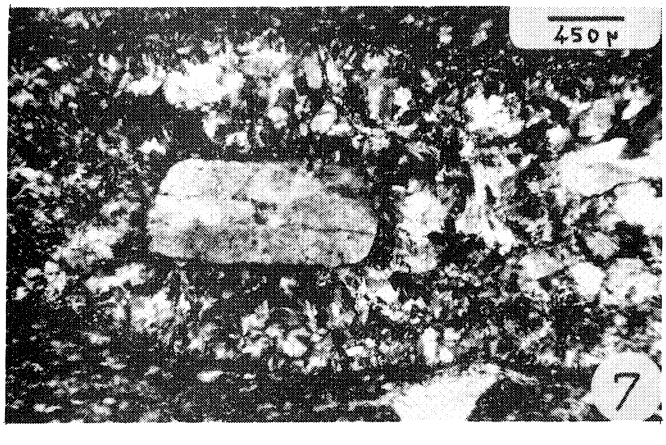


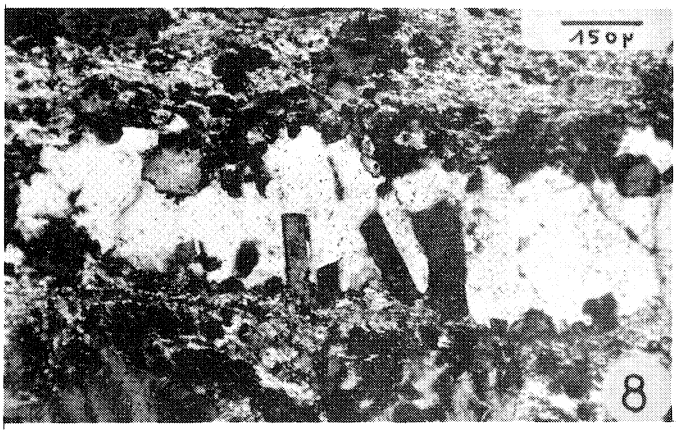












Légende planche 11

Les ignimbrites vitroclastiques

Photo 1 - *La Drugeotterie. Texture vitroclastique eutaxitique. La roche est constituée par l'empilement d'échardes vitreuses aplaties et soudées entre elles lui conférant un aspect pseudofluidal.* (L.N.)

Photo 2 - *Château de Bonne. Photo montrant la forme encore bien conservée des échardes vitreuses dans une ignimbrite modérément compactée.* (L.N.)

Photo 3 - *Château de Bonne. Détail de quelques échardes actuellement recristallisées de quartz.* (L.P.)

Photo 4 - *Château de Bonne. Ignimbrite vitroclastique riche en enclaves.* (L.P.)

Les rhyolites

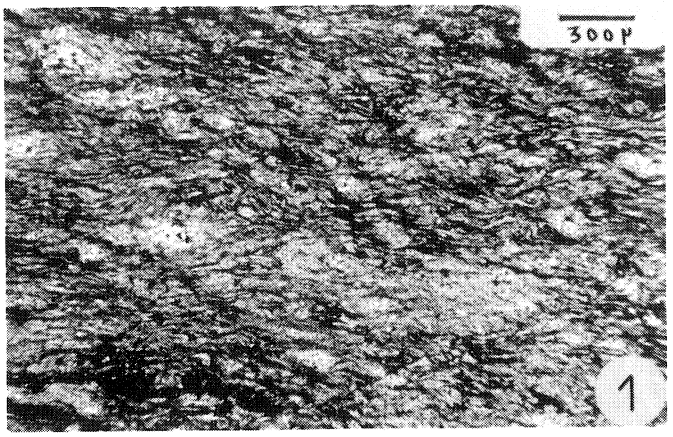
Photo 5 - *Entrammes N. Rhyolites ignimbritiques. Aspect macroscopique. Noter l'alternance de lits clairs et de lits sombres.*

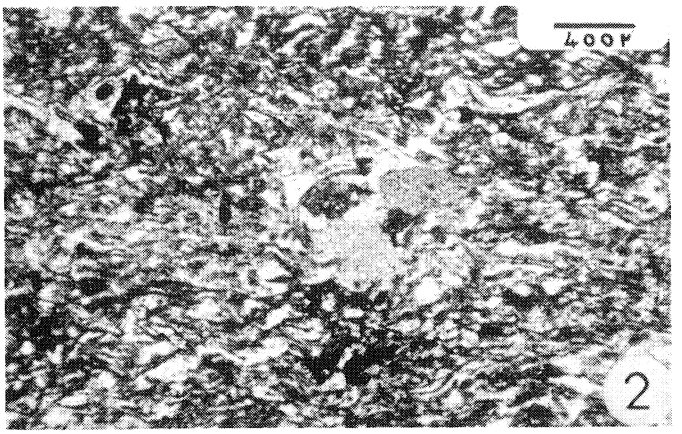
Photo 6 - *Entrammes N. Rhyolites ignimbritiques. Cristaux de quartz automorphes avec développement interne de microlites feldspathiques.* (L.P.)

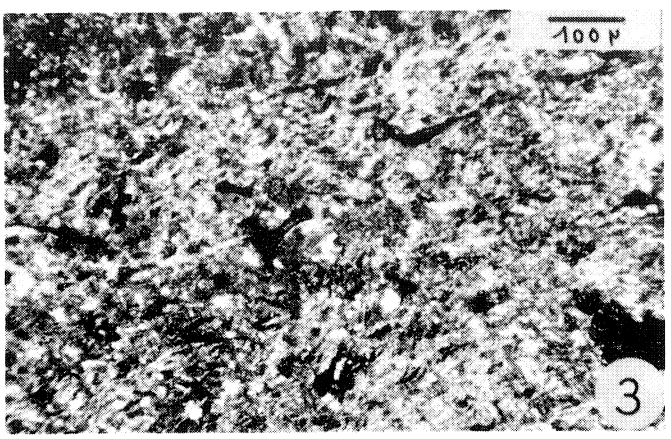
Photo 7 - *L'Huisserie. Pyroméride. Nombreux sphérolites de petite taille dans une mésostase claire.*

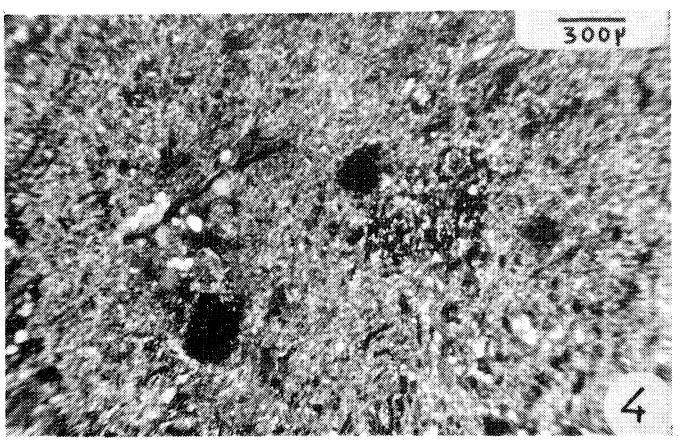
Photo 8 - *Ecluse de Bonne. Détail des sphérolites de la pyroméride de Bonne.* (L.P.)

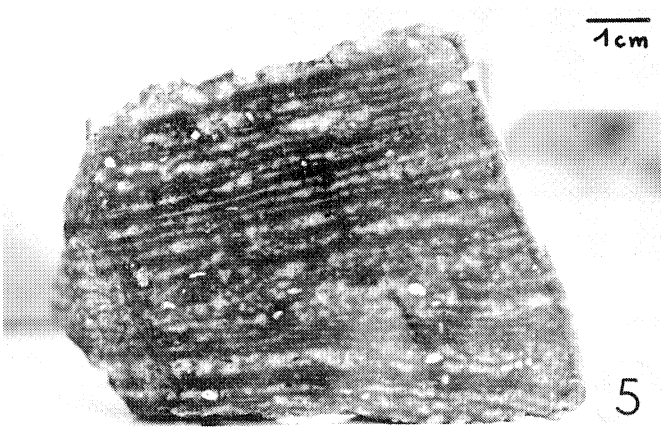
Planche 11

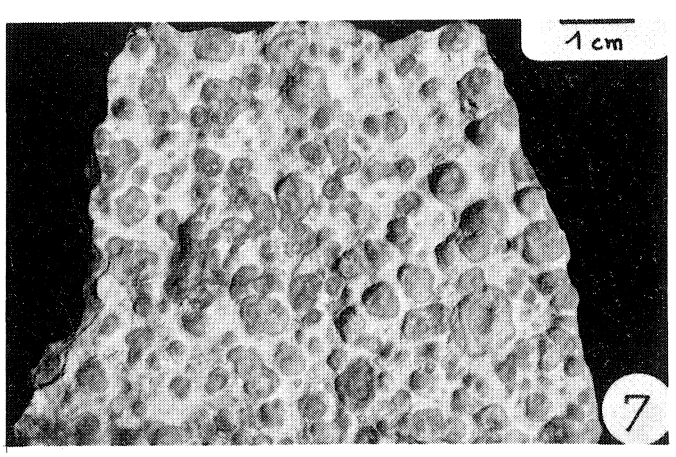


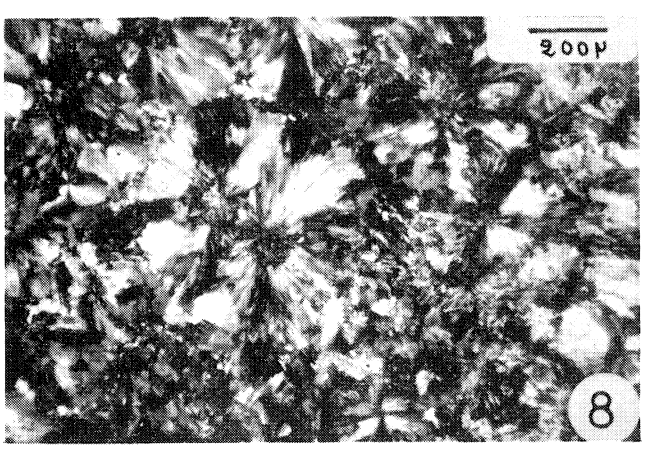












Légende planche 12

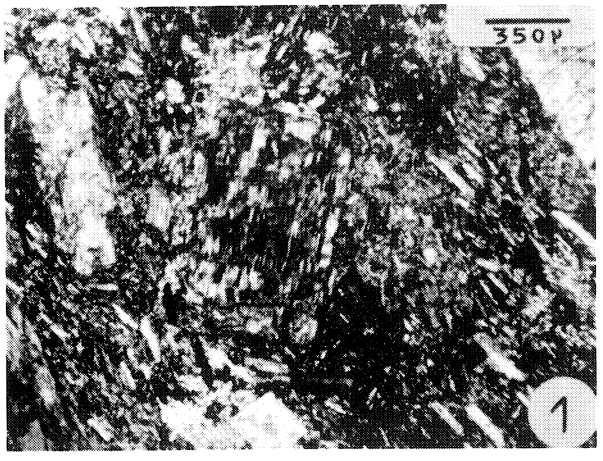
Les quartz-kératophyres

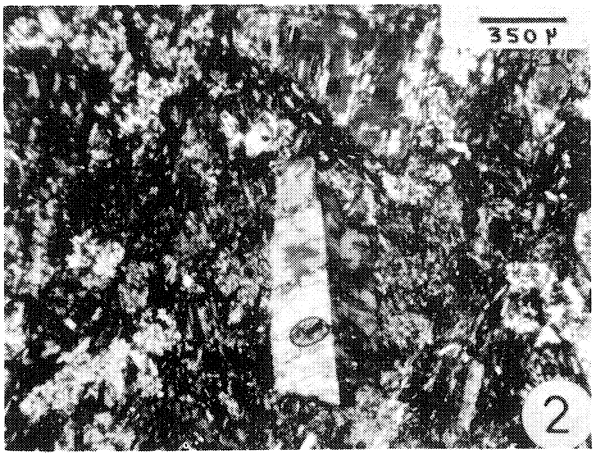
Photos 1-2 - *Le Roseau. Phénocristaux d'albite, de feldspaths albitisés ou perthitiques, microlites dans une pâte quartzo-feldspathique riche en chlorite et granules d'opaques.*
(L.P.)

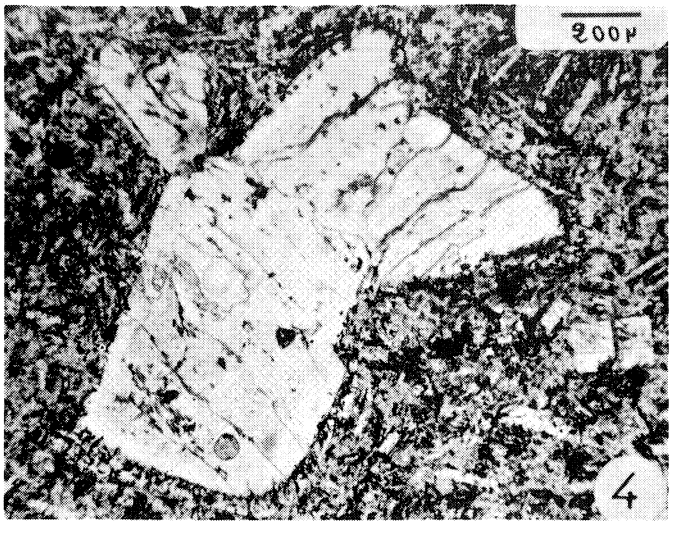
Photo 3 - *Orvillette. Phénocristal de feldspath dont la détermination optique est impossible à cause de l'importante perthitisation.*
(L.P.)

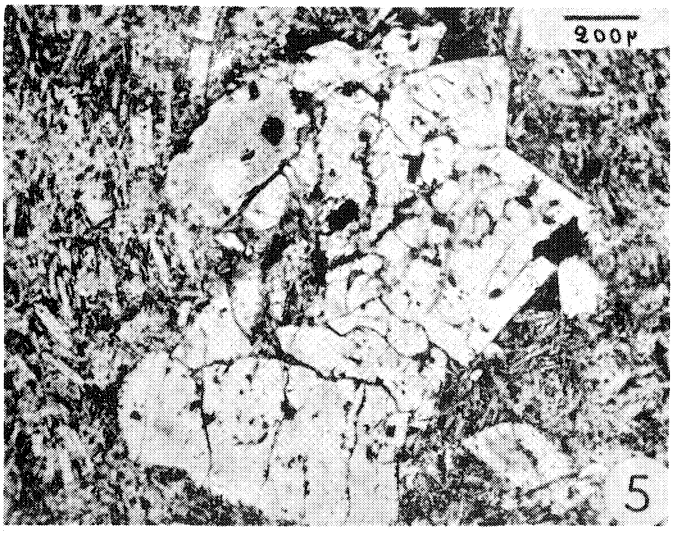
Photo 4-5 - *Le Roseau. Morphologie particulière des phénocristaux qui ont des arêtes vives ou très émoussées.*
(L.P.)

Planche 12









Légende planche 13

Les volcanoclastites

Photo 1 - *L'Encluse. Tuf fin à cristaux.*
(L.P.)

Photo 2 - *Entrammes S.W. Tufs fins à lapilli cristallins et fragments*
(L.P.) *ponceux.*

Photo 3 - *Entrammes N. Tuffite ; fragments lithiques et grains de quartz*
(L.P.) *volcaniques dans une matrice sédimentaire.*

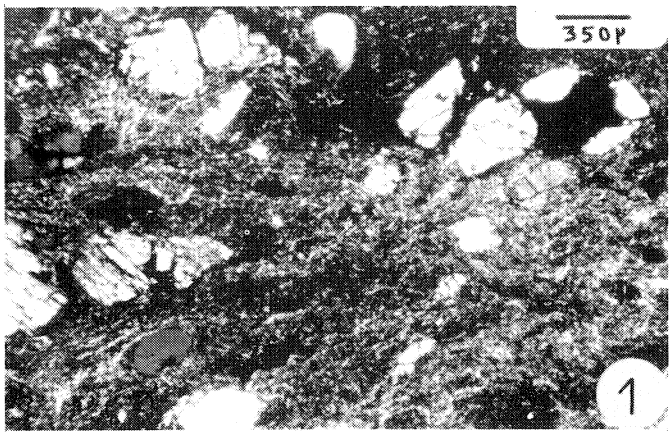
Photo 4 - *Entrammes S.W. Claste feldspathique globuleux et très fracturé*
(L.N.) *dans les tufs fins.*

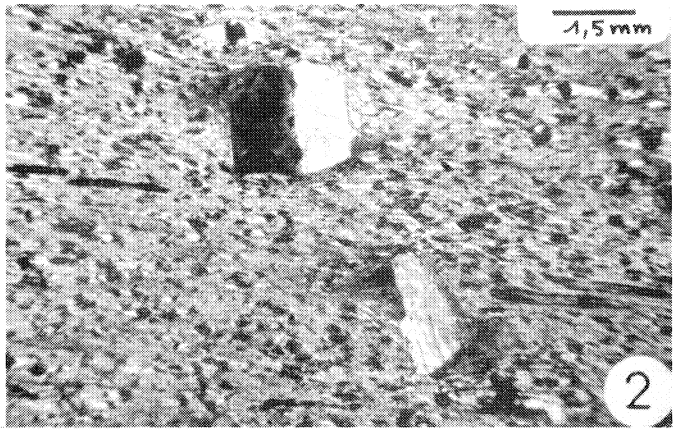
Photo 5 - *Entrammes S.W. Claste feldspathique anguleux dans les tufs fins.*
(L.N.)

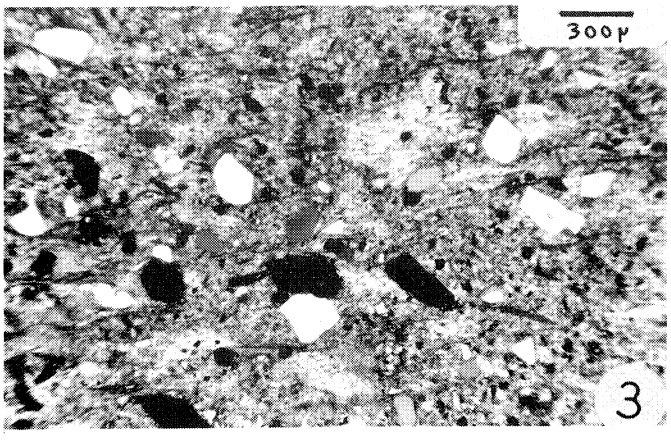
Photos 6-7 - *Entrammes S.W. Les fragments ponceux. On remarque les nom-*
(L.P.) *breuses fissures perlitiques dans un verre sombre et homogène.*
Sur la photo 7 le fragment possède un nucleus.

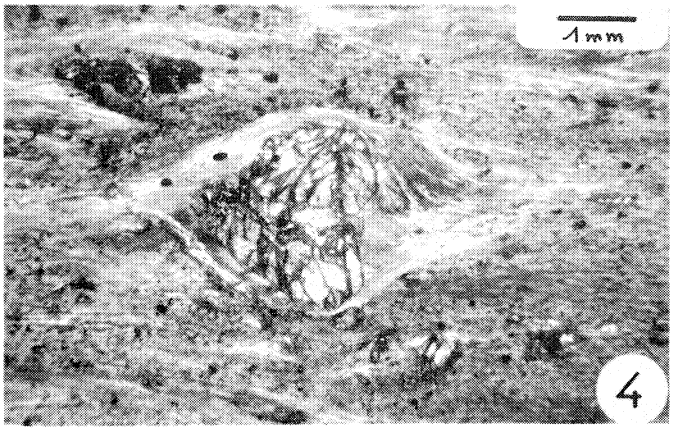
Photo 8 - *Entrammes S.W. Vue générale des tufs fins montrant l'agencement*
(L.N.) *particulier de la matrice en globules à structures perlitiques*
(anciennes particules cendreuses ?).

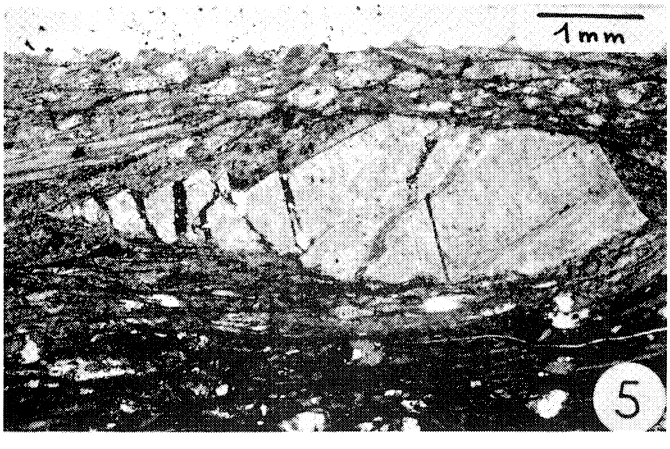
Planche 13

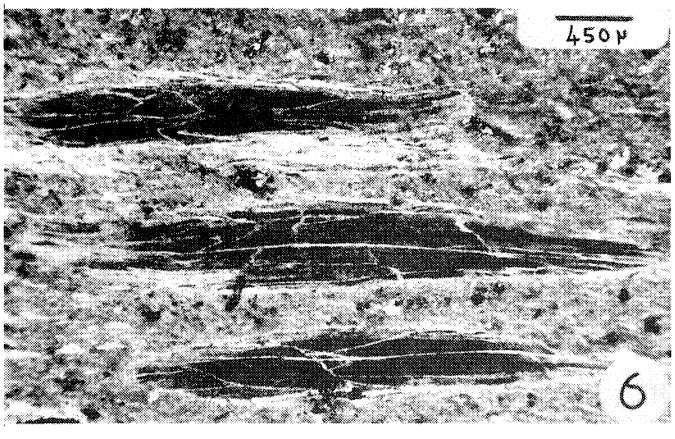


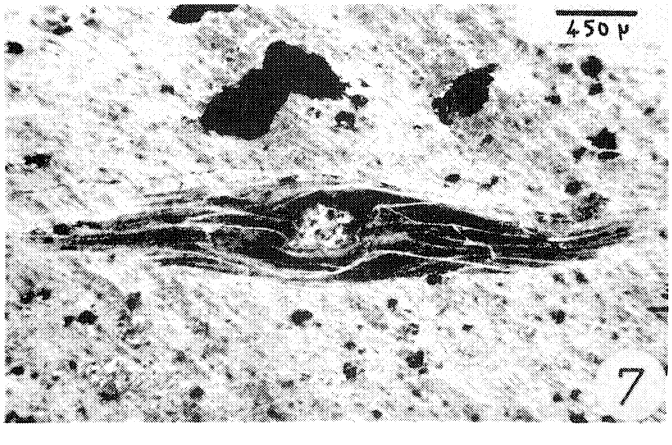


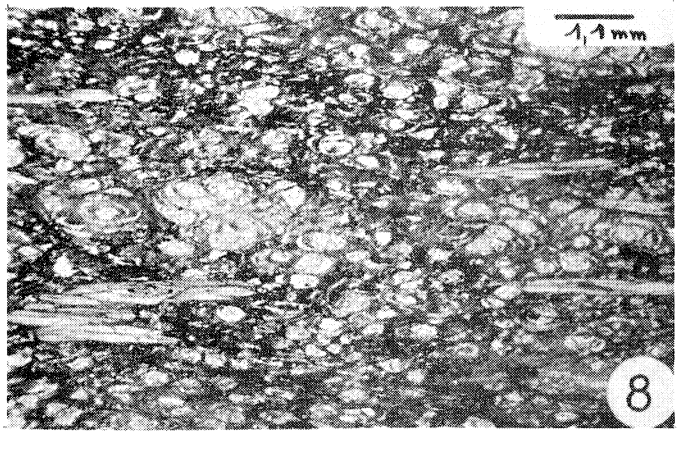












Légende planche 14

Les volcanites de la Bouffelière

Photos 1-2 - *Ferme de la Bouffelière. Chicots de rhyolite fluidale rubanée montrant des structures de fluidalité.*

Photo 3 - *La Héroulière. Conglomérat renfermant des galets arrondis et anguleux.*

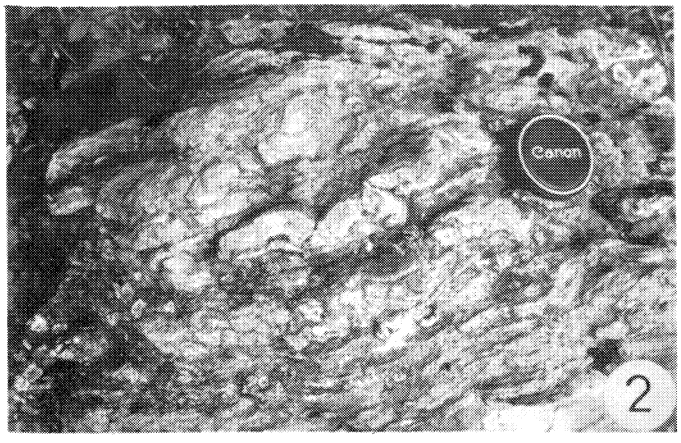
Photo 4 - *La Héroulière. Tuf fin épiclastique.*
(L.P.)

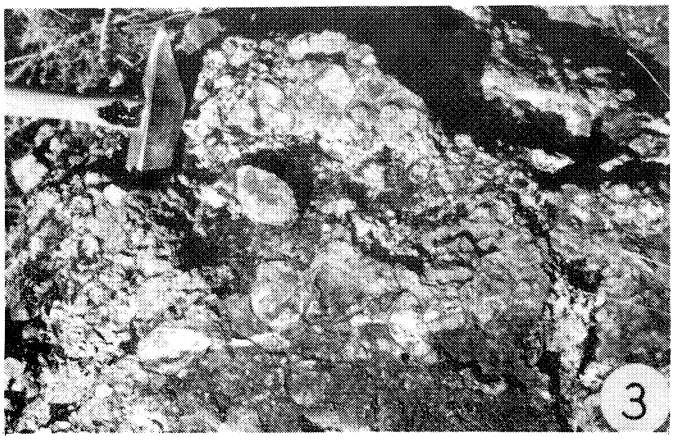
Les volcanites du flanc nord du synclinorium

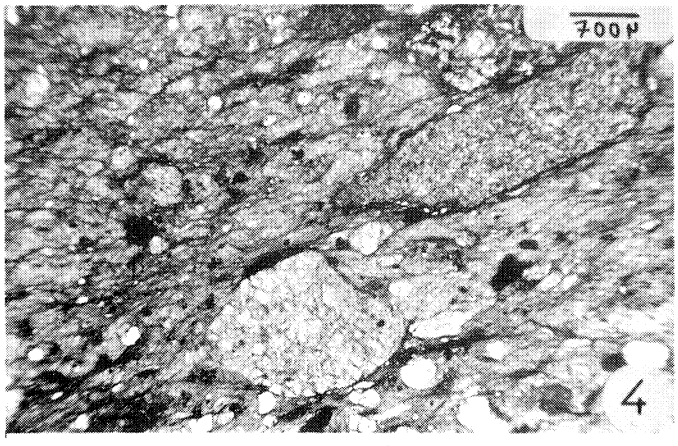
Photo 5 - *Carrière du Cloud. Rhyolite fluidale rubanée. "Litage" formé*
(L.P.) *de quartz à granulométrie variable. Ces lits renferment des feldspaths très altérés et recristallisés.*

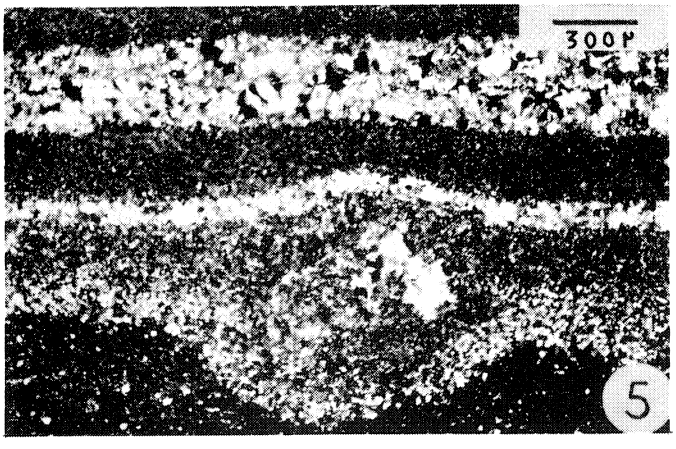
Photos 6-7-8 - *Moulin du Pré (Saulges). Ignimbrite porphyrique. Très*
(L.P.) *nombreux phénoclastes de quartz et feldspath aux formes globuleuses ou en esquilles dans une mésostase riche en sphérolites et canaux ponceux. On observe également des enclaves de volcanites microgrenues à microlitiques.*

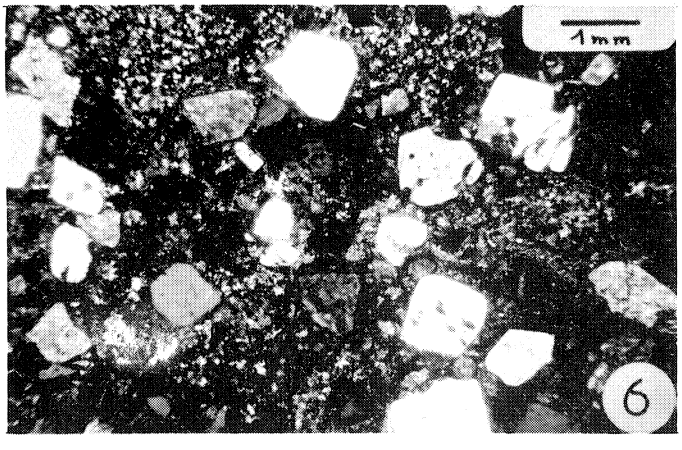
Planche 14

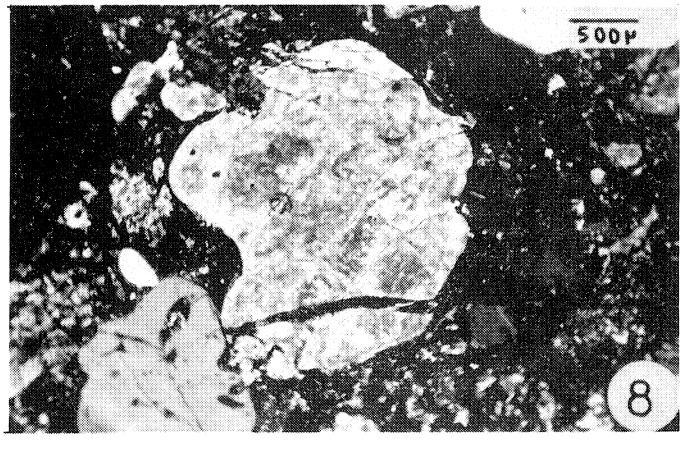












Deuxième partie

ETUDE STRUCTURALE

ETUDE STRUCTURALE

INTRODUCTION

L'importance du couvert végétal et l'abondance des formations de couverture limitent le nombre et la qualité des paramètres structuraux que l'on peut relever sur le terrain.

D'autre part, l'alternance des formations silteuses et des formations gréseuses entraîne une grande diversité dans les informations utilisables ; dans les premières, la schistosité oblitère la plupart des structures primaires tandis que les secondes ne font apparaître que la stratification, la schistosité y étant mal développée. Seules les formations sédimentaires et volcanoclastiques carbonifères offrent un éventail de données satisfaisant.

I - LES MEGASTRUCTURES

L'examen de la carte que nous proposons permet de séparer 3 unités cartographiquement discordantes les unes sur les autres : *l'unité briovérienne* dans laquelle les structures régionales ne sont pas identifiables, *l'unité paléozoïque antécarbonifère* et *l'unité carbonifère*.

Ces deux dernières unités présentent actuellement une direction NW-SE.

I - 1 - Les plis

La région étudiée étant sur la bordure sud du Synclinorium de Laval, les terrains sont de plus en plus jeunes vers le Nord. Cette disposition monoclinale n'est qu'apparente, la large extension de certaines formations s'expliquant par la succession d'ondulations synclinoriales et anticlinoriales orientées NW-SE. Ceci est particulièrement vrai pour la Formation de Tuboeuf qui affleure sur plusieurs kilomètres de large.

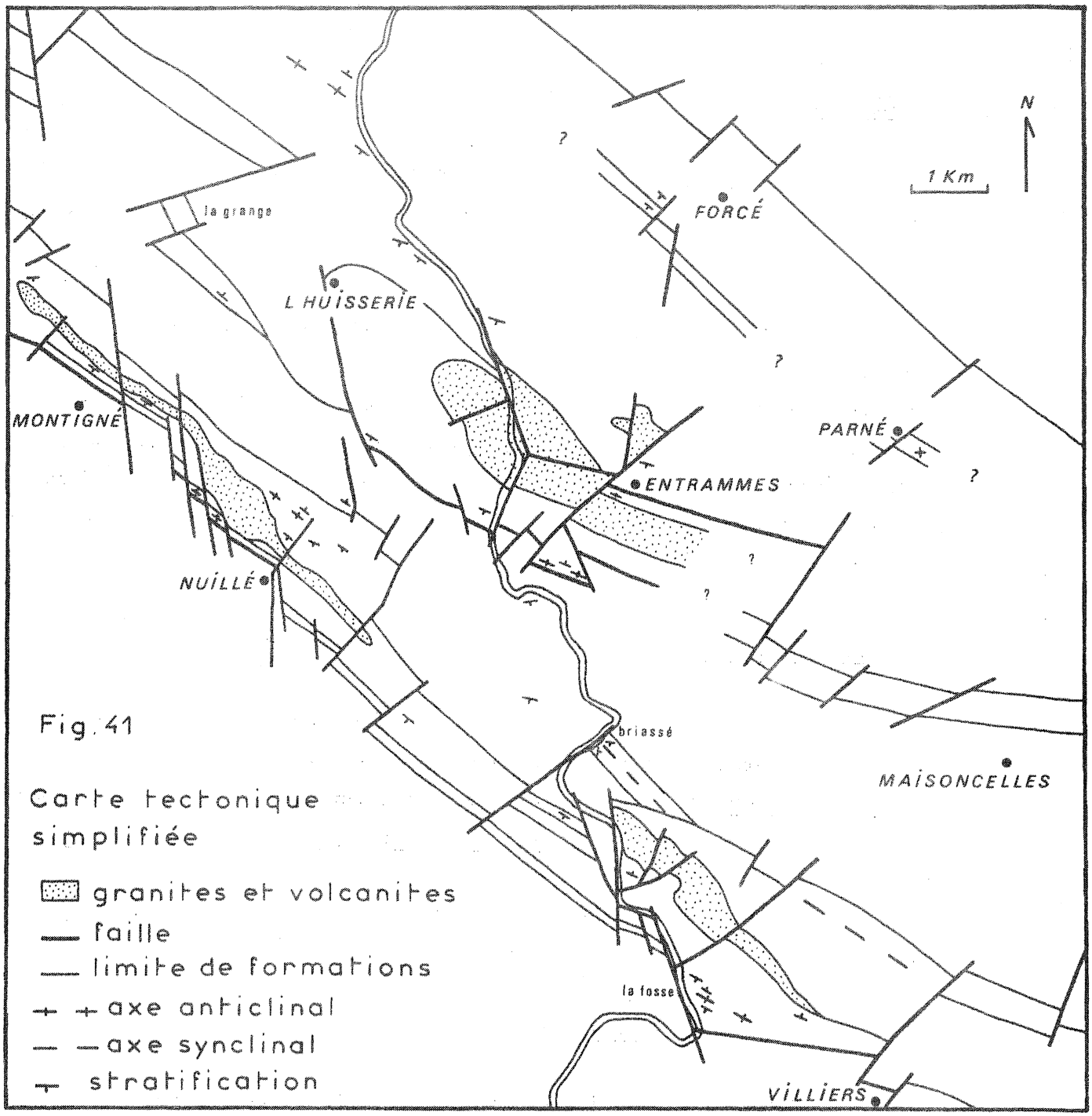

N
1 Km
la grange
L HUISSERIE
FORCÉ
MONTIGNÉ
PARNÉ
ENTRAMMES
NUILLÉ
briassé
MAISONCELLES
la fosse
VILLIERS
?
Carte tectonique simplifiée
granites et volcanites
faille
limite de formations
axe anticlinal
axe synclinal
stratification

Fig. 41

Elle s'explique également par les pendages très faibles relevés dans la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (carrières de la Fosse, route de la Perrine ...) ou dans la Formation de l'Huisserie (la Grande Roche ...).

Ces plis anticlinaux et synclinaux ont surtout été mis en évidence par les "bandes cartographiques" des grès de la Formation de Gahard qui constituent des mégastructures repères puisqu'elles occupent souvent l'axe de synclinaux peu profonds (exemple de Briassé) (fig. 41).

Dans les formations carbonifères les travaux miniers (mines de l'Huisserie - Montigné) ont montré l'existence de structures plissées déversées vers le Nord au contact avec la Formation de Gahard (D. Oehlert, 1882).

Cette observation souligne le rôle paléogéographique et paléotectonique joué par ces barres gréseuses contre lesquelles la transgression carbonifère semble venir s'appuyer (Taillis de l'Huisserie, ferme du Roseau, le Frêne ...). Le pli de la Grange, dans le Taillis de l'Huisserie n'est plus interprété comme une fermeture périclinale des grès dévoniens (D. Oehlert, 1895, 1904) mais comme une structure faillée. Il semble en effet que la bande de grès dévoniens qui affleurent dans les carrières de la Plaine et de Roussillon ne bifurque pas vers l'Est dans le Taillis de l'Huisserie mais soit interrompue par une faille au niveau de la ferme de la Grange pour réapparaître dans la forêt de Concise (cf. carte annexe I).

En outre, la carte que nous proposons ne conserve pas la succession d'anticlinaux et de synclinaux de "schistes" et grès à fermetures périclinales se relayant dans les formations ordoviciennes au SE de Nuillé/Vicoin.

Cette disposition, interprétée comme des écaillages ou des plis faillés par D. Oehlert (1895) est uniquement due à l'influence de la topographie sur les couches peu pentées de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille laissant apparaître soit la partie supérieure silto-gréseuse, soit la partie inférieure gréseuse.

I - 2 - Les failles

La tectonique cassante est surtout décelable par les accidents qui provoquent d'importants décrochements transversaux et, dans une moindre mesure, par les accidents longitudinaux. Deux directions principales et une direction annexe ont été mises en évidence.

I-2-1 - Les failles longitudinales (N 110 à N 140° E)

Ce sont les plus difficiles à apprécier sur le terrain lorsqu'elles ne mettent pas en contact des unités de lithologie différente.

L'une des plus importantes limite le contact Briovérien-Paléozoïque. La discordance que l'on observe est donc une discordance tectonisée. Au Nord-Ouest de Nuillé/Vicoin son parcours est marqué par un abrupt dans la topographie et par le broyage des siltstones de la Formation de Montebert.

Entre Origné et Ruillé-Froid-Fonds cet accident limite le Synclinorium de Laval mettant en contact le Briovérien et la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Il provoque la disparition tectonique de la Formation de Montebert et peut-être d'une partie de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Bien qu'il n'ait pu être observé, sa présence s'impose par la cartographie.

Localement cependant, l'importance de cet accident longitudinal s'estompe ; ainsi, près de la Sémondière, les bancs gréseux et les siltstones de la base du Paléozoïque sont en position normale et ne sont pas cataclasés.

Le deuxième grand accident longitudinal constitue le plan de discordance de la Formation de l'Huisserie sur les formations sous-jacentes.

Il est difficile d'évaluer son importance structurale mais on peut remarquer qu'il est accompagné de nombreuses répliques qui découpent en lanières étroites les siltstones et les tufs de la base de la série.

Ces accidents qui semblent avoir joué en horsts et grabens se marquent dans le paysage par la succession de buttes et de vallées allongées dans le sens des structures (la Pommeraie). Les plus spectaculaires enserrent des brèches volcaniques épiclastiques qui sont fortement cataclasées (NE de la Pommeraie) ; ils se poursuivent sur environ 4 kilomètres jusqu'à la ferme du Roseau.

Un troisième accident longitudinal limite les volcanites dans la ville d'Entrammes et se prolonge de part et d'autre de celle-ci tout en étant décalé par les failles transversales.

I-2-2 - Les failles transversales

Ce sont les plus caractéristiques de la bordure sud du synclinorium. Elles constituent deux familles, l'une Nord-Sud, l'autre N 50-70° E.

Leur inclinaison est difficile à apprécier mais elles semblent subverticales comme celles observées dans les carrières de la Fosse et la Pommeraie.

Les failles méridiennes sont essentiellement caractérisées par un important rejet horizontal apparent dextre (plus du kilomètre à l'écluse de la Fosse) surtout appréciable au niveau des masses gréseuses. Elles peuvent se faire sentir à l'échelle régionale comme en témoignent les cours de la Mayenne et du Vicoin.

Les failles orientées N 50 à N 70°E contribuent au découpage de la région en blocs tectoniques.

Dans ces deux types de failles il est impossible d'évaluer l'ampleur d'éventuels rejets verticaux, l'importance de rejets horizontaux apparents pouvant résulter de mouvements verticaux sur des couches inclinées.

Le grand nombre de petits bassins tertiaires épais (Entrammes, la Taugourdrie ...) et situés sur des hauteurs (Nuillé, la Roche ...) ne peut s'expliquer que par le piègeage de sédiments dans des grabens entre des failles ayant rejoué verticalement.

II - LES MESOSTRUCTURES ET LES MICROSTRUCTURES

Dans chacune des unités reconnues précédemment nous décrirons les méso- et les microstructures puis nous discuterons leurs relations structurales.

II - 1 - Le Briovérien

Les structures les plus facilement utilisables sont la stratification et la schistosité.

a - La stratification (So) :

Elle est aisée à observer dans les alternances de siltstones et de wackes (Montigné, la Fosse, ...) et dans les siltstones fins où elle est matérialisée par les lamines.

Les plans de stratification présentent des pendages et des orientations assez variables, certaines directions apparaissant discordantes sur les directions paléozoïques.

La non reconnaissance de structures plissées, même à l'échelle de la lame mince, et la faible surface étudiée n'ont pas permis la construction de diagrammes de pôles ni d'axes β.

b - La schistosité (Se) :

Sur le terrain il existe une schistosité oblique sur So. Nous l'appelons Se (schistosité évidente).

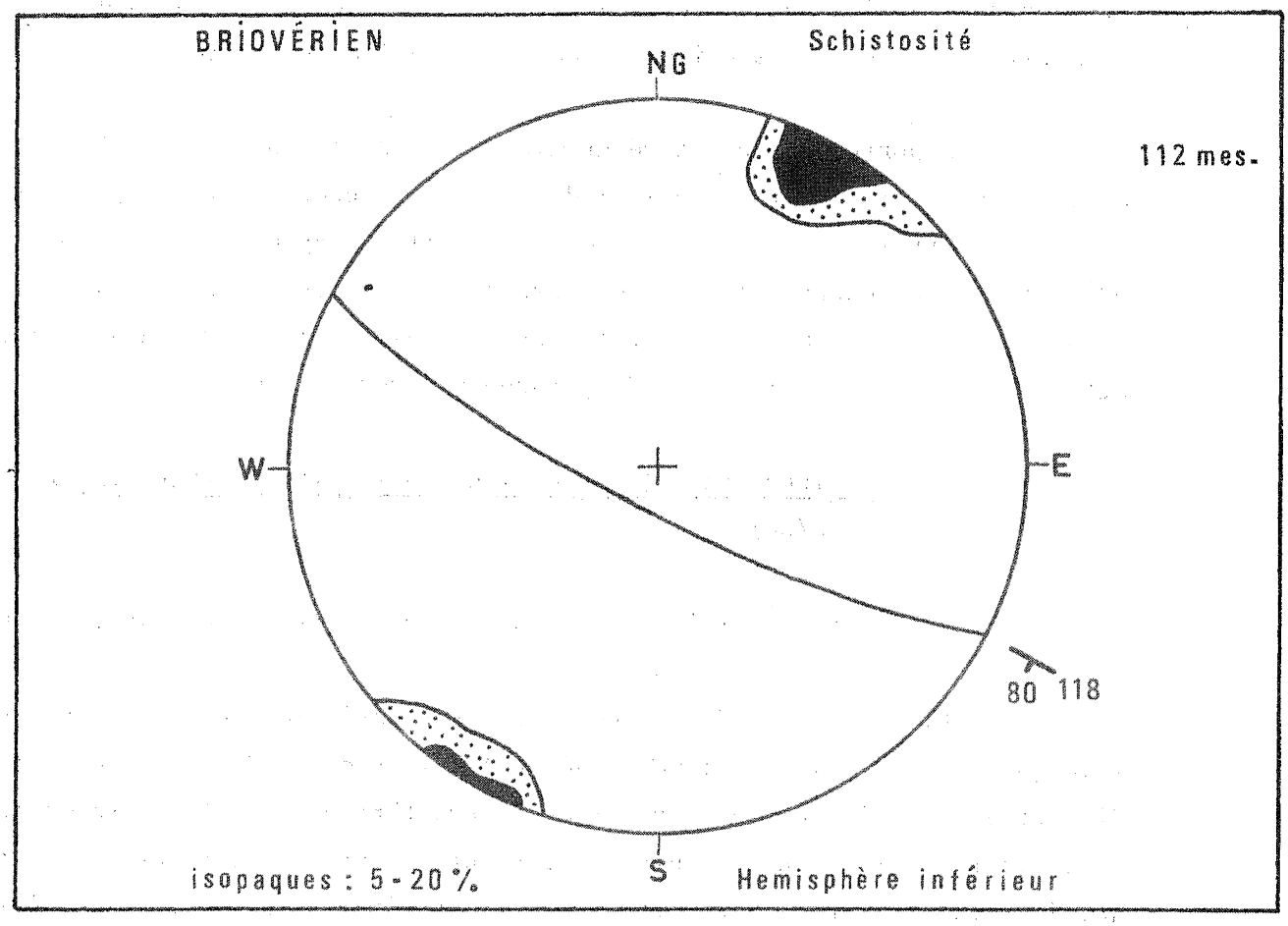

BRIOVÉRIEN
Schistosité
NG
112 mes.
W
E
80 118
S
isopaques : 5 - 20 %
Hemisphère inférieur

Fig. 42

Elle s'exprime différemment selon les localités et la nature du matériel. La plupart du temps il s'agit d'une schistosité de flux comme pour les siltstones dans lesquels les recristallisations sous contraintes sont nettes. Dans les wackes ou les arenites Se se situe à la limite fracture-flux, ceci en fonction de l'abondance de la matrice.

Sur un plan plus général il faut remarquer que le clivage schisteux tend à s'estomper dans le Sud du domaine étudié ; ainsi les sédiments recueillis entre Quelaines, Houssay, Peuton et Saint-Gault ne montrent qu'une schistosité de fracture d'ailleurs fruste.

Reportés sur un stéréogramme (fig. 42) les pôles des plans de schistosité montrent un maximum de fréquence (concentration des mesures 80 %) correspondant à un plan orienté N 118° E ayant un pendage de 80° vers le Sud-Ouest ; l'angle de dispersion des mesures reste assez faible. L'orientation relativement constante de ce plan structural paraît être le fait d'une seule phase de plissement synschisteux.

c - La linéation d'intersection schistosité - stratification (L So/Se) :

Elle est peu visible et ne permet aucun traitement statistique.

Elle présente des plongements très variables depuis l'horizontale jusqu'à des valeurs élevées (50-60°) (rives de la Mayenne face à la Filoyère). Ce fait pourrait traduire le caractère polyphasé des formations briovériennes. Le plan de schistosité ayant une valeur constante et n'étant jamais replissé, on peut admettre que la stratification était déjà plissée avant la phase synschisteuse+.

+ En Bretagne centrale (entre Rennes et Ploërmel) Cl. Le Corre (1976 à paraître) a pu démontrer le caractère polyphasé du Briovérien dans lequel au moins 2 phases de déformation souple dont une seule avec schistosité et plusieurs phases cassantes ont été reconnues.

II - 2 - Le Paléozoïque antécarbonifère

a - La stratification (So) :

Elle est très facilement observable dans les formations gréseuses ; dans les formations de Tuboeuf et de Montebert elle est soulignée par de petits bancs décimétriques de grès et par les lamines.

La grande variabilité de l'orientation des plans de stratification ne permet pas le report de leurs pôles sur un stéréogramme général.

La carte de répartition des mesures (cf. annexe II) confirme la présence de synclinaux et d'anticlinaux secondaires et les pendages faibles parfois observés.

A proximité du contact avec le Briovérien les plans de stratification sont généralement plus redressés, légèrement déversés vers le Sud comme à Montebert et dans le chemin de la Roche, ou en position normale comme à la Sémondière.

Les structures plissées sont peu nombreuses ; il s'agit de plis isopaques, d'amplitude métrique, à plan axial subvertical ou légèrement déversé vers le Sud.

L'analyse de quelques unes d'entre elles (fig. 43 à 46) montre que ce sont des plis symétriques largement ouverts dont les axes sont horizontaux ou plongent légèrement ; leur direction moyenne est N 125° E mais la dispersion axiale (fig. 47) est relativement importante (50°).

La morphologie de ces plis est liée au type de matériel déformé. Dans les formations gréseuses compétentes les plis ont des charnières arrondies ou légèrement anguleuses les couches gardant une épaisseur constante (cf. fig. 20 p. 50), tandis que dans les formations silteuses la flexion et l'aplatissement engendrent des plis anisopaques à flancs amincis et charnières épaissies.

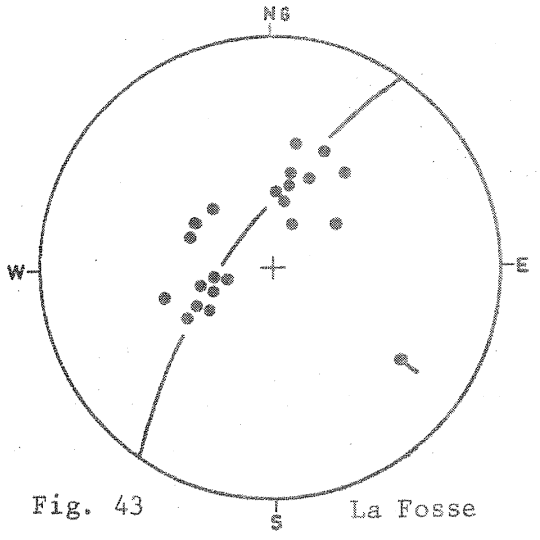


Fig. 43 La Fosse

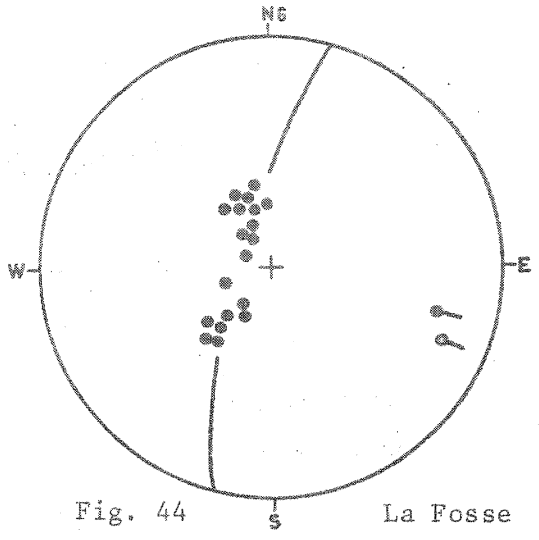


Fig. 44 La Fosse

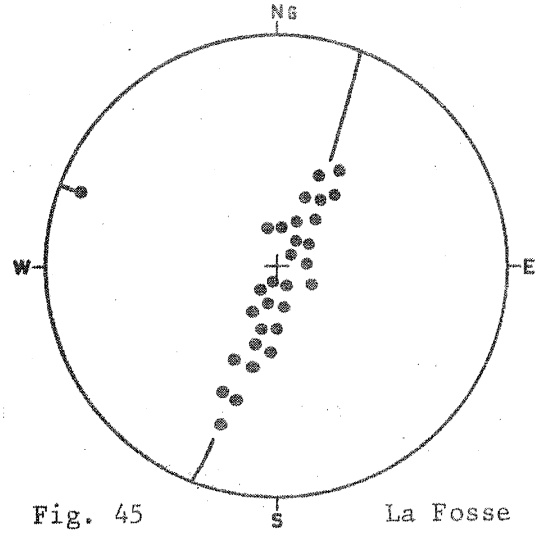


Fig. 45 La Fosse

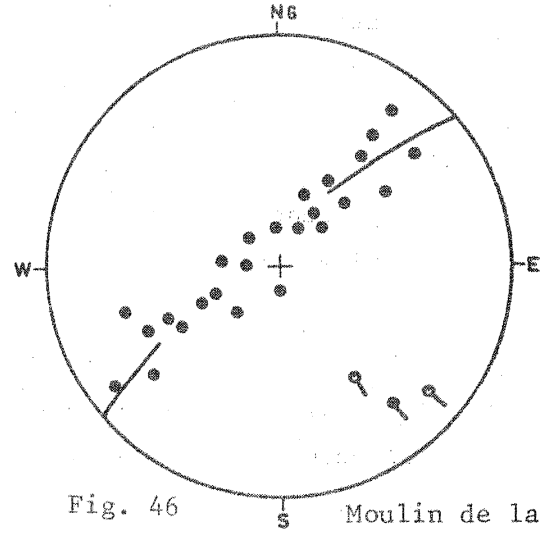


Fig. 46 Moulin de la Roche

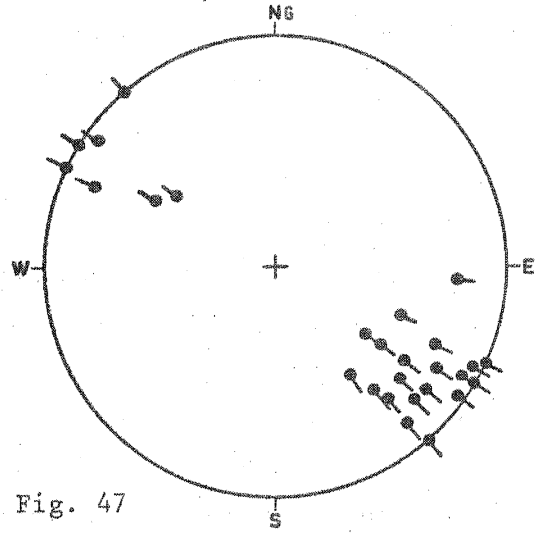


Fig. 47

Axes de plis synschisteux

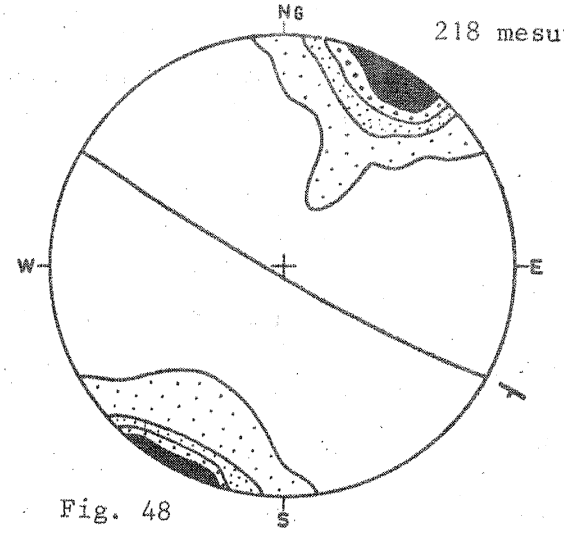


Fig. 48

Schistosité isopaques : 1 - 5 - 10 - 20 %

- plans de stratification
- axes de plis mesurés
- axes de plis construits

projections de l'hémisphère inférieur

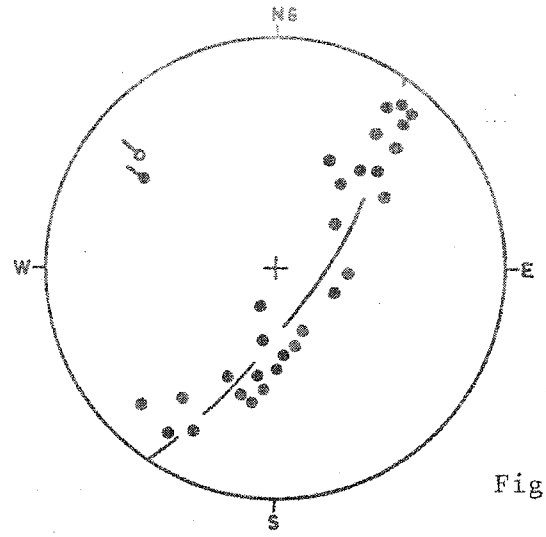


Fig. 49 Taillis de l'Huisserie

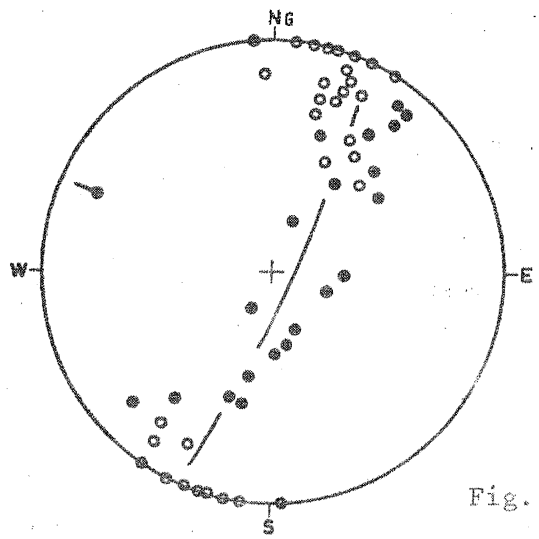


Fig. 50 Taillis de l'Huisserie

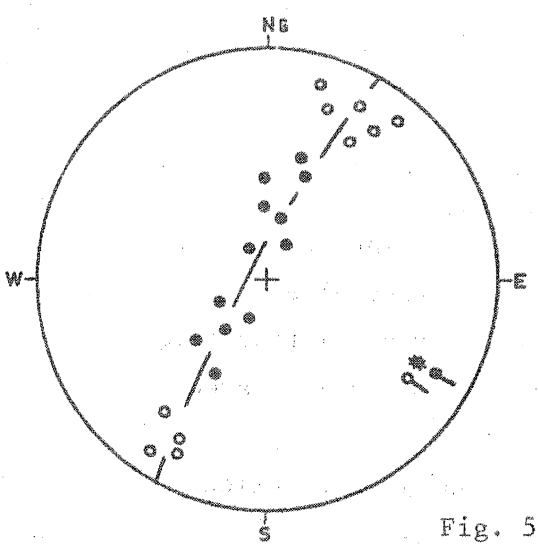


Fig. 51 Taillis de l'Huisserie

● plans de stratification

○ plans de schistosité

○— axes de plis mesurés

●— axes de plis construits

✱ linéation L So/Se

projections de l'hémisphère inférieur

Cette schistosité de fracture ne semble pas associée à un plissement , elle peut être en relation avec des cisaillements ou la mise en place de granites syn- à post-tectoniques.

c - Les linéations

c 1 - La linéation d'intersection So/Se :

Mesurée sur les plans de Se elle représente l'axe du plissement. La plupart du temps elle est subhorizontale ou très légèrement pentée (30° maximum).

c 2 - La linéation d'intersection Sc/Se :

La linéation d'intersection entre les deux plans de schistosité est également subhorizontale.

II - 3 - Le Carbonifère

a - La stratification (So) :

Dans les formations de l'Huisserie et de Changé elle est très facile à observer grâce à l'alternance très rapide de bancs silteux, gréseux, conglomératiques tandis que dans la Formation de Laval elle est soulignée par la succession de petits bancs de calcaire séparés par des joints silteux (cf. § III-3).

Dans les formations volcaniques le plan So (pseudolitage) est formé par l'empilement des fragments ponceux et des phénoclastes (volcanoclastites).

Comme dans la série sédimentaire antécarbonifère les *structures plissées* du Carbonifère sont peu observables ; les plans de stratification ont souvent une allure monoclinale (la Grande-Roche, Cumont, ...). Les meilleurs exemples de plis ont été pris dans le Taillis de l'Huisserie dans les pentes surplombant la Mayenne (fig. 49 à 51).

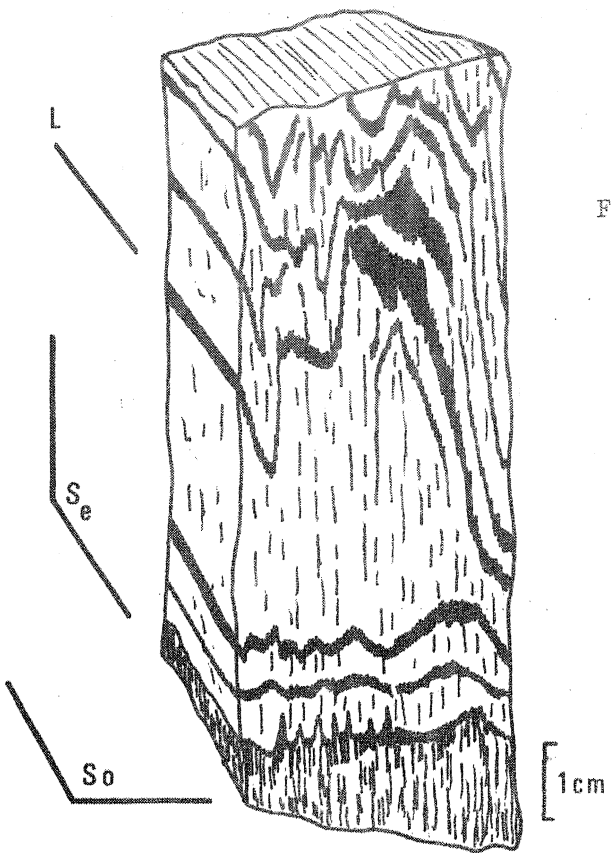
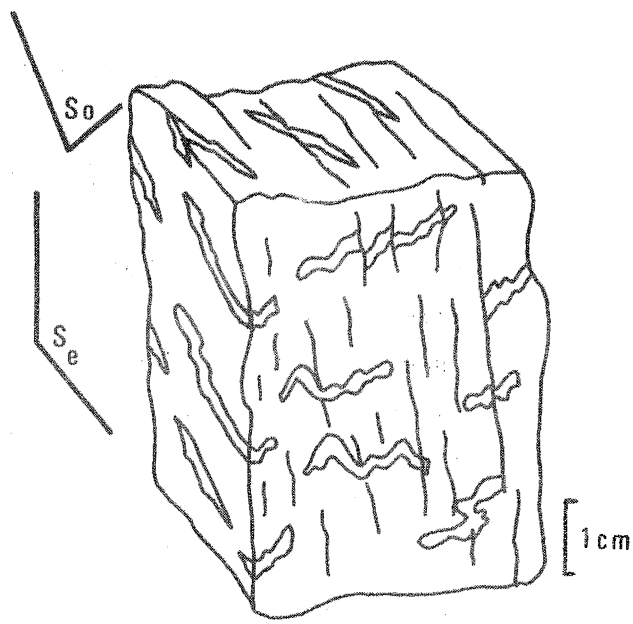


Fig. 52 : Siltstones de la Pommeraie. Schistosité de flux Se perpendiculaire à So. Dans les niveaux les plus fins on observe un début de transposition.

Fig. 53 : Ignimbrites de Bonne. Schistosité de fracture déformant les flammes.



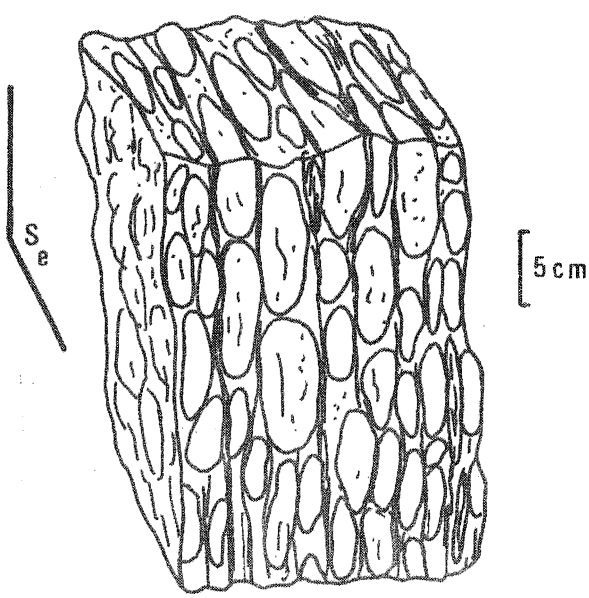


Fig. 54 : Conglomérats de l'Encluse. Schistosité fruste. Les galets sont aplatis.

Morphologiquement ils sont identiques à ceux analysés dans les formations antécarbonifères. Ce sont des plis symétriques à plan axial vertical ; leurs axes sont légèrement inclinés et ont une direction variant entre 115 et 130° E.

b - Les schistosités :

Sur le terrain il existe une schistosité très évidente (Se) et une schistosité de crénulation (Sc) localement bien exprimée.

b 1 - La schistosité Se

Dans les sédiments silteux fins et les volcanoclastites riches en matrice il s'agit d'une schistosité de flux (carrière de la Pommeraie, la Véronnière, ...). Lorsque la nature de la roche le permet on note un début de transposition tectonique (fig.52).

Dans le plan de Se les recristallisations minérales autour d'objets rigides antétectoniques (pyrite, clastes feldspathiques, ...) (pl. 15, ph. 2-3) traduisent l'aplatissement.

Dans les roches plus compétentes cette schistosité correspond à une schistosité de fracture, parfois grossière, qui débite la roche en dalles épaisses ; c'est le cas des ignimbrites (fig. 53) ou des poudingues (fig. 54).

Les pôles des plans de Se mesurés au niveau des plis étudiés précédemment s'intègrent assez bien aux cercles de zones construits à partir de la stratification déformée (cf. fig. 50 et 51) ; *Se est donc bien plan axial de ces structures.*

Le stéréogramme général (fig. 55) correspond à un plan orienté N 115° et subvertical.

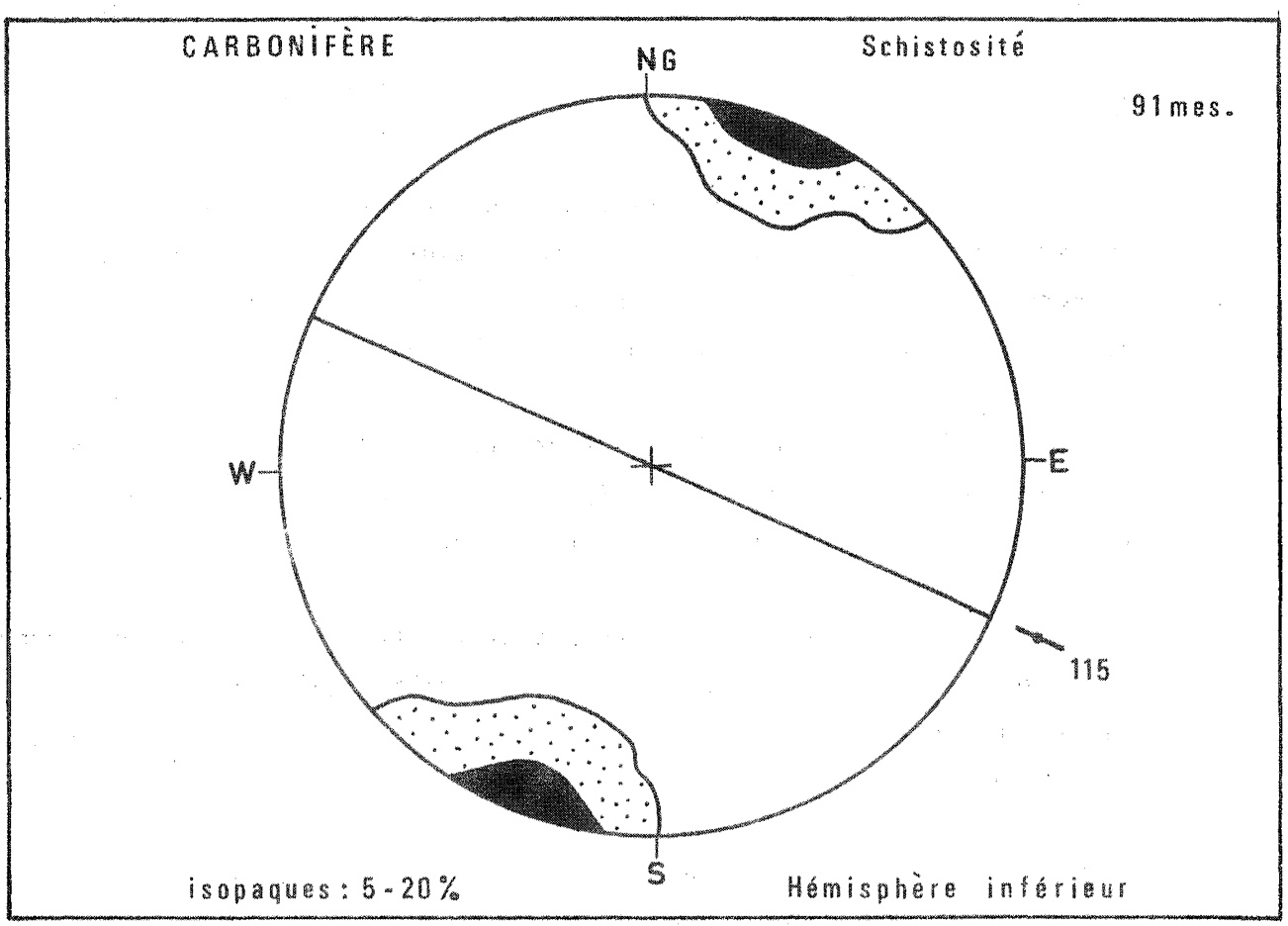

CARBONIFÈRE
NG
Schistosité
91 mes.
W
E
115
S
isopaques : 5 - 20 %
Hémisphère inférieur

Fig. 55

b 2 - La schistosité Sc

La schistosité principale est souvent accompagnée d'une schistosité de fracture ou de crénulation (Sc) en particulier au voisinage du contact avec les formations antécarbonifères (Roussillon, Le Châtellier, Entrammes, ...). Elle est de même direction que Se mais forme avec elle un angle de 20 à 50° et pend vers le Nord (Pl. 15, ph. 4).

Cette schistosité qui déforme Se par microplissement (Pl. 15, ph. 5) peut être, comme dans le cas du Paléozoïque antécarbonifère, associée à des cisaillements ou plutôt à des granitisations.

c - Les linéations :

c 1 - Les linéations d'intersection

La linéation d'intersection la plus visible correspond à l'intersection des plans de stratification par les plans de schistosité Se.

Dans le cas où Sc est bien développée la linéation d'intersection des deux plans de schistosité est horizontale (exemple des tuffites de la carrière Entrammes Nord).

c 2 - La linéation d'étirement

Elle correspond à la direction d'allongement maximal de la roche et des objets qu'elle contient.

Elle est particulièrement prononcée dans les volcanoclastites d'Entrammes ; les fragments de ponce, aplatis dans le plan de Se déterminent une linéation (Pl. 15, ph. 6) non parallèle à l'axe des plis synschisteux.

II - 4 - Relations structurales entre les 3 unités cartographiques

La comparaison des stéréogrammes généraux de schistosité établis pour chacune des unités (cf. fig. 42 - 48 - 55) montre clairement que Se correspond à une seule et même structure (plan moyen N 115-120° E et pratiquement vertical) qui passe à travers les discordances cartographiques.

Bien qu'à lui seul un argument géométrique de cette nature ne soit suffisant pour justifier une telle conclusion, la discordance entre Briovérien et Paléozoïque n'étant jamais perceptible, la schistosité que l'on observe dans le Briovérien et le Paléozoïque antécarbonifère et carbonifère doit être considérée comme hercynienne.

En celà nous rejoignons les conclusions de P. Fourmarier et coll. (1965, 1968).

De plus, l'analyse des structures plissées indique que l'ensemble du Paléozoïque apparaît monostructuré, celles-ci résultant d'une seule phase de plissement synschisteux qui a engendré des plis droits, à plan axial subvertical, orientés N 120° E environ.

Il n'y a pas eu, dans le Paléozoïque antécarbonifère de plissement (synschisteux ou non) en relations avec une quelconque tectogenèse antédinantienne.

III - L'OROGENESE HERCYNIENNE DANS LE SUD DU SYNCLINORIUM DE LAVAL

III - 1 - La phase bretonne

Définie dans les régions de Bretagne centrale par H. Stille (1928) la *phase bretonne*, première étape de l'orogenèse hercynienne, introduit une discordance cartographique sensible entre le Dinantien et la série sédimentaire antécarbonifère (cf. carte annexe I) mais la discordance structurale reste faible, peu perceptible. Selon J. Cogné

(1974), *la phase bretonne consiste principalement en flexurations, émersions lentes accompagnées d'érosion et volcanisme, correspondant à une période de maturation et d'émergence de l'orogenèse hercynienne.*

Nous avons précédemment montré qu'aucun plissement ne semblait associé à cette phase. L'importante lacune sédimentaire qui existe entre les derniers dépôts dévoniens et le Dinantien traduit un soulèvement d'ensemble du domaine qui entraîne son émersion progressive puis son érosion. En ce sens la phase bretonne est une phase de surhaussement (phase d'orogenèse de J. Cogné 1959, 1960, ...).

Ceci a pour conséquence d'entraîner la formation de lignes de fractures, la réactivation des lignes de faiblesse primitives, l'apparition d'un important volcanisme et la mise en place des nombreuses intrusions microgranitiques et rhyolitiques.

Le volcanisme acide (Blaviérite) qui jalonne la base de la Formation de l'Huisserie correspond à l'épanchement de coulées et à l'émission de pyroclastites à partir de ces lignes de fracture. Les nombreuses intrusions diabasiques dans la Formation de Tuboeuf sont peut-être issues d'un phénomène analogue et contemporain.

Parallèlement s'établit un relief de failles isolant des bassins ou des vallées peu profondes dans lesquels peut se former la houille (bassin de l'Huisserie-Montigné). L'existence de telles dépressions, orientées dans l'axe des structures, se traduit cartographiquement par la présence des *ignimbrites*, volcanisme fissural aérien, qui comblent généralement des paléovallées ou des zones dépressionnaires (exemple de la vallée des Dix Mille Fumées en Alaska[+]).

Dès lors il apparaît que l'orogenèse bretonne a eu, dans l'histoire géologique du synclinorium des conséquences différentes mais tout aussi importantes que la phase de plissement puisqu'elle a profondément influencé la paléogéographie en modifiant la nature des aires de sédimentation (cf. étude stratigraphique).

+ cf. chapitre II-4-1, première partie.

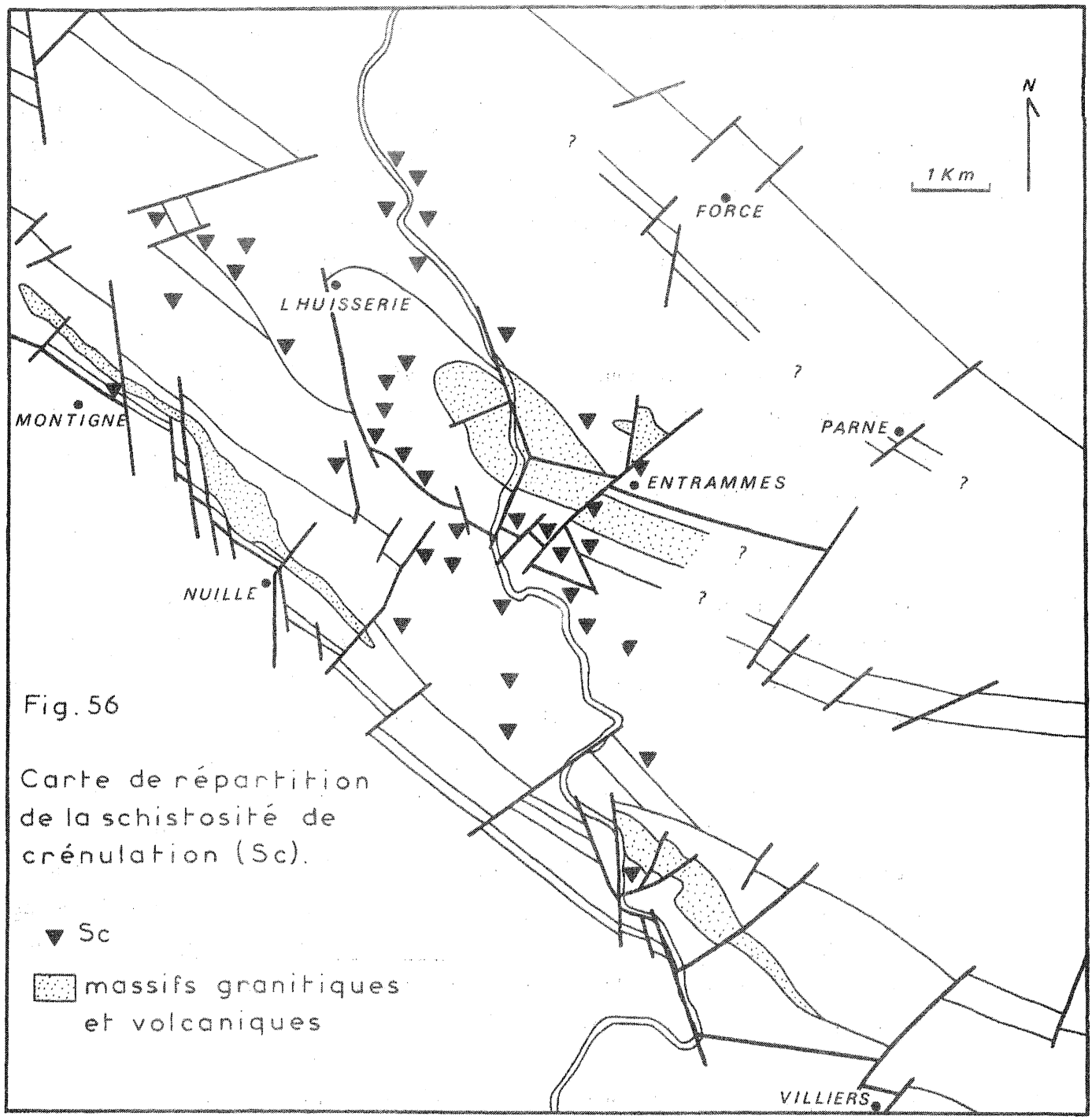


Fig. 56

Carte de répartition de la schistosité de crénulation (Sc).

L'âge exact de la phase bretonne ne peut être cerné avec précision puisque dans le Synclinorium de Laval les sédiments anté-carbonifères les plus récents sont d'âge Eifelien ("Schistes et Calcaires des Marollières") et les premiers niveaux carbonifères d'âge incertain.

III - 2 - L'épiorogène fini-viséen

L'apparition de sédiments détritiques (avec formation de siltstones charbonneux) après le dépôt de la formation calcaire de Laval, dans un domaine paléogéographique calme, a été considérée comme résultant d'une phase épiorogénique prémonitoire de la tectorogenèse hercynienne (A. Pelhâte, 1967).

III - 3 - Le plissement hercynien et les phénomènes connexes

La tectogenèse principale intervient après le dépôt de la Formation de Heurtebise (Viséen supérieur-Namurien base du Westphalien ; A. Pelhâte, 1974, inédit) mais avant le dépôt du Stéphanien de Saint-Pierre-la-Cour.

Le plissement synschisteux est donc post-namurien.

L'important développement de la schistosité, par rapport à l'ensemble du synclinorium, a été mis en évidence et argumenté par P. Fourmarier et coll. (1965), P. Fourmarier et A. Pelhâte (1968).

Pour ces auteurs, seule une granitisation syntectonique permet d'expliquer ce phénomène.

Nos observations rejoignent cette hypothèse ; on peut en effet admettre que lors du plissement les lignes de fractures ont rejoué, favorisant les granitisations en profondeur (présence de nombreux filons satellites). Le front thermique de ces granites a accentué les recristallisations sous contraintes dans les plans de schistosité (schistosité de flux dans les siltstones).

Par la suite, ces effets thermiques s'estompent et font place à des effets mécaniques déformant les plans d'anisotropie formés en induisant une schistosité de crénulation (Sc) correspondant à un microplissement de Se sous l'effet de contraintes verticales.

La carte de répartition de Sc (fig. 56), bien qu'imparfaite et tributaire de la lithologie traduit sa présence sur une vaste surface confirmant ainsi la présence d'un corps intrusif en profondeur.

III - 4 - Les phénomènes hercyniens terminaux

La tectonique hercynienne tardive, stéphanienne et post-stéphanienne, se traduit par des fracturations, les unes réajustant les grands accidents décrits précédemment, les autres affectant ce domaine selon deux directions transverses.

Les accidents longitudinaux qui traversent toutes les structures hercyniennes n'ont, semble-t-il, déterminé que des mouvements relatifs de blocs provoquant la formation de horsts et grabens (exemple de la Pommeraie).

Les failles transversales se sont mises en place tardivement par rapport aux accidents précédents qu'elles recoupent.

Ces fractures, responsables de la désorganisation actuelle des structures primitives, liées à *"une compression Nord-Sud affectant la totalité du Massif armoricain devenu rigide"* (J. Cogné, 1966) et dont la formation s'est étalée depuis la fin du Namurien jusqu'à la fin du Stéphanien ont continué à rejouer durant le Tertiaire.

PLANCHE PHOTO

Légende planche 15

Les structures

Photo 1 - (L.P.) *Jarté. Microplissement d'un filonnet de quartz antéschisteux originellement subparallèle à So par une schistosité de pli-fracture.*

Photo 2 - *Entrammes S.W. Queues de cristallisation à l'abri d'un cristal de chalcopyrite antétectonique dans un tuf volcanique.*

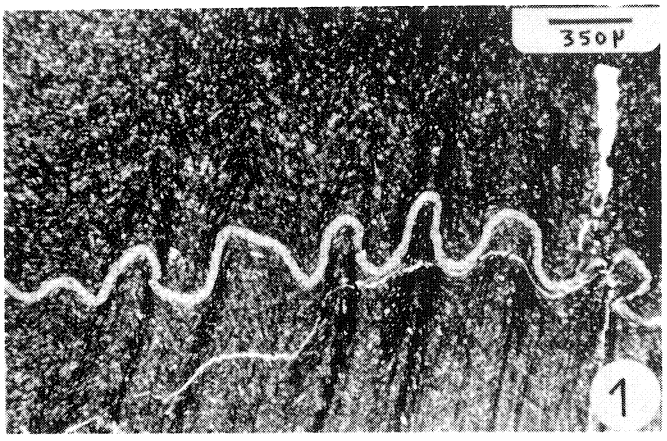
Photo 3 - (L.N.) *Entrammes S.W. Claste feldspathique antéschisteux. Les zones abritées sont respectées de chaque côté du minéral.*

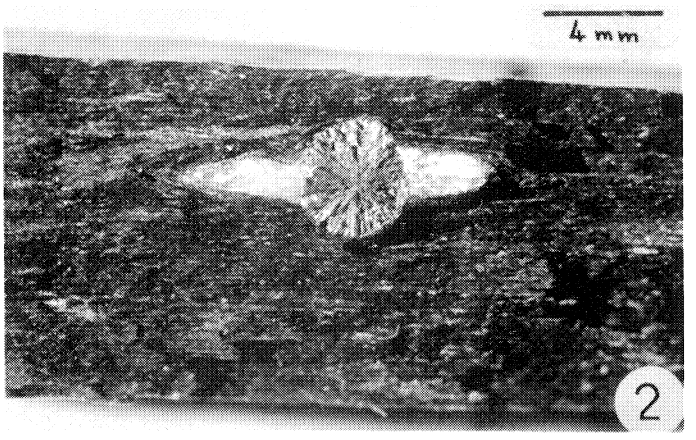
Photo 4 - (lame mince L.N.) *Entrammes N. Tuffites : schistosité de fracture (S) déformant la schistosité primitive (Se) verticale et subparallèle à So.*

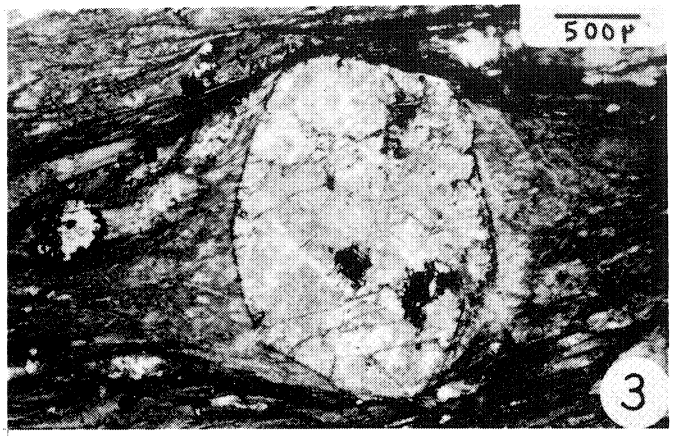
Photo 5 - (lame mince L.N.) *Le Chatellier. Brèche volcanique fine : schistosité de fracture microplissant la schistosité primitive.*

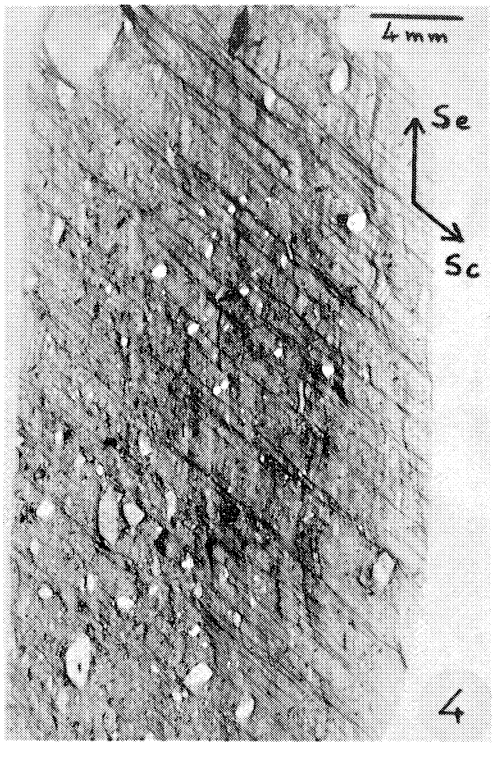
Photo 6 - *Entrammes S.W. Linéation d'étirement soulignée par les fragments ponceux dans les tufs d'Entrammes.*

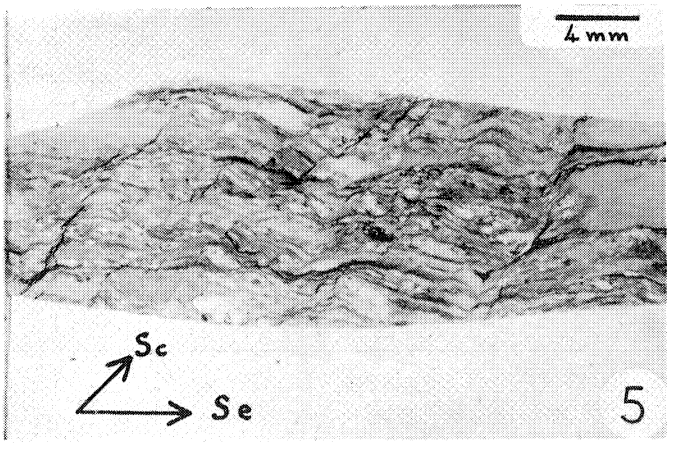
Planche 15

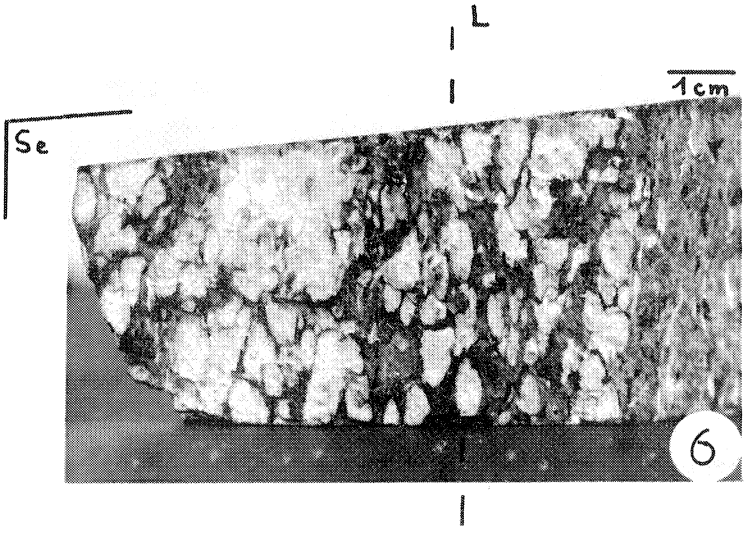












Troisième partie

EVALUATION DU DEGRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES FORMATIONS

EVALUATION DU GENRE D'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES

L'analyse structurale n'ayant pu apporter la preuve de discontinuités majeures entre formations briovériennes et antécarbonifères d'une part et entre formations antécarbonifères et carbonifères d'autre part, nous avons cherché à mesurer le degré d'évolution métamorphique de chacun de ces ensembles pour tenter de lever cette incertitude.

I - Les données de l'observation microscopique

L'étude des lames minces a montré l'existence d'indices de recristallisations métamorphiques liées à la schistogenèse (recristallisations sous contraintes). Que ce soit dans les sédiments paléozoïques ou antépaléozoïques, les minéraux phylliteux ont subi une recristallisation orientée ; celle-ci est particulièrement bien observable dans les siltstones, la matrice des wackes et dans les volcanoclastites.

Cependant, dans ces terrains faiblement métamorphiques où la paragenèse "Quartz-Chlorite-Séricite" est associée à la schistosité de flux il est parfois difficile de situer la limite épimétamorphisme-diagenèse.

Il fallait donc utiliser une méthode aussi indépendante que possible de la composition chimique du sédiment et facilement applicable aux formations sédimentaires rencontrées dans le Synclinorium de Laval.

L'étude de la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés dans les siltstones homogènes apparaît bien adaptée aux problèmes posés , appliquée à des problèmes similaires dans le Synclinorium de Châteaulin (J.P. Sagon et G. Dunoyer de Segonzac, 1972) et dans le Domaine centre-armoricain (Cl. Le Corre, 1975 ; Y. Quété, 1975) elle s'est révélée fructueuse.

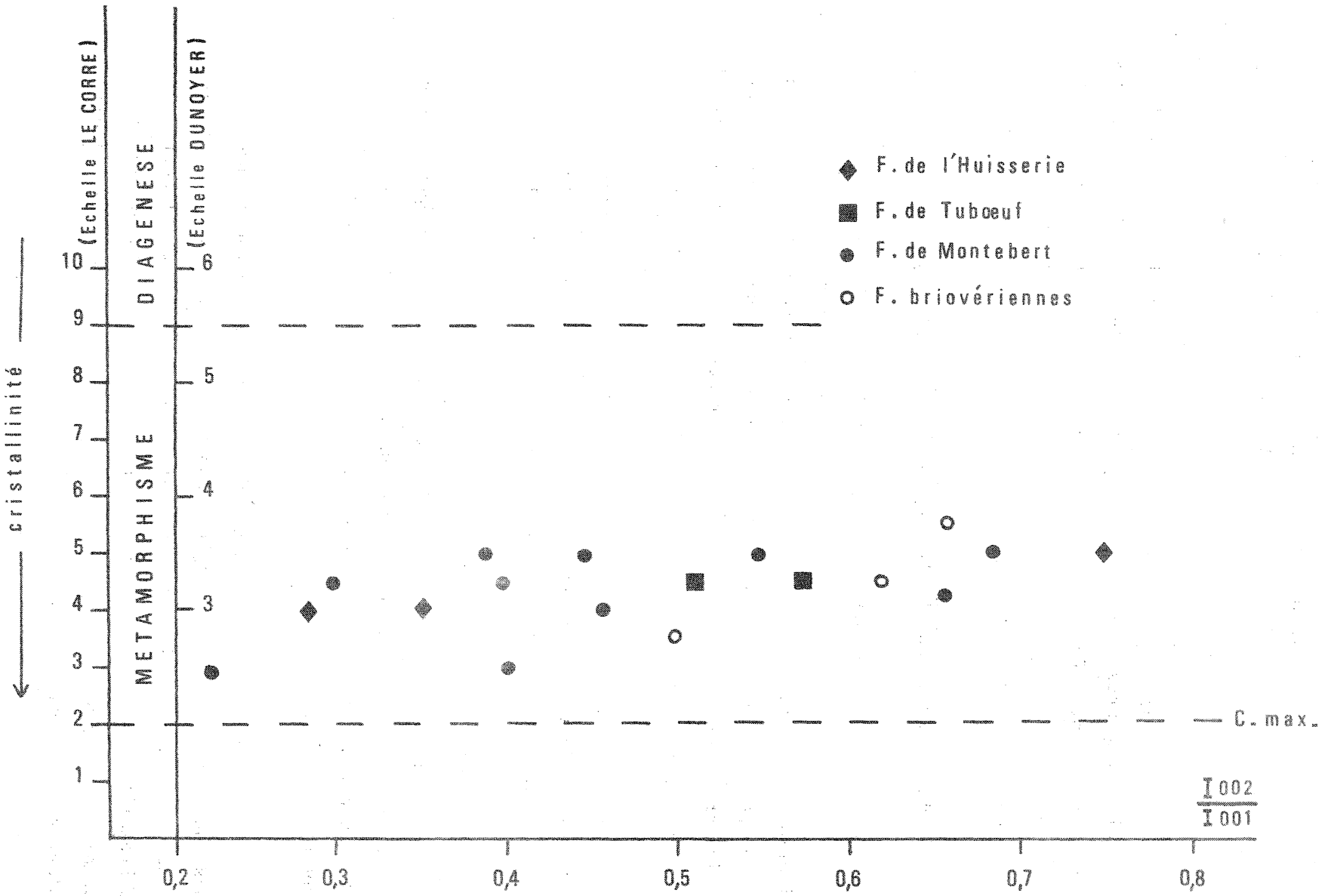


Fig. 57 : Cristallinité comparée des micas dioctaèdriques dans le Briovérien, le Paléozoïque antécarbonifère et le Carbonifère.

II - Etude de la cristallinité des micas dioctaédrique néoformés

1 - Principe de la méthode ; technique des mesures.

Le principe de la méthode et la technique des mesures ont été largement exposés dans les travaux cités précédemment ; les conditions expérimentales sont celles de Cl. Le Corre (1975).

2 - Résultats et interprétations.

Le diagramme type J. Esquevin (1969) liant l'indice de cristallinité au rapport d'intensité des pics à 10 Angström et 5 Angström (fig. 57) montre que tous les échantillons traités se situent franchement dans l'épizone (indice de cristallinité < 6), la forme du nuage de points étant significative d'une évolution métamorphique assez avancée (G. Dunoyer de Segonzac, 1969).

Ceci indique clairement que les sédiments paléozoïques sont aussi évolués que les sédiments briovériens toutes discordances métamorphiques entre les trois ensembles cartographiques étant estompées. On ne peut donc mettre en évidence une évolution métamorphique antérieurement à la transgression ordovicienne ni d'évolution métamorphique paléozoïque anté-dinantienne.

Le métamorphisme épizonal observé dans la région s'est bien développé durant l'orogenèse hercynienne.

Ce fait souligne une fois de plus l'importance du flux thermique lié à des granitisations syn- à post-tectoniques.

Celles-ci sont en outre confirmées par l'existence d'un métamorphisme de contact dans les siltstones de la Formation de l'Huisserie à Saint-Pierre-le-Potier (P. Fourmarier et coll., 1965 p. 19) mais dont nous n'avons pu retrouver trace.

Toutes ces données s'insèrent bien dans le cadre de l'évolution tectonométamorphique de la Bretagne centrale (Cl. Le Corre, 1976 à paraître).

Conclusions

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude de terrain effectuée sur la bordure sud du Synclinorium de Laval a été réalisée selon trois axes de recherche complémentaires qui permettent de comprendre l'évolution géologique de ce domaine au cours des temps paléozoïques : une étude stratigraphique, une étude du volcanisme associé aux séries sédimentaires et une étude structurale.

La première a permis de montrer que la sédimentation paléozoïque a débuté tardivement par rapport aux régions voisines, à une époque que les données paléontologiques ne peuvent préciser (Llanvirn ou Arenig ?).

La bonne maturité de composition de la Formation de Montebert reflète l'avancée de la mer sur un "continent briovérien" fortement arrasé dont la nature lithologique a été précisée.

Jusqu'à l'émersion antécarbonifère la sédimentation demeure épicontinentale et les dépôts à bonne maturité de texture et de composition qui en résultent sont peu épais (moins de 1 000 m au total).

L'analyse détaillée des figures et structures sédimentaires nous a permis, au niveau de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille en particulier, de proposer un type d'environnement paléogéographique pendant l'Ordovicien moyen et supérieur. Le paysage de cette époque a été comparé à celui des baies actuelles du Mont-Saint-Michel ou de la Jade en bordure des côtes peu élevées de la mer du Nord qui sont entièrement comprises dans le domaine intertidal.

Dans cette série sédimentaire antécarbonifère homogène les données paléontologiques nouvelles montrent l'existence de Llanvirn (niveau ferrifère de la Formation de Montebert), de Caradoc moyen à supérieur (Formation de Saint-Germain-sur-Ille), confirment et précisent l'âge post-ludlovien (eβ2 de Bohême) des couches terminales de la Formation de Tuboeuf. La découverte d'un Trilobite (pygidium de *Prionopeltis*), pour la première fois dans le Silurien du Synclinorium médian armoricain, doit être soulignée.

L'émersion du domaine se produit postérieurement au dépôt de la Formation de Gahard datée du Gedinnien inférieur.

Cette exondation de l'aire sédimentaire, manifestation première de la phase épirogénique bretonne, entraîne l'érosion et l'arrasement des reliefs ainsi formés.

C'est sur ces derniers qu'au Tournaisien se met en place un volcanisme acide rhyolitique dont les témoins constituent la "blaviérite". Parmi les événements dûs à la phase bretonne peut-être convient-il de rattacher les nombreux filons microgranitiques et rhyolitiques observés dans la Formation de Saint-Germain-sur-Ille.

De même les intrusions basiques de la Formation de Tuboeuf ont été considérées comme un phénomène magmatique lié à cette phase de soulèvement (magmatisme anté blaviéritique ?) et rapprochées des séries spilitiques du Synclinorium de Châteaulin.

Après une courte période de calme orogénique qui permet l'installation d'une sédimentation en milieu aquatique confiné, l'instabilité se manifeste à nouveau par des émissions volcaniques subaériennes de grande ampleur dont les produits constituent actuellement les Massifs d'Entrammes et de la Bouffelière.

Ce volcanisme se compose en majorité d'ignimbrites auxquelles sont associées des coulées rhyolitiques (rhyolites ignimbritiques), des pyromérides, des projections pyroclastiques et des épiclastites.

Au sein de ce complexe nous avons mis en évidence deux émissions principales séparées par un épisode de projections en milieu lacustre ou lagunaire.

A ce volcanisme rhyolitique succèdent les venues kératophyriques (Quartz-kératophyres) du Massif d'Entrammes qui terminent l'activité volcanique principale dans la région étudiée.

L'histoire du bassin se poursuit par les dépôts molassiques de la Formation de l'Huisserie, produits du démantèlement des terrains antécarbonifères, accumulés dans des bassins intramontagneux.

Le retour à des conditions plus calmes permet l'installation de la sédimentation calcaire (Formation de Laval).

C'est au Viséen supérieur-Namurien que les apports continentaux de la Formation de Heurtebise marquent à nouveau des tendances émersives.

La mer régresse et l'évolution géosynclinale hercynienne du bassin se termine très tôt après le Namurien.

La phase de tectogenèse intervient au cours du Westphalien. Elle engendre des plis droits synschisteux souvent largement ouverts à plan axial subvertical et axe proche de l'horizontale orienté N-120° E environ.

Postérieurement à la schistogenèse hercynienne, la mise en place de batholites granitiques en profondeur entraîne l'agradation des minéraux synschisteux et l'apparition d'une schistosité de fracture.

Références bibliographiques

BIBLIOGRAPHIE

AUVRAY B. 1967 .- La série volcanique de la Pointe de la Heussaye (Erquy, Côtes-du-Nord). *Thèse 3ème cycle*, Paris.

AUVRAY B. 1975 .- Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique : exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. *Pétrologie*, I, 2 : 125-138.

BABIN Cl., CHAUVEL J., CHAUVEL J.-J., HENRY J.-L., LE CORRE Cl., MORZADEC P., NION J., PHILIPPOT A., PLUSQUELLEC Y. et RENAUD A. 1968 .- Le Paléozoïque antécarbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. *Casopis pro mineralogii a geologii*, Prague, 13, 8 : 261-278.

BABIN Cl., CAVET P., LARDEUX H., MORZADEC P., PARIS F., PONCET J. et RACHEBOEUF P.R. 1973 .- Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, (1972) : 94-109.

BABIN Cl., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.-J., DEUNFF J., HENRY J.-L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. et ROBARDET M. 1974 .- The Ordovician of the Armorican Massif, *in* the Ordovician System, éd. M.G. BASSETT, *Proc. Palaeont. Assoc. Symp. Birmingham*, 359-385, Londres.

BAJARD J. 1966 .- Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, (2), 8 : 39-111.

BERTHOIS L. 1935 .- Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif Armoricain. *Thèse*. Rennes. Imp. Ouest Eclair.

BERTHOIS L. 1938 .- Contribution à l'étude des roches éruptives de la feuille de Mayenne au 1/80 000ème. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 199 : 77-97.

BLAVIER E. 1837 .- Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. 196 p., 1 pl. h.t., 1 carte couleur h.t., impr. Monnoyer, Le Mans.

BLOCKHINA L.I., KOPTEV-DVORNIKOV V.S., LAMIZA M.G., PETROVA M.A., TIKHOMIROVA E.I. and YAKOVLEVA E.B., 1959 .- Principles of classification and nomenclature of ancient volcani-clastic rocks. *Intern. geol. Rev.*, 1 : 56-61.

BORDET P. 1951 .- Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. Carte géol. Fr.*, 207 p.

BORDET P. 1958 .- A propos des ignimbrites. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 77-79.

BORDET P. 1965 .- Nomenclature volcanologique. *Bull. volcanol.*, XXVIII : 151-158, Italie.

BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGHER M. et TAZIEFF H. 1963 .- Contribution à l'étude volcanologique du Katmaï et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). *Mém. Soc. belge Géol.*, 7, 114 p.

BOUCARUT M. 1971 .- Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). *Thèse*, 2 vol., 487 p., Nice.

BOYER Cl. 1963 .- Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (2) : 63-64.

BOYER Cl. 1972 .- Study of a few paleozoïc ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. *Bull. volcanol.*, XXXVI : 46-82, Italie.

BOYER-GUILHAUMAUD Cl. 1974 .- Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. *Thèse*, Orsay, 384 p.

BOYER Cl. 1976 .- Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les Massifs armoricain et central. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, 1 : 3-24.

BOYER Cl., HAVETTE A. et WILHELM S. 1973 .- Sur des feldspaths noirs non magmatiques dans les paléovolcanites acides de Vendée. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 277 : 265-267.

BRIL H. 1975 .- La minéralisation à Cuivre, Plomb, Zinc de Bodennec en Bolazec (Finistère) dans son cadre géologique. *Thèse 3ème cycle*, Paris, 147 p.

BROUSSE R. 1968 .- Précis de Géologie, tome I : Pétrologie, *Dunod*, Paris, 712 p.

CABANIS B. 1972 .- Les formations paléozoïques de la région de Morlaix : leur évolution sédimentaire et orogénique. *Thèse 3ème cycle*, Paris VI, 127 p.

CABANIS B. 1972 .- Sur l'attribution au Dinantien des formations de Morlaix (Finistère Nord). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 274 : 2129-2132.

CABANIS B. et SAGON J.-P. 1973 .- Le volcanisme dinantien en Bretagne occidentale. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, (c), V, 1 : 1-11.

CARPENTIER A., DELEPINE G. et MARTEL H. 1935 .- Recherches paléontologiques sur quelques gisements carbonifères de la Sarthe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (5), V : 77-84.

CHALOT-PRAT F. 1976 .- Les complexes volcaniques acides de la cicatrice Multonne-Ecouves (Est du Massif armoricain) au Paléozoïque inférieur : cartographie et pétrographie. *Thèse 3ème cycle*, Caen, 98 p.

CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL 1961 .- Essai de nomenclature des roches sédimentaires. *Ed. Technip*, Paris, 79 p.

CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL 1966 .- Essai de nomenclature et de caractérisation des principales structures sédimentaires. *Ed. Technip*, Paris, 291 p.

CHAUVEL J.-J. 1968 .- Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 1971, n° 16.

CHAUVEL J.-J., DEUNFF J. et LE CORRE Cl. 1970 .- Découverte d'une association minerai de fer - microplancton dans l'Ordovicien du flanc nord du Bassin de Laval (Mayenne) : étude pétrographique et micropaléontologique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 270 : 1219-1222.

CHAUVEL J.-J. et LE CORRE Cl. 1971 .- La transgression paléozoïque et l'Ordovicien inférieur dans la presqu'île de Crozon (Finistère). *Coll. Ordovicien-Silurien, Brest 1971. Mém. B.R.G.M.*, 73 : 109-117.

COGNE J. 1959 .- Importance et signification de la phase bretonne dans la chaîne hercynienne en France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 268 (C.R. Réun. Extr. Soc. Géol. Fr. en Normandie).

COGNE J. 1960 .- Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), II : 213-226.

COGNE J. 1962 .- Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), IV : 413-430.

COGNE J. 1964 .- La phase bretonne dans le Massif armoricain. Compte-rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géol., Paléont., Hydrol., et de la Société Géol. Belgique tenue en Bretagne du 9 au 12 Sept. 1964 sous la direction de L. CHAURIS, J. COGNE et J. MICHOT. *Bull. Soc. belge Géol.*, LXXIII : 221-254.

COGNE J. 1967 .- Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif armoricain et les phénomènes de granitisation. *Colloque sur les étages tectoniques*. Univ. Neuchâtel (1966). A. La Baconnière éd., 179-192.

COGNE J. 1972 .- Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Actes du Colloque International sur les corrélations du Précambrien (Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970). *Coll. Intern. C.N.R.S. n° 192. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 1972, 236 : 193-218.

COGNE J. 1974 .- Le Massif armoricain *in* J. DEBELMAS : *Géologie de la France*, Doin éd., Paris, t. I : 105-161.

CONQUERE F. 1966 .- Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du Bassin de Châteaulin ; région du Huelgoat. *Thèse 3ème cycle*, Paris, 167 p.

CONQUERE F. 1966 .- La série spilitique intrusive dévonienne de Bolazec et ses liens pétrogénétiques avec le volcanisme dinantien de la région de Huelgoat (Nord-Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 262 : 1406-1409.

CONQUERE F. et OVTRACHT A. 1963 .- Volcanisme dinantien de la bordure septentrionale du synclinal de Châteaulin (région de Huelgoat, Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 257 : 2689.

CROWELL J.C. 1935 .- Directional-current structures from the Prealpine flysch, Switzerland. *Geol. Soc. America Bull.*, New-York, 66 : 1351-1384.

DELAGE M. 1875 .- Etude sur les terrains siluriens et dévoniens du Nord du Département d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), III : 368-385.

DEUNFF J. et CHAUVEL J.-J. 1970 .- Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 6 : 196-198.

DOTT R.H. Jr. 1964 .- Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification ? *Journ. Sedim. Petr.*, New-York, 34 : 625-632.

DUNOYER DE SEGONZAC G. 1969 .- Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 29 : 1-320.

DZULINSKY S. 1963 .- Directional structures in flysch. *Studia geol. Polonica*, 12 : 1-136, Warszawa.

ESQUEVIN J. 1969 .- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, 3 : 147-154.

FENNER C.N. 1920 .- The Katmaï region, Alaska and the great eruption of 1912. *Journ. Geol. U.S.A.*, 18, n° 7.

FENNER C.N. 1948 .- Incandescent tuff-flow in Southern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.* New-York, 59 : 879-893.

FISHER R.V. 1961 .- Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, New-York, 74 : 391-406.

FISHER R.V. 1966 .- Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sci. Rev.*, 1 : 287-298, Netherlands.

FOURMARIER P., PELHATE A. et AUVRAY B. 1965 .- Schistosité et granitisation dans le synclinorium de Laval et ses abords. *Mém. Acad. royale Belgique*, Bruxelles, XXXV, 3 : 1-60.

FOURMARIER P. et PELHATE A. 1968 .- La profondeur originelle du front supérieur de schistosité à l'endroit du Bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 267 : 931-934.

GALL J.C. 1971 .- Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, n° 34, 318 p.

GIBSON I.L. et TAZIEFF H. 1967 .- Additional theory of origin of fiamme in ignimbrites. *Nature*, London, 215 : 1473.

GILBERT C.M. 1955 .- *in* Williams H.G., Turner F.J. and Gilbert C.M. : Petrography, San Francisco, 406 p.

GRANGE L.I. 1937 .- The geology of the Rotorua, Taupo subdivision. *New Zeal. geol. Surv. Bull.*, 37.

HÄNTZSCHEL W. 1936 .- Lie Schichtungs - Formen rezenter Flachmeer - Ablagerungen im Jade - Gebiet. *Senckenbergiana*, Frankfurt am Main, 18 : 316-356.

HJELMQUIST S. 1955 .- On the occurence of ignimbrites in the precambrian. *Sveriges geol. undersökning*, 49, 2, (c), 542 : 3-12.

IDDINGS J.P. 1899 .- Geology of the Yellowstone National Park. *U.S. Geol. Survey*, 32, 2 : 356-430.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (I.S.S.C.) 1972 .- An international guide to stratigraphic classification terminology and usage. Introduction and summary. Report n° 7, H.D. Hedberg éd., *Lethaeia*, Oslo, 5 : 283-295.

JANNETAZ E. 1880 .- Sur une roche appelée "Stéatite" par Blavier. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), VIII : 276.

JANNETAZ E. 1880 .- Sur une roche à pinite de Changé (Mayenne). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, III : 82.

JANNETAZ E. 1882 .- Sur la roche de Changé. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 47.

JUTEAU Th. et ROCCI G. 1974 .- Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype. *in Spilites and spilitic rocks*, I.U.G.S., G.C. Amstutz ed., Springer Verlag.

KARCHE J.P. 1972 .- Contribution à l'étude géologique de la Montagne d'Ambre et des régions voisines du Nord de Madagascar. *Thèse*, Besançon, 3 vol. ronéo, 383 p.

KLEIN Cl. 1960 .- La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris (7), II : 768-778.

KLEIN Cl. 1973 .- Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. *Thèse. Assoc. publ. Univ. Strasbourg*, Fondation Baulig, t. XII, 882 p.

KLEIN Cl. et TRICHET J. 1968 .- Sur les blaviérites normandes et mancelles. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 267 : 2268-2271.

KONTA J. 1968 .- Proposal for uniform boundaries between main sizes categories of clastic residual, sedimentary and volcanic rocks. *Proc. 28 rd. intern. geol. Congr.* Tchécoslovaquie, part 8 : 73-84.

KUENEN P.H. 1953 .- Significant features of graded bedding. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 37 : 1044-1066.

LACROIX A. 1930 .- Remarque sur les matériaux de projection des volcans. *Livre jubilaire Soc. géol. Fr.*, 2 : 431-472.

LANG J., LUCAS G. et MATHIEU R. 1973 .- Le domaine benthique littoral de la Baie du Mont-Saint-Michel (Manche). Exemple d'environnement sédimentaire détritique marin actuel. *Sci. Terre*, Nancy, XVIII, 1 : 19-78.

LANTEAUME M., BEAUDOIN B. et CAMPREDON R. 1967 .- Figures sédimentaires du flysch "Grès d'Anot" du synclinal de Peira-Cava. *Ed. C.N.R.S.*, Paris, 97 p.

LAPPARENT J. De 1909 .- Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Thèse*, Paris. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 32 : 174-304.

LARDEUX H., CHAUVEL J.-J., HENRY J.-L., MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P. et ROBARDET M. 1974 .- Evolution géologique du Massif armoricain au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens. *Coll. C.N.R.S. "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale"*. Rennes 1974 (sous presse).

LE CORRE Cl. 1969 .- Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). *Thèse 3ème cycle*, Orsay, 116 p.

LE CORRE Cl. 1975 .- Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XVII : 547-553.

LE CORRE Cl. 1976 .- Evolution structurale et métamorphique du Briovérien et du Paléozoïque de Bretagne centrale. *Thèse*, Rennes (à paraître).

LOMBARD A. 1956 .- Géologie sédimentaire. Les séries marines. *Masson et Cie*, Paris, 722 p.

LOMBARD A. 1963 .- Stratonomie des séries du flysch. *Eclog. Geol. Helv.*, 56, 2 : 482-511.

LOMBARD A. 1966 .- La stratification. Révision, critique et essai de théorie génétique. *Eclog. Geol. Helv.*, 58, 1 : 135-155.

LOMBARD A. 1972 .- Séries sédimentaires. Genèse, évolution. *Masson et Cie*, Paris, 425 p.

MAC KEE E.D. 1957 .- Primary structures in some recent sediments. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, New-York, 41 : 1704-1747.

MARSHALL P. 1932 .- Notes on some volcanic rocks of the North Island of New-Zealand. *New Zealand Journ. of Sc. and Techn.*, XIII, 4.

MARSHALL P. 1935 .- Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Roy. Soc. New-Zealand Trans.*, 64 : 323-366.

MAXON J.H. et CAMPBELL I. 1935 .- Stream fluting and stream erosion. *Journ. Geology*, Chicago, 43 : 729-744.

MICHEL-LEVY A. 1896 .- Etude pétrographique des albitophyres du bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 72 : 264.

MILON Y. 1923 .- Niveau marin dans le Culm, au Sud de Laval (Mayenne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 5 : 51.

MORZADEC P. et PARIS F. 1976 .- Confrontation des données et comparaison des successions eodévoniennes d'Europe et d'Afrique du Nord *in* les Schistes et Calcaires éodévoniens de Saint-Céneré (Massif armoricain, France) : sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 19 : 7-14.

MUNIER-CHALMAS E. 1881 .- Sur une roche nouvelle (blaviérite) des environs de Changé près de Laval. *Bull. Soc. Et. Sc. Angers*, XI, XII : 360-363.

OEHLERT D. 1882 .- Notes géologiques sur le département de la Mayenne. *Bull. Soc. Et. Sc. Angers*, 148 p., impr. Germain et Grassin, Angers.

OEHLERT D. 1887 .- Sur les oscillations qui se sont produites pendant la période primaire dans le Bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 102 : 528-529.

OEHLERT D. 1894 .- Bassin de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 38, VI : 37-39.

OEHLERT D. 1895 .- Notice explicative sur la feuille géologique de Château-Gontier. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest France*, V : 79-92 (en collaboration avec le Dr L. BUREAU).

OEHLERT D. 1896 .- *Carte géologique détaillée de la France au 80 000e.* Feuille 91, Château-Gontier (en collaboration avec le Dr L. BUREAU).

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1896 .- Sur le gisement de quelques roches éruptives et métamorphiques du bassin de Laval. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 112 : 263-264.

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1898 .- Feuille de la Flèche. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 63, X, (1898-1899) : 49-50.

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1900 .- Feuille de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, XI : 112.

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1900 .- Livret-guide des excursions en France (VI - Mayenne et Sarthe) du VIIIème Congrès Géologique International, Paris, 1900.

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1904 .- Observations au sujet d'une note de M. Ch. Pellegrin sur la géologie du bassin de Laval. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (4), IV : 687-695.

OEHLERT D., OEHLERT P. et BIGOT A. 1905 .- Feuille "Laval" de la carte géologique détaillée de la France. Notice explicative. *Bull. Soc. linn. Normandie*, Caen, (5), IX : 225-246.

OEHLERT D., OEHLERT P. 1906 .- *Carte géologique détaillée de la France au 80 000e.* Feuille 76, Laval (en collaboration avec A. BIGOT et MATTE).

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1909 .- Livret-guide de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne (28 Août - 7 Septembre), 24 p.

OEHLERT D. 1911 .- *Carte géologique détaillée de la France au 80 000e.* Feuille 92, La Flèche (en collaboration avec A. BIGOT, MATTE et P. BIZET).

OEHLERT D. et OEHLERT P. 1912 .- Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne (28 Août - 7 Septembre 1909). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (4), IX, (1911) : 545-675.

PANTO G. 1963 .- Ignimbrites of Hungary with regards to their genesis and classification. *Bull. volcanol.*, 25 : 175. Italy.

PARIS F. 1971 .- Etude géologique de la terminaison orientale du Ménez-Bélair (Synclinorium médian armoricain). *Thèse 3ème cycle*, Rennes, 141 p.

PARIS F. 1971 .- L'Ordovicien du Synclinorium du Ménez-Bélair (Synclinorium médian armoricain). Ses caractères et sa place dans la paléogéographie centre armoricaine. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, XCI, 4 : 241-251.

PARIS F. 1976 .- Les formations siluriennes du Synclinorium du Ménez-Bélair ; comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. B.R.G.M.* (2), (à paraître).

PARSONS W.H. 1969 .- Criteria for the recognition of volcanic breccias : review. *In* "Igneous and metamorphic geology". *Geol. Soc. America Mem.*, 115 : 263-304.

PELHATE A. 1962 .- La découverte de Conodontes et sa signification stratigraphique dans le Carbonifère du bassin de Laval-Sablé (Est du Massif Armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 254 : 716-717.

PELHATE A. 1964 .- Présence de *Koninckopora inflata* (de KONINCK) WOOD 1943 (Algue) dans les calcaires viséens du bassin de Laval (Mayenne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7 : 263.

PELHATE A. 1964 .- La sédimentation du Culm dans la partie orientale du Massif Armoricain. *C.R. 5e Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, Paris 1963, 2, 657-666.

PELHATE A. 1965 .- La découverte d'association de Foraminifères dans les calcaires viséens du bassin de Laval permet l'établissement d'une échelle chronostratigraphique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 260 : 5316-5319.

PELHATE A. 1967 .- Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif Armoricain. Stratigraphie, Sédimentologie, Evolution paléogéographique. *Thèse*, Rennes. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 1971, 15, 315 p.

PELHATE A. 1971 .- Stratigraphie et paléogéographie du Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif armoricain. *C.R. 6ème Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, Sheffield, 1967, IV : 1349-1358.

PENEAU J. 1936 .- Présence d'Estheria dans les schistes attribués au Gothlandien du Synclinal de Laval. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest France*, 5, VI : 219-226.

PETTIJOHN F.J. 1954 .- Classification of sandstones. *Journ. Geology*, Chicago, 62 : 360-365.

PETTIJOHN F.J. et POTTER P.E. 1964 .- Atlas and glossary of primary sedimentary structures. *Springer Verlag*. 370 p.

PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. et SIEVER R. 1972 .- Sand and Sandstones. *Springer Verlag*, Berlin - Heidelberg - New-York, 618 p.

PHILIPPOT A. 1950 .- Les Graptolites du Massif Armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. *Thèse*, Rennes. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, VII, 295 p.

PHILIPPOT A. 1964 .- Le Ludlovien en Bretagne. Faune de Graptolites et relations visibles avec le Gédinnien. Colloque sur le Dévonien inférieurs et ses limites, Rennes, 16-24 Septembre 1964. *Mém. B.R.G.M.*, n° 33 : 188-194.

QUETE Y. 1975 .- L'évolution géodynamique du Domaine Centre Armoricain au Paléozoïque inférieur : l'Ellipse de Réminiac. *Thèse 3ème cycle*, Rennes, 107 p.

RACHEBOEUF P.R. 1974 .- Chonetacea (Brachiopodes) du Dévonien inférieur du Bassin de Laval (Massif Armoricain). *Thèse 3ème cycle*, Rennes, 164 p.

RAGUIN E. et ZVEREFF R. 1946 .- Roches éruptives du Bassin de Laval (Mayenne) et des environs de Sablé (Sarthe). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (5), XVI : 313-321.

REINECK H.E. 1958 .- Longitudinale Schrägschichten im Watt. *Geol. Rund.*, Stuttgart, 47 : 73-82.

REINECK H.E. 1960 .- Über Zeitlücken in rezenten Flachsee - Sedimenten. *Geol. Rund.*, Stuttgart, 49 : 149-161.

REINECK H.E. 1961 .- Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt. *Senckenberg. leth.*, Frankfurt am Main, 42 : 51-67.

REINECK H.E. et WUNDERLICH F. 1968 .- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, Amsterdam, 11 : 99-104.

REINECK H.E. et SINGH I.B. 1974 .- Depositional Sedimentary Environments. *Springer Verlag*, Berlin - Heidelberg - New-York, 439 p.

RENAUD A. 1942 .- Le Dévonien du Synclinorium médian Brest-Laval. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, VII, I (Stratigraphie), 184 p. ; II (Paléontologie) 385 p.

RENAUD A. 1964 .- Le Dévonien inférieur du Synclinorium médian armoricain. Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, Rennes, 16-24 Septembre 1964 . *Mém. B.R.G.M.*, (1967), n° 33 : 329-337.

RENAUD A. 1967 .- Le Dévonien du Massif armoricain. *Int. Symp. Devonian system.*, I : 139-142. Calgary.

RENAUD A., PHILIPPOT A., GIOT P.R. et BOLELLI E. 1946 .- Révision de la feuille de La Flèche au 80 000e. Partie armoricaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 221, XLVI : 45-53.

RITTMANN A. 1963 .- Les volcans et leur activité. *Masson et Cie*, Paris, 461 p.

ROSS C.S. et SMITH R.L. 1961 .- Ash-Flow Tuffs : their Origin, Geologic Relations and Identification. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 366 : 1-80.

SAGON J.P. 1966 a .- Orogenèse hercynienne précoce et volcanisme dans le Sud-Est du bassin de Châteaulin (Côtes-du-Nord). *91ème Cong. nat. Soc. Sav.*, Rennes, 2 : 299-311.

SAGON J.P. 1966 b .- Précision sur le volcanisme acide dinantien à l'Ouest de la butte Saint-Michel (région de Saint-Martin-des-Près (Côtes-du-Nord)). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), VIII : 766-768.

SAGON J.P. 1967 .- Sur la complexité du volcanisme dinantien dans la partie orientale du bassin de Châteaulin ; découverte d'une série spilite-kératophyre dans la région de Saint-Martin-des-Prés (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 264 : 1561.

SAGON J.P. 1969 .- Le volcanisme dinantien de la partie orientale du bassin de Châteaulin, région de Saint-Martin-Allineuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XI : 561-573.

SAGON J.P. et DUNOYER DE SEGONZAC G. 1972 .- La cristallinité des micas dans les schistes paléozoïques et briovériens du Bassin de Châteaulin (Massif Armoricain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 275 : 1023-1026.

SCHERMERHORN L.J.G. 1973 .- What is keratophyre ? *Lithos*, 6 : 1-11.

SKEVINGTON D. et PARIS F. 1975 .- Les Graptolithes de la formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XVII : 260-266.

STILLE H. 1928 .- Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. *Zeitsch. der Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 80, Abh. 1 : 1-24.

TAZIEFF H. 1969 .- Mechanisms of ignimbrite eruption. *In Mechanism of igneous intrusion*, Newall G. and Rast N. Gallery Press, Liverpool.

TROMELIN G. de et LEBESCONTE P. 1876 .- Observations sur les terrains primaires du Nord du département d'Ille-et-Vilaine et de quelques autres parties du massif breton. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), IV : 583-623.

TWENHOFEL W.H. 1939 .- Principles of sedimentation. 1 st. edition. *Mc. Graw Hill*, New-York - London, 673 p.

TWENHOFEL N.H. 1950 .- Principles of sedimentation. *Mc Graw Hill*, New-York, 673 p.

VALLANCE T.G. 1969 .- Spilites again. *Proc. Linn. Soc. New. South Wales*, 94, I : 8-51.

VANDERNOTTE L. 1913 .- Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure Sud-Est du Massif armoricain. *Thèse*, Paris, 188 p.

VAN EYSINGA F.W.B. 1970 .- Stratigraphic terminology and nomenclature ; a guide for editors and authors. *Earth Sc. Rev.*, 6 : 267-288, Netherlands.

VAN STRAATEN L.M.J.U. 1954 .- Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). *Geol. Mijnbouw*, 16 : 25-47.

VINCENT P.M. 1960 .- Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). *Thèse*, Paris, *Mém. B.R.G.M.*, n° 23, 1963.

VINCENT P.M. 1963 .- Le volcanisme ignimbritique du Tibesti occidental (Sahara Tchadien). Essai d'interprétation dynamique. *Bull. volcanol.*, XXVI : 259-272, Italie.

VLODAVETZ V. I. 1966 .- The problem of Tufflavas and Ignimbrites. *In* Earl F. Cook : *Tufflavas and ignimbrites*, *Elsevier*, New-York : 1-15.

VLODAVETZ V.I., MALEYEV Y.F., PETROV V.P., GAPEYEV G.M., KHABAKHOV A.V., FROLOVA T.I., MILLER Y.Y., DZOTSENIDZE G.S., SHIRINYAN R.G. et KVASHA L.G. 1963 .- Draft of the proposal submitted to the commission of the classification of pyroclastic rocks elected at the First All-Union Volcanology Conference. *Intern. Geol. Rev.*, 5 (5) : 516-524.

VUAGNAT M. 1946 .- Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. *Schw. Miner. Petr. Mitt.*, Zürich, 26 : 116-228.

WENTWORTH C.K. et WILLIAMS H. 1932 .- The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *Natl. Acad. Sc. - Natl. Res. Council*, 89 : 19-53.

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

WILLIAMS H.G., TURNER F.J. et GILBERT C.M. 1955 .- Petrography. San Francisco, 406 p.

WRIGHT A.E. et BOWES D.R. 1963 .- Classification of volcanic breccias. A discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74 : 79-86.

Additif :

CARPENTIER A. 1925 .- Empreintes végétales du Carbonifère de la Sarthe et de la Mayenne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, (6) : 84-87.

SAGON J.P. 1976 .- Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). Stratigraphie, Volcanisme, Métamorphisme, Tectonique. *Thèse*, Paris VI, 671 p.

Ng

0 1 2 3km

la grange
la plaine
L'HUISSERIE
la grande roche
FORCÉ
bonne
MONTIGNÉ
PARNÉ
ENTRAMMES
la pommeraie
Montebert
NUILLÉ
Tubœuf
le roseau
MAISONCELLES
le fresne
ORIGNÉ
la fosse
VILLIERS
HOUSSAY
la mayenne
ORUILLÉ

LÉGENDE

- n — plan de stratification (S0) (n. indique la valeur du pendage).
- S0 horizontale
- S0 verticale
- plan de fluidalité dans les volcanites
- n — plan de schistosité (Se)
- Se verticale
- axe de pli
- linéation L S0∧Se
- axe synclinorial
- faille
- zone cataclasée

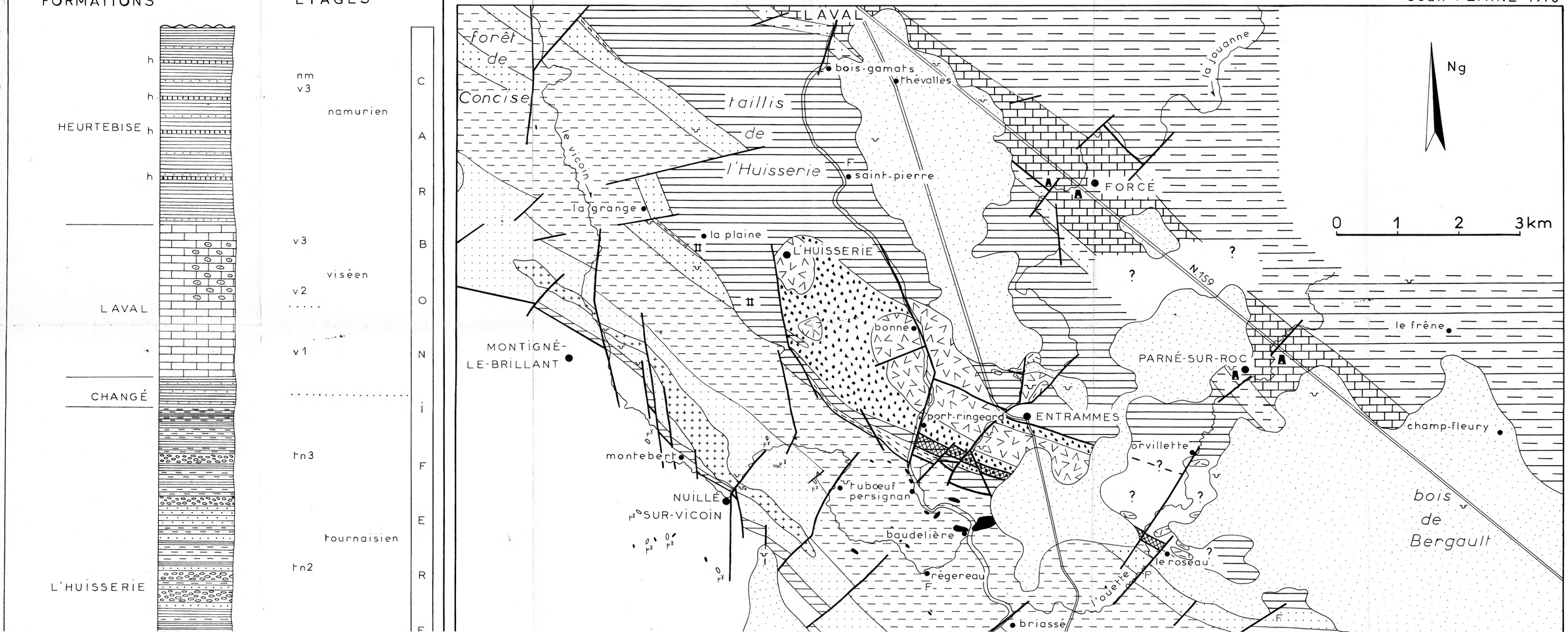
CARTE STRUCTURALE à 1/25 000 ème

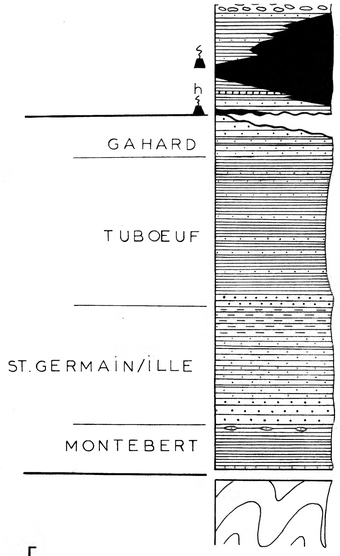
Jean PLAINE 1976

BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM DE LAVAL

CARTE GÉOLOGIQUE INTERPRÉTATIVE à 1/25 000 ème

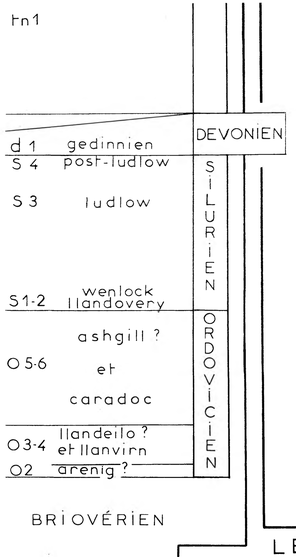
Jean PLAINE 1976

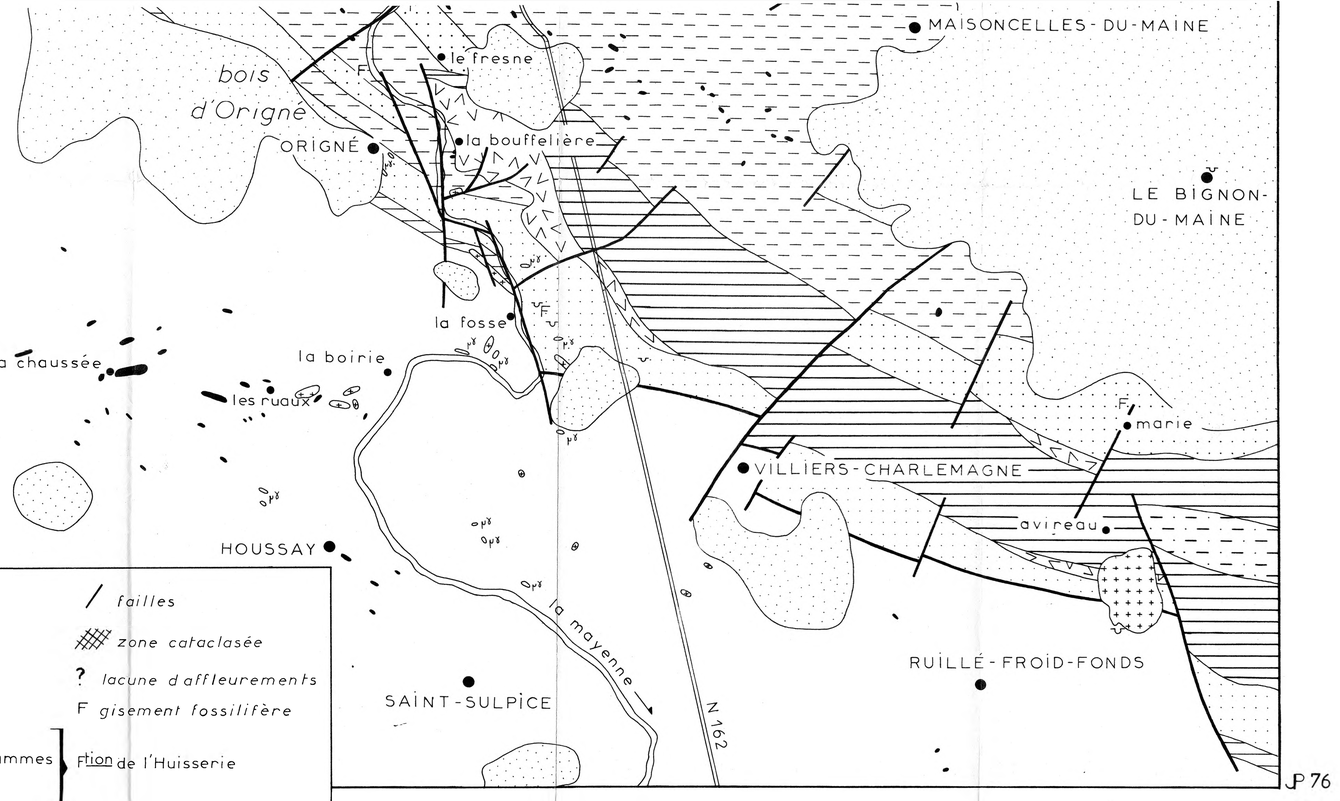




- calcaires crinoïdiques
- calcaires
- siltstones
- h siltstones charbonneux
- grès à débit psammitique
- grès
- conglomérats
- volcanites

Carbonifère d'après A. PELHÂTE, 1974

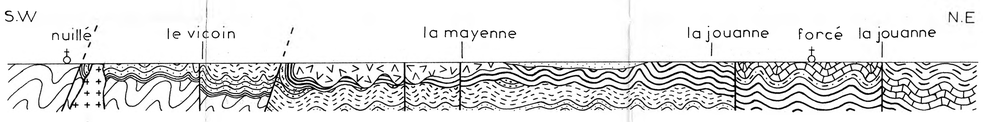




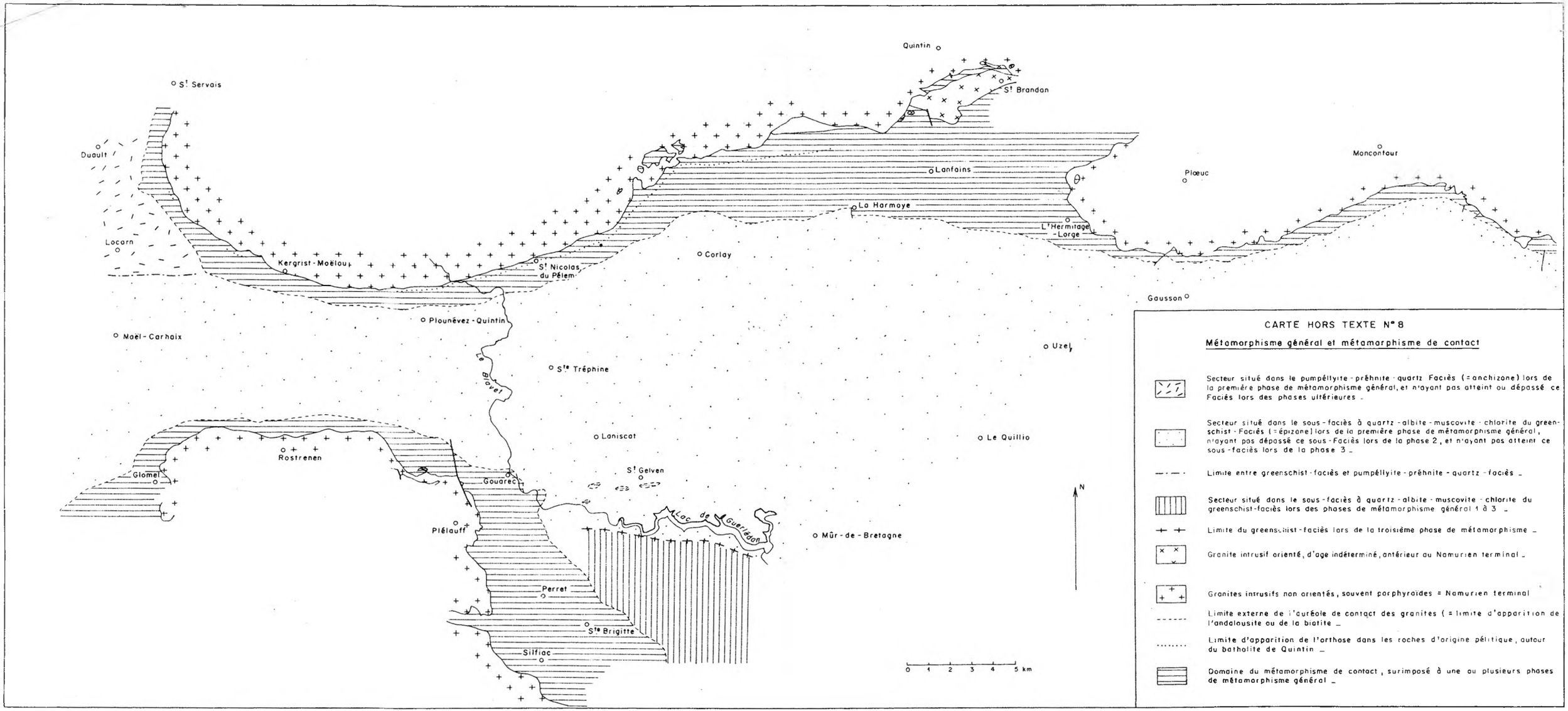
LÉGENDE

- formations de couverture
- Formation de Heurtebise
- Formation de Laval
- Formation de Changé
- a. volcanoclastites, b. ignimbrites-rhyolites } Membre d'Entrammes } Ftion de l'Huisserie
- blaviérite
- Formation de Gahard
- Formation de Tubœuf
- Formation de Saint-Germain-sur-Ille
- Formation de Montebert
- Formations briovériennes

- failles
- zone cataclasée
- ? lacune d'affleurements
- F gisement fossilifère
- Quartz-kératophyres
- μγ Microgranites
- "Diabases"
- anciens puits de mines
- carrières
- anciens fours à chaux



coupe perpendiculaire aux structures, de Nuillé/Vicoin à Forcé. (hauteurs exagérées)



CARTE HORS TEXTE N° 8

Métamorphisme général et métamorphisme de contact

Secteur situé dans le pumpéllyite - prêhnite - quartz Faciès (= anchizone) lors de la première phase de métamorphisme général, et n'ayant pas atteint ou dépassé ce Faciès lors des phases ultérieures _

Secteur situé dans le sous - faciès à quartz - albite - muscovite - chlorite du greenschist - Faciès (= épizone) lors de la première phase de métamorphisme général, n'ayant pas dépassé ce sous - Faciès lors de la phase 2, et n'ayant pas atteint ce sous - faciès lors de la phase 3 _

Limite entre greenschist - faciès et pumpéllyite - prêhnite - quartz - faciès _

Secteur situé dans le sous - faciès à quartz - albite - muscovite - chlorite du greenschist - faciès lors des phases de métamorphisme général 1 à 3 _

Limite du greenschist - faciès lors de la troisième phase de métamorphisme _

Granite intrusif orienté, d'age indéterminé, antérieur au Namurien terminal _

Granites intrusifs non orientés, souvent porphyroïdes = Namurien terminal

Limite externe de l'auréole de contact des granites (= limite d'apparition de l'andalousite ou de la biotite _

Limite d'apparition de l'orthose dans les roches d'origine pélitique, autour du batholite de Quintin _

Domaine du métamorphisme de contact, surimposé à une ou plusieurs phases de métamorphisme général _