



HAL
open science

Le volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin : position dans le contexte volcanique du sud-est de la France

Michel Le Guern

► **To cite this version:**

Michel Le Guern. Le volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin : position dans le contexte volcanique du sud-est de la France. Volcanologie. Université Nice Sophia Antipolis, 1979. Français. NNT : . tel-00822919

HAL Id: tel-00822919

<https://theses.hal.science/tel-00822919>

Submitted on 15 May 2013

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.

Michel Le GUERN

GÉOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 034550 7

**LE VOLCANISME ANDESITIQUE TERTIAIRE
DU SYNCLINAL DE SAINT-ANTONIN;
POSITION DANS LE CONTEXTE VOLCANIQUE
DU SUD-EST DE LA FRANCE.**

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
FRANCE GRENOBLE CEDEX
TEL. (03) 76 63 59 66
FAX. (03) 76 87 82 43

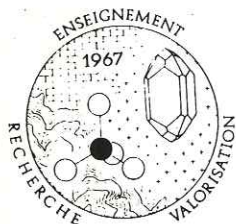
14 SEP. 1998

THÈSE DE DOCTORAT
DE SPÉCIALITÉ (3^e Cycle)

Mention : Géologie
Option : Pétrologie

1979

UNIVERSITÉ DE NICE



LABORATOIRE de PÉTROLOGIE-MINÉRALOGIE

E. R. "STABILITÉ ET REACTIVITÉ DES MINÉRAUX"

Honey
antennae

Spire.

Michel Le GUERN

**LE VOLCANISME ANDESITIQUE TERTIAIRE
DU SYNCLINAL DE SAINT-ANTONIN;
POSITION DANS LE CONTEXTE VOLCANIQUE
DU SUD-EST DE LA FRANCE.**

14 SEP. 1999

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1

INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION

15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

THÈSE DE DOCTORAT
DE SPECIALITÉ (3^e Cycle)

Mention : Géologie
Option : Pétrologie

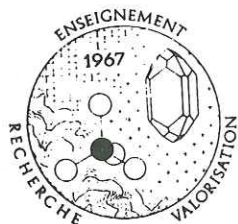
1979

10205930

UNIVERSITÉ DE NICE

LABORATOIRE de PÉTROLOGIE-MINÉRALOGIE

E. R. "STABILITÉ ET REACTIVITÉ DES MINÉRAUX"



T H E S E

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES DE
L'UNIVERSITE DE NICE

par

Michel LE GUERN

pour obtenir le titre de Docteur de 3ème cycle

Spécialité : GEOLOGIE - Mention : PETROLOGIE

"LE VOLCANISME ANDESITIQUE TERTIAIRE DU SYNCLINAL DE SAINT - ANTONIN;
POSITION DANS LE CONTEXTE VOLCANIQUE DU SUD - EST DE LA FRANCE."

Soutenue le 14 Septembre 1979 devant la Commission d'examen :

M.M. Guy TURCO	Professeur à l'Université de Nice,	PRESIDENT
Marc BOUCARUT	Professeur à l'Université de Bordeaux III,	MEMBRE
Michel GIROD	Professeur au C.G.G., Montpellier, et à l'Université Claude Bernard, Lyon,	MEMBRE
Roger CASANOVA	Maître de Conférences à l'Université d'Abidjan	MEMBRE
Jean Dominique GIRAUD	Assistant à l'Université de Nice,	MEMBRE

A Audri.

SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

INTRODUCTION

1.- DONNEES ACTUELLES SUR LE SYNCLINAL	1
1.1.- La série stratigraphique	5
1.2.- Travaux antérieurs	6
1.3.- Mise au point des connaissances	7
2.- LES FORMATIONS VOLCANIQUES DU SYNCLINAL DE SAINT - ANTONIN	9
2.1.- Localisation	9
2.2.- Cadre de l'étude	10

DEUXIEME PARTIE

DYNAMIQUE DU VOLCANISME

1.- HISTORIQUE	12
2.- CARACTERES GENERAUX	13
3.- MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTS PHENOMENES VOLCANIQUES	13
3.1.- Le dôme	13
3.2.- Les nuées ardentes	15
3.3.- Les filons	21
3.4.- Les lahars	22
4.- TEMPERATURE DE MISE EN PLACE DES NUÉES ARDENTES	22
5.- NOMBRE DE PHASES ERUPTIVES ESTIMEES	27
6.- FACTEURS FAVORISANT UNE TELLE DYNAMIQUE	30
7.- LOCALISATION DES POINTS DE SORTIE	32
9.- CONCLUSION	33

TROISIEME PARTIE

ÉTUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

1.- CARACTERES GENERAUX	34
2.- POSITION DES ROCHES VOLCANIQUES DE SAINT - ANTONIN DANS LA CLASSIFICATION DE STRECKEISEN	36
3.- LES PLAGIOCLASES	38
3.1.- Caractères généraux	38
3.2.- Les macles	39
3.3.- Basicité des plagioclases	39
3.3.1.- basicité déterminée par radiocristallographie "X"	39
3.3.2.- détermination de la basicité du plagioclase à partir de l'analyse chimique globale de la roche	40
3.3.3.- mesure de la basicité au microscope	41
3.4.- Les inclusions des plagioclases	43
3.5.- Le zonage des plagioclases	45
3.5.1.- types de zonages observés	45
3.5.2.- travaux expérimentaux sur le zonage	47
3.5.3.- hypothèses formulées sur le zonage des plagioclases	47
3.5.4.- discussion du problème	49

4.- L'AMPHIBOLE	50
4.1.- La hornblende brune	51
4.2.- La hornblende verte	51
4.3.- Transformations subies par l'amphibole	51
5.- LE CLINOPYROXENE	52
6.- L'ORTHOPYROXENE	53
7.- L'APATITE	53
8.- LES POLYMORPHES DE LA SILICE	54
9.- LA CELADONITE	54
10.- LE VERRE	55
11.- LES MINERAUX OPAQUES	55
12.- LES MINERAUX D'ALTERATION	55
13.- LES ENCLAVES	55
13.1.- Les enclaves énallogènes	56
13.2.- Les enclaves homéogènes	56
13.2.1.- les enclaves allomorphes macroscopiques	56
13.2.2.- les enclaves plésiomorphes microscopiques	57
13.2.3.- position du problème	57
14.- CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE	58
14.1.- Les caractères pétrographiques	58
14.2.- Evolution minéralogique en fonction des différents types de roche	58
14.3.- Considérations pétrogénétiques déduites de l'étude pétrographique	58

QUATRIEME PARTIE

GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

1.- MISE EN EVIDENCE DU CARACTERE CALCO-ALCALIN	60
2.- DISTRIBUTION DE FREQUENCE DES ELEMENTS CHIMIQUES MAJEURS	60
3.- LES BASALTES	65
3.1.- Caractères généraux	65
3.2.- Comparaison avec des basaltes liés à des séries calco-alcalines et des "High alumina basalts"	65
3.3.- Discussion	67
4.- LES ANDESITES s.s.	68
4.1.- Classification	68
4.2.- Comparaison avec des moyennes d'andésites	72
5.- LES DACITES	76
6.- EVOLUTION CHIMIQUE DES ELEMENTS MAJEURS AU COURS DE LA DIFFERENCIATION	76
6.1.- Le diagramme A.F.M.	76
6.2.- Variation des oxydes en fonction de l'indice de solidification	79
6.2.1. intérêt de l'utilisation de l'indice de solidification de KUNO et al. (1957)	79
6.2.2.- évolution des oxydes par rapport aux variations du S.I.	79
6.3.- Le diagramme alcalins silice	83
7.- L'ETAT D'OXYDATION	83
7.1.- Position du problème	83
7.2.- Importance du degré d'oxydation dans l'utilisation des normes	86
7.2.1.- influence sur la saturation	86
7.2.2.- relation entre le degré d'oxydation et les résultats des normes C.I.P.W. et Rittmann	86
8.- CONCLUSION	88

CINQUIEME PARTIE

ESSAI D'INTERPRETATION DE L'ORIGINE DE LA SERIE ANDESITIQUE DU SYNCLINAL DE SAINT - ANTONIN

INTRODUCTION	89
1.- PRINCIPALES HYPOTHESES SUR L'ORIGINE DES SERIES CALCO - ALCALINES	89
1.1.- Contamination d'un magma basaltique par la croûte sialique	89
1.2.- Cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique	89
1.3.- Fusion sialique	90
1.4.- Fusion partielle d'amphibolite	90
1.5.- Fusion partielle d'éclogite quartzique	90
1.6.- Fusion partielle de roches ultra-basiques du manteau supérieur	91
2.- DISCUSSION	91

SIXIEME PARTIE

SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU VOLCANISME DE SAINT - ANTONIN

1.- CADRE STRUCTURAL DU VOLCANISME	94
2.- ROLE DE LA TECTOGENESE ALPINE DANS L'ORIGINE DE LA SERIE ANDESITIQUE DU SYNCLINAL DE SAINT - ANTONIN	95
2.1.- Position du problème	95
2.2.- Application de la théorie des plaques aux Alpes occidentales	95
2.2.1. introduction	95
2.2.2. les plaques impliquées dans ce modèle	96
2.2.3. arguments favorables à l'application de la théorie des plaques dans la genèse de la chaîne des Alpes occidentales	96
2.2.4. intérêt d'une telle hypothèse dans la compré- hension de la genèse du volcanisme de Saint - Antonin	97
2.2.5. comparaison avec des suites calco-alkalines d'arcs insulaires et de marges continentales actives	98
2.2.6. discussion	104
2.3. 2.3. Arguments défavorables à la mise ne place d'un volca- nisme en relation avec une zone en subduction à l'Oligocène inférieur	105
3.- CONCLUSION	107

SEPTIEME PARTIE

ANALOGIES ENTRE LE VOLCANISME CALCO-ALCALIN DU DISTRICT LIGURE ET DU DOMAINE EXTERNE DES ALPES OCCIDENTALES AVEC LA SUITE ANDESITIQUE DU SYNCLINAL DE SAINT - ANTONIN

INTRODUCTION	108
1.- LE VOLCANISME DU CHAMPSAUR	108
2.- LE VOLCANISME DU FLYSCH DES AIGUILLES D'ARVES	108
3.- LE VOLCANISME DES GRES DE TAVEYANNAZ	110
4.- LES CINERITES DU BASSIN DE MANOSQUE - FORCALQUIER	111

5.- LE VOLCANISME CALCO-ALCALIN LIGURE	111
5.1.- Secteur du Cap d'Ail	111
5.2.- Secteur de Biot-Antibes	113
5.3.- Les pointements isolés de la chapelle Ste Pétronille et le Neck de la Villa Maure	113
5.4.- Localisation des points d'émission	113
5.5.- Dynamique du volcanisme	114
5.6.- Age du volcanisme ligure	115
6.- L'ESTERELLITE	116
7.- ANALOGIES ENTRE LE VOLCANISME DE SAINT - ANTONIN, LE VOLCANISME LIGURE ET L'INTRUSION DE L'ESTERELLITE	116
7.1.- Analogies des caractères chimiques	116
7.2.- Contemporanéité de ces manifestations calco-alcalines	118
8.- CONCLUSION	119

HUITIEME PARTIE

LE VOLCANISME ALCALIN TERTIAIRE PROVENÇAL. POSITION DANS LE CONTEXTE VOLCANIQUE REGIONAL

1.- INTRODUCTION	120
2.- LE VOLCANISME DE LA REGION TOULONNAISE	120
2.1.- Pétrographie	120
2.2.- Caractères géochimiques	124
2.3.- Mode de mise en place	124
3.- LE VOLCANISME ALCALIN DU SECTEUR LA MOLE - COGOLIN	124
3.1.- Mode de gisement	124
3.2.- Minéralogie	127
3.3.- Pétrographie	129
3.4.- Etude géochimique	129
3.4.1.- tendance à une différenciation au sein de ces laves	129
3.4.1.1.- le diagramme A.F.M.	129
3.4.1.2.- le diagramme alcalins/silice	131
3.4.1.3.- variations des oxydes en fonction du S.I.	131
3.4.1.4.- le diagramme de Yoder et Tilley	133
3.4.2.- problème mis en évidence par l'étude géochimique de ces laves	133
3.4.3.- appartenance de ces laves à la série alcaline	136
3.5.- Contexte du volcanisme	137
4.- LE NECK DE LA CHAPELLE SAINTE - ANNE	137
4.1.- Pétrographie	137
4.2.- Caractères géochimiques	138
5.- MISE EN EVIDENCE DES CARACTERES GEOCHIMIQUES COMMUNS DES LAVES ALCALINES DU DISTRICT PROVENÇAL OCCIDENTAL	138
5.1.- Le diagramme A.F.M.	138
5.2.- Le diagramme alcalins/silice	141
5.3.- Tendance évolutive	141
6.- AGE DU VOLCANISME ALCALIN TERTIAIRE DU DISTRICT PROVENÇAL OCCIDENTAL	141
7.- CONTEXTE DU VOLCANISME ALCALIN	142
8.- CONCLUSION	142

CONCLUSIONS GENERALES

143

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

GENERALITES

INTRODUCTION

I.- Données actuelles sur le synclinal

I.1.- La série stratigraphique

I.2.- Travaux antérieurs

I.3.- Mise au point des connaissances

2.- Les formations volcaniques du synclinal de Saint-Antonin

2.1.- Localisation

2.2.- Cadre de l'étude.

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

Le synclinal de Saint-Antonin appartient au domaine externe des Alpes occidentales (Figure n° 1) et est bien individualisé au Sud du dôme de Barrot à l'intérieur de l'arc de Castellane dont il représente le plus vaste des synclinaux nummulitiques (Figure n° 2).

C'est une vaste cuvette allongée d'Est en Ouest sur plus de vingt et un kilomètres, qui atteint quatre kilomètres dans sa plus grande largeur, bordée au Sud par la Montagne des Miolans qui se prolonge par la crête de Sauma-Longa et au Nord par la Montagne de Gourdan.

Les formations nummulitiques à dominante marneuse et sableuse donnent un relief peu accusé permettant l'existence de quelques champs et quelques pâturages tandis que les zones boisées correspondent aux ensembles conglomératiques intercalés dans les formations détritiques tertiaires. Les formations volcaniques sont représentées par des zones le plus souvent dénudées.

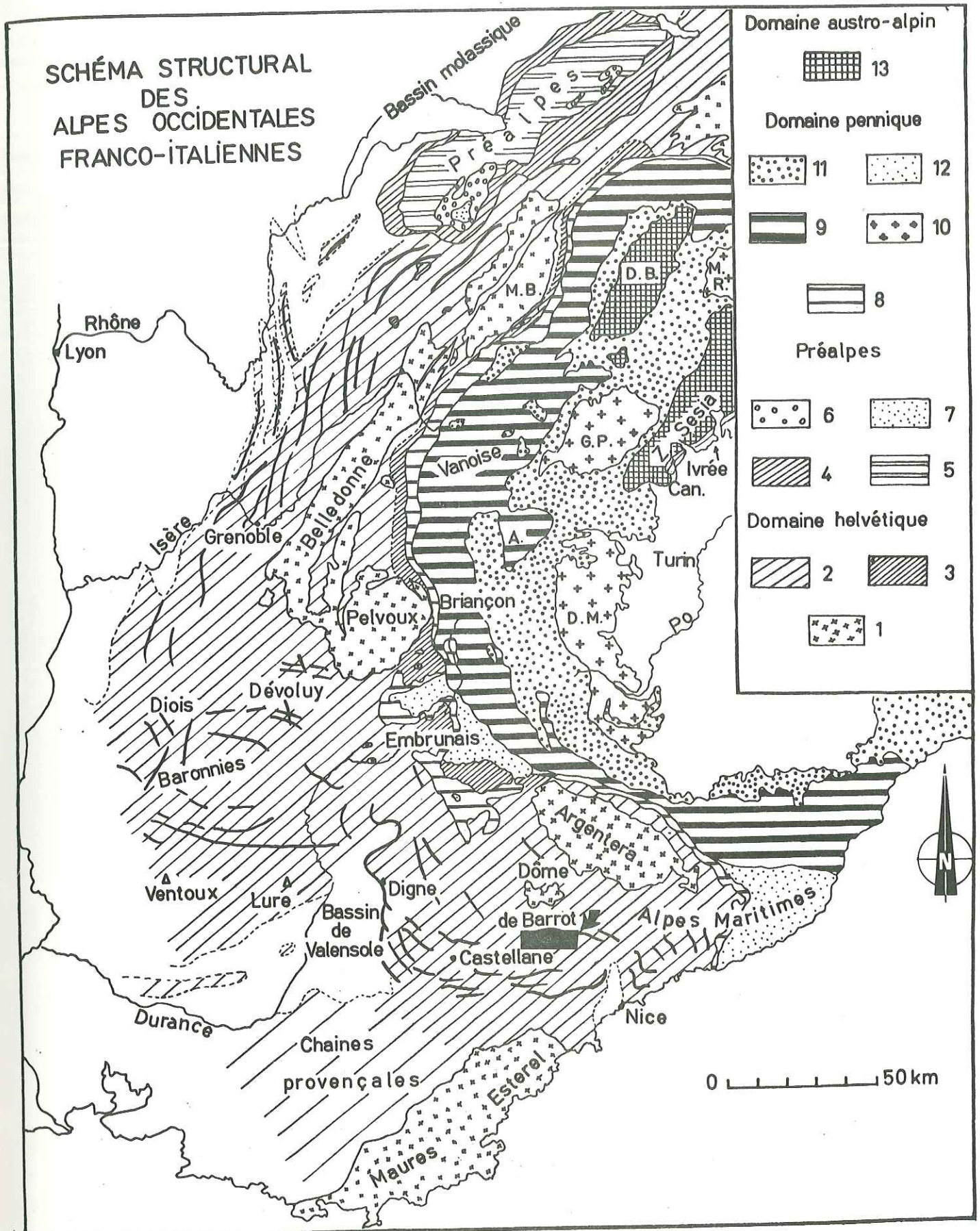


Figure 1 - Position du synclinal de Saint - Antonin dans le cadre des Alpes occidentales Franco - Italiennes

Schéma emprunté à J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1964)

DOMAINE EXTERNE (HELVETIQUE)

- 1.- Massifs cristallins externes
- 2.- Couverture dauphinoise des massifs cristallins externes
(chaînes subalpines, etc.)
- 3.- Zones ultra-dauphinoise et ultra-helvétique

PREALPES

- 4.- Nappes ultra-helvétiques
- 5.- Nappe des préalpes médianes
- 6.- Nappe de la Brèche
- 7.- Flysch exotique des Gêts

DOMAINE PENNIQUE

- 8.- Zone subbriançonnaise
- 9.- Zone briançonnaise
- 10.- Massifs cristallins internes
- 11.- Schistes lustrés
- 12.- Nappe du flysch à Helminthoïdes

DOMAINE AUSTRO-ALPIN

- 13.- Nappe de la Dent-Blanche

LEGENDE de la Figure n°1

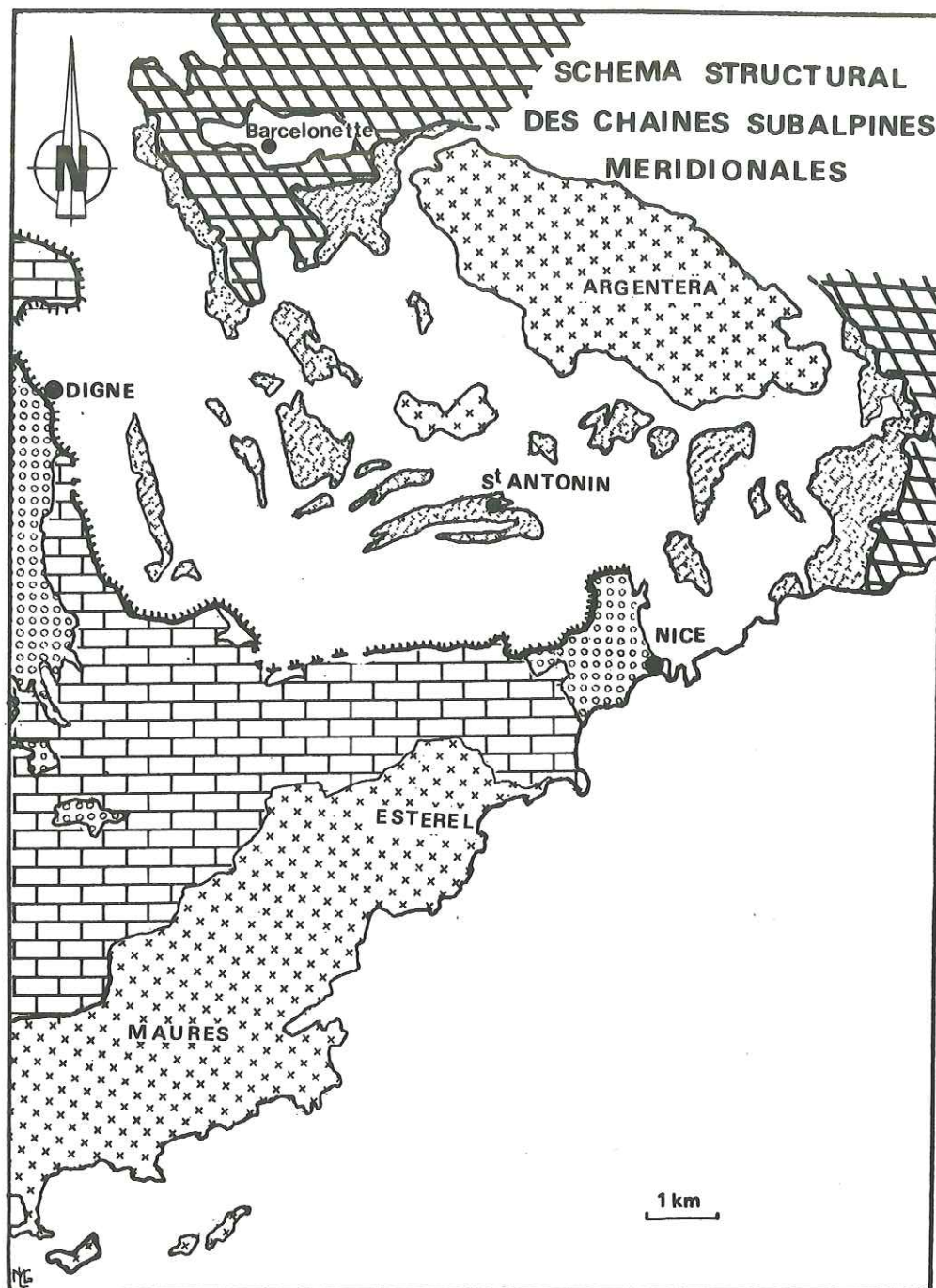









Figure 2 : Position du synclinal de Saint - Antonin dans le cadre des chaînes subalpines méridionales.

-  Chaînes provençales et autochtone
-  Tertiaire de l'autochtone
-  Nappe de Digne
-  Tertiaire de la nappe de Digne
-  Nappes de l'Embrunais - Ubaye et des Alpes - Maritimes franco-italiennes
-  Massifs cristallins et leur tégument
-  Contact anormal de la nappe de Digne et des chevauchements des arcs de Castellane et de Nice

I.- DONNEES ACTUELLES SUR LE SYNCLINAL

I.1.- La série stratigraphique

La série débute par un niveau de calcaire nummulitique massif et conglomératique à la base, d'épaisseur de 20 à 40 m. Il repose directement sur le Crétacé supérieur marno-calcaire, ou sur des couches "infra nummulitiques" à conglomérat à *Microcodium*. Puis, des calcaires argilo-sableux, devenant plus marneux au sommet, constituent les termes de passage entre le calcaire nummulitique de base et le Priabonien représenté par une série essentiellement marneuse avec des intercalations de grès calcaires à leur partie supérieure. La série conglomératique qui lui fait suite a été divisée en trois formations par J. BODELLE (1971).

La première formation conglomératique ravine les marnes priaboniennes sous jacentes, dans la partie orientale du synclinal, alors que dans la partie occidentale, il y a un passage continu.

La deuxième formation se caractérise par sa couleur brune, par la présence de minéraux et de galets d'origine volcanique, par sa réduction ou son absence sur le flanc Nord du synclinal.

La troisième formation constitue le coeur du synclinal et diffère des deux précédentes par ses caractères sédimentologiques, la nature et les proportions relatives des galets du conglomérat.

Le volcanisme s'est manifesté pendant le dépôt de la deuxième formation détritique et il est représenté actuellement sous la forme de brèches volcaniques monogéniques ou par des galets épars dans la série sédimentaire.

I.2.- Travaux antérieurs

Les auteurs précédents se sont attachés essentiellement à l'étude de la série sédimentaire et aux problèmes posés par la recherche de la patrie des galets du conglomérat. Je renvoie le lecteur intéressé par ces problèmes au travail de J. BODELLE (1971) dans lequel il est fait un historique très

détaillé car, je me suis contenté de citer les auteurs dont les travaux ont porté sur le volcanisme.

- L. BERTRAND (1898) a repris une observation de POTIER (dans la légende de la carte géologique au 80.000ème d'Antibes qui signalait l'existence d'une roche indentique à celle rencontrée à Biot - Villeneuve Loubet). Il en a conclu que les roches volcaniques de Saint Antonin proviennent des roches volcaniques du littoral niçois.

- A.F. de LAPPARENT (1938) interprète différemment l'origine des "blocs andésitiques" en constatant que la série détritique de Saint Antonin est Oligocène et que les "affleurements de Biot - Antibes sont Miocènes", il en conclut que la patrie de ces blocs n'est pas à rechercher dans cette zone, "il n'en reste pas moins que l'origine de ces blocs andésitiques est totalement inconnue". Il remarque également la similitude entre les roches volcaniques du Champsaur et celles de Saint-Antonin.

- C'est à J. GOGUEL (1952) que l'on doit la mise en évidence du caractère autochtone des brèches volcaniques et l'idée d'une origine locale des produits dont il apparaît invraisemblable qu'un neck ait pu échapper à l'observation dans les zones environnantes, on ne peut, me semble-t-il, envisager que deux hypothèses : le culot volcanique a été masqué par l'un des chevauchements ou, plus vraisemblablement, il se trouvait dans la partie centrale du synclinal, où il aurait été masqué par les dépôts les plus récents". Il note également le caractère analogue avec les "tufs labradoriques de Biot" ainsi qu'avec "la roche éruptive dont on retrouve les fragments remaniés dans les grès mouchetés du Champsaur".

- B. BIJU-DUVAL (1953), dans un travail de D.E.S., réalise une étude des formations volcaniques.

- J. VERNET (1964), à partir de nouvelles observations, constate que les "tufs volcaniques" appartiennent à une formation discordante sur une formation de sables clairs (la première formation de J. BODELLE, 1971) et

il conclut : "seuls les sables clairs seraient Oligocènes. L'épisode volcanique encadré par deux phases tectoniques vigoureuses, pourrait dater du Miocène inférieur, comme le volcanisme du littoral alpin maritime". En 1966, à la suite d'une note de J. BODELLE *et al.* sur l'âge des sables et conglomérats du synclinal de Saint-Antonin, il admet un âge Pirabonien pour la formation volcanique et la met en parallèle avec le volcanisme du Champsaur.

- C. ALSAC, J. BOCQUET et J. BODELLE (1969) effectuent une étude préliminaire des roches volcaniques du synclinal. Ils constatent que "la connaissance pétrographique de ces roches" a peu progressé "vraisemblablement parce que leur similitude avec l'ensemble des roches volcaniques qui affleurent plus au Sud et au Sud-Est, roches déjà bien étudiées, était assez frappante pour ne pas encourager le chercheur à des travaux supplémentaires". Leur étude, tant pétrographique que chimique, a permis de mettre en évidence les caractères essentiels de ces laves et de les apparenter aux "andésites et aux dacitoïdes". Ils concluent : "les galets de lave des conglomérats de Saint-Antonin, calco-alcalins, de type quartzique à quartzifère, moyennement acides, mais sans quartz exprimé, appartiennent à un même phénomène volcanique". Ils rapprochent les roches volcaniques des manifestations volcaniques des bassins détritiques tertiaires des Alpes externes.

- J. BODELLE (1971) reprend ces résultats et place le volcanisme dans le contexte sédimentaire du synclinal en y donnant une cartographie détaillée des affleurements. Il attribue au volcanisme un âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur tout en remarquant que la limite Eocène-Oligocène ne peut être placée avec précision dans cette région. Il souligne le caractère explosif du volcanisme mais suppose une mise en place des brèches volcaniques sous forme de lahars.

I.3.- Mise au point des connaissances

Les travaux précédents ont :

- mis en évidence le caractère autochtone du volcanisme
- localisé les affleurements volcaniques

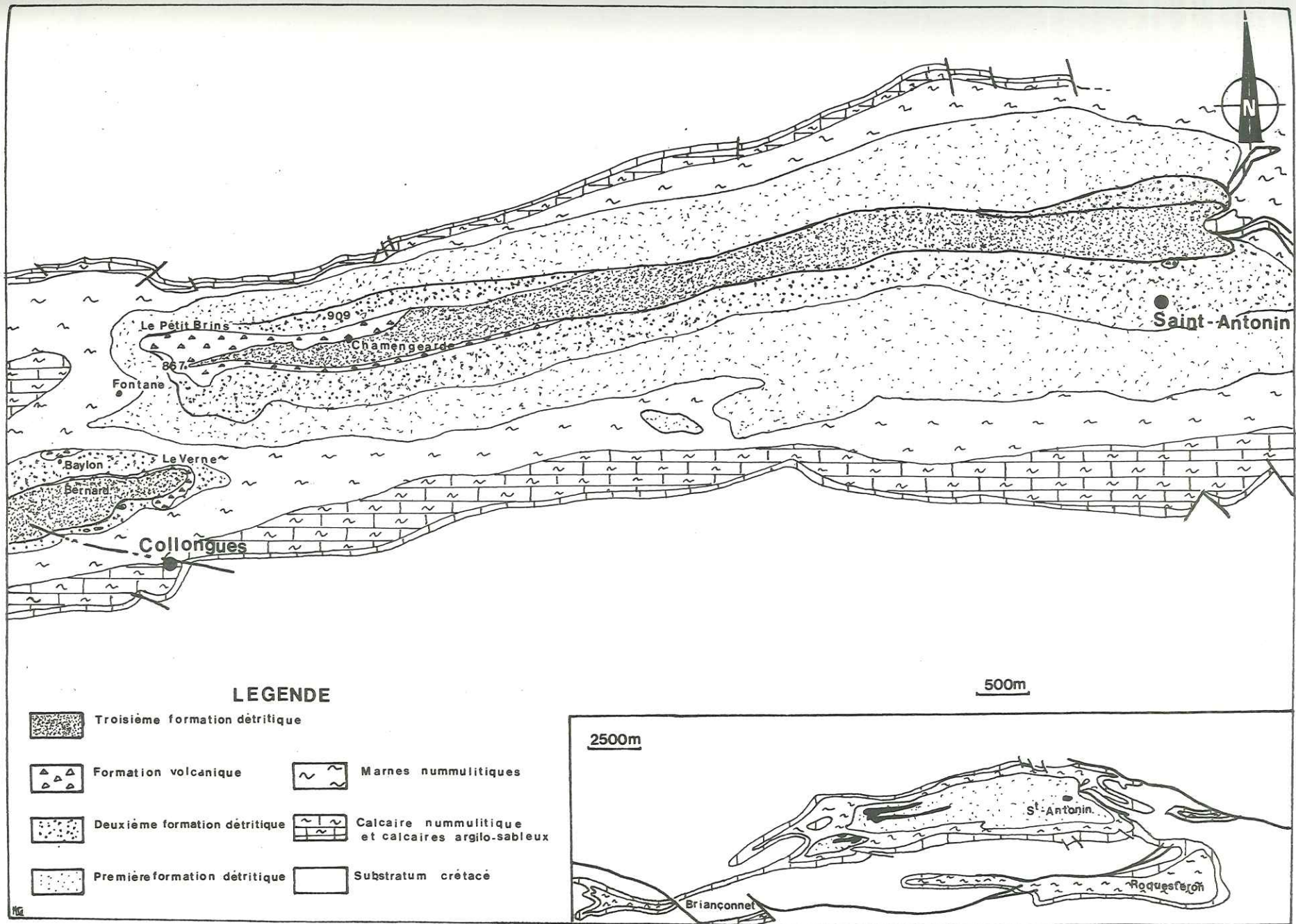


Figure 3 : Carte au 1/50.000^e du synclinal de Saint - Antonin, d'après Bodelle (1971) modifié.

- cerné l'âge du volcanisme
- permis une approche de leurs caractères pétrographiques et chimiques

L'étude des formations volcaniques que j'ai entreprise a eu pour but de :

- mettre en évidence la dynamique du volcanisme
- de dégager les caractères pétrographiques des laves
- mettre en évidence les caractères géochimiques et les tendances évolutives au sein de ces roches
- replacer le volcanisme dans le cadre des Alpes occidentales
- tenter de rechercher l'origine de ces andésites par rapport aux schémas pétrogénétiques actuels.

2.- LES FORMATIONS VOLCANIQUES DU SYNCLINAL DE SAINT-ANTONIN

2.1. - Localisation

La plupart des affleurements sont situés dans la partie occidentale du synclinal à l'exception du pointement au Nord du village de Saint-Antonin (Figure n° 3). C'est dans le secteur entre Chamengearde et le Petit Brins que les affleurements sont le mieux représentés. On les trouve surtout dans la seconde formation détritique, moins souvent dans la troisième formation détritique et dans ce cas, sous forme d'affleurements de faible étendue.

2.2.- Cadre de l'étude

L'étude des formations volcaniques a porté essentiellement sur les affleurements du secteur de Chamengearde, de Petit Brins, de la colline du Verne et des Baylons (Figures 4 et 5). Le découpage en trois formations détritiques mis en évidence par J. BOËLLE (1971) a été conservé et, dans les cartes, les contours des séries sédimentaires ont été empruntés à cet auteur.

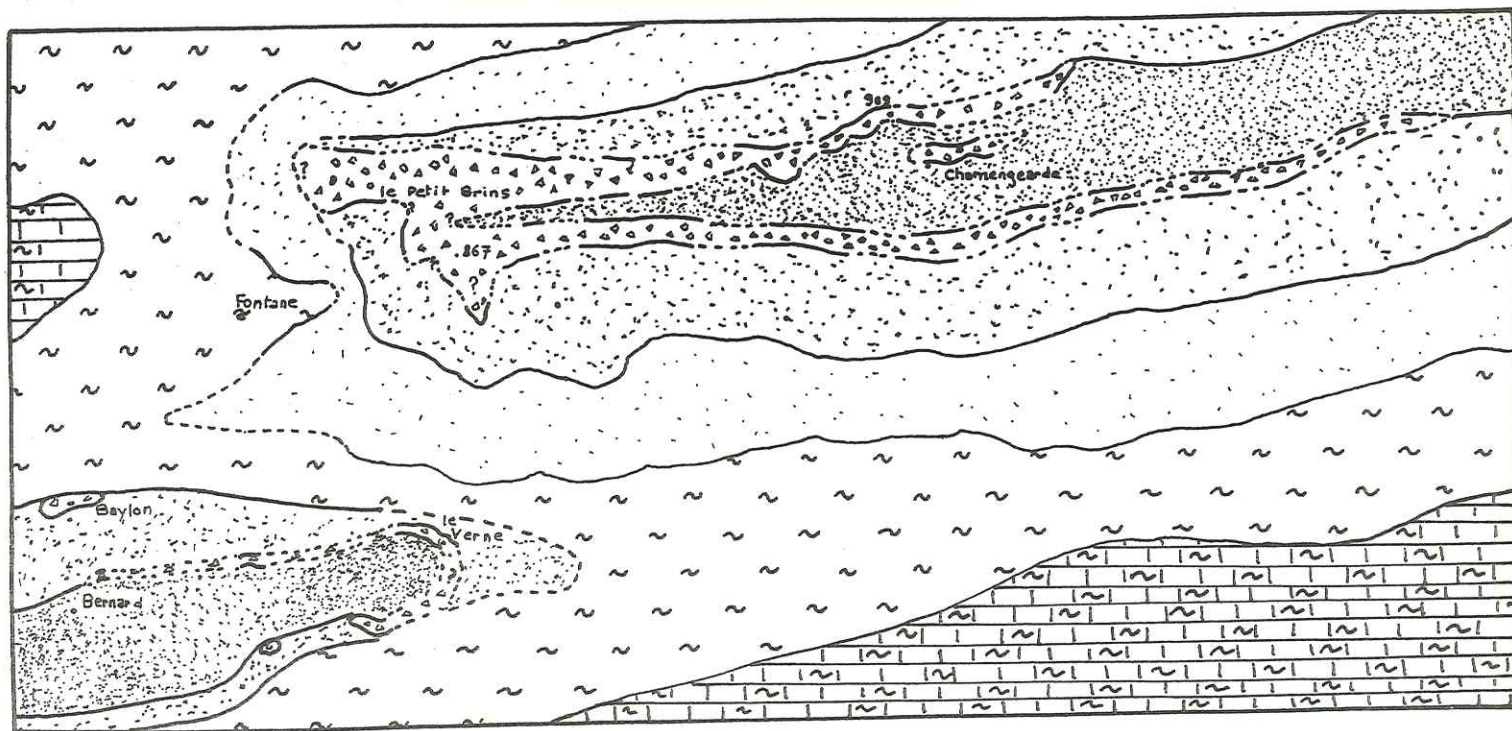


Figure 4 : Carte au 1/25.000^e de la partie occidentale du synclinal de Saint - Antonin
 D'après Bodelle (1971) modifié.

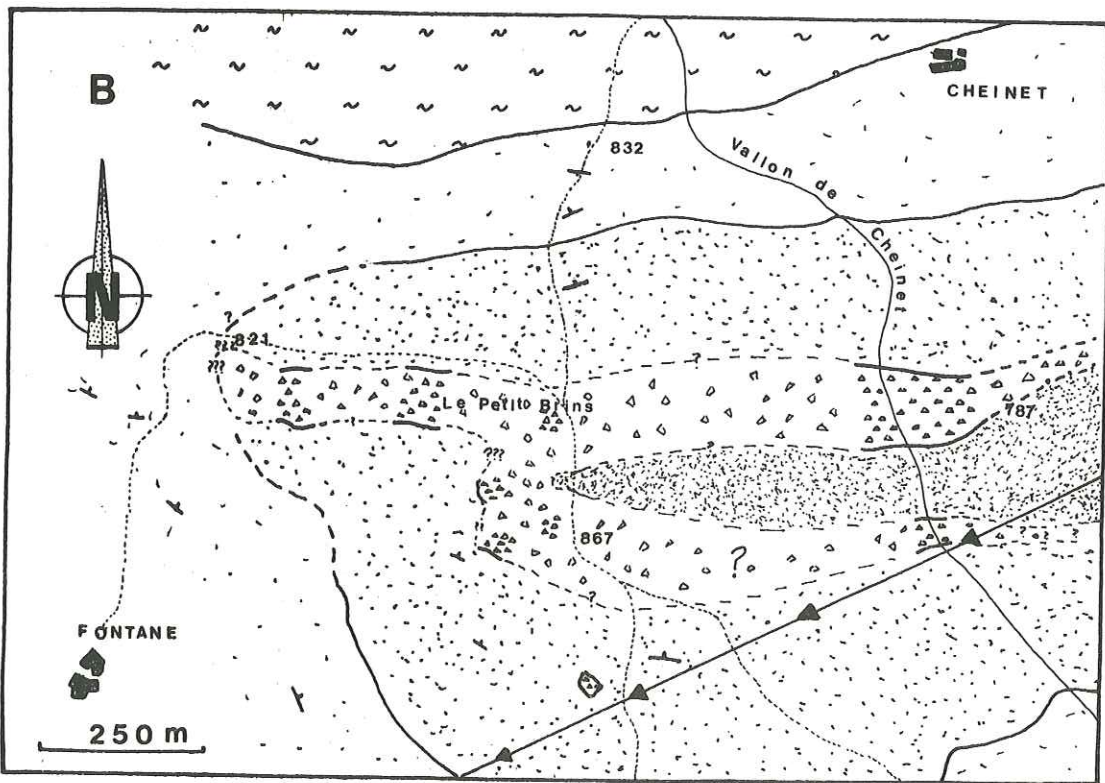
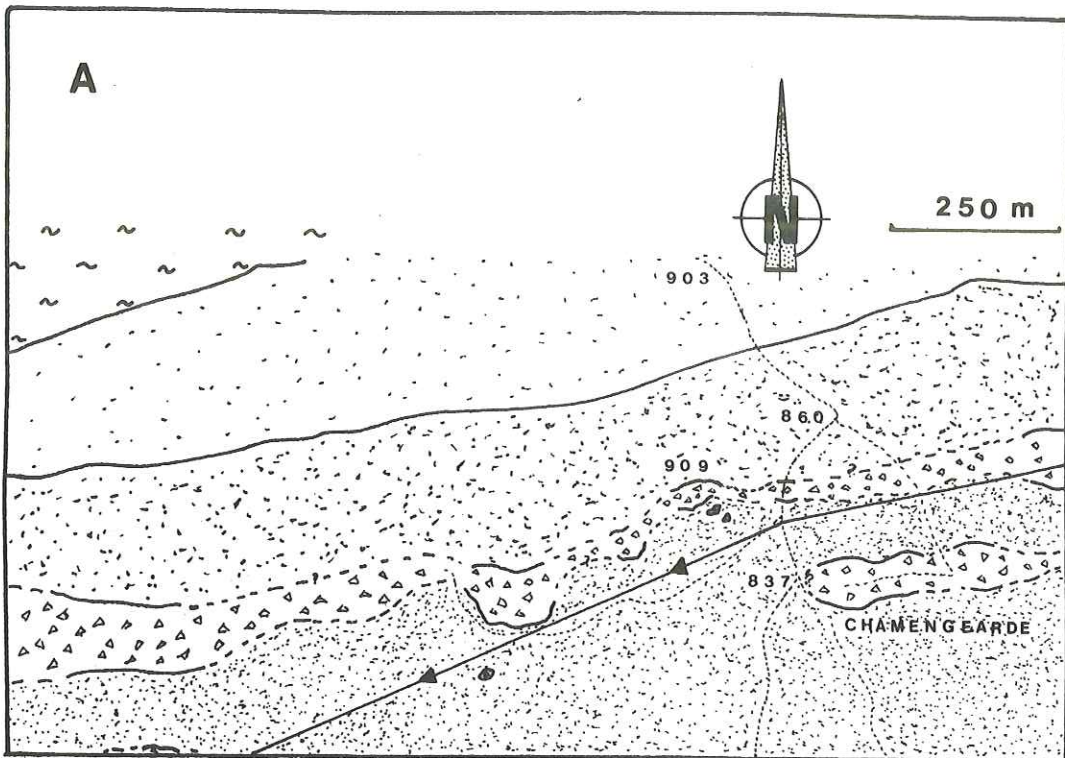


Figure 5 : Cartes détaillées des secteurs de Chamengearde (A) et des Petit Brins (B).

—▲— ligne à haute tension

- - - chemin

DEUXIEME PARTIE

DYNAMIQUE DU VOLCANISME

DYNAMIQUE DU VOLCANISME

I.- Historique

2.- Caractères généraux

3.- Mise en évidence des différents phénomènes volcaniques

3.1.- Le dôme

3.2.- Les nuées ardentes

3.3.- Les filons

3.4.- Les lahars

4.- Température de mise en place des nuées ardentes

5.- Nombre de phases éruptives estimées

6.- Facteurs favorisant une telle dynamique

7.- Localisation des points de sortie

9.- Conclusion.

I.- HISTORIQUE.

Les affleurements volcaniques sont concentrés dans la partie occidentale du synclinal à l'exception du petit affleurement au nord du village de Saint Antonin. De nombreuses interprétations ont été émises quant à son dynamisme, ce sont notamment :

- l'hypothèse du remaniement qui fut la première invoquée par L. BERTRAND (1898), lequel y voyait un apport méridional de ces roches volcaniques et ceci par analogie avec celles rencontrées à Biot et Antibes. L'idée d'un éventuel remaniement fut reprise par A.F. de LAPPARENT (1936) mais, selon lui, l'origine des blocs d'andésite restait inconnue.

- Le caractère autochtone du volcanisme sera mis en évidence par J. GOGUEL (1952) qui, en une courte note, montra que les blocs d'andésites peuvent à la fois appartenir : au conglomérat, et dans ce cas ils sont remaniés localement; à une brèche monogénique, ils sont alors spécifiquement autochtones. Il met en évidence également la présence de bois carbonisés dans les formations volcaniques : "A Collongues, il existe, au milieu des tufs, un lit de quelques centimètres de lignite durcie, formée de bois à structure bien visible".

- J. BIJU DUVAL (1953) précise les conclusions de J. GOGUEL, et y voit (p. 26) "une importante éruption volcanique avec projection de cendres; il y aurait eu un brusque refroidissement dans l'eau du lac Oligocène et formation de tuf". D'autre part, il signale (p. 61) : "nous trouvons sous la roche volcanique du sable jauni et durci qui semble avoir été "cuit" par les cendres brûlantes".

- C. ALSAC, J. BOCQUET et J. BODELLE (1969) confirment l'autochtonie (p. 51) "les fragments volcaniques s'y présentent en blocs de grande taille, ce qui implique la brièveté d'un éventuel transport".

- Enfin, J. BODELLE (1971) réaffirme le caractère autochtone des brèches andésitiques et met en évidence son dynamisme explosif, tout en constatant l'absence de coulées. Mais, selon cet auteur, les affleurements volcaniques actuellement observables seraient le résultat de coulées boueuses de type Lahar.

2.- CARACTERES GENERAUX.

Les travaux précédents ont mis en évidence le caractère explosif du volcanisme et son autochtonie. Les observations de terrain complétées par des études en laboratoire ont permis de préciser la nature de son caractère explosif suivant une mise en place répondant typiquement à la dynamique Peléenne (LACROIX A., 1904). La structure volcanique a été marquée par la formation d'un édifice assimilable à un dôme qui s'est érodé par la suite et a été démantelé par les nuées ardentes. Ces phases paroxysmales ont été suivies par la mise en place de filons, les dernières manifestations volcaniques ont laissé place localement à des épisodes volcano-sédimentaires ayant amené la création de lahars froids.

Nous allons envisager de façon plus détaillée les observations qui ont pu amener à une telle interprétation.

3.- MISE EN EVIDENCE DES DIFFERENTES PHASES D'ACTIVITE VOLCANIQUE.

3.1.- Le Dôme.

L'idée de l'existence d'un dôme est corroborée par la présence de blocs très importants d'andésite dont le volume, pour les plus gros, peut être estimé à $8 - 9 \text{ m}^3$ (planche 1) mais, la majorité de ces très gros blocs s'est sans doute brisée. Il en résulte que la moyenne des blocs avoisine les $3 - 3,5 \text{ m}^3$, valeurs qui restent tout de même assez imposantes! Ainsi, si nous tenons compte d'une masse spécifique moyenne de $2,7 \text{ g/cm}^3$, le poids de ces blocs serait d'une vingtaine de tonnes pour les plus gros et d'environ 8 T pour ceux de taille moindre.

De plus, ces blocs montrent assez fréquemment une prismation fruste. Il est également courant de rencontrer des stries de viscosité résultant du frottement bloc contre bloc lors de la mise en place, le matériel n'étant pas totalement solidifié.

Enfin, en lame mince, la texture y est le plus souvent microlitique fluidale.

Tous ces blocs sont localisés dans la partie occidentale du synclinal dans un secteur bien délimité : les Baylons étant l'affleurement le plus occidental tandis qu'à l'Est ils ne dépassent guère le vallon de Cheinet. Le secteur des petits Brins en montre le plus grand nombre. Nous tiendrons compte de cette constatation lors de la discussion sur la localisation du ou des points d'émission .

Quelles étaient la taille et la forme du dôme ?

- Reconstituer sa forme semble plus qu'hasardeux car nous sommes en présence d'un puzzle dont bien des pièces sont absentes.

- Il en est de même pour sa taille. Cependant, si l'on en croit V.I. VLODAVETS (1966), il y aurait une relation entre le diamètre du dôme et la teneur en silice du magma. Ainsi, estime-t-il que pour un taux de silice entre 48-49% le diamètre est de l'ordre de 200-300 m, et pour SiO_2 voisin de 55-56% il serait de 500 m, et ce, d'après des observations sur les volcans du groupe de Klyuchevskaya. L'augmentation du diamètre serait donc en relation avec la viscosité du magma (A.N. SIRIN, 1961). Mais toutefois, il semble que ces données ne soient pas généralisables.

En résumé, rappelons que l'existence du dôme est attestée par :

- la présence de très gros blocs
- les figures de prismation
- les stries de viscosité
- la texture de ces roches.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

3.2.- Les nuées ardentes.

Bien que non décrites par J. BIJU DUVAL (1953), cet auteur avait présenté le phénomène en montrant l'existence de sables cuits. Le terme de nuée ardente est pris au sens de A. LACROIX (1903, p. 442-443) qui introduisit ce vocable en tant que terme géologique pour l'éruption de la Montagne Pelée le 8 mai 1902 ainsi que pour les éruptions ultérieures. Il l'a définie ainsi (1904, p. 350) : "une nuée ardente est constituée par une émulsion de matériaux solides dans un mélange de vapeur d'eau et de gaz à haute température".

Mais, par la suite, l'usage fait de ce terme, devint ambigu car il fut utilisé à la fois pour décrire :

- l'éruption latérale qui donne naissance à une masse en mouvement de matériel bréchique et de gaz;
- l'avalanche incandescente et le nuage qui l'accompagne ;
- le nuage seul.

Et il devint nécessaire de distinguer différents types de nuées ardentes, ce que fit A. RITTMANN (1963) en proposant :

- le type de nuées ardentes descendantes
ex.: La Montagne Pelée 1902
- le type de nuées ardentes retombantes
ex.: Saint Vincent
- les nuées ardentes débordantes
ex.: l'éruption du Katmai en 1912 selon FENNER

Dans les descriptions qui suivent, le terme de nuée ardente sera utilisé par référence à la Montagne Pelée et pris dans le sens de : Emission de produits rejetés par une brusque détente gazeuse, les produits émis pouvant transporter des fragments liquides ou solides.

Un certain nombre de faits ont mis en évidence un tel phénomène. Ce sont :

a) La présence de bois carbonisés dont la première observation est due à J. GOGUEL (1952). Ces bois carbonisés sont fort nombreux au sein des brèches volcaniques. Ils affleurent sous forme de charbon de bois ou sous l'aspect de bois silicifiés (planche 1) mais dont on retrouve une trace de la calcination malgré l'épigénisation par la silice. Il ne semble pas que ces bois se répartissent selon un horizon repère. Je n'ai pu retrouver aucun tronc d'arbre ni élément de bois intact; tous ont subi un transport au sein de la nuée qui les a arrachés à leur substratum et les a brisés par la suite. Nous tiendrons compte de ce fait lors de la détermination de la température de mise en place des nuées.

b) D'autre part, un des faits les plus frappants qui ressort de l'observation des affleurements réside dans l'hétérogénéité au point de vue taille du matériel. Ceci nécessite l'intervention d'au moins deux facteurs : le premier est la durée du transport qui a dû être évidemment fort brève car les blocs d'andésite rencontrés sont le plus souvent anguleux, le second, mais peut-être le plus important, est l'agent moteur qui doit avoir une compétence suffisante pour déplacer des blocs aux dimensions parfois impressionnantes et ceci sans qu'il y ait un début de granoclassement évident.

c) Les brèches volcaniques ravinent profondément leur substratum en certains endroits comme le fit remarquer J. BODELLE (1971, p. 502); à proximité de la colline du Verne, elles reposent en rive droite du ruisseau de Fontane sur les sables et conglomérats de la seconde formation détritique, tandis qu'en rive gauche, elles sont en contact avec des marnes et sables représentant un équivalent local de la première formation détritique

d) Les niveaux cinéritiques, quand ils sont présents, sont de faible importance et ne montrent pas de figures internes suffisamment significatives pour que l'on puisse en déduire la direction de l'apport et tenter de localiser le ou les centres volcaniques. Cependant, ces niveaux cinéritiques par leur puissance faible restent un indicateur laissant présager la

proximité de l'événement volcanique car, dans une telle dynamique, le matériel montre un classement faible, voire même nul, aux abords du point de sortie.

e) L'examen des affleurements, tant du point de vue macroscopique que microscopique, montre une réelle homogénéité pétrographique au sein des brèches.

Macroscopiquement, et bien que leur aspect soit cahotique, on n'y observe que des éléments de nature volcanique emballés et soudés dans une matrice dont la granulométrie l'apparente à des cendres fines.

En lame mince, on retrouve la même similitude, à une échelle moindre bien entendu, avec des fragments d'andésite le plus souvent brisés. Ces éléments sont de composition variée et englobés dans un agrégat de cristaux brisés et soudés.

Dans l'hypothèse d'une mise en place de type lahar, celui-ci aurait mobilisé du matériel essentiellement volcanique mais aurait aussi entraîné avec lui des éléments du complexe conglomératique au sein duquel le volcanisme s'est mis en place.

f) Analyse chimique des ciments de la brèche volcanique : dans le but de confirmer l'hypothèse d'une dynamique péléenne du volcanisme et de montrer son caractère monogénique, quatre analyses chimiques ont été pratiquées (tableau n° 1) sur des ciments provenant du secteur des petits Brins (n° 1 et 2) et de la colline de Verne (n° 3 et 4).

Au vu des résultats, on constate :

d'une part, que ces ciments sont les équivalents d'une andésite *s.l.* dont tous les oxydes ont des pourcentages comparables à ceux de la silice identique;

d'autre part, l'analyse n°5 reflétant la moyenne des quatre précédentes a été mise en parallèle avec une analyse effectuée sur des cendres volcaniques prélevées dans les nuées ardentes du volcan de Mayon aux Philippines (G. HEIKEN 1972). L'analyse initiale n° 6 a été recalculée à 100% pour la comparaison

(analyse n° 7). On constate une forte similitude entre les analyses 2 et 5 et celle de Mayon, les autres ne montrant qu'une légère variation mais restent tout de même dans les limites de la comparaison.

Ces résultats confirment donc le caractère monogénique de la brèche volcanique car, des apports étrangers au phénomène volcanique auraient modifié notablement la proportion des différents oxydes.

L'analogie marquée avec les données de Mayon est un argument supplémentaire à la mise en évidence du caractère péléen du volcanisme.

g) Les caractères morphologiques des cendres de la brèche volcanique concourent à préciser le mode de mise en place. Les observations ont été réalisées grâce à un microscope électronique à balayage qui, par son haut pouvoir de résolution et sa profondeur de champ, permet de faire des descriptions tridimensionnelles, ce que la lame mince ne permet pas. Le microscope utilisé est de marque CAMECA (modèle MEB 07) et se trouve au service de Microscopie électronique à balayage de l'Université de Nice (rattaché au Laboratoire de Géologie Structurale).

Les grains observés ont été sélectionnés par tamisage sous l'eau suivant deux classes : l'une au diamètre inférieur à 50 μm , l'autre comprise entre 50 et 160 μm ; les grains de taille supérieure n'étant pas monominéraux.

Pétrographiquement, les cendres sont formées de cristaux le plus souvent brisés de plagioclase, d'augite, d'hypersthène et d'amphibole.

Il n'a pas été fait d'étude systématique de tous les affleurements, seuls ceux de la Colline de Verne et des petits brins ont fait l'objet d'observations.

D'ores et déjà, il est possible de faire un début de classification des divers types morphologiques rencontrés (Planches 3 et 4). Ce sont :

- le type vacuolaire dont la surface est couverte de petites cavités qui peuvent parfois s'enfoncer profondément au sein du cristal;

- le type indenté, assez rare;
- le type brisé qui est le plus commun;
- le type couvert de sublimés.

Mais toutes les variantes sont possibles comme :

- le type brisé-vésiculeux,
- le type indenté-émoussé,
- le type indenté-sublimé, etc...

Ces cendres montrent une forte similitude avec celles décrites par G. HEIKEN (1972) au Ruapehu, à Mayon et à Santiaguito.

h) Conclusion: en définitive, il faut remarquer que, si certains critères plaident en faveur du lahar tels le ravinement du substratum, l'hétérogénéité au point de vue granulométrie du matériel, ils ne sont pas suffisants pour impliquer une telle dynamique car :

- la présence de bois carbonisés
- l'homogénéité pétrographique et chimique du matériel
- les analogies géochimiques avec d'autres nuées ardentes
- l'existence de niveaux cinéritiques
- la taille des blocs transportés
- les caractères morphologiques des cendres de la brèche
- la nature calco-alcaline du volcanisme andésitique
- et le ravinement et l'hétérogénéité granulométrique du matériel invoqués pour le lahar,

conduisent à admettre une mise en place des brèches volcaniques du synclinal de Saint-Antonin suivant une dynamique de type nuée ardente descendante.

3.3.- Les filons.

La dynamique filonienne représente la phase d'activité la moins importante du point de vue volume et constitue toujours un épisode tardif.

C'est à J. BODELLE (1971) que l'on doit la première mise en évidence d'un filon dans le bel affleurement qui forme la colline du point coté 779 au nord de la ferme des Baylons. Par la suite, et sur ce même affleurement, j'ai pu observer d'autres filons, mais de puissance nettement moindre (1 à 5 cm). D'autres filons sont observables à la colline du Verne en rive gauche du ruisseau de Fontane, sur le chemin d'accès à deux petites maisonnettes.

Mais le filon le plus important se situe dans le secteur de Chamengearde à 400 - 500 m au sud-ouest du point coté 909, en contrebas d'un pylône de la ligne à haute tension. Ce filon (Planche 2) a une puissance voisine du demi-mètre et il montre une prismation sensiblement sub-horizontale.

L'étude en lame mince montre qu'il s'agit d'une andésite dont on ne remarque pas de traces d'altération. Les phénocristaux ont une taille moins grande que dans les blocs. La composition minéralogique reste identique à celle des blocs, à l'exception de la mésostase qui, dans certaines lames, présente une forte proportion de verre (25%).

Les filons ont pratiquement toujours des enclaves qui peuvent être des marnes qui ont subi un début de cuisson et elles proviennent du ramonage des assises sédimentaires de l'édifice volcanique, mais on rencontre aussi, des éléments de nature andésitique.

La rareté des filons et le fait que l'on ne puisse les suivre que sur quelques mètres dans les meilleures conditions se conçoivent fort bien dans un tel style de volcanisme où l'essentiel de l'activité s'exprime sous forme de produits pyroclastiques. On ne dégage pas de direction d'injection privilégiée de ces filons et filonnets. La forte viscosité des laves ne permet pas une grande mobilité des produits magmatiques, ceux-ci se figeant très vite.

3.4.- Les lahars.

Ils constituent la phase terminale de l'activité volcanique, encore que ce phénomène soit plus à rattacher à une activité volcano-sédimentaire.

Leur importance reste discrète; seul, l'affleurement au Nord-Ouest du point coté 909 dans le secteur de Chamengearde a quelque ampleur. Stratigraphiquement, ils reposent toujours sur les brèches volcaniques et ils sont représentés par un mélange de blocs fréquemment arrondis dont la taille reste inférieure à celle des blocs qui composent les nuées. La nature des blocs est variée et, si parfois on y rencontre un fort pourcentage d'éléments d'origine volcanique, ceux-ci sont toujours accompagnés de galets de diverse nature.

Les blocs sont emballés dans une matrice volcano-sédimentaire représentée par des fragments de plagioclases zonés, de pyroxènes et de quelques amphiboles qui voisinent avec des grains de quartz et des minéraux phylliteux.

Les lahars représentent une phase de démantèlement des édifices volcaniques et de leurs appendices sous l'action d'agents météoriques.

4.- EVALUATION DE LA TEMPERATURE DE MISE EN PLACE DES BRECHES PYROCLASTIQUES.

Les températures ont été appréciées en utilisant la méthode de spectrométrie par infrarouge, préconisée par R. MAURY (1971, 1973, 1974, 1976) et R. MAURY *et al.* (1973, 1976) qui consiste à estimer les températures de dégradation de bois fossiles par comparaison de leurs spectres infrarouges avec ceux de bois dégradés expérimentalement sous courant continu d'azote.

4.1.- Principe de la méthode.

Des quantités faibles de bois (500 mg) sont chauffées en l'absence d'oxygène, à des températures déterminées entre 100 et 700°C pendant 5 h. Ces élévations de température vont entraîner une dégradation chimique rapide et progressive qui modifiera le spectre infrarouge. Ces modifications, résumées figure n° 6 des bandes d'absorption se traduisent de la façon suivante :

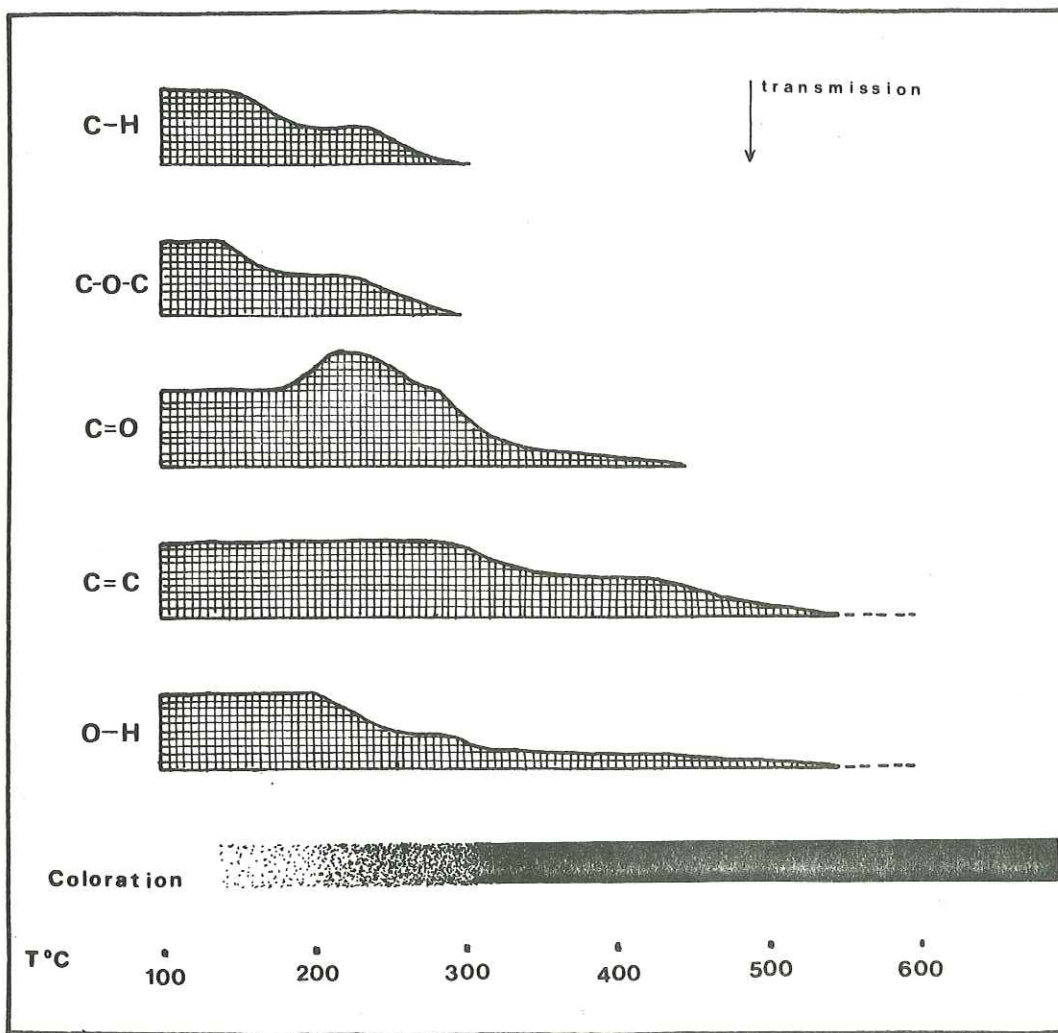


Figure 6 : Modifications, en fonction de la température, des bandes d'absorption dans l'infrarouge et de la coloration d'échantillons de bois.

- absorption C-H : stable en deçà de 200°C, elle diminue très rapidement pour s'effacer à 300°C;
- absorption C-O-C : son évolution est comparable à celle du groupement C-H;
- absorption C=O : de 100 à 200°C, on ne note pas de variation puis, entre 200 et 250°C apparaît une légère variation d'intensité qui se restabilise ensuite pour décroître à partir de 350°C et disparaître à 500°C;
- absorption C=C : ces groupements sont stables jusqu'à 350°C, ensuite leur intensité diminue progressivement et à 600°C, ils disparaissent.

D'autre part, la coloration de l'échantillon varie : à partir de 200°C, elle devient brunâtre, puis noire à 300°C.

Ainsi donc, l'utilisation de cette méthode permet-elle de remplacer un échantillon de bois fossile sur cette échelle thermique.

4.2.- Mode opératoire.

Les mesures ont été faites à l'aide d'un spectromètre PERKIN-ELMER 457 utilisé suivant la technique du pastillage au KBr. Tous les échantillons de bois ont été préparés dans des conditions identiques, 10 mg de bois pour 2g de KBr anhydre, même durée de broyage et compression constante. Le spectre infrarouge a été utilisé pour des longueurs d'onde comprises entre 2,5 et 10 μm (4000 et 1000 cm^{-1}). En outre, d'un même échantillon, il a été fait plusieurs pastilles (2 à 3) afin d'éviter les erreurs de prélèvement et rendre comparables les résultats.

4.3.- Nature et localisation des échantillons.

Il s'agirait selon M.T. MAZEN-PAPIER (1965) d'échantillons "appartenant à un genre de Gymnosperme dont l'organisation correspond à l'araucorioxylon".

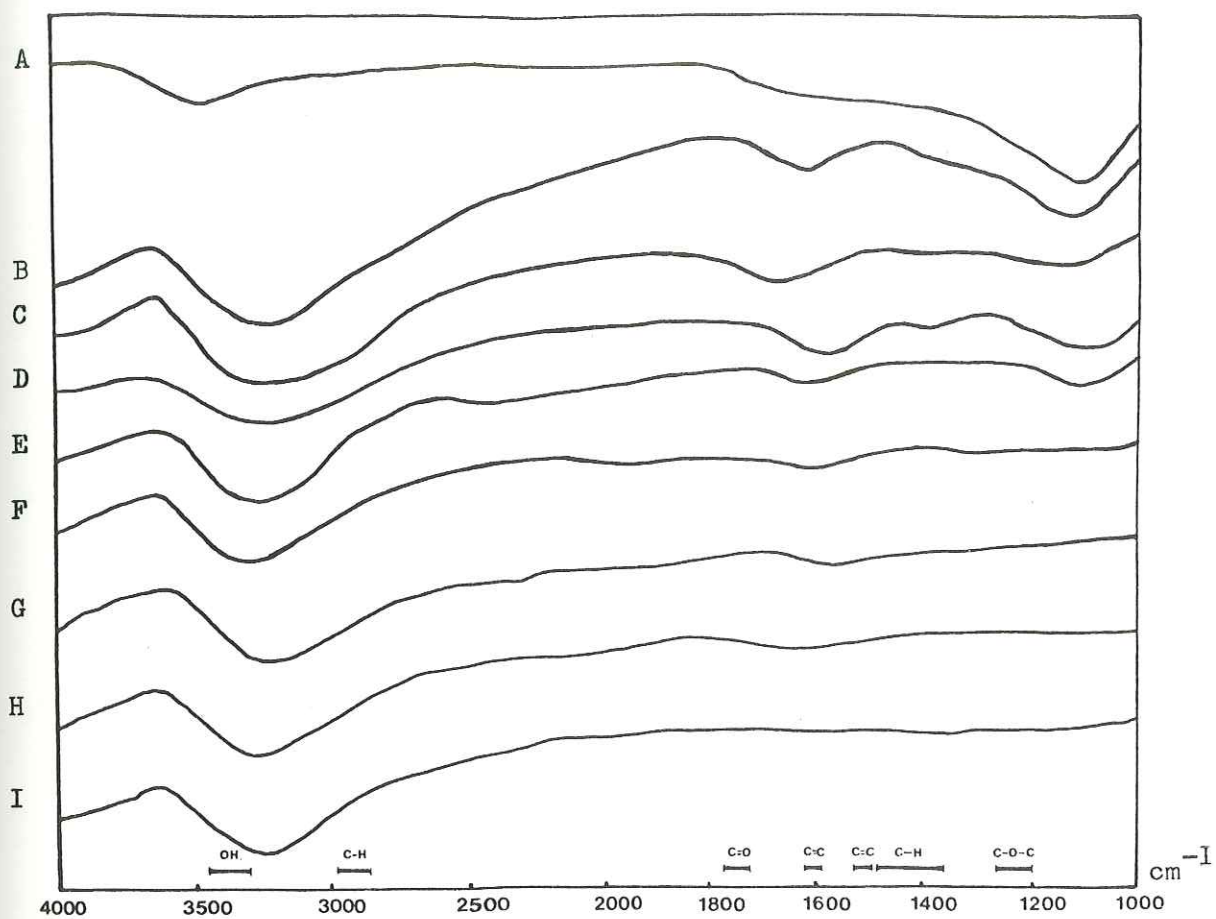


Figure 7 : Spectres infrarouge d'échantillons de bois carbonisés.

Les échantillons proviennent tous de la partie occidentale du synclinal :

- A, B, C et D proviennent du secteur des Petits Brins (pt 821 et 867) ;
- E, F proviennent du vallon du Cheinet (à proximité du pt 787) ;
- G a été recueilli dans le secteur de Chamengearde ;
- H et I ont été échantillonnés dans la région de Collongues, sur le flanc ouest de la colline du Verne (pt 755) sur l'affleurement de bois carbonisé mis en évidence par J. GOGUEL (1952)

4.4.- Résultats.

Comme on peut le voir figure n° 7, l'allure générale des spectres est assez semblable, exceptés A et B qui semblent s'individualiser, mais dont la composition des bandes d'absorption reste comparable aux autres courbes. Les bandes d'absorption des groupements C-H et C-O-C sont absentes (sauf peut-être une légère inflexion au niveau de la bande C-H dans l'échantillon D). Il en est de même pour le groupement C=O qui se manifeste par aucune bande d'absorption.

Le groupement O-H provoque une nette augmentation de l'intensité d'absorption mais il faut noter que les échantillons ont pu s'hydrater entre le broyage et la préparation des pastilles, ces deux opérations ne se faisant pas dans le même local.

Le groupement C=C se manifeste plus discrètement que le précédent dans tous les échantillons, excepté dans I.

4.5.- Discussion des résultats.

Au vu des résultats précédents, seuls semblent être présents les groupements O-H et C=C. Les groupements C-O-C et C-H disparaissent à 300°C et C=O à 500°C, on peut donc estimer la température supérieure à 500°C. D'autre

part, les bandes C=C et O-H s'effaçant à 600°C, il convient d'estimer une température de mise en place intermédiaire entre ces deux valeurs.

Cependant, une comparaison de températures obtenues dans des conditions expérimentales avec des échantillons de bois fossile ne peut se faire qu'avec beaucoup de prudence car, comme le remarque R. MAURY (1971, p. 537), "les températures qui leur sont attribuées par référence à l'échelle expérimentale représentent des indications maximales", car :

- les épanchements pyroclastiques contiennent de l'oxygène, quoiqu'en faible quantité;
- les durées de cuisson et de refroidissement sont plus longues ;
- les bois ont tous subi un déplacement;
- la matière organique peut évoluer à long terme après sa fossilisation.

4.6.- Conclusion.

L'appréciation d'une température entre 500 et 600°C est donc une estimation maximale qui, tenant compte d'une marge d'erreur de 50°C (R. MAURY, 1971), conduit à estimer que la température de mise en place des nuées ardentes a dû être de l'ordre de 500°C.

5.- NOMBRE DE PHASES ERUPTIVES.

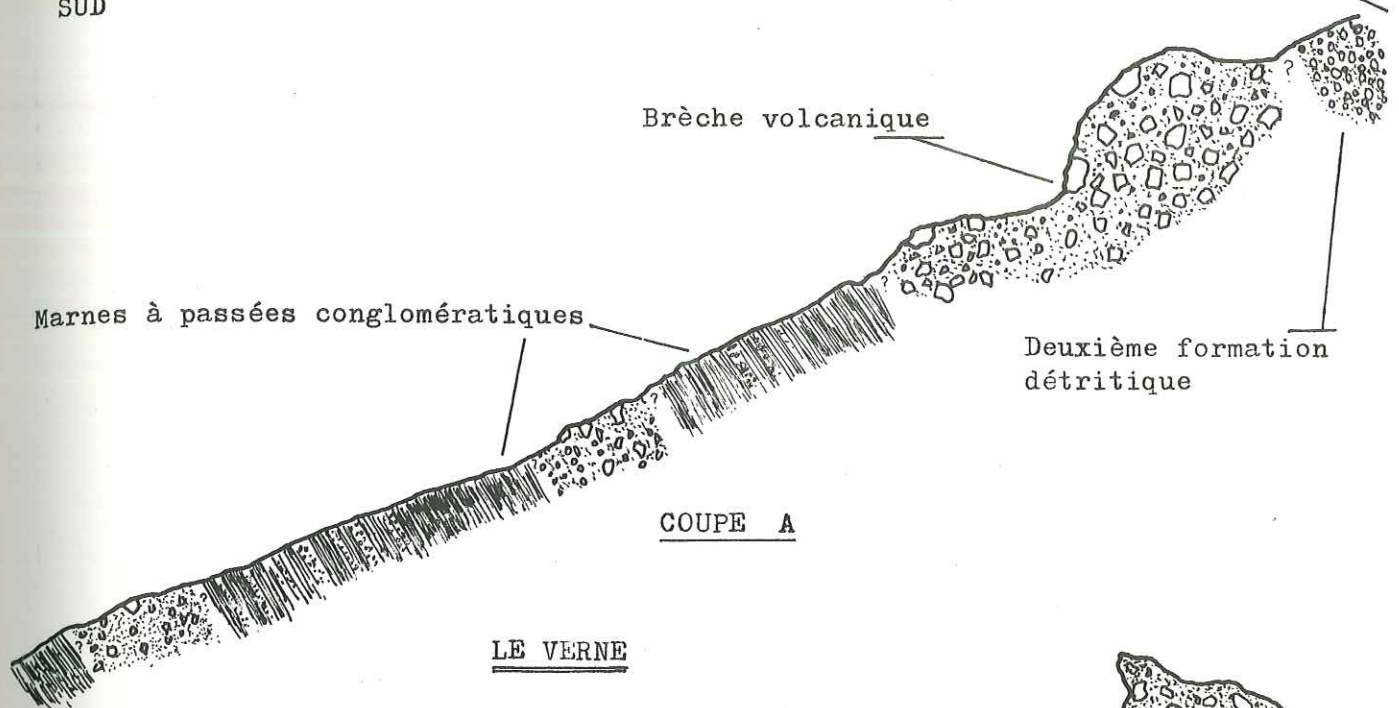
Celles-ci se déduisent de la position stratigraphique des brèches volcaniques au sein des formations sédimentaires entre les événements volcaniques et par une rythmicité des dépôts au sein de la brèche volcanique elle-même.

5.1.- Des intercalations sédimentaires de faible puissance et de nature essentiellement marneuses s'observent sur le flanc sud de la colline du point coté 909 dans le secteur de Chamengearde (figure n° 8). Ces intercalations

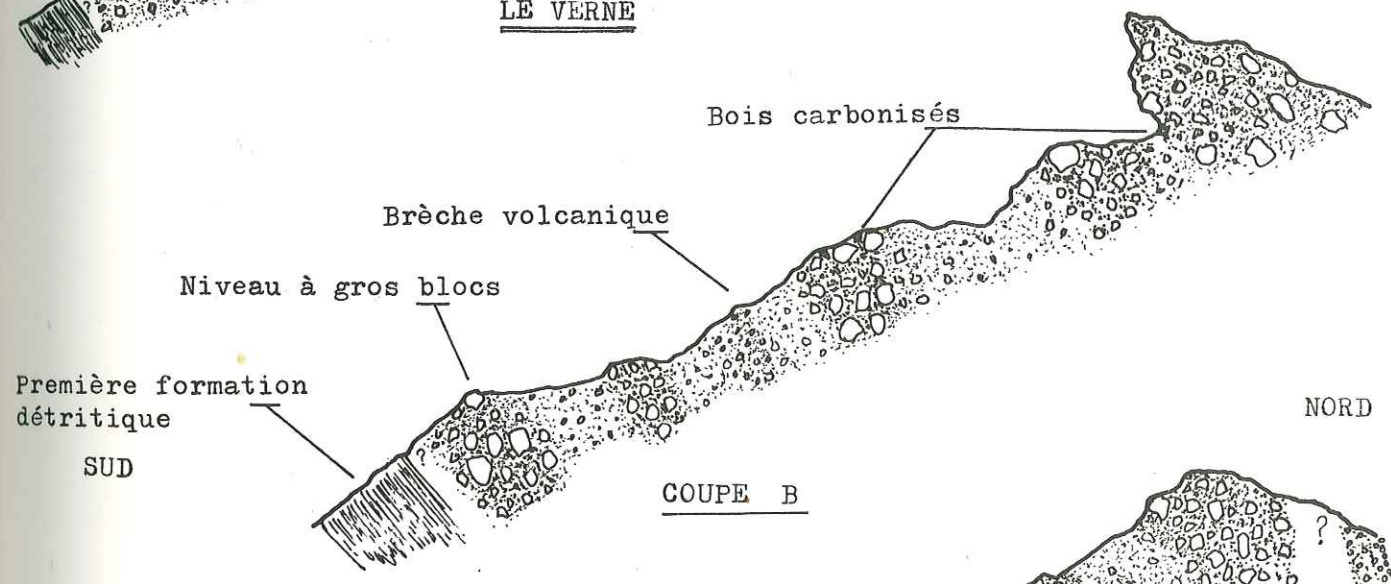
COUPE NORD - SUD DU POINT 909

SUD

909



LE VERNE



LE PETIT BRINS

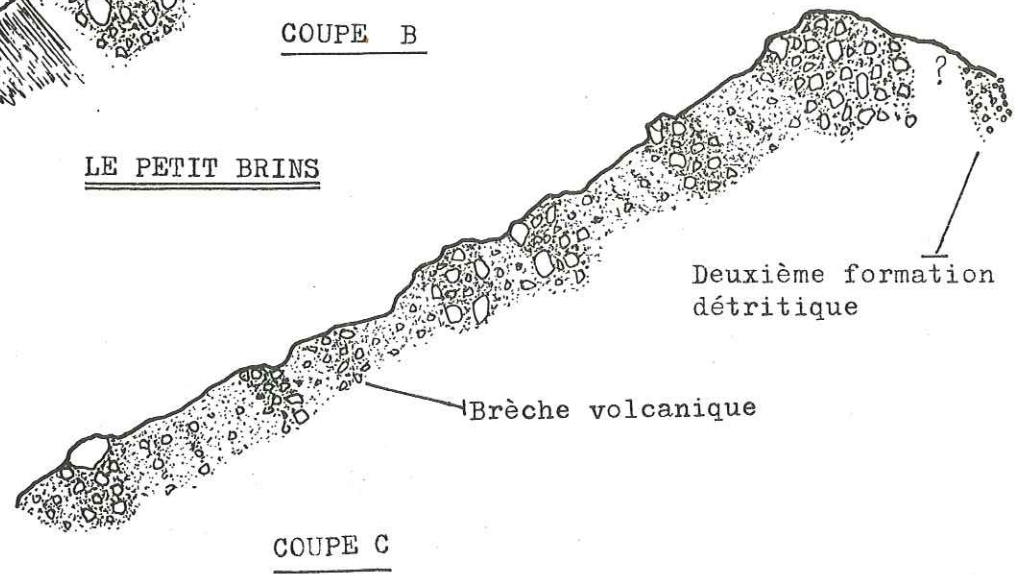


Figure 8 : Coupes dans les formations volcaniques.

5 - 6 m environ

séparent en trois horizons superposés la brèche volcanique. L'épisode le plus important est à la base (en fait, il constitue une partie du sommet de la colline car en cet endroit nous sommes dans un flanc inverse), sa puissance peut être estimée à 30 - 40 m environ. Les deux épisodes qui lui font suite sont nettement plus petits, d'une puissance de 5 à 10 m et la taille des blocs est très inférieure à celle du premier épisode.

5.2.- Au sein même des niveaux de brèche volcanique homogène, on remarque une certaine rythmicité avec à la base des niveaux où les blocs représentent la fraction la plus importante, ils laissent place à des niveaux où la fraction fine prédomine, pour à nouveau montrer un épisode à blocs et ainsi de suite.

Cette alternance montre des horizons de granulométrie différente qui se disposent selon des épaisseurs variables. La différence de cohésion au sein du matériel se traduit dans le paysage par une succession de niveaux en relief où les blocs abondent et de zones déprimées où, là, c'est la fraction fine qui est majoritaire. De beaux exemples sont visibles à la colline de Verne et au Sud-Est du point 821 aux Petits Brins où l'on peut déceler au moins trois niveaux.

5.3.- On constate, dans certaines passées, des blocs d'andésite brisés, emballés dans un niveau de brèche et le tout repris dans un autre épisode de brèche volcanique (planche 1).

C'est donc d'au moins trois épisodes de nuées ardentes que le synclinal de Saint-Antonin aurait été le témoin. La phase paroxysmale fut sans doute la première du fait de sa puissance et de la taille des blocs transportés en certains endroits du synclinal. Mais cela n'exclut pas que les phases qui l'ont suivie aient eu, elles aussi, une forte ampleur car les conditions d'affleurement ne sont pas assez bonnes en certains secteurs, notamment dans la colline du Petit Brins.

Ce type de manifestation explosive, très orientée, peut se mettre en place sur un substratum irrégulier. Il est alors difficile de se livrer à des corrélations au sein d'un même épisode. En effet, les zones déprimées sont comblées par la nuée ardente qui peut ne pas se déposer sur les reliefs.

6.- FACTEURS FAVORISANT LA MISE EN PLACE DES NUÉES ARDENTES.

Les nuées ardentes ont des caractères communs avec les courants de turbidité et les coulées boueuses car, dans chacun de ces phénomènes, le matériel solide est entouré par un fluide : eau ou gaz, la gravité accélérant leur mouvement et ils se propagent le long des vallées.

Mais, pour que le transport se fasse sur une distance suffisamment grande, il faut qu'au sein de la masse en mouvement, il y ait une certaine turbulence qui maintienne en suspension les éléments.

A. LACROIX (1904) soulignait le rôle certain que tient la gravité dans une telle dynamique et, il invoquait la nécessité d'une explosion initiale qui mettait en mouvement le matériel.

T. ANDERSON et J.S. FLETT (1903) assimilaient la nuée à un fluide lourd et mobile qui aurait "été élevé par les forces volcaniques jusqu'à l'orifice du volcan, puis aurait roulé ensuite sur les pentes" ce mouvement étant favorisé par l'expansion des gaz.

Ceci se conçoit si l'on considère que la nuée est formée par un mélange intime de gaz et de fragments de lave dont l'origine peut être attribuée à l'émission d'un magma riche en gaz et placé rapidement dans des conditions de surface. Dès lors, il se produit une décompression qui transforme en l'équivalent d'une suspension, des fragments de lave qui se dégazent, entourés et comprimés par des gaz déjà individualisés. La densité de cette suspension sera, dès lors, intermédiaire entre celle de deux phases (lave et gaz) et donc assez élevée pour que le déplacement s'opère sous l'influence de la gravité le long des pentes. La flottation due à l'expansion des gaz retarderait la chute des éléments solides. Ce sont T. ANDERSON et J.B. FLETT (1903, p. 507) qui furent les premiers à imaginer une telle cinétique; ils furent suivi par la suite par F.A. PERRET (1937, p. 84), H. WILLIAMS (1942), C.N. FENNER (1950, p. 721), A.G. Mc GREGOR (1952), puis G.A. Mc DONALD et A. ALCAZAR (1956) qui feront intervenir le phénomène de l'expansion gazeuse en tant que moteur des nuées ardentes.

Cependant, A. LACROIX (1904, p. 352) émettait déjà des réserves à l'idée d'ANDERSON et FLETT. Mais c'est K.C. Mc TAGGART (1960) qui a démontré l'insuffisance d'un tel processus, et ce, par des études quantitatives en laboratoire portant sur des andésites broyées et dégazées. En effet, Mc TAGGART (p. 379 et 380) a fort bien montré que pour que le matériel soit maintenu en suspension, il faut que l'agitation soit entretenue par l'intervention d'une turbulence supplémentaire due à l'échauffement brusque des masses d'air froid atmosphérique assimilées par la nuée au cours de sa progression.

Il est certain que l'idée de A. LACROIX (1904) d'une explosion initiale en tant qu'agent moteur des nuées ardentes a dû intervenir, mais il se produit très vite un dépôt des éléments par chute rapide de la compétence et tri granulométrique.

L'expansion des gaz peut également intervenir mais en tant que phénomène accessoire.

Certes, du fait de l'assimilation d'air froid au sein du complexe de la nuée, celui-ci est porté à très haute température ce qui induit une vive détente de cet air qui produit aussitôt un processus de turbulence mais c'est là un agent d'auto-entretien du phénomène et non un processus moteur.

Quel peut être le rôle de la gravité ? Les pentes moyennes de volcans ayant manifesté des épisodes de nuées sont de 10° à Hibok - Hibok et de $12 - 15^\circ$ à la Montagne Pelée, ce qui est insuffisant pour induire un tel phénomène.

Quels sont donc les facteurs qui entrent en jeu dans la genèse d'un tel phénomène ?

Tout d'abord, il est nécessaire d'admettre une explosion initiale qui met en mouvement le matériel et ce avec une vitesse très importante qui sera entretenue ainsi que la flottation des éléments grâce à la turbulence créée par l'admission d'air froid et sa détente explosive. Mais il est certain que la gravité intervient comme facteur accessoire ainsi que l'ex-

pansion interne des gaz.

7.- LOCALISATION DES CENTRES D'EMISSION.

Déjà J. GOGUEL (1952) notait : "le ou les centres d'émission ne peuvent être recherchés qu'au voisinage immédiat de Collongues. Comme il apparaît invraisemblable qu'un neck ait pu échapper à l'observation dans les zones environnantes, on ne peut, me semble-t-il, envisager que deux hypothèses :

- le culot volcanique a été masqué par l'un des chevauchements,
- ou plus vraisemblablement, il se trouvait dans la partie centrale du synclinal où il aurait été masqué par les dépôts les plus récents (sable et marnes d'eau douce)".

J. BODELLE (1971) émit l'hypothèse d'au moins deux centres volcaniques et indiqua qu'un de ces centres devait se trouver "pratiquement à l'emplacement actuel de la colline du Petit Brins, au nord de Collongues" et "serait responsable des affleurements de brèche situés dans la partie occidentale du synclinal de Saint Antonin" tandis que le second centre volcanique devait être placé à proximité du village de Saint-Antonin.

Mes observations personnelles corroborent les hypothèses émises par J. BODELLE, notamment pour le secteur des Petit Brins où, la présence de très gros blocs, l'abondance de cumulats dioritiques et de lapilli cristallins ainsi que la taille des affleurements, tant en puissance qu'en superficie, conduisent à admettre l'existence d'un centre d'émission dans le secteur de la colline des Petit Brins. Le second centre qui a été moins actif est à rechercher à faible distance du village de Saint-Antonin.

Le fait que les affleurements soient localisés dans la partie occidentale du synclinal est à mettre en relation avec la morphologie Oligocène du bassin caractérisée par un drainage Est → Ouest. Les divers épisodes de

nuées ardentes ont emprunté cette paléotopographie, ce qui explique la non continuité horizontale des niveaux de brèches volcaniques que l'on observe actuellement.

9.- CONCLUSION.

La dynamique de type Peléen à laquelle on doit rattacher l'activité volcanique du synclinal de Saint-Antonin est en accord avec les caractères pétrochimiques des laves. En effet, ce volcanisme de nature calco-alcaline se manifeste essentiellement par une activité explosive que A. RITTMANN (1963) a essayé de chiffrer (en se basant sur les données de SAPPER K., 1928) par un indice moyen d'explosivité qui est d'autant plus élevé que les éléments pyroclastiques sont abondants. Il indique des valeurs de 95% dans les arcs insulaires et de 97% dans les marges actives (Andes), zones où le volcanisme calco-alcalin est prédominant.

Les édifices volcaniques se sont installés dans une zone littorale mais qui restait ouverte à la mer. Très rapidement, du fait de la faible profondeur du bassin, les centres volcaniques ont émergé grâce à l'accumulation de leurs éléments. L'activité volcanique n'étant pas persistante, une végétation a pu s'installer sur ces îlots et c'est elle qui, à chaque épisode dévastateur de nuée ardente, fournira les niveaux à bois carbonisés que nous observons actuellement.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

TROISIEME PARTIE

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

- I.- Caractères généraux
- 2.- Position des roches volcaniques de Saint-Antonin dans la classification de Streckeisen
- 3.- Les plagioclases
 - 3.1.- Caractères généraux
 - 3.2.- Les macles
 - 3.3.- Basicité des plagioclases
 - 3.3.1.- Basicité déterminée par radiocristallographie "X"
 - 3.3.2.- Détermination de la basicité du plagioclase à partir de l'analyse chimique globale de la roche
 - 3.3.3.- Mesure de la basicité au microscope
 - 3.4.- Les inclusions des plagioclases
 - 3.5.- Le zonage des plagioclases
 - 3.5.1.- Types de zonages observés
 - 3.5.2.- Travaux expérimentaux sur le zonage
 - 3.5.3.- Hypothèses formulées sur le zonage des plagioclases
 - 3.5.4.- Discussion du problème
- 4.- L'Amphibole
 - 4.1.- La hornblende brune
 - 4.2.- La hornblende verte
 - 4.3.- Transformations subies par l'amphibole
- 5.- Le Clinopyroxène
- 6.- L'Orthopyroxène
- 7.- L'Apatite
- 8.- Les polymorphes de la silice
- 9.- La Céladonite
- 10.- Le verre
- 11.- Les minéraux opaques
- 12.- Les minéraux d'altération
- 13.- Les enclaves
 - 13.1.- Les enclaves énallogènes
 - 13.2.- Les enclaves homéogènes
 - 13.2.1.- Les enclaves allomorphes macroscopiques
 - 13.2.1.- Les enclaves plésiomorphes microscopiques
 - 13.2.3.- Position du problème

14.- Conclusions à l'étude pétrographique

14.1.- Les caractères pétrographiques

14.2.- Evolution minéralogique en fonction des différents types de roche

14.3.- Considérations pétrogénétiques déduites de l'étude pétrographique.

I.- CARACTERES GENERAUX.

Les roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint-Antonin sont représentées par des andésites et les laves qui leur sont associées, c'est-à-dire basaltes alumineux et dacites. Elles ont fait l'objet d'une étude préliminaire par ALSAC *et al.* (1969); j'utiliserai certaines de leurs données dans les descriptions qui suivent.

Les limites entre les différentes roches de la suite calco-alcaline ont été choisies en fonction de leur teneur en silice. Selon TAYLOR et WHITE (1966) et TAYLOR (1969), nous distinguons :

	basaltes alumineux	$SiO_2 < 53\%$
andésite <i>s.s.</i>	{ andésite basique	$53 < SiO_2 < 56\%$
		$56 < SiO_2 < 63\%$
	andésite	
	dacite	$SiO_2 > 63\%$

De même que COULON (1977), nous utiliserons le terme "andésitique (l.s.)" pour désigner les andésites proprement dites et les laves qui leur sont génétiquement liées.

Les andésites *s.s.* représentent le groupe le plus important avec 80% des roches analysées (60 échantillons) tandis que, les basaltes alumineux et les dacites n'ont chacun que 10% (figure n° 9).

La nature typiquement calco-alcaline de ces laves est montrée par :

- la prédominance des andésites *s.s.* sur les autres termes
- le zonage des plagioclases et leur coeur très basique
- la structure nettement porphyrique
- la présence de pyroxènes (ortho et clino)
- l'existence d'amphibole
- des agglomérats de minéraux (clots)
- la précipitation constante de la magnétite.

La mésostase montre au microscope une structure variée; elle est micro-

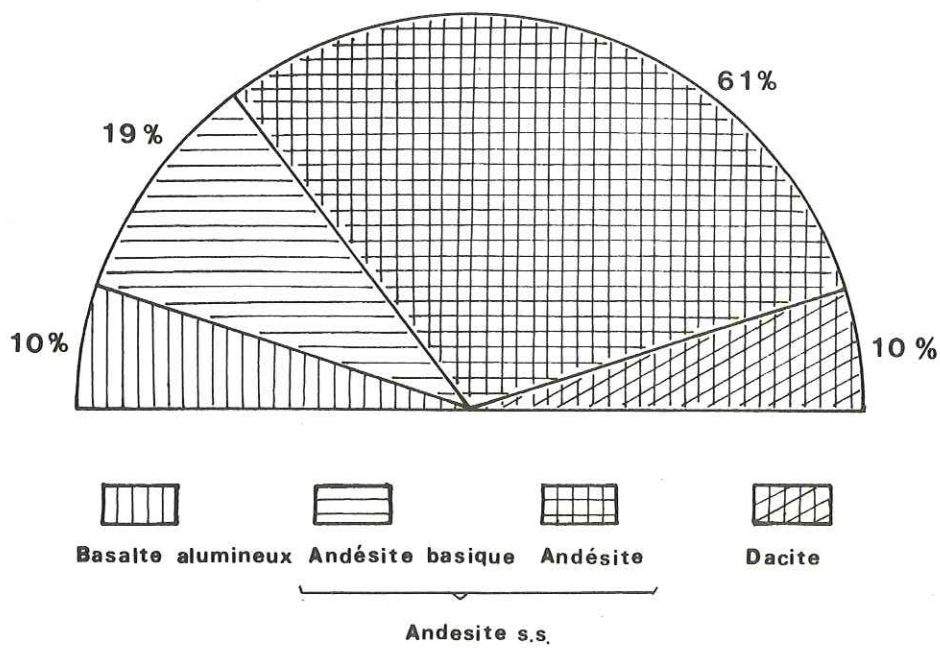


Figure 9 : Diagramme à secteurs de la répartition des différents types de roches.

litique (parfois fluidale, rarement vitreuse) ou bien d'aspect microgrenu. Elle est composée de plagioclases, de clino et ortho pyroxènes, d'amphiboles, de polymorphes de la silice, de minéraux opaques et d'apatites.

2.- POSITION DES ROCHES VOLCANIQUES DU SYNCLINAL DE SAINT ANTONIN DANS LA CLASSIFICATION DE Streckeisen (1967).

Dans le cas des laves, il est très difficile d'utiliser les données de l'analyse modale car, si les phénocristaux sont facilement reconnaissables, il n'en est pas de même pour les minéraux de la mésostase. Dès lors, on se voit contraint d'utiliser l'analyse chimique et le calcul des minéraux normatifs suivant des normes. Mais là encore, le problème n'est pas résolu car la majorité des normes sont basées sur le calcul de trois feldspaths : orthose, albite et anorthite.

Aussi, certains auteurs ont-ils proposé des modifications à ces normes ou bien, des normes nouvelles :

- R.W. LE MAITRE (1976), conscient de ce problème, a proposé une méthode pour recalculer l'orthose, l'albite et l'anorthite obtenues à partir de la norme C.I.P.W. suivant les relations :

$$\begin{array}{l} \text{feldspath alcalin} = Or \times T \\ \text{plagioclase} = An \times T \end{array}$$

où $T = (Or + An + Ab)/(Or + An)$.

Les points représentatifs de ces laves obtenus suivant cette méthode sont reportés figure n° 10 A.

- A. RITTMANN (1973) a proposé deux types de reports :

- . Le premier est basé sur la norme qu'il met en application et qui donne en fin de calcul deux feldspaths, un sodi-potassique (de la sanidine) et l'autre calco-sodique. Les points figuratifs des roches calculés suivant cette méthode sont reportés figure n° 10 B
- . Le second consiste en une transformation des résultats de la norme C.I.P.W. qui permet de recalculer les feldspaths en utilisant un graphe qui donne le pourcentage en anorthite

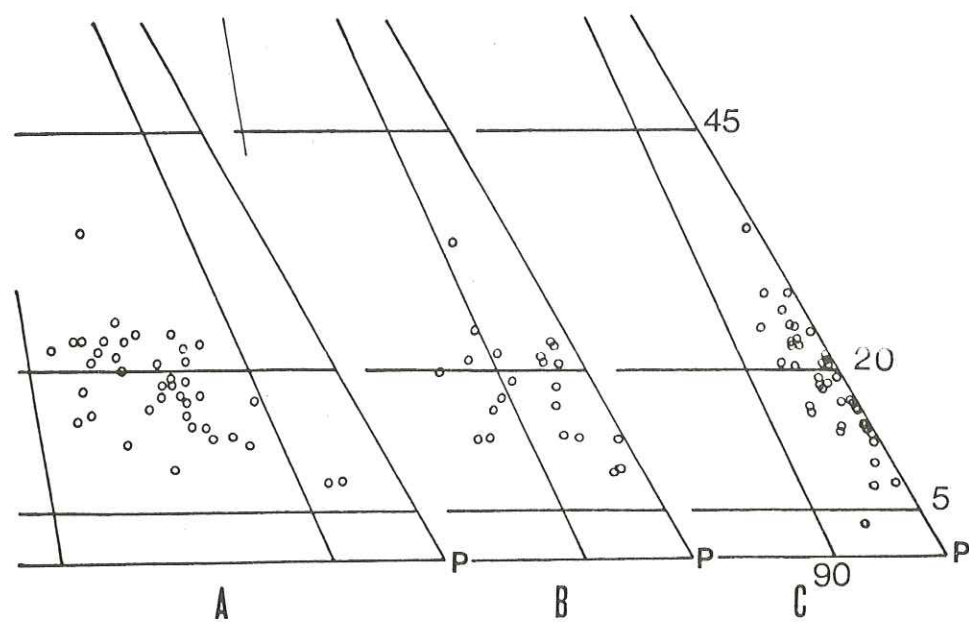
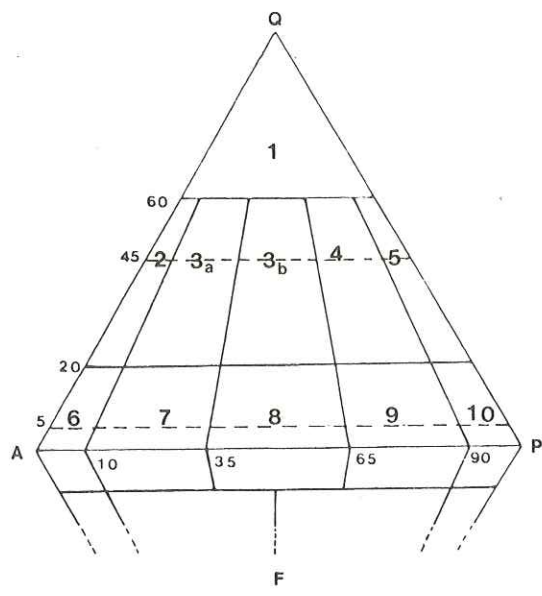


Figure 10 : Diagramme de Streckeisen des roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint - Antonin.

2, Rhyolite alcaline, 3a, Rhyolite, 3b, Rhyodacite, 4, Dacite, 5, Andésite quartzique, 6, Trachyte alcalin, 7, Trachyte, 8, Latite, 9, Andésite latitique et Basalte latitique, 10, Andésite et Basalte.

et en orthose. Les résultats obtenus par cette méthode sont reportés figure n° 10 C.

Résultats

La méthode préconisée par LE MAITRE donne un taux d'orthose assez important par rapport à celui que l'on observe dans les séries calco-alcalines. Les points représentatifs occupent essentiellement le champ des dacites et des andésites-latitiques. Seuls deux échantillons sont dans le champ des andésites-basaltes.

La norme RITTMANN a été appliquée à un plus petit nombre d'échantillons. Ceux-ci montrent par rapport à la méthode de LE MAITRE une teneur en feldspath potassique plus faible qui se traduit par un déplacement des points figuratifs de ces laves vers le pôle plagioclasique.

Les domaines occupés sont ceux des dacites, andésites quartziques andésites-latitiques et andésites-basaltes.

La méthode proposée par RITTMANN pour la modification de la norme C.I.P.W. se traduit par une très nette diminution de la teneur en feldspath potassique par rapport aux deux autres modes de calcul précédents. Les échantillons sont plus regroupés et occupent les champs des andésites quartziques et des andésites-basaltes.

Conclusion

La modification proposée par LE MAITRE (1976) donne un taux de feldspath potassique trop important qui n'est pas en rapport avec le chimisme de ces laves. Les données de RITTMANN (1973) sont plus en accord avec les compositions moyennes de la série andésitique (RITTMANN 1966 *in* Streckeisen 1967).

3.- LES PLAGIOCLASES

3.1.- Caractères généraux

Le plagioclase représente la phase minérale la plus importante de

ces laves (35 à 50% des phénocristaux). Les cristaux sont automorphes à sub-automorphes et pratiquement toujours zonés. Leur taille n'excède pas 3 mm suivant leur plus grand axe d'allongement, et tous les intermédiaires entre phénocristaux et microlites sont présents, excepté quand la structure est microlitique fluidale où alors cette différence est bien marquée. Dans l'ensemble, ces minéraux ne montrent pas de traces d'altération. Les macles sont très fréquentes et les phénocristaux ont toujours des inclusions mais en proportions variables suivant le type de roches tandis que les plagioclases qui composent la mésostase n'en contiennent pas. Leur basicité oscille entre An 90-95 et An 30.

3.2.- Les macles

Les cristaux de plagioclase présentent des macles fines et nombreuses dont il a été possible de déterminer les types suivants :

- les macles simples obéissent aux lois de CARLSBAD et MANEBACH
- les macles polysynthétiques le sont suivant les lois de l'Albite, du Péricline et de l'Acline

Bien entendu, ces macles se regroupent suivant les associations :

- albite-carlsbad, la plus commune
- albite-péricline
- manebach-acline

3.3.- Basicité des plagioclases

Les mesures de la basicité des plagioclases ont été faites par voie optique et estimées par des méthodes radiocristallographiques et chimiques.

2.3.1.- Basicité déterminée par radiocristallographie "X"

Les plagioclases ont été isolés, après broyage et tamisage des roches sous l'eau, par séparation densimétrique suivie d'un passage au séparateur électromagnétique (type isodynamique FRANTZ).

La méthode radiocristallographique a été utilisée d'après les travaux de J.V. SMITH et P. GAY (1958) avec introduction d'un étalon interne et détermination des paramètres Γ (gamma) et β (beta) ayant pour valeur :

$$\begin{aligned}\Gamma &= 2\theta (131) + 2\theta (220) - 4\theta (1\bar{3}1) \\ \beta &= 2\theta (1\bar{1}1) - 2\theta (20\bar{1})\end{aligned}$$

Après report de ces paramètres sur les courbes présentées par ces auteurs, on obtient une valeur moyenne de la basicité du plagioclase de la roche et cette donnée n'est valable qu'avec une précision de 5%.

On note ainsi :

	Basalte	Andésite	Dacite
Γ	An 80	An 60-55	An 50
β	An 85	An 70-60	An 55

3.3.2.- Détermination de la basicité du plagioclase à partir de l'analyse chimique globale de la roche

Pour ce faire, j'ai utilisé la norme C.I.P.W. et la norme de A. RITTMANN (1973).

Le calcul de la norme RITTMANN a donné les résultats suivants :

- andésite basique - Or 7,5(1.2) Ab 43.8(4.6) An 49.5 (2.5)
- andésite - Or 8.9(0.4) Ab 45.8(2.86) An 45(3.5)
- dacite - Or 7.6 (2.3) Ab 51,6(4.1) An 40.6(3)

(la valeur entre parenthèse est l'écart type que représente 68.27% des cas de distribution).

On constate, bien que ces résultats soient une moyenne du plagioclase de la roche, que la teneur en anorthite diminue des andésites basiques aux dacites.

Le calcul de la norme C.I.P.W. a porté sur un plus grand nombre d'échantillons et donne des résultats plus significatifs. Les valeurs obtenues à partir de cette norme sont reportées (fig. 11) dans un diagramme anorthite/silice qui montre une nette diminution de la teneur en anorthite en fonction de l'enrichissement en silice. La fourchette de variation de l'anorthite ainsi que ses valeurs sont supérieures à celles obtenues par la norme de A. RITTMANN et plus en accord avec les données de l'étude optique. Les teneurs moyennes obtenues sont :

- basalte = An 70.60(1.94)
- andésite basique = An 69.25(2.67)
- andésite = An 65.29(3.92)
- dacite = An 57.94(3.93)

Certes, ces résultats ne sont pas une image fidèle de la basicité du plagioclase, mais ils traduisent un type moyen, intermédiaire entre le phénocrystal (lui-même zoné) et le microlite et ils montrent une progression normale vers le pôle albite au fur et à mesure de l'avancée dans les différents stades de l'évolution de ces laves.

3.3.3.- Mesure de la basicité au microscope

Celle-ci a été faite sur les phénocristaux ainsi que sur les microlites quand cela était possible au moyen de la platine théodolite suivant les données de P. BORDET (1952). Les résultats portés ci-dessous représentent des valeurs moyennes de la basicité dans les divers types de roches

	Basalte	Andésite	Dacite
Phénocristaux	An 90/80-60	An 80-50	An 60-40
Microlites	An 80-50	An 60-50	An 40

Donc, selon les divisions de F.C. CALKINGS (1917), le plagioclase évolue depuis l'Anorthite/Bytownite vers l'Andésine au cours des divers stades de l'évolution de la série andésitique.

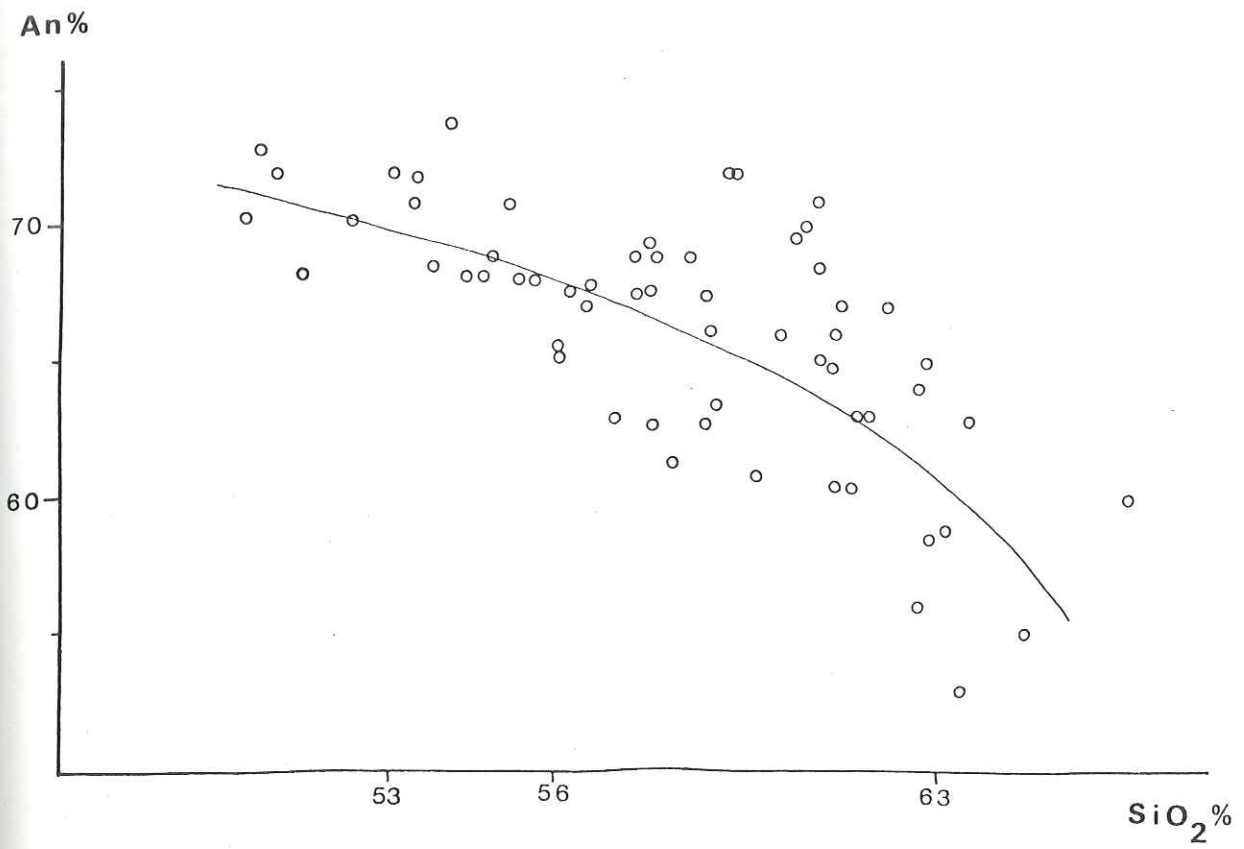


Figure II : Diagramme Anorthite/Silice.

3.4.- Les inclusions des plagioclases

Un des caractères essentiels des plagioclases réside dans leur richesse en inclusions, celles-ci étant uniquement présentes dans les phénocristaux. La nature de ces inclusions est très variée; on y rencontre :

- du verre brun isotrope
- du pyroxène de type augite et xénomorphe, montrant parfois un léger zonage.
- de la hornblende brune ou verte, mais les deux variétés ne se rencontrent pas simultanément
- des opaques
- de petites enclaves de mésostase
- des apatites généralement aciculaires

Divers types d'inclusions ont déjà été décrits par ALSAC *et al.* (1969); ces inclusions peuvent être :

- quelconques
- polyédriques
- fines et abondantes
- grosses et disséminées

et elles s'organisent selon les types "Dust Inclusions" et "Honey Combed" de KUNO (1950, p. 967-968). En outre, il faut noter que dans une même lame mince des cristaux riches en inclusions peuvent s'associer avec des cristaux pratiquement limpides (planche 5)

Le type "Dust Inclusions" consiste en un assemblage de fines particules (planche 5) qui s'ordonnent toujours par rapport à l'organisation du minéral hôte et dont la largeur est variable; cependant, le plan de coupe de la lame mince par rapport aux axes cristallographiques du plagioclase peut fausser cette impression.

Le type "Honey combed" (nid d'abeille) est le résultat de l'asso-

ciation de petites enclaves vitreuses (planche 5) ou de facules de pyroxène et/ou d'amphibole. Ces inclusions s'ordonnent en liaison très étroite avec les clivages du plagioclase (planche 5).

Mais ces deux types peuvent se rencontrer simultanément dans un même cristal où l'on note fréquemment le type "Honey combed" au centre tandis que le type "Dust inclusion" forme la périphérie (planche 5). Cependant il existe aussi un type intermédiaire entre les deux types précédents (planche 5).

Il est très courant de constater que, même quand le type "Dust inclusion" occupe la périphérie du cristal, il reste toujours un liseré externe de plagioclase exempt d'inclusions. Il semble que ce cas soit généralisable, car KUNO (1950) le signale à Hakone, et DEMANT (1972) et BAQUE (1974) l'ont rencontré en Sardaigne.

Ces fines facules se disposent suivant des zones de basicité déterminée (planche 6) soit au centre, soit dans une zone intermédiaire mais ceci n'est pas généralisable (WILLIAMSON, 1936, SHAND, 1945).

L'origine de ces inclusions a été discutée par de nombreux auteurs; ainsi KUNO (1950) a suggéré que l'alternance de zones à inclusions et de zones sans inclusions résultait du mélange de deux magmas. Tandis que Mc GREGOR (1931) invoque une hausse de température laquelle entraînerait une exhalaison du fer inclus dans le plagioclase, alors que POLDERVAART et GILKEY (1954) dans un travail de synthèse, reprenant les travaux postérieurs à celui de Mc GREGOR, invoquent un processus de diffusion du fer depuis le bain magmatique vers le cristal de plagioclase selon un processus favorisé par la présence d'une phase fluide et par une température élevée durant une période suffisamment longue. Ceci semble en accord avec les observations de BOTTINGA *et al.* (1966) qui ont montré un gradient de concentration du fer à proximité de l'interface cristal/verre basaltique et par une teneur en fer inférieure dans le plagioclase.

3.5.- Le zonage des plagioclases.

3.5.1.- Types de zonages observés

Les plagioclases montrent de belles figures de zonage surtout dans les phénocristaux où le zonage peut être complexe. La variation de la basicité a été mesurée dans différentes auréoles et, quand cela était possible, des courbes de zonages ont été établies selon la méthode définie par F. HOMMA (1936).

Ces courbes de zonages ne sont en aucune façon le reflet fidèle de l'ensemble des variations qui peuvent exister au sein des plagioclases des laves du synclinal de Saint-Antonin. Elles ont été établies en portant en ordonnée le pourcentage en anorthite et en abscisse la largeur des zones.

Suivant la classification de HOMMA (1936), on note trois tendances :

- la tendance oscillatoire normale est de loin la plus fréquente; elle montre une décroissance de la basicité depuis le coeur vers la périphérie en une série de paliers;

- la tendance oscillatoire inverse qui ne concerne en général qu'une partie du cristal évolue depuis un coeur faiblement basique (An 35-40) vers une zone externe dont la basicité peut atteindre An 95 (ALSAC *et al.*, 1969 d'après un tracé à la microsonde);

- la tendance oscillatoire ondoyante montre un passage plus ou moins continu du coeur au pourtour du cristal en une succession alternative de zones acides et basiques.

La figure 12 résume ces tendances A, A', B schématisant l'évolution la plus commune suivant le type oscillatoire normal et montrent une évolution progressive de la basicité depuis le coeur à An 63-75 vers la périphérie à An 26-52 en une série de zones à l'intérieur desquelles la tendance évolutive est le reflet de l'ensemble de l'évolution générale du cristal. Cependant, il est possible qu'au sein de cette tendance s'interpose une ou/des zones

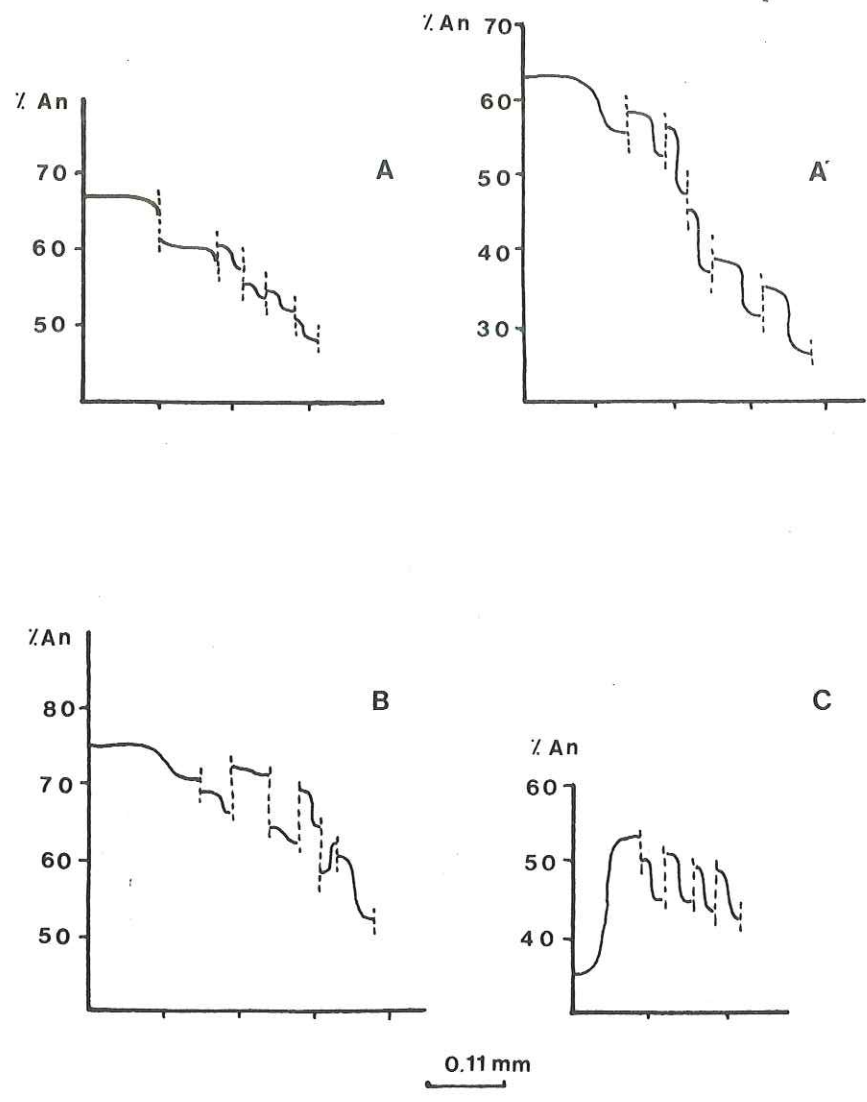


Figure I2 : Exemples de zonages au sein des plagioclases des roches volcaniques du synclinal de Saint - Antonin.

inverses qui se traduisent par une augmentation anormale de la basicité vers la périphérie (fig. 12/B).

La cas représenté par la figure 12/C est moins général; il consiste en une variation très nette de la basicité depuis un cœur proche du pôle acide vers une zone externe très fortement basique. ALSAC *et al.* (1969) signalent ainsi un passage de An 45 à An 90 attestant sans doute l'existence d'une première génération de plagioclases. Mais, cette tendance ne concerne qu'une partie du minéral et elle est suivie d'une série de zones d'ampleur variable montrant un zonage oscillatoire normal. La tendance oscillatoire ondoyante n'a pas été représentée; elle est de type normal et le type de variation est semblable au zonage oscillatoire normal, les paliers en moins bien sûr.

3.5.2.- Travaux expérimentaux

LOFGREN (1972) a réalisé des expériences à partir de gel de plagioclases (50 mg avec 10% H₂O) qu'il introduit dans des tubes en platine et qu'il place dans des autoclaves. Le gel est porté à 5 kb au-dessus du liquidus puis, la température est abaissée en 4-7 mn, en-dessous du liquidus et l'échantillon est maintenu dans ces conditions de 8 à 72 h. Puis, la température est programmée à nouveau au-dessus du liquidus et ainsi de suite.

Résultats : Les cristaux obtenus sont tabulaires suivant (010) et leur taille est de 3 mm selon leur plus grand axe d'allongement, pour une épaisseur de 0,1 à 0,5 mm. La basicité évolue en devenant plus sodique du cœur vers la périphérie, en une série de zones avec zonage de type oscillatoire inverse normal.

LOFGREN interprète le zonage inverse comme une variation non équilibrée des coefficients de distribution effectifs entre le liquide et le cristal au moment où le taux de croissance change.

3.5.3.- Hypothèses formulées sur le zonage des plagioclases

Les théories tentant d'expliquer le zonage des plagioclases ont débuté dès le dix neuvième siècle. Celles-ci peuvent se regrouper en deux

catégories d'une part celles qui font intervenir un facteur physique comme agent principal, et d'autre part celles qui supposent que les variations chimiques sont primordiales.

- Un des premiers à avoir évoqué un facteur physique fut HERZ (1892) qui expliquait le zonage par des mouvements du plagioclase dans des parties du magma où le plagioclase n'a pas encore cristallisé. Ce que FENNER (1926) complétera en supposant une migration du plagioclase d'une partie calcique du magma vers une partie plus sodique. BOWEN (1928) pense que le zonage oscillatoire normal est dû à la chute du cristal dans la chambre magmatique, celui-ci arrive dans une zone plus chaude impliquant la croissance d'un plagioclase plus calcique puis, il y a remontée du cristal etc... HOMMA (1932) explique la mobilité du plagioclase dans la chambre magmatique par des courants de convection dans lequel le cristal est aidé dans son ascension par des bulles de composants volatiles qui se dégagent, tandis que sa chute est expliquée par la gravité.

- La chute de pression fut évoquée par MICHOT (1930) puis par YODER (1969) qui, à partir du système expérimental Albite-Anorthite, explique le coeur basique comme le résultat d'une cristallisation sous fortes pressions d'eau et le zonage oscillatoire comme la conséquence de variations de ce même facteur. VANCE lui, explique le "patchy zoning" par la cristallisation d'un plagioclase calcique suivie d'une chute de pression causée par la montée du magma riche en eau qui entraîne une résorption de ce minéral.

- L'idée d'un changement dans la composition et la quantité du magma par des facteurs externes fut évoquée par FENNER (1926) qui pensa également que la perte de composants volatiles pourrait entraîner des variations dans la nature du magma, idée qu'HARLOFF (1927) reprit en suggérant qu'une perte soudaine de ces éléments volatiles causerait la cristallisation rapide de zones de composition chimique différentes. PHEMISTER (1934) imagine un dépôt rythmique avec tout d'abord création d'un plagioclase ayant un rapport An/Ab supérieur à celui du magma ce qui implique une concentration en Ab dans le liquide et ce, à l'intérieur du domaine de cristallisation; puis, il y a réaction de la bordure du cristal avec le liquide qui est enrichi en Ab pour former un plagioclase moins calcique et avec concurrence,

une augmentation du taux Ab/An dans le liquide puis dépôt de plagioclase calcique et ainsi de suite. Comme le magma se refroidit, les zones plus ou moins calciques progressent vers une composition plus sodique.

Mais c'est à BOTTINGA *et al.* (1966) que l'on doit les premières données quantitatives sur les variations chimiques au voisinage d'un cristal de plagioclase en croissance, grâce à des études à la microsonde. Ils ont montré une augmentation de la concentration en Si, Mg, Fe à proximité de l'interface cristal/verre basaltique et une diminution en Al tandis que les taux en Na et Ca restent constants mais la concentration en Ca dans le cristal de bytownite est supérieure à celle du verre tandis que celle du Na est inférieure. Le fait qu'il n'y ait pas de gradient de concentration en Ca et Na à proximité du cristal peut sembler paradoxal car, ce sont ces éléments qui interviennent directement dans la variation de la basicité du plagioclase.

En fait, ces auteurs l'expliquent fort bien en évoquant une plus grande mobilité atomique du Na et du Ca par rapport à celle de Si et Al et à un fractionnement inférieur entre le liquide et le plagioclase du Fe et Mg comparés à Ca et Na.

3.5.4.- Discussion du problème

Nous n'aborderons pas le problème vaste des mécanismes de la croissance d'un cristal. Nous nous bornerons à supposer le minéral déjà formé.

Le plagioclase est dans une chambre magmatique et subit des interactions avec le milieu environnant et le magma. Ce magma peut être homogène ou hétérogène.

- Pour supposer le magma homogène, il faut que dans la chambre magmatique il y ait un brassage efficace afin qu'il ne s'opère pas, partiellement, de ségrégation des éléments et que toute assimilation de matériaux soit répartie rapidement dans toute la chambre. Dans ce cas, les facteurs physiques de variation telles la pression et la températures seront alors prédominants dans la création d'un éventuel zonage. ce cas est trop idéal pour satisfaire aux exigences de la nature.

- Un magma hétérogène semble plus crédible car les enclaves de l'encaissant qui sont assimilées, si elles sont sous saturées par rapport au liquide, polluent notablement le magma et les éléments issus de ces enclaves et ne sont pas immédiatement disséminés dans la chambre. La cristallisation fractionnée de certaines phases minérales ne se fait pas simultanément et obligatoirement dans toute la chambre; il s'en suit des variations locales dans la concentration de certains éléments. Mais, c'est également la mobilité différentielle et la diffusion des éléments qui créent une hétérogénéité locale.

- Les facteurs du milieu environnant qui interviennent sont la pression et la température. Ils peuvent agir simultanément ou individuellement. Les variations de température ont un rôle certain car le magma se refroidit progressivement par déperdition de chaleur avec l'encaissant. Mais, la variation de pression peut entraîner des modifications plus conséquentes. Ces variations sont dues à la déperdition de composants volatiles, à l'ascension du magma grâce à la force d'ARCHIMEDE et aux contraintes régionales, mais aussi aux éruptions qui, dans ce style de volcanisme fortement explosif, créent des chutes brusques de pression.

- Il faut donc prendre en considération tous ces facteurs qui perturbent la course normale de cristallisation suivant le modèle expérimental de BOWEN (1913). Un plagioclase réagit dans un contexte donné et correspond à une série de stades de cristallisation dans des conditions physico-chimiques fluctuantes. Il est l'image de sa propre évolution mais il ne peut être l'enregistrement des variations globales qui peuvent avoir lieu à l'échelle de la chambre magmatique.

4.- L'AMPHIBOLE.

Elle est essentiellement présente dans les premiers temps de cristallisation, sous forme de phénocristaux dont l'allongement suivant l'axe C peut atteindre 5-6 mm, mais en moyenne leur taille avoisine les 1-2 mm. La proportion de très grands phénocristaux diminue en fonction de l'enrichissement en silice. Elle se présente suivant deux variétés : la hornblende brune et la hornblende verte.

-4.1.- La hornblende brune se présente en cristaux automorphes et montre une réfringence forte et un pléochroïsme intense :

- ng = brun rouge très foncé à brun verdâtre
- nm = brun rouge
- np = jaune brun à jaune verdâtre.

La biréfringence est élevée; elle est couramment zonée et l'angle maximum d'extinction $N_g - c$ ne dépasse pas $7-8^\circ$. Deux analyses chimiques ont été pratiquées sur des phénocristaux séparés (tableau 2) et elles confirment la détermination par voie optique.

4.2.- La hornblende verte est nettement moins abondante que le type précédent, sa réfringence est beaucoup plus faible et le pléochroïsme moins marqué:

- ng = vert olive à vert légèrement brun
- nm = vert jaunâtre
- np = vert jaune clair.

La biréfringence est moyenne et l'angle d'extinction $N_g - c$ varie entre 15 et 20° . Le zonage est peu fréquent.

4.3.- Transformations subies par l'amphibole

La destabilisation des amphiboles apparaît sous des formes plus ou moins prononcées.

Tout d'abord, elles peuvent subir un début de résorption magmatique qui se traduit sur la périphérie du cristal par l'apparition d'un liseré d'opacités (planche 6) dont l'ampleur peut croître et amener à une transformation complète de l'amphibole qui apparaîtra sous forme de fantôme; on ne reconnaît le minéral originel que par sa forme. Cette transformation peut apparaître dans les microcristaux.

TABLEAU 2 : COMPOSITIONS CHIMIQUES D'AMPHIROLES DE SAINT-ANTONIN

N° Echantillon	SA 137	AM4	FORMULES STRUCTURALES POUR 23 OXYGENES		
				SA 137	AM4
SiO ₂	41,70	43,00			
TiO ₂	2,05	1,54			
Al ₂ O ₃	16,50	14,40	Si	5,966	6,110
Fe ₂ O ₃	6,88	3,98	Al	2,034	1,890
FeO	5,74	6,10	Al	0,743	0,519
MnO	0,14	0,12	Ti	0,220	0,164
MgO	11,77	15,30	Fe ³⁺	0,738	0,424
CaO	12,00	12,12	Mg	2,526	3,263
Na ₂ O	2,00	2,16	Fe ²⁺	0,684	0,723
K ₂ O	0,43	0,53	Mn	0,017	0,014
H ₂ O ⁺	0,90	1,18	Na	0,554	0,594
H ₂ O ⁻	0,16	-	Ca	1,839	1,846
			K	0,078	0,096
	100,27	100,43	Z	8,00	8,00
			Y	4,93	5,10
			X	2,47	2,53

Mais le phénomène de résorption magmatique peut devenir plus intense et entraîner une pseudomorphose de l'amphibole par des minéraux nouveaux qui, dans les stades précoces, se contenteront surtout de cerner le minéral pour l'envahir progressivement. Parmi les minéraux entrant dans ce processus on reconnaît :

- des petits cristaux de clinopyroxène qui s'ordonnent suivant un liseré autour du phénocrystal ou bien peuvent être dispersés à l'intérieur de ce dernier;

- des cristaux xénomorphes à subautomorphes de plagioclases (labrador surtout) qui ont le même agencement que le clinopyroxène;

- des minéraux opaques fort nombreux et dont la disposition reste plus désordonnée.

Une autre transformation, moins fréquente que les deux précédentes et déjà signalée par ALSAC *et al.* (1969) se traduit par l'apparition dans certaines amphiboles de zones très rougeâtres avec une bordure brun verdâtre.

A. DENANT (1972) a observé un type de transformation hornblende verte → hornblende brune et l'explique: suivant KOZU *et al.* (1927) par une déshydratation et une oxydation du fer, ces auteurs ayant réalisé expérimentalement cette transformation à 750°C et à la pression atmosphérique ou bien par une décoloration de ce minéral (BOSE, 1959).

Les amphiboles ont tendance à se résorber lorsqu'elles sont portées de leur lieu de formation (profond) à un niveau plus superficiel lors de la montée du magma.

5.- LE CLINOPYROXENE

Il est présent dans les deux étapes de cristallisation sous forme de cristaux d'augite généralement automorphes (planche 7). Elle montre des macles (100) en lamelles et une taille voisine des phénocristaux de plagi-

oclase. Dans certains échantillons, elle peut être le seul minéral ferromagnésien présent en phénocristaux, tandis que dans d'autres elle rivalise d'importance avec l'amphibole dont les proportions peuvent lui être inférieures ou supérieures. Elle montre une réfringence forte; elle est incolore, jaune verdâtre, brun très clair ou jaune orangé (rarement). Son angle d'extinction N_g varie entre 42 et 47°. Ce minéral n'est pratiquement jamais altéré. Il présente des inclusions de plagioclases, de minéraux opaques souvent cubiques et dans de rares cas des microcristaux d'orthopyroxène et de verre. L'augite présente parfois des transformations (planche 7) qui se traduisent par l'apparition de verre incolore montrant des parties mammelonnées à l'aspect concrétionné. Cette transformation débute du coeur du minéral pour l'envahir totalement.

6.- L'ORTHOPYROXENE.

On ne le rencontre qu'en microcristaux automorphes à subautomorphes de taille très modeste (40 à 60/100 de mm d'allongement pour 10 à 20/100 de mm de large). Sa réfringence est forte et le pléochroïsme est marqué :

ng = gris verdâtre

nm = rose pâle

np = rose brun pâle.

Les inclusions métalliques nombreuses suivant (010) peuvent masquer ces couleurs.

7.- L'APATITE.

L'habitus de ces cristaux est surtout aciculaire; il est à mettre en relation avec les processus physiques qui déclenchent le refroidissement (P. et T.) ainsi qu'avec l'environnement chimique (WYLLIE *et al.* 1962, p. 241).

Elles sont présentes dans les phénocristaux, surtout de plagioclases où elles s'ordonnent suivant les axes cristallographiques ou bien, dans la mésostase. De plus, les apatites incluses dans les plagioclases sont fréquem-

ment brisées suivant le clivage basal (00.1) et, il est possible d'imaginer à titre d'hypothèse qu'un refroidissement différentiel du plagioclase par rapport à l'apatite soumet cette dernière à des contraintes qui entraînent sa rupture suivant des zones de moindre résistance.

8.- LES POLYMORPHES DE LA SILICE.

Ils sont vraisemblablement présents dans la mésostase des termes les plus acides, mais il n'a pu être fait de détermination précise de ces minéraux.

Par contre, lorsqu'ils sont d'origine hydrothermale, ils occupent des druses aux formes irrégulières ou bien ils se présentent sous l'aspect de petits filonnets (planche 7) injectés dans les fractures de la roche.

Depuis la périphérie vers le centre des druses, on observe : en contact avec la mésostase et suivant un liseré assez continu, un minéral souvent sous forme de tablette à très faible réfringence et très faiblement biréfringent qui correspond à la tridymite ou à la cristobalite. Lui faisant suite vers l'intérieur, on rencontre des couches parfois concentriques ayant l'aspect de petits mammelons, il s'agit de calcédoine. Puis, limitant nettement l'auréole de calcédoine mammelonnée, on note une variété de calcédoine (quartzine) qui forme une zone limpide en lumière naturelle donnant en lumière polarisée l'aspect de fibres imbriquées à cette zone.

Ces épisodes fumerolliens de nature siliceuse sont tardifs et postérieurs à la solidification de la roche. Le remplissage des vacuoles et la mise en place des filonnets se seraient effectués selon les travaux expérimentaux de J.F. WHITE *et al.* (1961) à faible pression et suivant des températures variant entre 100 et 300°C; il s'agit donc d'un épisode tout à fait superficiel.

9.- LA CELADONITE.

Mise en évidence par ALSAC *et al.* (1969), elle reste un minéral très rare, de couleur vert foncé que l'on rencontre uniquement en position interstitielle, piquetée de fins granules d'opacités. Comme le remarquent ces

auteurs, l'origine de ce minéral reste imprécise. Elle est selon MILLOT (1964), le résultat de l'altération et, suivant KUBOVICS (1964), elle est en relation avec le magmatisme.

10.- LE VERRE

De teinte brun clair à brun jaune en lumière naturelle, il peut former une grande partie de la mésostase où il est obscurci par de nombreux petits grains d'opaques. En lumière polarisée, on observe certains indices de dévitrification.

11.- LES MINÉRAUX OPAQUES

Ils sont très nombreux et occupent principalement la mésostase mais, certains cristaux de par leur taille peuvent être assimilés à des micro-phénocristaux. Ils sont présents dans tous les phénocristaux, ce qui implique que leur cristallisation a dû être précoce. Il s'agit de titanomagnétite, de magnétite et d'hématite.

12.- LES MINÉRAUX D'ALTERATION

Les zéolites proviennent de l'altération des feldspaths et sont souvent associées à de la calcite.

La calcite a une répartition très inégale; elle peut être abondante dans la mésostase ou bien localisée dans les plagioclases et les pyroxènes.

Les minéraux argileux ont été déterminés par diffractométrie "X" par ALSAC *et al.* (1969). Il s'agit de montmorillonite et de kaolinite que l'on rencontre uniquement dans la mésostase.

13.- LES ENCLAVES

Les andésites montrent peu d'enclaves, celles-ci se répartissent selon

la nomenclature de A. LACROIX (1930) en deux types : enclaves énallogènes et enclaves homéogènes.

13.1.- Les enclaves énallogènes

Elles sont constituées par des roches n'ayant aucun rapport direct avec le magma. Elles sont très rares et de taille modeste (centimétrique). On les rencontre dans des filons comme aux Baylons et exceptionnellement dans les blocs de lave. Il s'agit de roches sédimentaires de nature marneuse, ramonées du substratum lors de la mise en place des roches volcaniques. La température a pu être suffisamment forte, dans certains cas, pour entraîner la transformation marne → calcite + épidote observée dans un échantillon. Je n'ai pu observer aucune enclave d'autre nature qui puisse être assimilée à une enclave de "socle".

13.2.- Les enclaves homéogènes

En relation directe avec le magma, elles se répartissent en deux groupes : les enclaves homéogènes allomorphes macroscopiques et les enclaves homéogènes plésiomorphes microscopiques.

13.2.1.- Les enclaves allomorphes macroscopiques sont rares ; leur dimension va du centimètre à la dizaine de centimètres de diamètre ; leur forme est souvent ovoïde et elles se distinguent à l'affleurement par leur couleur plus sombre. La structure est grenue, parfois à tendance doléritique et correspond à l'association de cristaux de plagioclases, d'amphiboles, de minéraux opaques.

- Les plagioclases mesurent 2 à 3 mm, sont maclés et moins zonés que ceux de la lave ; leur basicité oscille entre An 50 et An 70-80.

- La hornblende verte ou brune représente la phase minérale principale et la taille des individus est importante. Les cristaux n'ont pas subi de processus de destabilisation.

- Les minéraux opaques sont abondants et le plus souvent automorphes.

- L'apatite a un habitus aciculaire.

L'ensemble de ces caractères confèrent à ces enclaves l'aspect de cumulats dioritiques.

13.2.2.- Les enclaves plésiomorphes microscopiques relativement plus abondantes que les précédentes sont formées par l'association grenue : plagioclase + amphibole + clinopyroxène + minéraux opaques en proportions variables.

13.2.3. - Position du problème

Ces enclaves homogènes constituent des ségrégations précoces de cristaux au sein du magma.

D.C. STEWART (1975) interprète les enclaves homogènes microscopiques comme le résultat d'une déstabilisation de la hornblende en plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène + magnétite lors de l'ascension vers un niveau de moindre pression au sein de la croûte supérieure.

Bien qu'il soit tentant d'opter pour une telle hypothèse, certains faits s'opposent à une telle interprétation. Ce sont notamment l'absence d'orthopyroxène et la présence de l'amphibole dans ces agrégats. Il convient plutôt de supposer une accumulation fortuite de phénocristaux qui, par leur assemblage, donne ces agrégats. Ainsi que le souligne C. COULON (1977), les conditions d'évolution du magma influencent la taille et l'abondance des enclaves homogènes car, une cristallisation lente laisse tout loisir aux ségrégations minérales de s'opérer et les roches pourvues d'enclaves montrent toujours une structure microgrenue.

14.- CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.

14.1.- Les caractères pétrographiques

L'ensemble des caractères pétrographiques montre la nature typiquement calco-alkaline de ces laves :

- nette prédominance des andésites s.s. (80%) par rapport aux autres termes
- structure très porphyrique soulignée par la richesse en phénocristaux de plagioclases
- phénocristaux de plagioclase fortement zonés et basicité élevée
- présence constante de phénocristaux de clinopyroxène
- hypersthène en microcristaux
- présence d'amphiboles
- précipitation constante de la magnétite.

14.2.- Evolution minéralogique en fonction des différents types de roches

Elle est portée dans le tableau n° 3 qui résume schématiquement l'ensemble des caractères pétrographiques des laves du synclinal de Saint Antonin. Elle se traduit par une diminution du pourcentage de phénocristaux en parallèle avec une décroissance de la basicité du plagioclase. L'augite reste constante en phénocristaux tandis que l'amphibole tend à décroître.

14.3.- Considérations pétrogénétiques déduites de l'étude pétrographique

L'ordre de cristallisation des différentes phases minérales permet d'ébaucher une esquisse des conditions pétrogénétiques qui ont permis leur formation.

Ce sont les minéraux opaques qui cristallisent en premier et leur cristallisation précoce est à mettre en relation avec de fortes pressions partielles d'oxygène (E.F. OSBORN, 1959, 1962) lesquelles sont en liaison avec la teneur en eau du magma. La fugacité de l'oxygène est contrôlée par l'abon-

TABLEAU 3 : VARIATION DES CARACTERES MINERALOGIQUES EN FONCTION DES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES

SiO_2	53 %		63 %	
	BASALTES	ANDESITES	DACITES	
Phénocristaux	: 50 - 60 % :	: 45 - 55% :	: 45 %	
Plagioclase	: — An 60-90 — :	: — An 80-50 — :	: — An 60-40 —	
Clinopyroxène	: — 12% — :	: — 10% — :	: — — — —	
Hornblende	: — 15% — :	: — 5 - 10% — :	: — — — —	
Minéraux opaque	: — — — — :	: — 2% — :	: — — — —	

Plagioclase	: — An 80-50 — :	: — An 60-50 — :	: — An 40 —	
Clinopyroxène	: — — — — :	: — — — — :	: — — — —	
Orthopyroxène	: — — — — :	: — — — — :	: — — — —	
Silice	: — — — — :	: — — — — :	: — — — —	
Opagues	: — — — — :	: — — — — :	: — — — —	

dance des phases volatiles du magma et en particulier par l'eau dont le rôle doit être important. Son action se caractérise par l'apparition de minéraux hydroxylés. En effet, I.S.E. CARMICHAEL (1967) a montré que l'amphibole se rencontre dans les laves à forte fugacité d'oxygène.

Le zonage des plagioclases est l'indice d'un milieu soumis à des conditions physico-chimiques fluctuantes et leur coeur basique est selon H.S. YODER (1965, 1969) le reflet de pressions d'eau élevées dans le magma.

Le fait que le clinopyroxène soit en inclusion dans le plagioclase et vice-versa montre que ces minéraux ont eu un début de cristallisation dans des conditions de température proche. T.H. GREEN (1972) à partir de travaux expérimentaux a montré que la teneur en eau dans un tel cas devait être de 2% pour une pression de 10 kb et de 5% pour une pression de 8 kb.

T.G. HREEN (1972) et D.H. EGGLER (1972) ont montré que la cristallisation du plagioclase est en relation avec la teneur en eau du magma. Plus celle-ci est élevée, plus la cristallisation s'opère à des températures éloignées du liquidus. Ceci se traduit par le fait que le plagioclase n'est pas la première phase minérale à cristalliser.

L'absence d'orthopyroxène en phénocristaux et son apparition après l'augite traduisent des consitions de sursaturation en eau.

QUATRIEME PARTIE

GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

- I.- Mise en évidence du caractère calco-alcalin
- 2.- Distribution de fréquence des éléments chimiques majeurs
3. Les basaltes
 - 3.1.- Caractères généraux
 - 3.2.- Comparaison avec des basaltes liés à des séries calco-alcalines et des "High alumina basalts"
 - 3.3.- Discussion
- 4.- Les andésites s.s.
 - 4.1.- Classification
 - 4.2.- Comparaison avec des moyennes d'andésites
- 5.- Les dacites
- 6.- Evolution chimique des éléments majeurs au cours de la différenciation
 - 6.1.- Le diagramme A.F.M.
 - 6.2.- Variation des oxydes en fonction de l'indice de solidification
 - 6.2.1.- Intérêt de l'utilisation de l'indice de solidification de H. KUNO *et al.* (1957)
 - 6.2.2.- Evolution des oxydes par rapport aux variations du S.I.
 - 6.3.- Le diagramme alcalins/silice
- 7.- L'état d'oxydation
 - 7.1.- Position du problème
 - 7.2.- Importance du degré d'oxydation dans l'utilisation des normes
 - 7.2.1.- Influence sur la saturation
 - 7.2.2.- Relation entre le degré d'oxydation et les résultats des normes C.I.P.W. et RITTMANN
- 8.- Conclusion

I.- MISE EN EVIDENCE DU CARACTERE CALCO-ALCALIN

La nature calco-alkaline des laves du synclinal de Saint-Antonin a été mise en évidence par l'étude de ses caractères pétrographiques. L'étude géochimique confirme ces données par l'ensemble des résultats suivants :

- nette prédominance des andésites s.s. par rapport aux autres termes de la série
- saturation constante en silice normative dans tous les termes de la série (figure n° 13)
- teneurs élevées en alumine
- degré d'oxydation élevé
- absence d'enrichissement en fer dans tous les stades de la différenciation
- teneurs faibles en alcalins et en titane mais avec tout de même enrichissement de ces éléments
- appauvrissement en eau et en MgO
- ∠ position des points représentatifs de ces laves dans le domaine des séries calco-alkalins/silice, Fer total/S.I., $Al_2O_3/An\%$...) figure 14
- indice de PEACOCK comparable à celui d'autres séries calco-alkalines

2.- DISTRIBUTION DE FREQUENCE DES ELEMENTS CHIMIQUES MAJEURS

Les éléments ont été reportés sur des diagrammes en vue d'une analyse statistique. Les échantillons ont été supposés prélevés au "hasard". Afin que la distribution des effectifs ne soit pas trop dispersée dans les domaines de variations possibles, les intervalles de classe ont été resserrés quand cela était possible.

Les histogrammes de fréquence sont représentés figure 15. On constate :

- pour la silice, une très large variation de l'ordre de 16%, ce

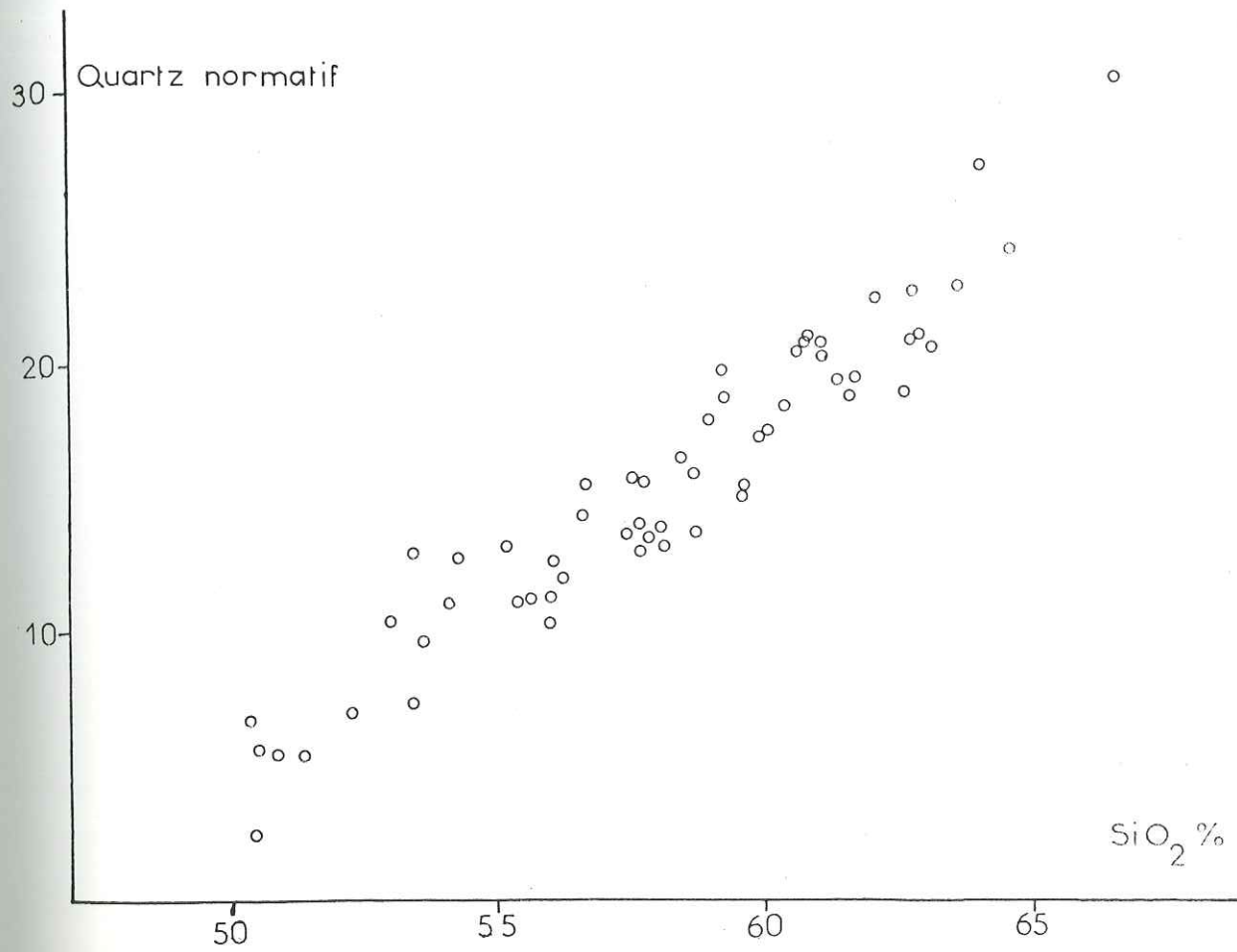


Figure 13 : Diagramme Quartz normatif/SiO₂.

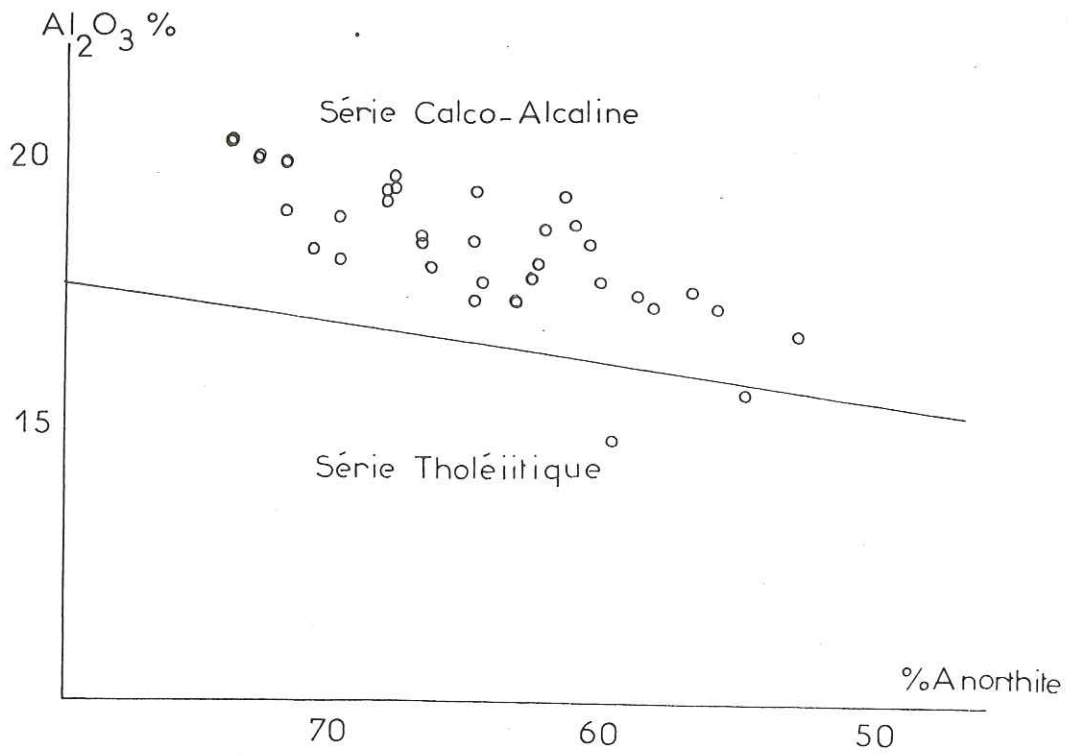


Figure I4 A : Diagramme Al₂O₃/An % de Irvine et Baragar.

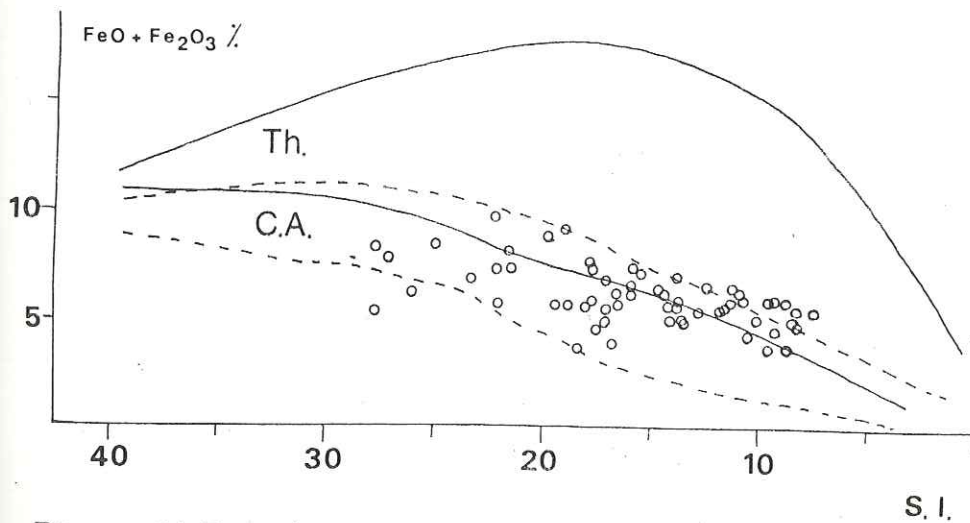


Figure I4 B : Diagramme FeO + Fe₂O₃/S.I. de Kuno.

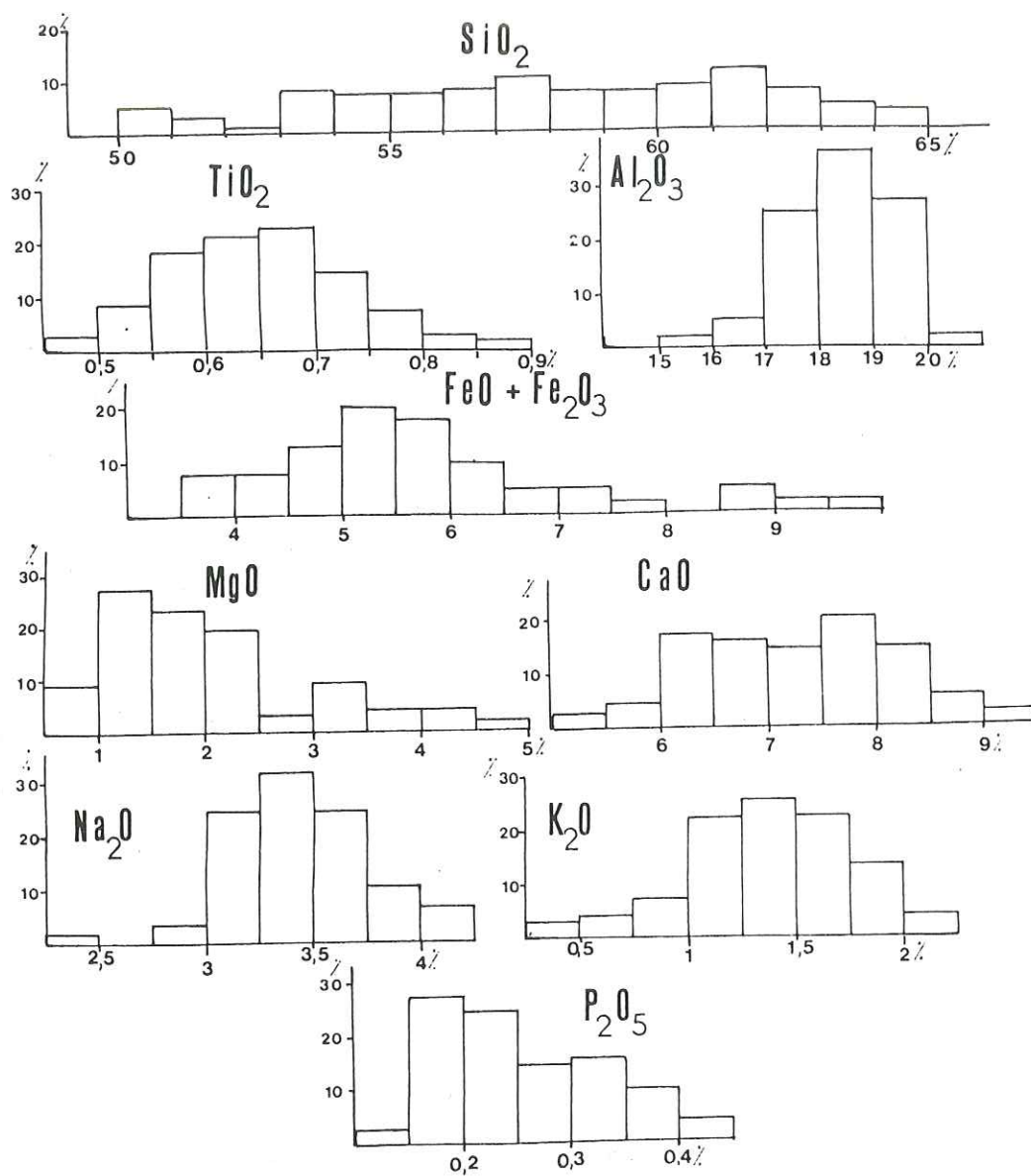


Figure 15 : Distribution de fréquence des éléments chimiques majeurs.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

qui est très important pour un contexte volcanique aussi restreint. Nous discuterons ultérieurement du problème de cette répartition. Les échantillons sont très étalés avec une distribution normale.

- L'aluminium évoque une distribution binomiale dans ce diagramme asymétrique; les fréquences décroissent plus rapidement d'un côté du maximum que de l'autre. Ce maximum à 18,50% met en évidence la richesse en alumine de ces laves.

- Le fer total a été compté en $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ car il n'a pas été fait de correction sur Fe_2O_3 . Sa distribution est très étalée (6%) et il varie dans un intervalle de 3,5 à 10% suivant une distribution normale, les différentes classes se groupant symétriquement en décroissant de part et d'autre d'une fréquence centrale maximale à 5-6%.

- Le magnésium varie entre 0,5 et 5% dans un diagramme de fréquence que l'on peut rapporter au type assymétrique. Cependant, dans le détail, il apparaît deux maxima : le premier, et le plus important, se situe entre 1 et 1,5%; l'autre, plus discret, est entre 3 et 3,5%. Ces deux maxima donneraient alors une distribution bimodale suggérant l'existence de deux populations pour cet élément. Andésites et dacites étant à rattacher au maximum le plus important tandis que basaltes et andésites basiques contribueraient à l'établissement du deuxième maximum.

- Le calcium a une distribution symétrique très étalée; le maximum est entre 6 et 8,5% et la variation maximale est de 4,5%.

- Les alcalins ont une distribution identique, l'allure des diagrammes permet l'hypothèse d'une distribution suivant la loi normale pour ces deux éléments. L'écart absolu de variation est de 2% et les maxima sont respectivement à 1,25 - 1,5% pour le potassium et 3,25 - 3,5% pour le sodium.

- Le titane varie entre 0,45 et 0,9% suivant une distribution de fréquence symétrique, le maximum est aux environs de 0,65 - 0,70%.

- Le phosphore ne suit pas le même type de variation; les fréquences décroissent plus rapidement d'un côté que de l'autre du maximum qui est à 0,15 - 0,20%. L'écart de variation est de 0,35%.

3.- LES BASALTES

3.1.- Caractères généraux

Il s'agit de basaltes porphyriques qui ne représentent que 10% de l'ensemble des roches, leur composition chimique est indiquée dans le tableau n° 4.

Les caractères chimiques essentiels sont :

- une richesse relative en silice qui se traduit par une évolution vers un pôle plus siliceux et un passage progressif vers les andésites basiques. La teneur élevée en silice a pour résultat une constante sursaturation normative de tous les basaltes;

- le fer et le magnésium ont des teneurs plus élevées que dans l'ensemble des termes de la série et sont à mettre en relation avec l'abondance plus grande des minéraux ferromagnésiens dans ces roches;

- la richesse en calcium est en relation directe avec la basicité élevée du plagioclase (Bytownite normative);

- les fortes proportions de l'aluminium sont en liaison avec l'abondance de plagioclase basique.

3.2.- Comparaison avec des basaltes liés à des séries calco-alcalines et des "High alumina basalts"

Ces basaltes ne peuvent être assimilés à des "high alumina basalts" bien que les teneurs moyennes en silice et en alumine soient proches car, les différences sur les autres éléments sont bien marquées (tableau 5, analyses 3 et 6) notamment pour le fer total, le magnésium et le calcium qui ont des teneurs beaucoup plus élevées dans les "high alumina basalts" et les teneurs en alca-

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52.30	51.40	50.90	50.60	50.55	50.35
TiO ₂	0.57	0.70	0.78	0.72	0.75	0.70
Al ₂ O ₃	18.90	19.40	19.00	20.00	18.45	18.10
Fe ₂ O ₃	4.88	6.60	3.79	3.82	6.00	8.00
FeO	3.20	2.30	4.24	3.84	2.60	1.80
MnO	0.13	0.10	0.17	0.15	0.08	0.05
MgO	3.50	3.40	4.30	4.16	4.65	4.00
CaO	7.98	7.80	9.02	8.36	7.05	7.50
Na ₂ O	3.15	3.40	3.18	3.18	3.50	3.00
K ₂ O	1.55	1.60	0.49	0.42	1.95	1.40
P ₂ O ₅	0.24	0.30	0.38	0.19	0.20	0.20
P.F.	1.30	1.00	1.34	1.74	1.50	1.65
H ₂ O ⁻	2.23	2.00	2.69	2.96	3.05	3.75
Total	99.93	100.00	100.28	100.14	100.33	100.50

NORMES C. I. P. W.

Qz	6.98	5.35	5.47	5.60	2.26	6.93
Or	9.17	9.46	2.89	2.48	11.53	8.27
Ab	26.62	28.73	26.87	26.87	29.57	25.35
An	32.80	32.89	36.07	39.00	28.82	33.13
Di	4.25	3.15	5.18	1.11	3.88	3.35
Hy	7.89	7.04	11.93	12.85	9.82	8.46
Mt	7.07	6.16	5.49	5.53	6.46	3.93
Ilm	1.08	1.33	1.48	1.37	1.42	1.33
Hém	-	2.34	-	-	1.54	5.28
Ap	0.56	0.70	0.89	0.44	0.47	0.47

Tableau 4 : Composition chimique et norme C.I.P.W. des basaltes du synclinal de Saint - Antonin.

analyses 2,5,6: in Alsac et al. (1969)

analyses 1,3,4: analyses nouvelles, H. Gimenez, Nice, 1978.

	I	2	3	4	5	6
		n= 8	n= 11	n= 20	n= 52	n= 6
SiO ₂	51	50.58	50.19	51.16	52.24	51.01 (0.73)
TiO ₂	I	1.10	0.75	0.88	1.14	0.70 (0.07)
Al ₂ O ₃	18	17.81	17.58	17.37	17.48	18.97 (0.67)
Fe ₂ O ₃		3.55	2.84	3.43	3.20	5.51 (1.66)
FeO	9	6.55	7.19	6.16	5.44	3.00 (0.93)
MnO	-	0.17	0.25	0.17	0.14	0.11 (0.04)
MgO	5	5.48	7.39	6.14	5.85	4.00 (0.48)
CaO	11	10.51	10.50	10.27	8.82	7.95 (0.68)
Na ₂ O	3	2.62	2.75	2.63	3.20	3.23 (0.18)
K ₂ O	0.7	0.48	0.40	0.84	1.04	1.23 (0.63)
P ₂ O ₅	-	0.20	0.14	0.19	0.26	0.25 (0.07)
P.F.	-	0.38	-	0.55	0.56	1.42 (0.27)
H ₂ O ⁺	-	0.57	-	0.23	0.15	2.78 (0.62)

Tableau 5 : Comparaisons des compositions chimiques moyennes des basaltes de séries calco-alcalines et de "high alumina basalt" avec les basaltes du synclinal de Saint - Antonin.

- I : Moyenne de W. Hamilton (1964)
- 2 : Composition moyenne des basaltes liés aux cortèges calco-alcalins (J.F. Lewis, 1971)
- 3 : Composition moyenne des "high alumina basalts". (H. Kuno, 1960)
- 4 : Moyenne des basaltes associés aux andésites dans les arcs insulaires (A. Ewart, 1976)
- 5 : Composition moyenne des basaltes associés aux andésites dans la marge occidentale américaine (A. Ewart, 1976)
- 6 : Composition moyenne des basaltes du synclinal de Saint-Antonin. La valeur entre parenthèses est l'écart type qui représente 68,3 % des cas de distribution.

lins de ces derniers sont inférieures à celles des basaltes de Saint Antonin.

En revanche, la comparaison est possible avec des moyennes de basaltes associés à des andésites dans un contexte orogénique. Ce sont les analyses 4 et 5 qui sont les plus proches. Les teneurs en silice, alcalins, et fer total sont semblables; la différence subsiste néanmoins pour le magnésium et dans une moindre mesure pour le calcium.

3.3.- Discussion

Donc, l'assimilation de ces basaltes à des "high alumina basalts" n'est pas souhaitable car, d'une part les différences chimiques sont trop prononcées, et d'autre part, l'usage de ce terme n'a pas été restreint aux séries calco-alcalines. Il convient donc d'apparenter ces basaltes avec les basaltes alumineux en liaison avec le cortège andésitique typique.

4.- LES ANDESITES s.s.

4.1.- Classification

Leurs limites ont été fixées selon TAYLOR et WHITE (1966) et TAYLOR (1969) à 53% de silice pour le passage basaltes alumineux/andésites s.s. et à 63% pour la transition andésite s.s./dacites. Les andésites s.s. ont elles-mêmes été subdivisées en andésites basiques si leur teneur en silice est inférieure à 56% et en andsite quand elle est supérieure.

A elles seules, elles représentent 80% des roches de la série calco-alcaline du synclinal de Saint Antonin dont 19% pour les andésites basiques.

Leur nomenclature varie suivant le type de diagramme K_2O/SiO_2 que l'on utilise :

- la classification de TAYLOR *et al.* (1969) montre (fig. 16 a) que ces dernières correspondent essentiellement aux "low-Si andesite" et aux "andesites" de ces auteurs.

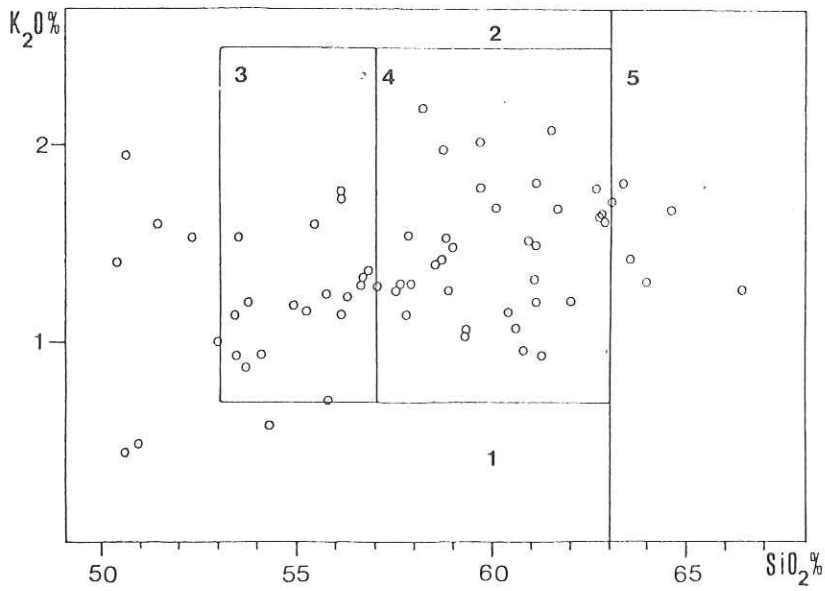


Figure I6 A

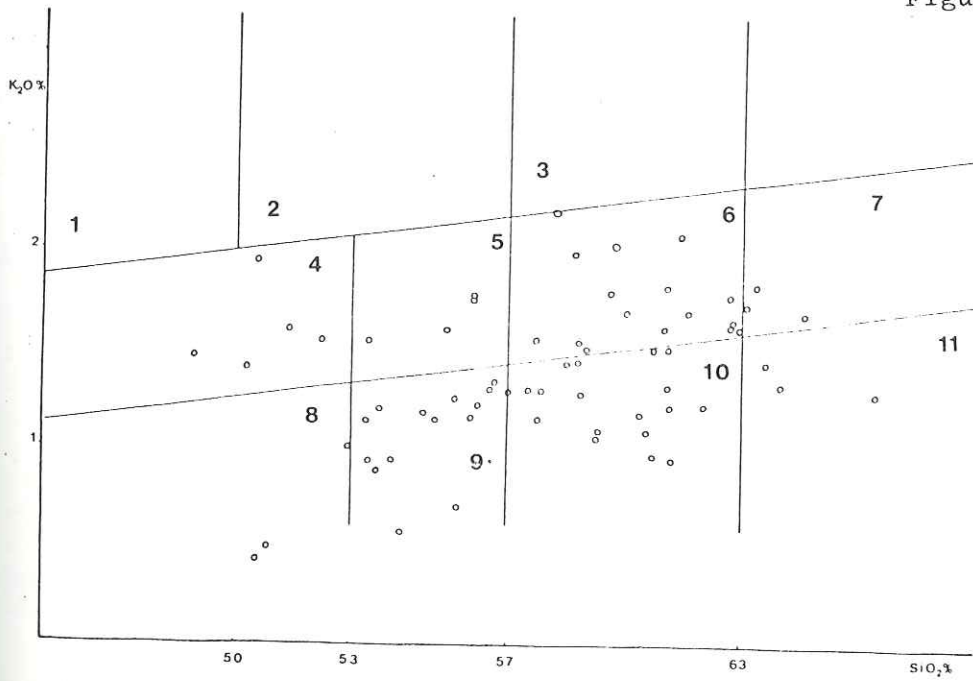


Figure I6 B

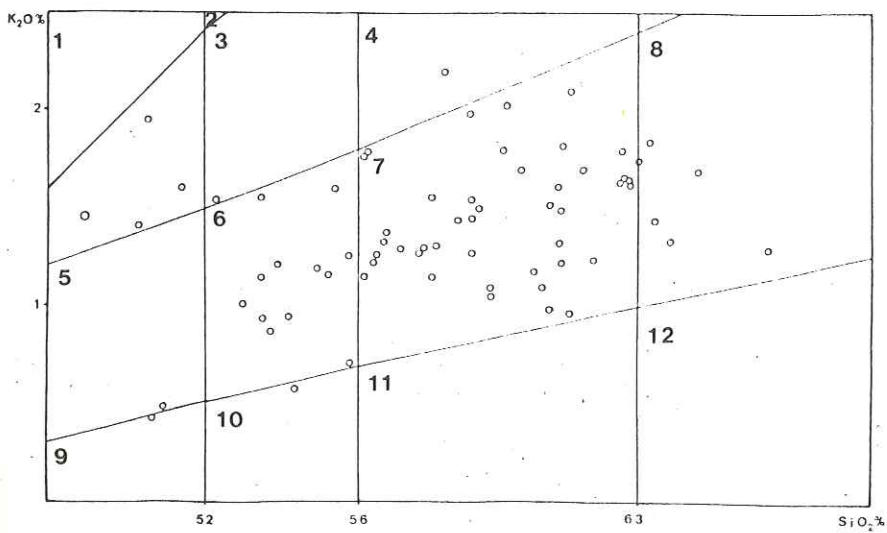


Figure I6 C

Figure I6 A : Classification des andésites d'après S.R. Taylor et al. (1969)

- I : "Low-K Andesite"
- 2 : "High-K Andesite"
- 3 : "Low-Si Andesite"
- 4 : Andésite
- 5 : Dacite

Figure I6 B : Nomenclature de Mackenzie et Chappell (1972)

- I : Absarokite
- 2 : Shoshonite
- 3 : Latite
- 4 : Basaltes riches en Al et K
- 5 : Andésite riche en K et pauvre en Si
- 6 : Andésite riche en K
- 7 : Dacite riche en K
- 8 : Basalte riche en Al
- 9 : Andésite pauvre en Si
- 10 : Andésite
- 11 : Dacite

Figure I6 C : Classification de Peccerillo et Taylor (1976)

- I : Absarokite
- 2 : Shoshonite
- 3 : K-andési-basalte
- 4 : K-andésite
- 5 : Basalte
- 6 : Andési-basalte
- 7 : Andésite
- 8 : Dacite
- 9 : Tholéiite faible en K
- 10 : Andési-basalte pauvre en K
- 11 : Andésite pauvre en K
- 12 : Dacite pauvre en K

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54.41(0.94)	59.56(2.21)	58.37(2.81)	58.17	54.20	59.50	55.20	59.20
TiO ₂	0.65(0.07)	0.63(0.07)	0.63(0.07)	0.80	1.31	0.70	1.20	1.00
Al ₂ O ₃	19.08(0.58)	18.41(0.72)	18.59(0.72)	17.26	17.17	17.20	16.50	16.70
Fe ₂ O ₃	5.00(1.28)	4.00(0.99)	4.23(1.14)	3.07	3.48	6.10	7.80	6.70
FeO	1.77(0.91)	1.45(0.50)	1.53(0.63)	4.17	5.49			
MnO	0.09(0.04)	0.07(0.02)	0.08(0.03)	-	0.15	-	0.12	0.10
MgO	2.69(0.54)	1.66(0.52)	1.90(0.68)	3.23	4.36	3.42	5.40	3.30
CaO	7.82(0.75)	7.17(0.85)	7.32(0.87)	6.93	7.92	7.03	7.40	6.10
Na ₂ O	3.31(0.25)	3.48(0.29)	3.44(0.28)	3.21	3.67	3.68	3.50	3.50
K ₂ O	1.09(0.29)	1.46(0.30)	1.38(0.34)	1.61	1.11	1.60	1.40	2.00
P ₂ O ₅	0.23(0.07)	0.26(0.07)	0.25(0.07)	0.20	0.28	-	-	-

Tableau 6 : Composition moyenne d'andésites.

- 1 : Composition moyenne d'andésites basiques de Saint - Antonin, n= 13
 - 2 : Composition moyenne d'andésites de Saint - Antonin, n= 42
 - 3 : Moyenne des andésites s.s. de Saint - Antonin
 - 4 : Composition andésitique moyenne mondiale de F. Chayes (1969), n= 1775
 - 5 : Composition moyenne d'andésites de S.R. Nockolds (1954), n= 49
 - 6 : Composition moyenne d'andésites de S.R. Taylor (1968)
 - 7 : Andésite basique d'Amérique du Sud, B. Déruelle (1978)
 - 8 : Composition moyenne d'andésites de volcans andins, B. Déruelle (1978), n= 13
- Les valeurs entre parenthèses représentent l'écart type, n = nombre d'analyses -

- La nomenclature de MACKENZIE et CHAPPELL (1972) rapporte ces andésites aux andésites pauvres en silice et riches en potassium, aux andésites riches en K, aux andésites pauvres en Si et aux andésites (figure 16 b)

- La classification proposée par A. PECCERILLO et S.R. TAYLOR (1976) positionne ces andésites s.s. dans les "basaltic andesite" et les andésites (figure 16 c).

Les caractères chimiques de ces andésites sont typiquement calco-alcalins, c'est-à-dire que leur teneur en aluminium, calcium et magnésium est forte, que les alcalins sont relativement abondants, que le degré d'oxydation est élevé et qu'elles sont riches en quartz normatif.

4.2.- Comparaison avec des moyennes d'andésites

Les compositions moyennes des andésites basiques, des andésites et des andésites s.s. ont été calculées et mises en parallèle (tableau 6) avec d'autres moyennes provenant de données bibliographiques.

- Comparées à la moyenne mondiale de F. CHAYES (1966), les andésites s.s. de Saint Antonin présentent de grandes similitudes notamment pour la silice, le calcium et les alcalins. Il y a une légère différence pour l'aluminium et le fer, mais ceci est à mettre en relation avec le grand nombre d'analyses étudiées par CHAYES. Seul, le magnésium montre une nette différence.

- La moyenne proposée par S.R. NOCKOLDS a des fortes ressemblances avec celle des andésites basiques de Saint Antonin à l'exception du magnésium.

Il en est de même de la comparaison entre andésites basiques et andésites de volcans andins et celles de Saint Antonin qui ne diffèrent que sur la teneur en magnésium et dans une moindre mesure de l'aluminium.

Les andésites s.s. de Saint Antonin sont donc comparables à des moyennes d'andésites s.s. de séries typiquement calco-alcalines.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53.00	53.45	53.50	54.10	54.70	55.20	55.40	55.80
TiO ₂	0.66	0.70	0.74	0.65	0.61	0.63	0.85	0.56
Al ₂ O ₃	19.00	18.30	19.30	20.35	19.00	18.60	19.70	18.30
Fe ₂ O ₃	5.69	7.20	5.88	4.25	3.29	6.55	4.70	3.48
FeO	1.50	2.05	1.65	0.85	3.62	0.72	1.65	3.62
MnO	0.09	0.05	0.08	0.05	0.15	0.06	0.13	0.18
MgO	3.20	3.15	2.39	3.45	3.39	2.45	1.70	3.10
CaO	8.35	6.75	8.24	8.20	7.64	8.23	8.20	7.00
Na ₂ O	3.05	3.00	3.66	3.00	3.44	3.08	3.50	3.54
K ₂ O	1.00	1.15	1.55	0.95	0.88	1.16	1.60	0.71
P ₂ O ₅	0.24	0.17	0.18	0.30	0.20	0.15	0.38	0.30
P.F.	1.48	1.65	1.63	2.35	1.10	0.98	1.85	1.76
H ₂ O ⁻	2.50	2.45	1.75	1.35	1.80	1.50	0.50	1.32
Total	99.76	100.07	100.55	99.85	99.82	99.31	100.16	99.67

NORMES C. I. P. W.

Q	10.43	12.87	7.30	11.03	9.61	13.35	10.97	12.43
Or	5.90	6.79	9.17	5.61	5.20	6.86	9.46	4.20
Ab	25.77	25.35	30.93	25.35	29.07	26.03	29.57	29.92
An	35.15	32.51	31.60	38.94	33.75	33.45	32.98	31.91
Di	3.80	7.87	6.40	8.62	2.35	5.06	4.26	0.86
Hy	6.24	-	3.01	-	10.53	3.78	2.27	10.50
Mgn	3.21	4.73	3.43	1.01	4.77	0.69	3.27	5.05
Ilm	3.47	3.93	1.40	3.54	1.16	1.19	2.44	-
Hém	1.25	1.33	3.51	1.23	-	6.07	1.61	1.06
Ap	0.57	0.39	0.42	0.70	0.49	0.35	0.89	0.71
Cor	-	0.18	-	0.09	-	-	-	-

Tableau 6 A: Analyses chimiques d'andésites basiques du synclinal de Saint - Antonin.

analyses 2, 4, 7: in Alsac et al. (1969)
analyses 1, 3, 5, 6, 8: analyses nouvelles, H. Gimenez,
Nice, 1978-1979.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56.10	56.60	57.10	57.80	58.50	59.30	59.70
TiO ₂	0.65	0.67	0.65	0.78	0.53	0.75	0.65
Al ₂ O ₃	19.40	18.90	18.00	18.70	19.10	19.90	17.60
Fe ₂ O ₃	5.80	4.49	5.14	3.96	3.58	2.75	4.60
FeO	0.73	1.58	1.04	1.36	1.90	1.95	1.60
MnO	0.03	0.06	0.09	0.08	0.06	0.10	0.08
MgO	2.30	2.04	2.26	1.98	1.65	1.40	2.10
CaO	6.80	6.95	7.07	8.46	7.62	7.90	5.90
Na ₂ O	3.70	3.48	3.76	3.26	3.32	3.20	4.10
K ₂ O	1.75	1.30	1.29	1.15	1.43	1.05	1.80
P ₂ O ₅	0.40	0.24	0.40	0.19	0.22	0.40	0.25
P.F.	1.15	1.02	0.86	0.65	0.69	0.30	0.50
H ₂ O ⁻	1.30	2.30	2.53	0.86	1.19	0.50	1.00
Total	100.11	99.63	100.19	99.24	99.79	99.50	99.88

NORMES C. I. P. W.

	1	2	3	4	5	6	7
Q	10.94	14.35	13.78	15.56	16.27	18.58	14.67
Or	10.34	7.69	7.62	6.80	8.45	6.21	10.67
Ab	31.26	29.41	31.77	27.55	28.06	27.04	34.64
An	31.11	32.06	28.38	32.94	32.94	36.78	23.98
Di	0.17	0.80	3.26	6.16	2.79	0.07	2.97
Hy	5.74	4.73	4.13	2.10	2.83	3.71	3.87
Mte	0.56	3.34	1.76	2.41	4.78	3.98	3.53
Hēm	5.41	1.27	3.92	1.48	1.00	-	2.39
Ilm	1.23	2.18	1.23	2.29	0.38	1.42	1.23
Ap.	0.94	0.57	0.94	0.45	0.52	0.94	0.59
Cor	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 6 B: Analyses chimiques d'andésites du synclinal de Saint - Antonin.

analyses 1, 6, 7, 10, 12, 13: in Alsac et al. (1969)
 analyses 2, 3, 4, 5, 8, 9, 11, 14, 15: analyses nouvelles, H. Gimenez, Nice, 1978-1979.

	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	60.40	60.80	61.25	61.60	62.05	62.65	62.70	62.90
TiO ₂	0.61	0.56	0.60	0.64	0.70	0.65	0.46	0.56
Al ₂ O ₃	19.10	19.10	18.55	18.60	18.45	17.25	18.30	17.30
Fe ₂ O ₃	2.45	2.84	4.15	3.07	3.50	3.45	2.50	3.73
FeO	1.44	1.47	0.70	1.62	1.45	2.40	1.90	1.08
MnO	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.04	0.07
MgO	1.70	1.80	1.45	0.89	1.05	1.20	1.12	0.94
CaO	8.52	7.78	6.35	6.42	7.20	6.15	6.18	6.23
Na ₂ O	3.29	3.18	3.15	3.76	3.30	4.05	3.62	3.93
K ₂ O	1.18	0.98	0.95	1.82	1.25	1.80	1.64	1.63
P ₂ O ₅	0.31	0.27	0.25	0.24	0.18	0.20	0.16	0.32
P.F.	0.52	0.77	0.75	0.29	1.15	0.15	0.46	0.38
H ₂ O ⁻	0.80	0.70	1.10	0.54	1.30	0.25	0.66	0.66
Total	100.38	100.30	99.30	99.54	100.34	100.28	99.74	99.73

NORMES C. I. P. W.

	8	9	10	11	12	13	14	15
Q	18.19	20.81	24.17	18.75	22.18	18.74	20.75	20.77
Or	6.97	5.80	5.61	10.76	7.38	10.64	9.69	9.64
Ab	27.80	26.88	26.61	31.77	27.88	34.22	30.59	33.21
An	33.81	34.90	30.05	28.45	31.79	23.53	28.79	24.87
Di	5.16	1.66	3.62	1.56	2.24	4.60	0.74	3.31
Hy	1.85	3.73	-	1.50	1.58	1.45	3.17	0.81
Mte	3.06	3.27	0.67	3.56	2.83	5.00	3.62	2.08
Hém	0.33	0.58	3.62	1.21	1.54	-	0.87	2.29
Ilm	1.14	1.06	1.14	0.61	1.33	1.23	-	1.06
Ap	0.73	0.64	0.59	0.56	0.42	0.47	0.37	0.75
Cor	-	-	1.31	-	-	-	-	-

5.- LES DACITES

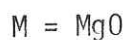
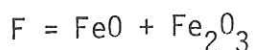
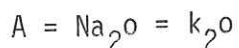
Elles ne représentent, comme les basaltes, que 10% des roches analysées. Leur teneur en silice varie entre 63 et 66%. Elles se différencient des andésites par leur valeurs plus faibles en aluminium, fer, magnésium et calcium ainsi que par un accroissement de l'alcalinité.

Elles montrent des similitudes avec d'autres moyennes de dacites (tableau 7) par leur teneur en silice, aluminium, fer et alcalins. Il y a une différence légère sur le calcium et plus marquée sur le magnésium.

6.- EVOLUTION CHIMIQUE DES ELEMENTS MAJEURS AU COURS DE LA DIFFERENCIATION

6.1.- Le diagramme A.F.M.

Introduit par L.R. WAGER et R.W. DEER en 1939, il est construit suivant le mode de représentation de B. ROOZEBOOM, c'est-à-dire que le côté du triangle est égal à 100 unités, les coordonnées sont parallèles aux trois côtés, leur somme restant égale à 100. Les sommets du triangle sont tels que :



Le point M correspond au paramètre S.I. de H. KUNO *et al.* (1957).

On observe (fig. 17) que la série andésitique de Saint Antonin évolue en accord avec le mode de différenciation classique des séries calco-alcalines, c'est-à-dire : absence d'enrichissement en fer lors du passage des termes les plus basiques vers les plus acides et, avec enrichissement simultané en alcalins, ce qui se traduit par une diminution du magnésium lors de la migration des points représentatifs de ces roches vers le pôle A.

	I	2	3
SiO ₂	64.41 (1.26)	63.58	63.70
TiO ₂	0.57 (0.06)	0.64	0.77
Al ₂ O ₃	16.52 (1.13)	16.67	15.70
Fe ₂ O ₃	2.97 (0.82)	2.27	5.10
FeO	1.60 (0.45)	3.00	
MnO	0.06 -	0.11	0.07
MgO	1.10 (0.24)	2.12	2.70
CaO	6.10 (0.46)	5.53	4.50
Na ₂ O	3.43 (0.65)	3.98	3.55
K ₂ O	1.44 (0.39)	1.40	2.80
P ₂ O ₅	0.23 (0.07)	0.17	-

Tableau 7 : Composition moyenne de dacites.

I : Composition moyenne de dacites de Saint - Antonin, n= 6; 2 : Composition moyenne de dacites, S.R. Nockolds (1954), n= 50; 3 : Composition moyenne de dacites de volcans andins, B. Déruelle (1978), n= 11.

L'évolution est continue entre les différents termes et se fait au sein du domaine attribué par H. KUNO (1968) à la série à Hypersthène. La figure 18 met en évidence le passage graduel des basaltes alumineux aux andésites basiques puis aux andésites et enfin aux dacites, ceci par un chevauchement réciproque de leur aire de distribution.

6.2.- Variation des oxydes en fonction de l'indice de solidification

6.2.1.- Intérêt de l'utilisation de l'indice de solidification de H. KUNO *et al.* (1957).

Afin de montrer les tendances de variation au sein des oxydes pris individuellement, il est nécessaire d'utiliser un diagramme dans lequel les pourcentages d'oxydes sont positionnés par rapport à un indice qui représente l'état de fractionnement du magma parental.

L.R. WAGER et W.A. DEER (1939) ont positionné les pourcentages d'oxydes des liquides successifs du Skaergaard (Groenland) par rapport à la fraction solidifiée (pourcentage solidified) ce qui est, on le conçoit, un paramètre idéal comme abscisse de diagramme de variation. Mais ces auteurs étaient en présence d'un cas exceptionnel.

Aussi, H. KUNO *et al.* (1957) observant la tendance constante à la diminution du MgO par rapport au fer total et aux alcalins tout au long de la plus grande partie du fractionnement ont remarqué que le rapport $\text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (KUNO 1953) était à peu près une fonction linéaire de la fraction solidifiée dans le cas particulier du Skaergaard et l'ont dénommée "solidification index" ou S.I.

Ce paramètre semble donc le plus objectif et le plus aisé actuellement pour représenter les divers stades de l'évolution magmatique.

6.2.2.- Evolution des oxydes par rapport aux variations du S.I.

Les points représentatifs sont reportés fig. 19 et montrent une décroissance constante du fer, du magnésium, du calcium et, dans une

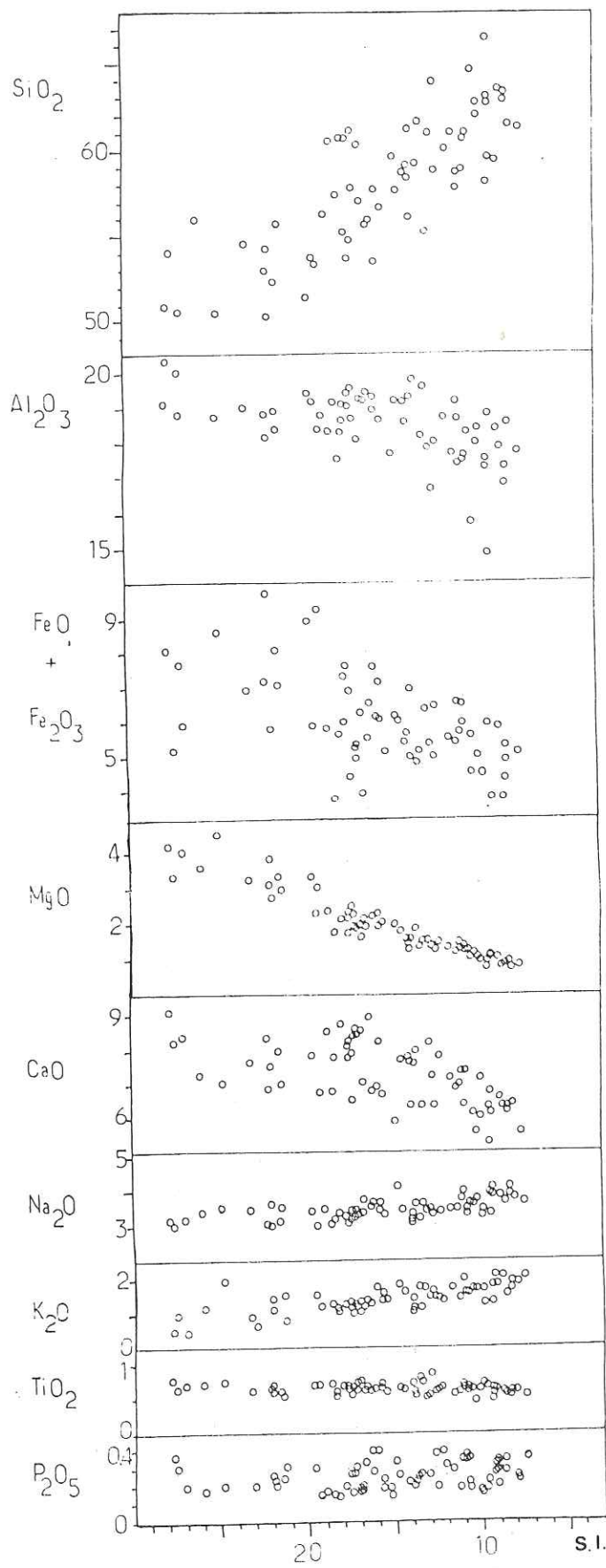


Figure 19 : Variations des oxydes en fonction de l'indice de solidification (S.I.).

moindre mesure, du titane en même temps que l'indice S.I. tandis que la silice et les alcalins ont un comportement inverse.

La Silice croît de façon très marquée en fonction de S.I. passant de 50-51% à S.I. = 28 à 65% de SiO_2 pour une valeur de S.I. de 7-8, mais elle fluctue largement (4-9%) pour une même valeur de cet indice.

L'Aluminium montre une légère tendance à la diminution jusqu'à la valeur de S.I. = 10 où l'on note une forte inflexion avec une variation de près de 4% dans le taux d'alumine. Cette tendance à la diminution de l'aluminium peut s'expliquer par une ségrégation dominante des plagioclases.

Le Fer total, bien que présentant une tendance marquée à la décroissance, montre pour une même valeur de S.I. un intervalle de variation de 4% parfois. L'absence d'enrichissement en fer peut se comprendre si on suppose une cristallisation précoce des oxydes ferrotitanés tels l'ilménite et les titanomagnétites.

Le Magésium dont la tendance évolutive est évidemment toujours inverse de celle de la silice montre une ligne de régression très régulière passant d'environ 4% à 1% avec une très faible dispersion des points représentatifs.

Le Calcium évolue comme le magnésium et montre une variation de près de 4% en passant de S.I. = 28 à S.I. = 7-8 avec une dispersion plus grande, de l'ordre de 2%.

Les Alcalins, comme dans toute série volcanique, montrent une augmentation en fonction de S.I. au cours de la différenciation. C'est le potassium qui montre la plus grande variation (2%) alors que le sodium ne varie que de 1%. Ces deux éléments semblent très dépendants des variations de S.I.

Le Titane décroît légèrement et parallèlement au S.I. d'environ 0.2-0.3% ce qui reste bien sûr faible en valeur absolue mais devient significatif lorsque l'on tient compte du pourcentage de cet oxyde.

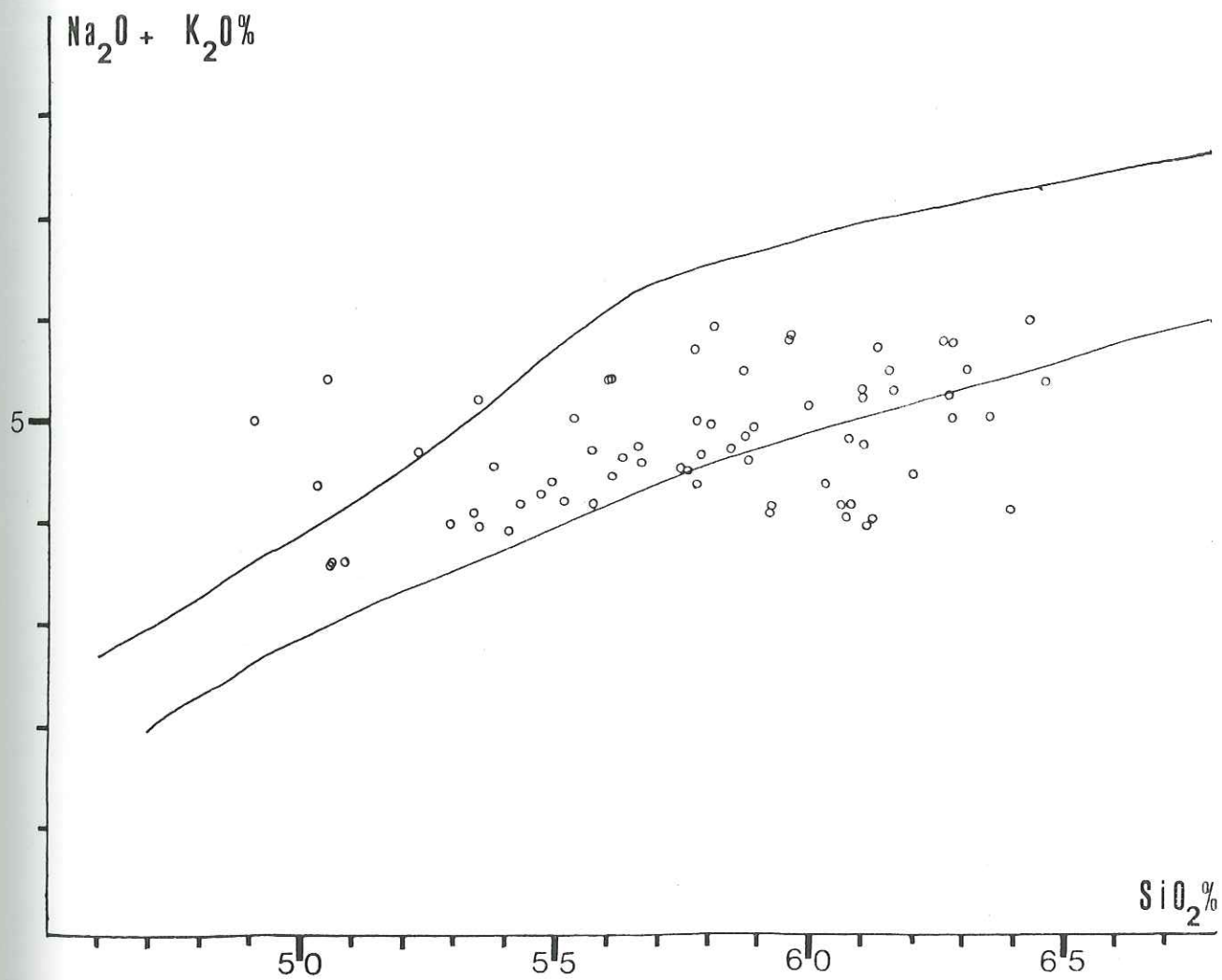


Figure 20 : Diagramme alcalins/silice de la série andésitique du synclinal de Saint - Antonin.

Le Phosphore est relativement dispersé et ne montre pas de tendance évolutive.

6.3.- Le diagramme alcalins/silice

Ce diagramme (figure n°20) montre un passage des basaltes aux andésites s.s. puis aux dacites laissant présager une continuité dans l'évolution, ce que l'étude pétrographique suggérait déjà. En outre, la majorité des points figuratifs du volcanisme de Saint Antonin occupent le champ attribué par H. KUNO (1968) à la série à "Hypersthène" et généralisé à la suite calco-alcaline. Malgré tout, une faible proportion de points (3%) envahissent le champ alcalin contre 17% dans le champ des séries tholéitiques (les points tangents au domaine calco-alcalin lui ont été rattachés). Mais il ne faut pas concevoir les limites de ces domaines comme absolues; elles ont été établies pour les laves du Japon et des régions avoisinantes, leur généralisation ne doit se faire qu'avec certaines réserves.

7.- L'ETAT D'OXYDATION.

7.1.- Position du problème

Le degré d'oxydation est représenté par le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (en % d'oxydes) ou bien par $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$.

Il est marqué pour l'ensemble des roches étudiées et varie entre 0,45 et 0,91.

L'état d'oxydation est étroitement lié à la fugacité de l'oxygène, à la température et à la composition du bain silicaté notamment en alcalins (I.S.E. CARMICHAEL et I. NOCKOLLS, 1967). I.S.E. CARMICHAEL (1967) a montré que les laves à forte fugacité d'oxygène renferment de la biotite et de l'amphibole et que, le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ tend à croître en fonction d'une augmentation des alcalins, ce phénomène étant accentué par la baisse de température. La figure n° 21 montre la relation entre le degré d'oxydation et les alcalins; certes, on y note une très forte dispersion des points qui peut résulter d'une oxydation secondaire ou d'une modification de la teneur en FeO lors du broyage des échantillons (F. FITTON et

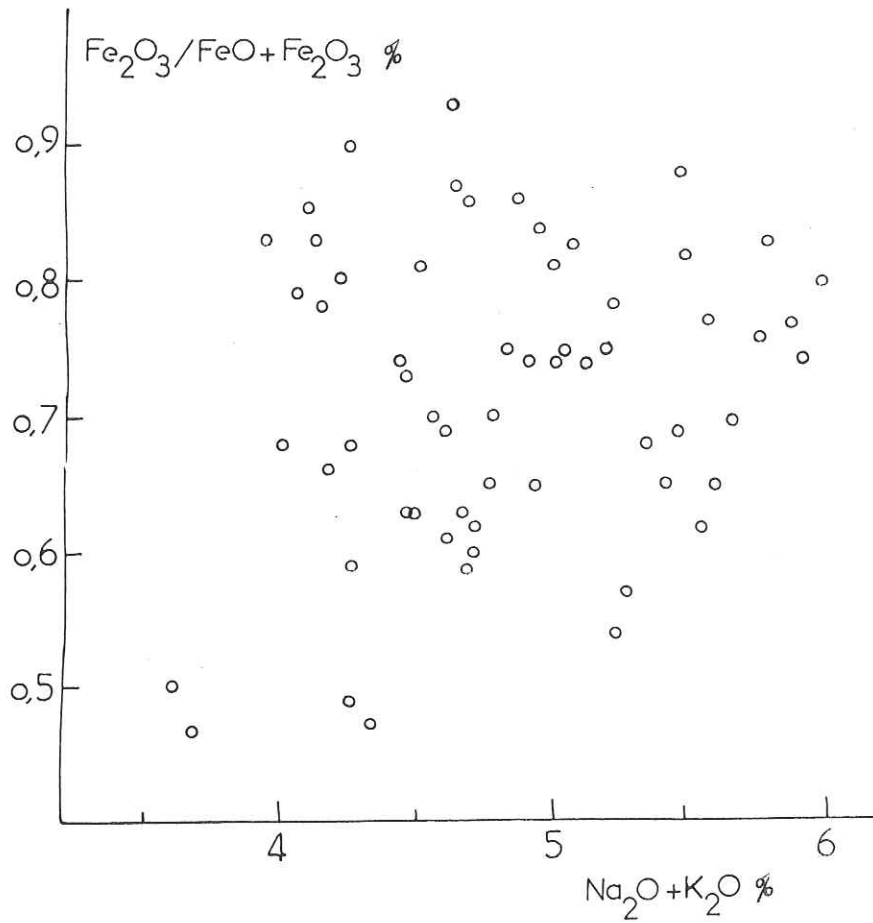


Figure 2I : Diagramme montrant l'évolution de l'état d'oxydation en fonction des alcalins.

GILL, 1970).

A. RITTMANN (1973) a noté que le degré d'oxydation est toujours inférieur dans le magma par rapport à la roche solidifiée qui lui correspond. Ceci semble être dû au fait que lors de la cristallisation fractionnée le mélange restant se trouve enrichi en eau, ce qui provoque une oxydation précoce. Dans les laves appartenant aux séries magmatiques différenciées, A. RITTMANN a exprimé numériquement une telle variation du degré d'oxydation en fonction des alcalins pour les laves calco-alcalines du Japon par l'équation :

$$\text{Ox}^\circ = 1.8 (0.07 + (\text{Na} + \text{K}) \times 10^{-3})$$

R.W. LE MAITRE (1976) a mis en évidence, à partir d'une étude statistique, une liaison entre le degré d'oxydation et les teneurs en alcalins et en silice. Il l'exprime de la façon suivante :

$$\text{Ox}^\circ = 0.93 - 0.0042 \text{SiO}_2 - 0.022 (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

et donne les valeurs moyennes suivantes :

basalte	: 0.65 (0.17)	n = 3504
andésite	: 0.55 (0.20)	n = 2578
dacite	: 0.48 (0.24)	n = 639

Ces données sont comparables à celles observées pour la série andésitique de Saint Antonin en appliquant cette formule :

basalte	: 0.61 (0.01)
andésite basique	: 0.62 (0.02)
andésite	: 0.57 (0.01)
andésite s.s.	: 0.58 (0.02)
dacite	: 0.55 (0.02)

7.2.- Importance du degré d'oxydation dans l'utilisation des normes

7.2.1.- Influence sur la saturation

IRVINE et BARAGAR (1971) ont suggéré, tenant compte de l'observation, que Fe_2O_3 et TiO_2 ont la même tendance dans les séries volcaniques non altérées que dans une analyse de roche volcanique, le taux de Fe_2O_3 ne doit pas dépasser le résultat de l'équation $Fe_2O_3 \% = TiO_2 + 1,5$. Dans le cas contraire, l'excès de Fe_2O_3 doit être converti en FeO cela afin que la roche n'apparaisse pas plus saturée que sa composition originelle.

Mais, même si l'on tient compte des remarques d'IRVINE et BARAGAR (1971) ou des données de R.W. LE MAITRE (1976) qui a donné une nouvelle limite supérieure à Fe_2O_3 telle que $Fe_2O_3 \% = 0.64 TiO_2 + 2.5$, on ne constate pas de variation notable dans les teneurs en quartz normatif.

7.2.2.- Relation entre le degré d'oxydation et les résultats des normes C.I.P.W. et RITTMANN.

Afin de montrer l'influence du degré d'oxydation sur le calcul de la norme, des diagrammes Ox° /composants normatifs ont été réalisés (figure n° 22). On constate :

- que la variation du degré d'oxydation n'influence que peu les teneurs en quartz, en feldspath et en ilménite dans les deux normes.

- La norme RITTMANN ne montre pas de variation de l'hypersthène, ni de la magnétite en relation avec les différentes valeurs de Ox° . Seul le clinopyroxène semble varier légèrement.

- La norme C.I.P.W. par contre est plus sensible aux modifications du degré d'oxydation, ce qui se traduit par une diminution de l'hypersthène, de la magnétite et apparition d'hématite dans la norme quand le taux d' Ox° dépasse 0,60 puis, aux très fortes valeurs de Ox° il y a apparition de corindon.

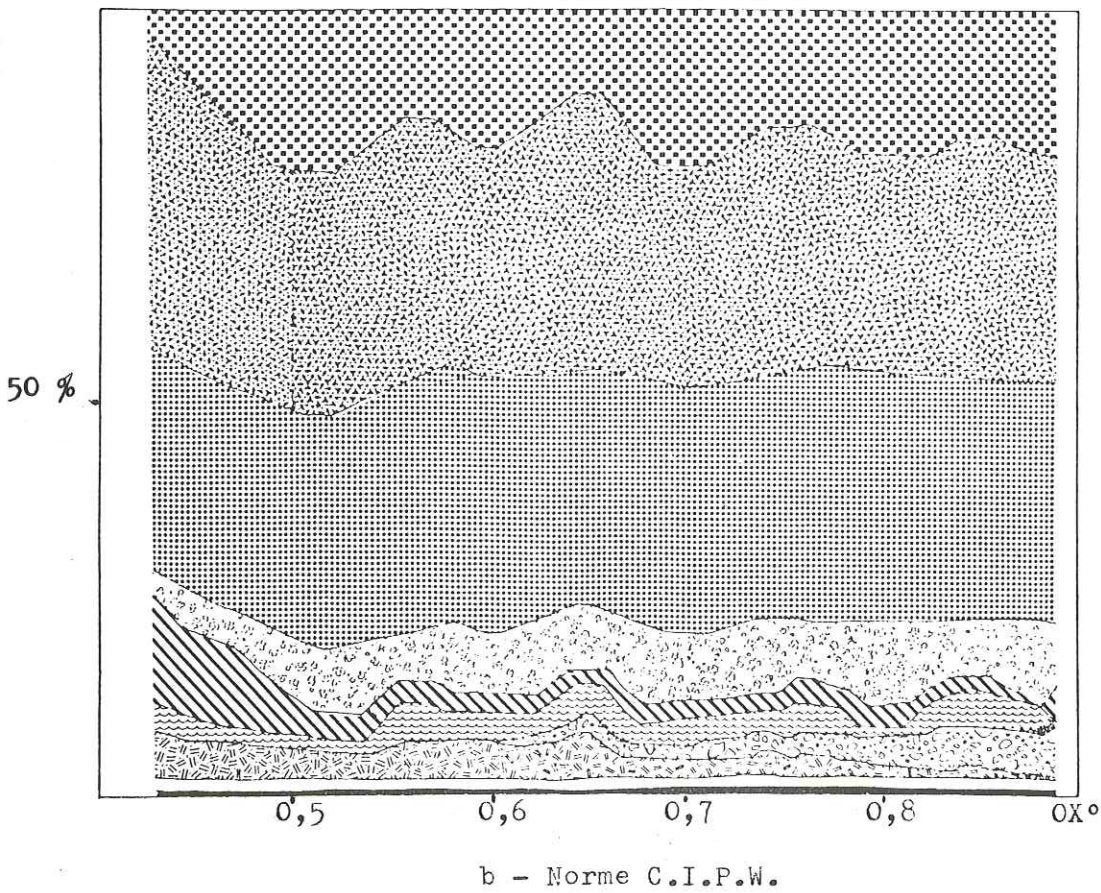
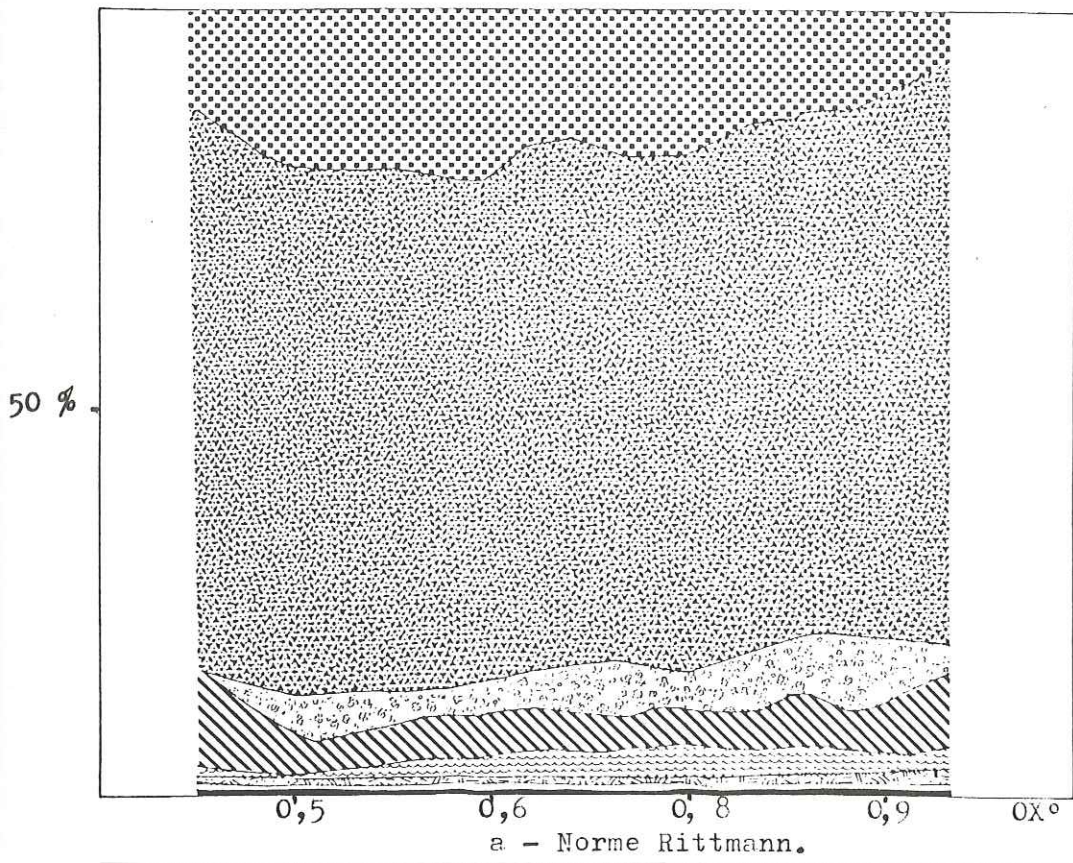
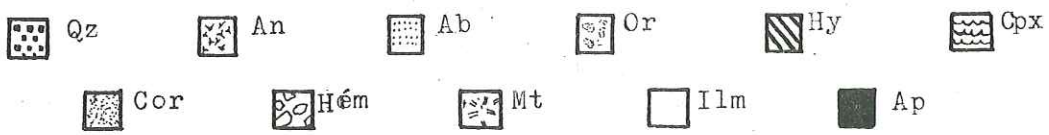


Figure 22 : Diagrammes minéraux normatifs/degré d'oxydation.



Donc, le degré d'oxydation a une influence directe sur le pourcentage et l'apparition des minéraux virtuels à partir de la norme C.I.P.W., son rôle est moins sensible dans le calcul de la norme RITTMANN.

8.- CONCLUSION

L'ensemble des caractères chimiques de la suite andésitique du synclinal de Saint Antonin et en particulier,

- la prédominance des andésites sur les autres termes de la série;
- l'absence d'enrichissement en fer mis en évidence par les diagrammes A.F.M. et Fer total/S.I.;
- le degré d'oxydation élevé;
- les faibles teneurs en titane et en alcalin, mais avec tout de même un enrichissement en ces éléments (diagrammes $TiO_2/S.I.$, $Na_2O/S.I.$, $K_2O/S.I.$, alcalins/silice, A.F.M.);
- la présence constante de quartz normatif,

complétés par les données de l'étude pétrographique et par le caractère explosif du volcanisme permettent de rattacher ces roches à la série calco-alcaline.

CINQUIEME PARTIE

ESSAI D'INTERPRETATION DE L'ORIGINE

DE LA SERIE ANDESITIQUE

ESSAI D'INTERPRETATION DE L'ORIGINE DE LA SERIE ANDESITIQUE

INTRODUCTION

- 1.- Principales hypothèses sur l'origine des séries calco-alkalines
 - 1.1.- Contamination d'un magma basaltique par la croûte sialique
 - 1.2.- Cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique
 - 1.3.- Fusion sialique
 - 1.4.- Fusion partielle d'amphibolite
 - 1.5.- Fusion partielle d'éclogite quartzique
 - 1.6.- Fusion partielle de roches ultra-basiques du manteau supérieur
- 2.- Discussion.

INTRODUCTION

L'origine des laves calco-alkalines a été l'objet durant longtemps de nombreuses controverses. Nous exposerons ici les principales hypothèses avec les restrictions qui leur sont généralement apportées.

1.- PRINCIPALES HYPOTHESES SUR L'ORIGINE DES SERIES CALCO-ALKALINES

1.1.- Contamination d'un magma basaltique par la croûte sialique.

Cette hypothèse a été soutenue par HOLMES (1932), DALY (1933), KUNO (1950), TILLEY (1950) qui ont imaginé une modification du magma basaltique par du matériel crustal riche en silice. Mais, les xénolithes sont rares dans les andésites et la teneur en strontium n'est pas en accord avec un tel processus; de plus, dans certains cas, les niveaux crustaux sont peu importants (arcs insulaires).

1.2.- Cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique.

Elle a pour origine les travaux de M.L. ROWEN (1928) et a eu pour défenseur H. KUNO (1968) et E.F. OSBORN (1959, 1969). Les critiques couramment formulées contre cette hypothèse sont :

- des considérations de volume car une quantité énorme de basalte initial est nécessaire pour donner des andésites suivant ce processus

- Le fait que les basaltes véritables sont rares ou absents dans les suites calco-alkalines.

A ces objections, H. KUNO (1968) invoque la possibilité selon laquelle il n'y aurait pas de relation entre l'abondance relative des types pétrographiques et la proportion de liquide à se fractionner en profondeur.

E.F. OSBORN (1969) a montré expérimentalement que le fractionnement, sous une fugacité d'oxygène élevée, peut expliquer l'évolution au sein de la

série calco-alkaline par cristallisation précoce de magnétite qui provoquerait une augmentation en silice du liquide résiduel. Une telle hypothèse est contredite par les travaux expérimentaux de GREEN et RINGWOOD (1968) qui constatent que les séries calco-alkalines n'ont pas toujours des signes d'oxydation primaires.

1.3.- Fusion sialique

Il s'agit d'une fusion partielle ou totale à caractère anatectique de matériaux sialiques à la base de la croûte (F.J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960 ; WINKLER, 1960). Les critiques formulées à son égard sont :

- les teneurs en Sr qui ne traduisent pas un apport crustal ;
- les termes basiques ne sont pas expliqués ;
- les teneurs en K, Rb, terres rares etc... sont trop faibles dans les séries calco-alkalines

1.4.- Fusion partielle d'amphibolite

Cette hypothèse de GREEN et RINGWOOD (1968) établie à partir de travaux expérimentaux suppose la production de magma andésitique à partir de la fusion partielle d'amphibolite sous des pressions de 10-20 kb et $p_{H_2O} = 3-5$ kb.

1.5.- Fusion partielle d'éclogite quartzique

Ce modèle proposé par GREEN et RINGWOOD (1968) montre une relation entre le degré de fusion partielle et les liquides obtenus :

- une faible fusion partielle d'éclogite à 20 - 40 kb et en milieu hydraté ($p_{H_2O} = 3-5$ kb) donne un liquide à composition dacitique à rhyodacitique.

- un degré plus fort de fusion partielle en milieu anhydre produit un liquide plus basique à composition andésitique.

Bien que satisfaisante du point de vue expérimental, cette hypothèse ne s'accorde pas avec certains contextes naturels.

1.6.- Fusion partielle de roches ultra-basiques du manteau supérieur.

KUSHIRO *et al.* (1972) ont obtenu par fusion partielle de lherzolite sous des pressions de 26 kb (P lithosphérique = P H₂O) en milieu hydraté, un liquide à composition dacitique d'où l'hypothèse selon laquelle le magma andésitique à dacitique serait le produit de la fusion partielle de péridotite ou de pyrolite du manteau supérieur à des profondeurs de 100 km. Mais pour NICHOLLS et RINGWOOD (1973) la fusion de péridotite en milieu hydraté ne conduirait pas à la formation de liquides à composition andésitique, elle entraînerait plutôt l'apparition de liquides plus basiques et à des profondeurs plus faibles (20-30 km).

2.- DISCUSSION

Le problème de l'origine des andésites reste donc controversé. Mon but n'est pas, n'ayant pas les données nécessaires, d'opposer une critique ou d'amener des arguments à telle ou telle hypothèse, il consiste à positionner l'origine de la série andésitique du synclinal de Saint Antonin en rapport avec les différentes hypothèses émises sur l'origine de la série andésitique. Nous avons vu :

- qu'il n'y avait pas d'enclaves de "socle",
- qu'il y a des liens pétrographiques et chimiques entre les différents termes de la série, des basaltes alumineux aux dacites par un passage graduel des uns aux autres,
- que l'on ne peut invoquer dans l'origine de ces andésites un contexte de zones en subduction.

D'autre part, M. BOUCARUT (1974-1975) a proposé pour les laves calco-alcalines Ligures une origine à partir d'un magma parental alumineux contaminé à la base de la croûte.

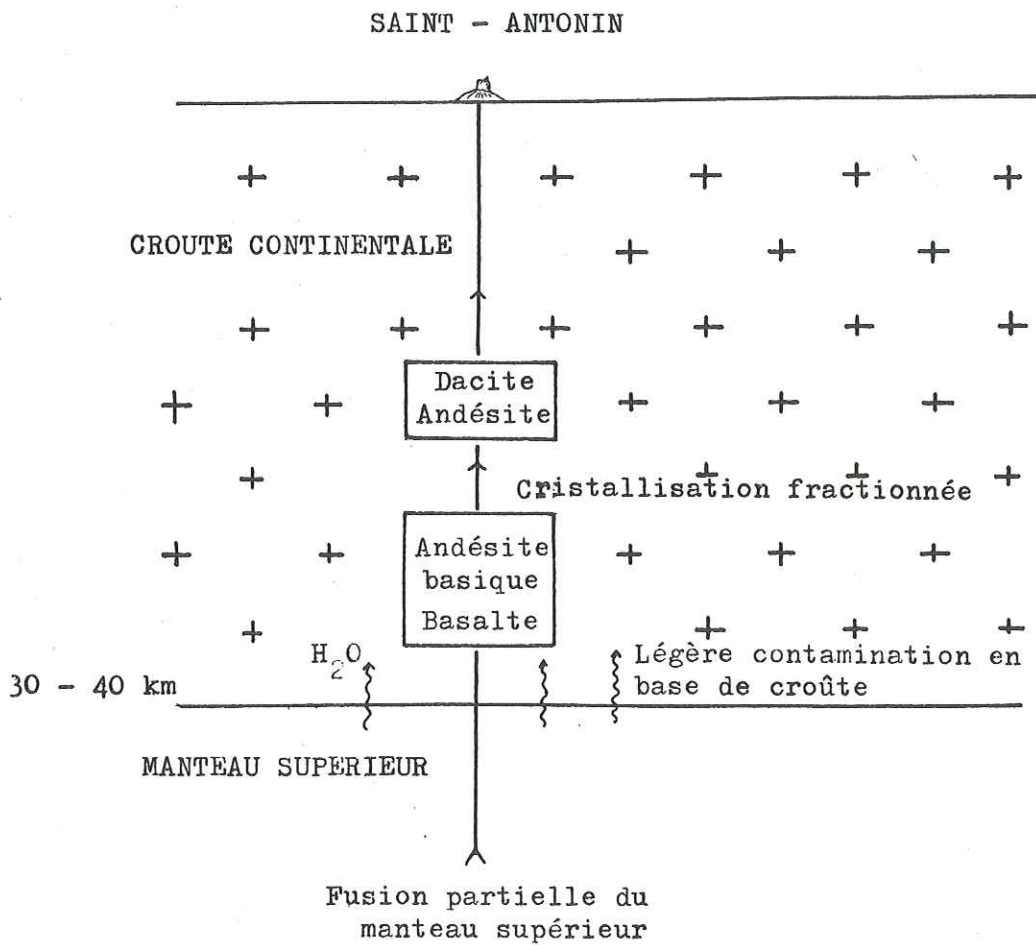


Figure 23 : Essai d'interprétation de l'origine de la série andésitique du synclinal de Saint - Antonin.

J.D. GIRAUD (1975) a repris cette hypothèse et met en évidence le rôle de la cristallisation fractionnée d'un bain fondu à composition "d'andésite basaltique" dans l'origine de l'Esterellite et des laves Ligures.

On doit donc exclure les hypothèses évoquant la fusion partielle de la croûte océanique (fusion partielle d'amphibolite ou d'éclogite) car la subduction d'une plaque lithosphérique de nature océanique ne s'accorde pas avec l'évolution de la chaîne alpine au moment de la mise en place de ces laves.

L'absence totale de xénolithes rend difficile l'idée d'une origine par contamination sialique d'un magma basaltique. Aussi, devons-nous envisager à titre d'hypothèse une origine en rapport avec la fusion partielle de roches ultra-basiques du manteau supérieur. Celle-ci a été facilitée dans le cadre particulier que représentent les Alpes occidentales à l'Oligocène inférieur - Eocène supérieur, selon un contexte tectonique fortement compressif entraînant des transformations qui ont libéré de l'eau et créera des températures importantes provoquant la fusion partielle du manteau supérieur (pyrolitique ou péridotitique) et ont donné naissance (travaux expérimentaux de YODER, 1969; KUSHIRO et YODER, 1969; KUSHIRO 1972-1973; NICHOLLE et RINGWOOD, 1972-1973) à un bain silicaté de composition basalte alumineux/andésite basique qui a subi une contamination en base de croûte et évolué par cristallisation fractionnée en relation avec des conditions de forte fugacité d'oxygène et de teneur en eau élevée (OSBORN, 1959 ; KUNO, 1968) pour amener aux autres termes de la série : andésites et dacites (fig. 23).

Cependant, il convient de noter qu'il ne s'agit que d'une hypothèse proposée en relation avec des modèles pétrogénétiques théoriques. On doit donc la considérer avec toutes les réserves dues à une telle démarche dont seule l'étude géochimique des éléments en trace permettra de cerner l'origine.

SIXIEME PARTIE

SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU VOLCANISME

DE SAINT ANTONIN

SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU VOLCANISME DE SAINT ANTONIN

1.- Cadre structural du volcanisme

2.- Rôle de la tectogenèse alpine dans l'origine de la série andésitique du synclinal de Saint Antonin

2.1.- Position du problème

2.2.- Application de la théorie des plaques aux Alpes occidentales

2.2.1.- Introduction

2.2.2.- Les plaques impliquées dans ce modèle

2.2.3.- Arguments favorables à l'application de la théorie des plaques dans la genèse de la chaîne des Alpes occidentales

2.2.4.- Intérêt d'une telle hypothèse dans la compréhension de la genèse du volcanisme de Saint Antonin

2.2.5. - Comparaison avec des suites calco-alcalines d'arcs insulaires et de marges continentales actives

2.2.6.- Discussion

2.3. Arguments défavorables à la mise en place d'un volcanisme en relation avec une zone en subduction à l'Oligocène inférieur.

3.- Conclusion.

1.- CADRE STRUCTURAL DU VOLCANISME.

Dans ce paragraphe, j'ai repris des données de BODELLE (1971) et de GIRAUD *et al.* (1979) que j'ai complétées par des observations personnelles.

Le volcanisme s'est mis en place dans un cadre structural particulier. Il y a eu une ébauche du bassin dès le Crétacé supérieur suivie d'un début de structuration dans une "seconde série de mouvements" donnant "des plis qui préfigurent par leur direction ceux qui apparaîtront au cours des mouvements alpins" (BODELLE, p. 526).

La partie orientale du synclinal (région d'Ascros) traduit le mieux l'évolution du bassin et l'on y "note l'interférence entre les directions structurales provenant d'une poussée orientée Nord-Est vers le Sud-Ouest et les directions Est-Ouest héritage de plis de même direction, ante-nummulitiques ou même de plissements antérieurs aux chevauchements tel celui du Mont Vial (BODELLE, p. 222).

Le synclinal de Saint Antonin devrait sa configuration selon GIRAUD *et al.* (1979) à un plissement synsédimentaire d'axe Est-Ouest ayant fonctionné durant tout ou partie de l'Oligocène. Un serrage Nord-Est - Sud-Ouest plus récent lui conférant sa structure actuelle. Ce caractère synsédimentaire du bassin est mis en évidence pour ces auteurs par :

- la discordance de la troisième formation, dans le secteur de l'Adrech, sur un plis à axe Est-Ouest correspondant à un anticlinal à coeur Crétacé supérieur se raccordant à la structure anticlinale de Villevielle.

- Dans ce même secteur, la deuxième formation scelle une écaille de calcaires nummulitiques.

- La discordance des formations volcaniques dans le secteur des Baylons, sur la première formation plissée.

J'ajouterai que les discordances internes dans les séries détritiques ainsi que les nombreux plis (à axe N.80, N.30, N.115-135) que l'on peut

observer dans le vallon de Fontane viennent corroborer ce modèle.

D'autre part, il est certain que si le volcanisme calco-alcalin est assimilé à un volcanisme de zone en compression, "ce ne sont pas des mouvements de compression qui accompagnent les phénomènes volcaniques, mais des mouvements de distension" (GIROD, 1977, p. 482).

Mais les concepts de compression et de distension doivent être précisés car du fait que les terrains n'ont pas un comportement homogène vis-à-vis des contraintes, il s'en suit que dans un contexte compressif général, il peut très bien apparaître des distensions locales à la faveur desquelles le volcanisme s'est mis en place.

2.- ROLE DE LA TECTOGENESE ALPINE DANS L'ORIGINE DE LA SERIE ANDESITIQUE DU SYNCLINAL DE SAINT ANTONIN.

2.1.- Position du problème.

L'étude pétrographique et les données de la géochimie nous ont permis de conclure à la nature calco-alcaline de ce volcanisme. Les laves émises à la faveur de ce volcanisme se groupent suivant une série différenciée.

Le fait que le volcanisme calco-alcalin récent soit localisé dans les régions circum - pacifique et qu'il prenne naissance dans un contexte désormais admis de zones en subduction dans le cadre des marges continentales actives et des arcs insulaires, amène à l'hypothèse d'une origine identique pour le volcanisme andésitique des Alpes occidentales. Aussi, dans cet exposé, allons-nous faire le point sur les arguments favorables ou défavorables à cette hypothèse.

2.2.- Application de la théorie des plaques aux Alpes occidentales.

2.2.1.- Introduction

Depuis les travaux de J. DEWEY et J. BIRD (1970), de nombreux auteurs

ont proposé des schémas d'évolution des Alpes occidentales en relation avec un contexte de zones en subduction (R. CABY, 1973 ; J. DEBELMAS, 1975 ; M. MATTAUER et PROUST, 1976 ; etc...). Pour la compréhension du problème, la première notion à dégager est celle des plaques lithosphériques en présence.

2.2.2.- Les plaques impliquées dans ce modèle.

Il est difficile de définir les plaques qui interviennent dans ce phénomène car les arguments actuellement utilisés pour ce découpage sont essentiellement de nature sismique et ne sont plus décelables. Cependant, on peut en tenant compte des données de J. DEBELMAS (1975) distinguer :

- une plaque européenne exprimée dans les Alpes occidentales par la zone externe Helvético-Dauphinoise dont la courbure peut être originelle ou bien acquise ;
- une plaque sud-alpine ou adriatique équivalente de la plaque insubrienne de H. LAUBSCHER (1971) et de la plaque carnique de J. DEWEY *et al.* (1973) qui correspond à la plaine du Pô et aux Alpes méridionales ;
- une plaque austro-alpine bordant la précédente sur son flanc nord ;
- enfin, des intermédiaires entre la plaque européenne et la plaque adriatique : la zone briançonnaise s.l. et la zone de Sezia-Lanzo.

Il est donc possible de définir des plaques lithosphériques mais l'application de la théorie des plaques pose le problème des marges dont les structures s'interconnectent mal avec les observations actuelles.

2.2.3.- Arguments favorables à l'application de la théorie des plaques dans la genèse de la chaîne des Alpes occidentales.

La théorie des plaques peut aider à comprendre l'évolution de la chaîne alpine: dans cette hypothèse il convient d'admettre trois phases de subduction :

- La première subduction aurait eu lieu au Crétacé supérieur - Eocène inférieur et aurait entraîné la disparition du domaine océanique Piémontais sous la zone d'Ivrea-Verbano considérée comme étant la marge occidentale de la plaque adriatique. Pour certains auteurs, la ligne insubrienne serait le reliquat du plan de WADATI BENIOFF. Mais, cette subduction ne s'accompagne d'aucun volcanisme de nature calco-alcaline sur la marge sud-alpine.

- La deuxième subduction aurait débuté à la limite Eocène-Oligocène et aurait continué durant une partie de l'Oligocène. Elle est plus externe que la précédente et induit dans le matériel pennique une importante compression qui entraîne :

- . la formation de plissements synschisteux
- . un métamorphisme de type schiste vert daté de 38 MA
- . une modification de la couverture briançonnaise en lui donnant sa tectonisation principale avec chevauchements vers l'Ouest.

Elle ne mettrait plus en jeu la croûte océanique qui a disparu au Crétacé supérieur et elle n'affecterait que la croûte continentale

- La troisième subduction se serait manifestée à la fin de l'Oligocène ou au début du Néogène et aurait une position encore plus externe que la précédente. Cette subduction de moindre ampleur aurait entraîné un engoulement partiel des massifs cristallins externes et de leur couverture.

2.2.4.- Intérêt d'une telle hypothèse dans la compréhension de la genèse du volcanisme de Saint Antonin

Il est certain que les observations actuelles sur la localisation des séries calco-alcalines montrent que ce volcanisme est uniquement localisé dans les arcs insulaires et les marges continentales circum-pacifique. D'autre part, un relevé systématique des volcans ayant manifesté une dynamique de style Peléen avec émission de nuées ardentes et/ou mise en place d'un dôme a été effectué à partir du Bulletin des Eruptions Volcaniques de 1967 à 1977 (fig. 24). Il est frappant de constater que tous ces volcans sont localisés uniquement

dans un contexte de zones en subduction.

La mise en évidence d'une zone en subduction dans les Alpes occidentales à l'Oligocène inférieur faciliterait la compréhension de la genèse de la série calco-alcaline de Saint-Antonin suivant les modèles pétrogénétiques actuels.

2.2.5.- Comparaison avec des suites calco-alcalines d'arcs insulaires et de marges continentales

Différents auteurs ont mis en évidence des caractères distinctifs entre les séries d'arc insulaire et celles des marges continentales actives. Les critères couramment utilisés pour les distinguer sont :

- la silice qui a un domaine de variation entre 56 et 75% dans les marges continentales et entre 50 et 66% dans les arcs insulaires (P. JAKES et A.J.R. WHITE, 1972). A Saint Antonin, elle fluctue entre 50 et 66%;

- les alcalins : . le sodium : R.R. FORBES *et al.* (1969), à partir de la comparaison des andésites de marge continentale et d'arc insulaire en Alaska, ont montré que le sodium varie très peu en fonction de la silice dans les marges actives. On observe (fig. 25) une tendance identique pour les roches étudiées.

. le potassium : W.R. DICKINSON (1968, p. 2264-2265) donne les valeurs suivantes du potassium en fonction du taux de SiO_2 dans divers contextes :

Pour les arcs insulaires intra-océaniques, tels IZU, TONGA, l'augmentation en K_2O est de 0.25% pour une variation de 5% du SiO_2 , soit :

$$K_{50} = 0.25\%$$

$$K_{55} = 0.50\%$$

$$K_{60} = 0.75\%$$

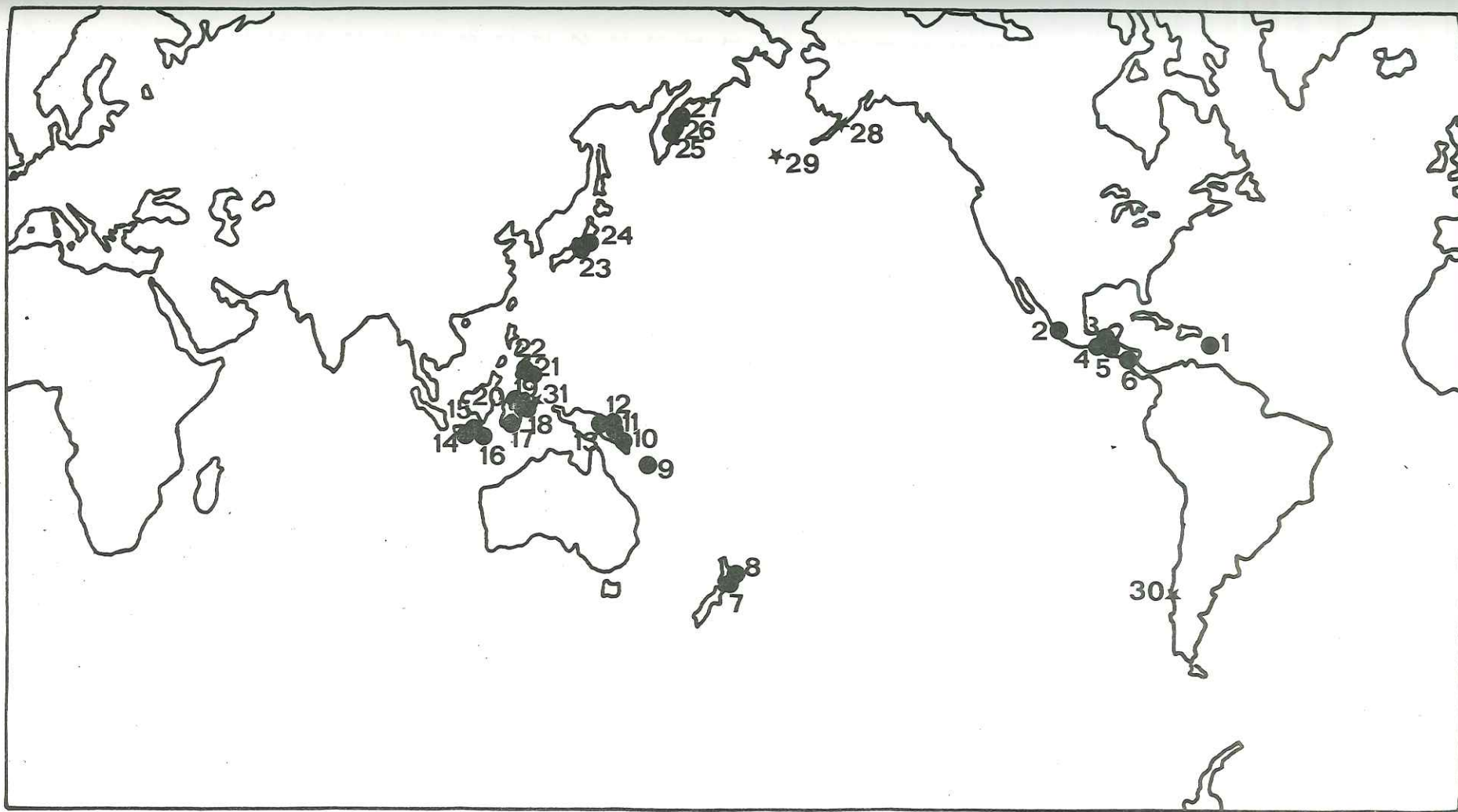


Figure 24 : Localisation des volcans ayant manifesté une dynamique de type Peleen entre 1967 et 1977 (d'après les données du Bulletin des Eruptions Volcaniques).

1	Montagne Pelée	Martinique
2	Volcan de Colima	Mexique
3	Santa Maria	Guatemala
4	Santiaguito	Guatemala
5	Fuego	Guatemala
6	Arenal	Costa Rica
7	Ruapehu	Nouvelle Zélande, Centre de l'île du Nord
8	Ngauruhoe	Nouvelle Zélande, Centre de l'île du Nord
9	Tinakula	Iles de Santa Cruz (Grande Bretagne)
10	Bagana	Nouvelle Guinée australienne, île de Bougainville
11	Mont Lamington	Nouvelle Guinée Australienne, Papua
12	Ulawun	Nouvelle Guinée australienne, Nouvelle Bretagne
13	Manam	Nouvelle Guinée australienne, Papua
14	Mont Merapi	Indonésie, centre de Java
15	Mont Kelut	Indonésie, Est de Java
16	Semeru	Indonésie, Est de Java
17	Rokatenda	Indonésie, île de Palu'e
18	Soputan	Indonésie, Sulawesi
19	Awu	Indonésie, îles Sangir
20	Api Siau	Indonésie, île de Sangihe
21	Hibok-Hibok	Philippines, secteur de Camiguin
22	Mayon	Philippines, province d'Albay
23	Asama	Japon, centre de Honshu
24	Sakura-zima	Japon, Kyushu
25	Karinsky	U.R.S.S., Kamchatka
26	Sheveluch	U.R.S.S., Kamchatka central
27	Bezymianny	U.R.S.S., Kamchatka
28	Great Sitkin	Etats Unis, îles Aléoutiennes
29	Trident	Etats Unis, Alaska
30	Nevados de Chillan	Chilie, Nuble
31	Lokon	Indonésie, Nord des Célèbes

Légende de la figure 24

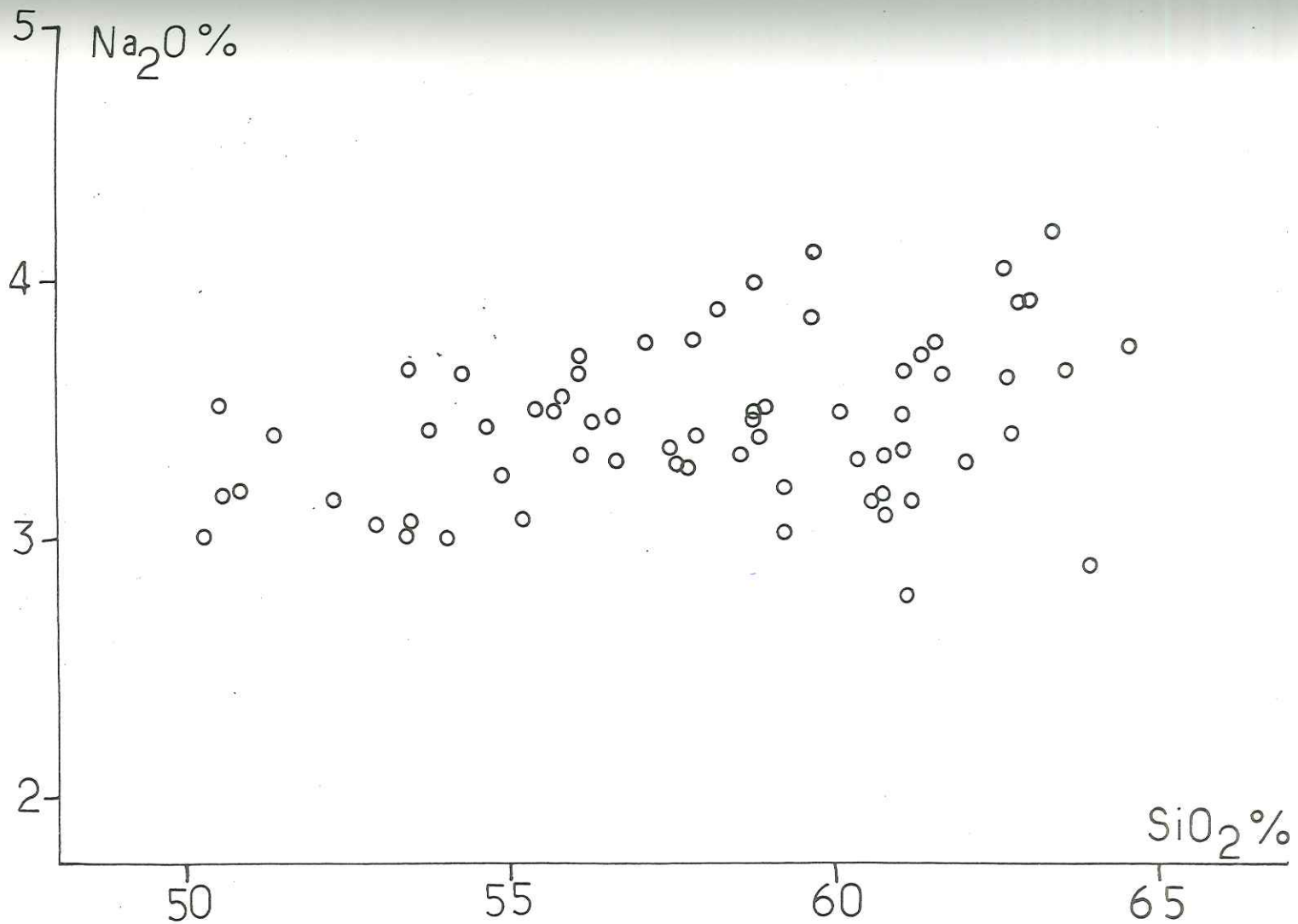


Figure 25 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ des roches volcaniques du synclinal de Saint - Antonin

Pour les parties centrales d'arc complexes (ex. Honshu) et dans quelques marges continentales (ex. Cascades range), la variation du potassium est plus importante, de l'ordre de 0.25 à 0.50% pour un intervalle de 5% de SiO_2 , soit :

$$K_{55} = 0.75 - 1.0\%$$

$$K_{60} = 1.0 - 1.5\%$$

Dans d'autres arcs complexes (ex. Ryukyu - Kyushu) et dans d'autres marges continentales (ex. Mexique), les laves sont plus potassiques et la variation de K_2O est de 0.5 à 0.75% par palier de 5% de SiO_2 soit :

$$K_{55} = 1.25 - 1.50\%$$

$$K_{60} = 1.75 - 2.25\%$$

Pour Saint-Antonin, les valeurs K_{55} et K_{60} ont été calculées dans un intervalle de 52.5 à 62.5% de silice soit K_{55} et $K_{60} \pm 2.5\%$ car, au-delà de cette valeur, la correction faite en ramenant le taux de silice à 55 ou 60% serait trop importante et fausserait le résultat. La variation a été calculée sur 27 échantillons dont 8 pour K_{55} et 19 pour K_{60} . Les résultats obtenus sont les suivants :

$$K_{55} : \text{variation absolue} = 1.06\% (0.73 - 1.79\%)$$

$$\text{moyenne} = 1.20\% \quad \text{écart type} = 0.35\%$$

$$K_{60} : \text{variation absolue} = 1.15\% (0.99 - 2.14\%)$$

$$\text{moyenne} = 1.48\% \quad \text{écart type} = 0.36\%$$

Il y a accroissement de 0.30% de K_2O pour une augmentation de 5% de SiO_2 mais les teneurs en K_2O ne sont pas comparables avec les valeurs prises comme exemple.

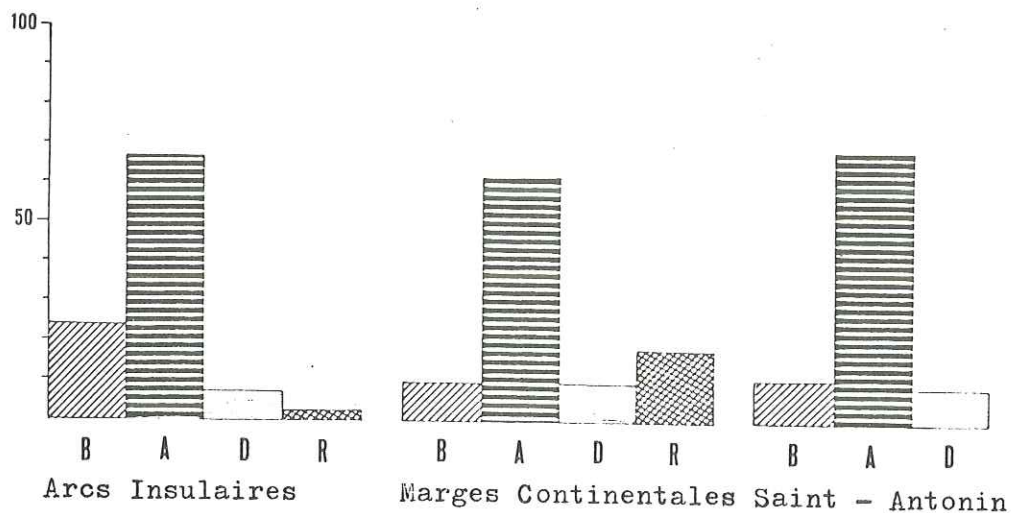


Figure 26 : Abondance relative des divers types pétrographiques des laves du synclinal de Saint - Antonin comparée à celle des arcs insulaires et des marges continentales actives (d'après P. Baker in Girod et al. 1978).

B= Basalte, A= Andésite, D= Dacite, R= Rhyolite

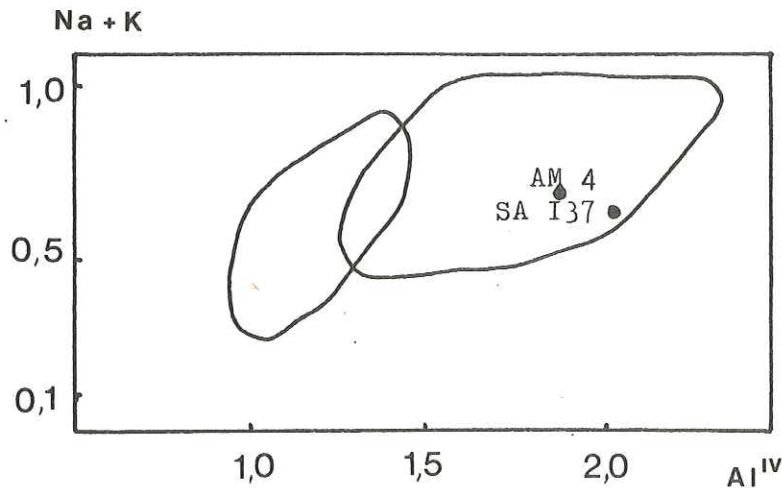


Figure 27 : Diagramme $Na + K / Al^{IV}$ (de la formule structurale de la hornblende) de P. Jakes et J.R. White (1972).

1= Domaine des roches de marges continentales
 2= Domaine des roches d'arcs insulaires

Le rapport K_2O / Na_2O

P. JAKES et A.J.R. WHITE (1972) ont remarqué que ce rapport oscille entre 0.6 et 1.1 dans les marges continentales et qu'il est inférieur à 0.8 dans les arcs insulaires. Pour les échantillons observés, il se répartit de la façon suivante :

>0.5%	=	8%	des roches analysées		
0.4-0.5	=	46%		"	"
0.3-0.4	=	39%		"	"
<0.3	=	7%		"	"

Le rapport $FeO + Fe_2O_3 / MgO$

Selon P. JAKES et A.J.R. WHITE, il est inférieur à deux dans les arcs insulaires et supérieur à deux dans les marges continentales. Dans toutes les roches analysées, il est supérieur à deux.

L'évaluation des abondances relatives des divers types pétrographiques dans les séries volcaniques calco-alcalines des zones en subduction (fig. 26) montre une analogie avec les marges continentales à l'exception des rhyolites qui sont absentes.

Les amphiboles occupent le champ attribué par P. JAKES et WHITE (1962) aux andésites d'arcs insulaires. (Fig. 27)

2.2.6.- Discussion

Si l'on compare la série andésitique de Saint Antonin avec celle des marges continentales actives et d'arcs insulaires, on constate que l'on ne peut apparenter ce volcanisme aux deux types d'associations calco-alcalines

actuellement observées, car la silice et le rapport K_2O/Na_2O sont dans la fourchette des valeurs admises pour les arcs insulaires ainsi que les amphiboles, alors que le sodium, le rapport $FeO + Fe_2O_3/MgO$ et l'abondance relative des différents types pétrographiques sont en accord avec ceux observés dans les marges continentales actives.

Au vu des résultats précédents, il apparaît donc qu'il est difficile de rattacher à l'un des modèles évolutifs actuels de zone en subduction le volcanisme de Saint Antonin. Ce fait, mis en parallèle avec d'autres arguments, permet de montrer les difficultés posées par l'hypothèse d'une origine du volcanisme de Saint Antonin dans un contexte de zone en subduction.

2.3.- Arguments défavorables à la mise en évidence d'un volcanisme en relation avec une zone en subduction à l'Oligocène inférieur.

Certes, il est tentant de supposer un plan de WADATI-BENIOFF, générateur à l'Oligocène inférieur du volcanisme calco-alcalin du domaine externe alpin. Mais, un certain nombre de données ne permettent pas de conclure dans ce sens; en effet :

- Si l'on envisage une subduction pour expliquer l'origine du matériel andésitique, il faut que le plan de WADATI-BENIOFF soit à pendage Ouest avec un enfoncement du domaine piémontais sous la plaque européenne. Ceci expliquerait les phénomènes de rétrocharriage des domaines Briançonnais interne et piémontais externe vers l'Est. Or, ce rétrocharriage s'opère postérieurement au volcanisme.

- J. DEBELMAS (1975) a émis l'hypothèse selon laquelle, le volcanisme oligocène pourrait être la conséquence de la subduction crétacé supérieur par suite du laps de temps long qu'aurait mis le magma à venir à la surface.

M. GIROD (1978) conclut d'une façon semblable sur le problème de savoir si dans une zone en subduction il y a simultanément entre le magmatisme calco-

alcalin et le mouvement des plaques et ce, à partir des données de SMITH (1977) et DI GIROLAMO *et al.* (1976) qui ont découvert des laves calco-alcalines dans des contextes où la subduction a cessé depuis 15 MA. Il pourrait y avoir pour cet auteur "un laps de temps important entre l'arrêt de la subduction et celui de l'activité magmatique qui lui est liée, la constante de temps pouvant dépasser 15-20 MA".

Mais, ce laps de temps additionné à l'âge du volcanisme (38 MA par la microfaune et 33-35 MA par la radiochronologie (J.C. BAUDRON, 1974 et BELLON 1978, communication orale) ne conduit pas à la limite crétacé supérieur éocène (65 MA).

- Les sites présentant un volcanisme calco-alcalin sont très dispersés et peu nombreux sur le pourtour de l'arc des Alpes occidentales ce qui n'est pas en accord avec la densité de volcans actifs dans les zones en subduction de nos jours.

- Il n'y a pas de zonation du volcanisme par rapport à la chaîne alpine car on devrait rencontrer, en position plus interne par rapport aux édifices de la suite andésitique, des séries tholéitiques puis, en position plus externe, un volcanisme alcalin ou shoshonitique.

- La première subduction n'a pas laissé de traces de volcanisme andésitique.

- Il faudrait évoquer un changement radical dans la polarité du Plan de WADATI -BENIOFF, entre le Crétacé supérieur où il est supposé être par de nombreux auteurs à plongement Est et l'Oligocène inférieur où il doit être à plongement Ouest, pour expliquer le volcanisme.

- Comme la croûte océanique a été absorbée par la subduction crétacé supérieur, il faut faire intervenir une croûte continentale à l'Eocène supérieur et dans ce cas, il devrait y avoir l'association Ignimbrite-Andésite.

3.- CONCLUSION.

Le synclinal de Saint-Antonin correspond donc à un bassin qui a été affecté durant l'Oligocène par un plissement synsédimentaire (GIRAUD *et al.* 1979) qui a favorisé la mise en place des édifices volcaniques.

Il semble également que dans certains cas très particuliers, le volcanisme calco-alcalin puisse apparaître en dehors de toute zone en subduction et, comme le suggère ROBYN (1978) à propos du volcanisme Miocène de l'Oregon (U.S.A.), des laves calco-alcalines peuvent avoir une origine en relation avec leur position tectonique particulière et non pas avec une subduction. Ceci amène à poser des réserves à certains modèles proposés pour expliquer des chaînes plus anciennes à partir de la présence de laves calco-alcalines qui, si elles sont très certainement dans de nombreux secteurs le résultat d'une subduction en rapport avec un plan de WADATI-BENIOFF, peuvent apparaître dans d'autres contextes.

La mise en place de ces laves est plus à rechercher en relation avec un modèle de type "poinçonnement et écrasement rigide-plastique" proposé par TAPPONNIER (1977).

Le fait que ce volcanisme se soit mis en place à l'Oligocène inférieur moyen est à rattacher à l'évolution des Alpes occidentales en relation avec le début de l'ouverture du bassin océanique provençal induit par la dérive du bloc corso-sarde qui va par la suite conditionner la tectonique Miocène et Pliocène de cette partie de la Méditerranée occidentale.

Si la théorie des plaques peut expliquer certains faits de la genèse des Alpes occidentales; il convient comme le note avec juste raison DEBELMAS (1975, p. 207) que "nous gardions un esprit suffisamment lucide et critique pour ne pas nous laisser enfermer dans des schémas qui ne sont certainement pas, au moins sous leur forme actuelle, l'explication de notre chaîne".

AN
DO
SY

1.
2.
3.
4.
5.

SEPTIEME PARTIE

ANALOGIES ENTRE LE VOLCANISME CALCO-ALCALIN

DU DISTRICT LIGURE ET DU DOMAINE EXTERNE

6.
7.
DES ALPES OCCIDENTALES AVEC LA SUITE ANDESITIQUE

8.
DU SYNCLINAL DE SAINT ANTONIN

ANALOGIES ENTRE LE VOLCANISME CALCO-ALCALIN DU DISTRICT LIGURE ET DU
DOMAINE EXTERNE DES ALPES OCCIDENTALES AVEC LA SUITE ANDESITIQUE DU
SYNCLINAL DE SAINT ANTONIN.

INTRODUCTION

- 1.- Le volcanisme du Champsaur
- 2.- Le volcanisme du flysch des Aiguilles d'Arves
- 3.- Le volcanisme des grès de Taveyannaz
- 4.- Les cinérites du bassin de Manosque-Forcalquier
- 5.- Le volcanisme calco-alkalin ligure
 - 5.1.- Secteur du Cap d'Ail
 - 5.2.- Secteur de Biot-Antibes
 - 5.3.- Les pointements isolés de la chapelle Ste Pétronille et le
neck de la Villa Maure
 - 5.4.- Localisation des points d'émission
 - 5.5.- Dynamique du volcanisme
 - 5.6.- Age du volcanisme ligure
- 6.- L'Esterellite
- 7.- Analogies entre le volcanisme de Saint Antonin, le volcanisme ligure et
l'intrusion de l'Esterellite
 - 7.1.- Analogies des caractères chimiques
 - 7.2. Contemporanéité de ces manifestations calco-alkalines
- 8.- Conclusion.

INTRODUCTION

Les roches volcaniques du synclinal de Saint Antonin ont été comparées aux roches volcaniques du Champsaur, de Taveyannaz et du Flysch des aiguilles d'Arves (GOGUEL, 1952; VERNET, 1966; ALSAC *et al.*, 1969; BODELLE, 1971). Aussi est-il nécessaire de dresser un bref rappel des éléments volcaniques de ces secteurs.

1.- LE VOLCANISME DU CHAMPSAUR.

Les grès du Champsaur sont localisés au Sud du massif cristallin du Pelvoux. Ils ont été comparés à la série des grès d'Annot s.l. à laquelle est rattachée la formation andésitique du synclinal de Saint Antonin.

C'est P. BELLAIR (1957), reprenant une étude sur un gisement signalé par TERMIER et LORY (1895) qui a signalé l'existence dans le massif de Chailloï d'une formation volcanique en place. Il a noté le caractère explosif du volcanisme, le type dacitique à andésitique de la lave. Selon lui, le volcan aurait été sous-marin.

S. BEUF, B. BIJU-DUVAL, Y. GUBLER (1961) ont remarqué la fraîcheur et la répartition des éléments volcaniques qui "impliquent la proximité des centres d'émission". Ces éléments volcaniques se sont répartis sous formes de "coulées volcano-sédimentaires". Ils concluent : "la concentration du matériel volcanique dans les fluxoturbidites où il se trouve mélangé au matériel détritique constituant le flysch est un argument de poids qui confirme la contemporanéité des émissions volcaniques et des dépôts.

2.- LE VOLCANISME DU FLYSCH DES AIGUILLES D'ARVES.

R. BARBIER et R. MICHEL (1958) ont signalé à la base du flysch des aiguilles d'Arves une coulée andésitique tertiaire probablement sous-marine. La description pétrographique qu'ils en donnent correspond à une andésite. Ils relient ce volcanisme à l'orogénèse anténummulitique de la chaîne Arvinche (BARBIER, 1956).

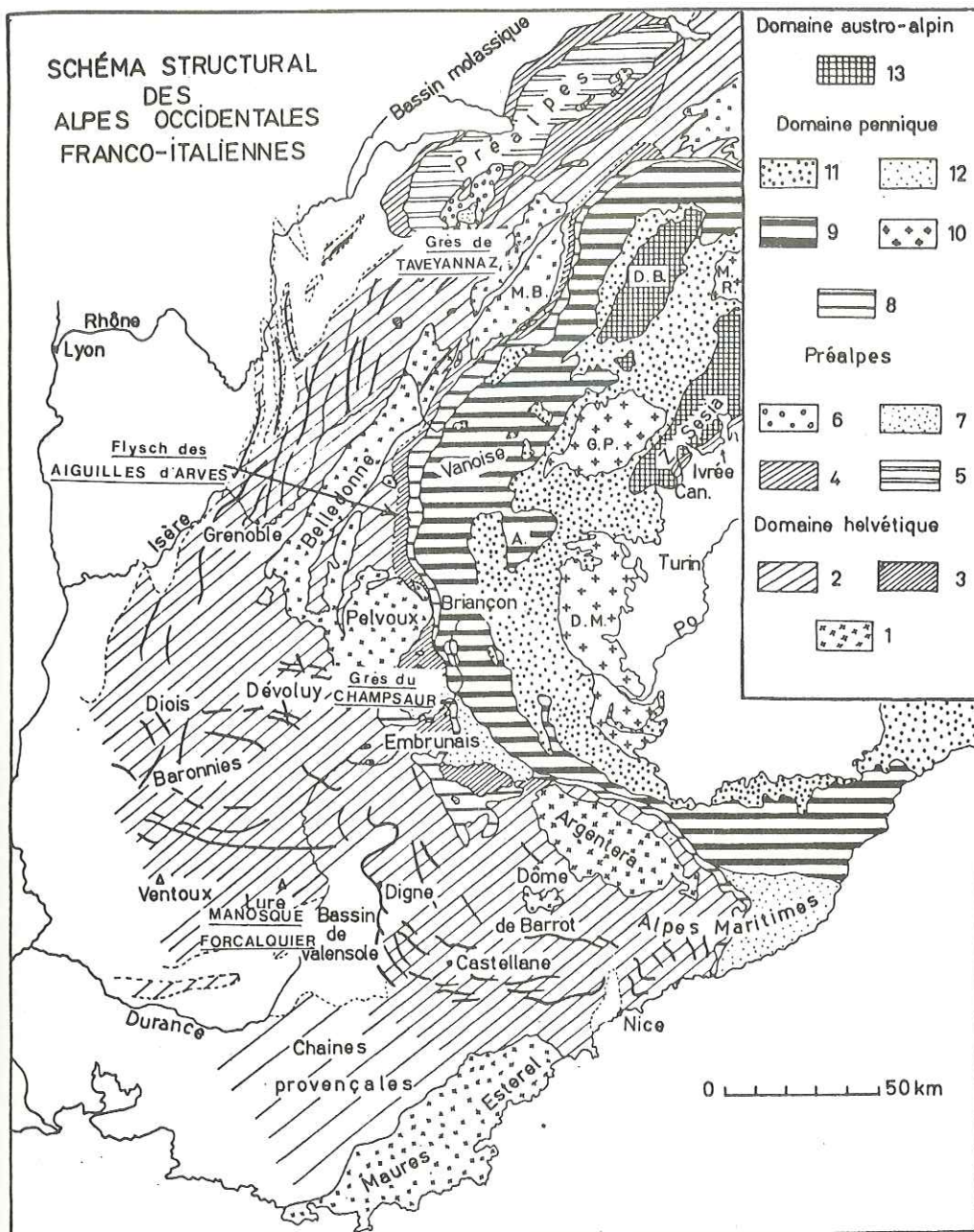


Figure 28 : Position des formations détritiques tertiaires à éléments d'origine volcanique dans le cadre des Alpes occidentales franco-italiennes.
(schéma emprunté à Debelmas et Lemoine - 1964)

3.- LE VOLCANISME DES GRES DE TAVEYANNAZ.

Le flysch helvétique d'âge éocène à oligocène est caractérisé par des grauwackes volcaniques connues dans les Alpes occidentales sous les noms de "grès de Taveyannaz" et de "grès du Val d'Illiez".

Ils ont suscité depuis longtemps l'intérêt des géologues alpins du fait de leur composition minéralogique particulière.

C'est STUDER en 1834 qui, le premier, reconnut la nature volcanique andésitique des éléments constitutifs de ces grès qu'il appelle "grès de Taviglianaz" du nom d'un alpage situé au pied des Diablerets.

Par la suite, il a été bien étudié par les géologues de l'école suisse (M. VUAGNAT, 1952; J. MARTINI, 1968; G. SAWATZKI, 1975) qui ont montré le caractère calco-alcalin des éléments volcaniques et souligné le métamorphisme à zéolites ou pumpellyite-actinote qui les a affectés.

Des éléments volcaniques ont été datés par la méthode K/Ar (DELALOYE et SAWATZKI, 1975), les âges obtenus se répartissent en deux groupes : 18-26 MA et 56-58 MA. Ces données sont en désaccord avec la stratigraphie; aussi, ces auteurs voient-ils un rajeunissement thermique (au cours de deux phases de l'orogénèse helvétique, l'une a 36-31 MA, l'autre a 20-16 MA).

L'âge de ces éléments volcaniques est supérieur à la limite éocène-oligocène car l'âge du flysch est oligocène inférieur; il n'y a donc pas de relation comme le suggèrent P. ELTER *et al.* (1969) avec les andésites du Canavèse, les massifs de Biella et de Traversalla et d'autres massifs péri-adriatiques où toutes ces roches ont un âge inférieur ou égal à -35 MA.

Cependant, ces résultats montrent l'existence de deux générations du magmatisme calco-alcalin au sein du volcanisme alpin.

J. DIDIER et J. LAMEYRE (1978) ont mis en évidence la présence d'un filon de tufs intrusifs dans les grès de Taveyannaz du synclinal de Thônes

ce qui implique la proximité des points d'émission . Ils interprètent l'ensemble des formations volcaniques "andésitiques" des Alpes occidentales "comme le témoin d'un arc volcanique paléogène". Il s'agit là, à mon avis, d'une interprétation hâtive que les données actuelles de l'évolution de la chaîne alpine ne peuvent corroborer

4.- LES CINERITES DU BASSIN DE MANOSQUE-FORCALQUIER.

Découvertes par F. ARBEY *et al.* (1975) au sein de formations continentales stampiennes, ces auteurs les mettent en relation avec un volcanisme associé avec une tectonique en extension mais on peut, à titre d'hypothèse, les mettre en relation avec le volcanisme du Champsaur (ou peut-être de Saint Antonin bien que plus éloigné) dont elles seraient le témoin.

5.- LE VOLCANISME CALCO-ALCALIN LIGURE

La province Ligure, définie par J. JUNG et R. BROUSSE (1962) comprend le petit district de la région d'Antibes, Biot, Villeneuve-Loubet, Cap d'Ail et Saint Vallier-de-Thiery (Fig. 29). Signalé dès la fin du XIXème siècle (H. COQUAND (1872), M. de ROSEMOND (1872), A.L.F. POTIER (1876), L. BERTRAND (1893), A. GUEBHARD (1900), Ch. DEPERET (1902), il a fait l'objet de nombreuses controverses quant à son âge, et à la nature des produits émis; certains y voyant un remaniement, d'autres notant l'autochtonie des produits.

5.1.- Secteur du Cap d'Ail

Le Cap d'Ail est tout entier formé de conglomérats andésitiques et il constitue le seul affleurement à l'est du Var. Ses caractères pétrographiques, son âge et sa chimie ainsi que les conditions d'affleurement en font l'équivalent des gisements de Biot et de Villeneuve-Loubet.

P é t r o g r a p h i e :

La texture est porphyrique à mésostase à tendance fluidale, les minéraux rencontrés sont :

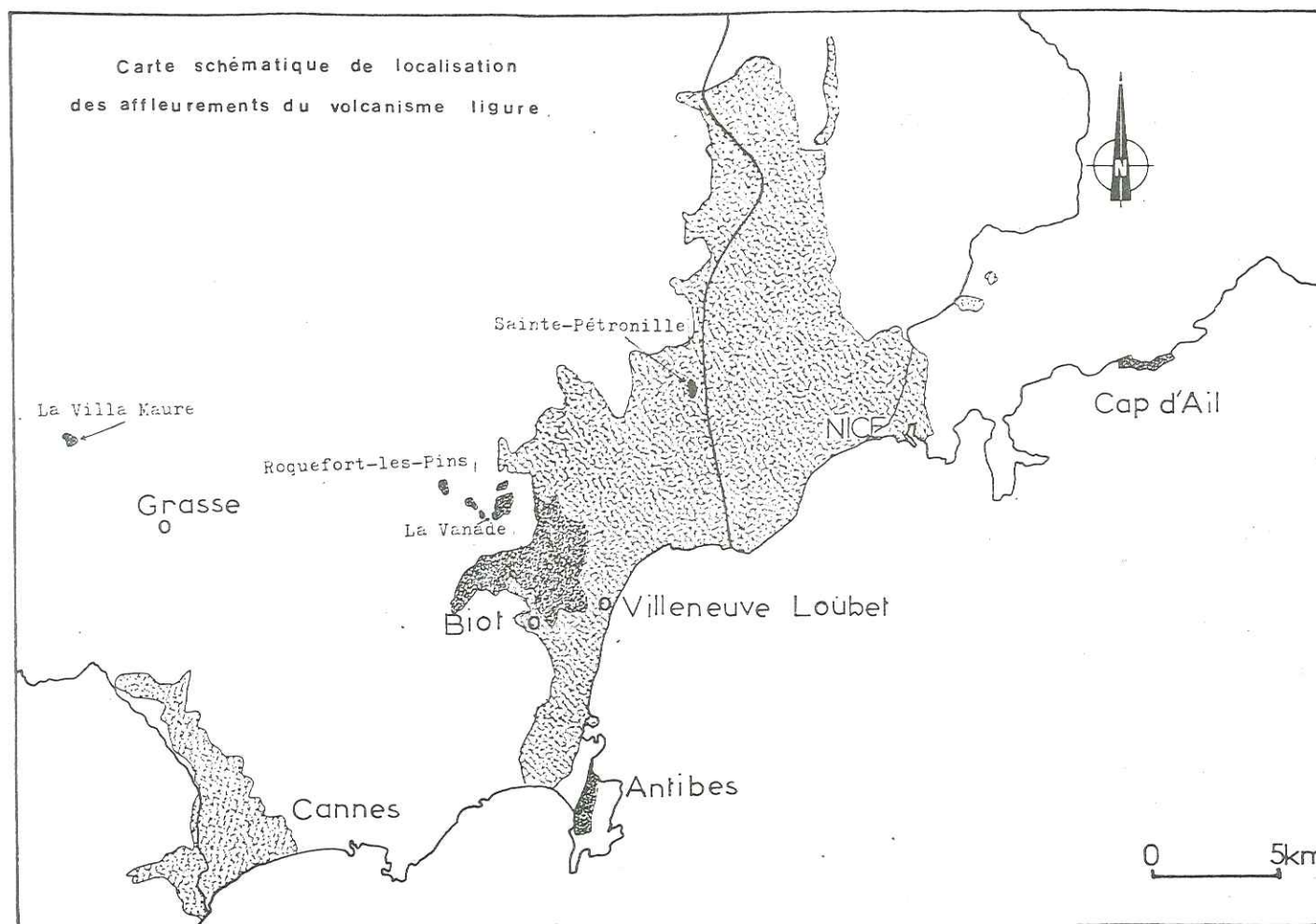




Figure 29 : Localisation des affleurements volcaniques du district ligure.

 Pliocène.

 Affleurements
volcaniques.

- Le Plagioclase qui est du Labrador en phénocristaux (An 52-57%) et une Andésine dans la mésostase (An 45-50%). A lui seul, il représente les trois quarts des composants modaux de la roche.

- Le Pyroxène est exprimé sous la forme d'hypersthène et d'Augite, ce dernier étant le plus fréquent tandis que l'orthopyroxène ne représente guère plus de 1% des phénocristaux.

- L'Amphibole a les caractères de la hornblende brune et elle est souvent entourée d'une couronne de minéraux opaques.

- Les minéraux accessoires sont l'Apatite, essentiellement aciculaire, l'Hématite et les Titanomagnétites.

5.2.- Secteur de Biot- Villeneuve-Loubet - Antibes

Ces gisements constituent à eux seuls l'essentiel de la province Ligure. La puissance des pyroclastites peut atteindre 150 m et ils reposent indifféremment sur le Jurassique à Roquefort-les-Pins les marnes priaboniennes à la Vanade et les argiles et cailloutis de la Gouargo à la Gouargo.

P é t r o g r a p h i e

Outre les minéraux rencontrés au Cap d'Ail, et dont les proportions de l'habitus sont identiques, on note la présence d'olivine dans certaines roches, celle-ci est très fortement serpentinisée.

5.3.- Les pointements isolés de la chapelle Sainte Pétronille et le neck de la Villa Maure.

Ce sont des affleurements de faible étendue homologues à ceux de Biot.

5.4.- Localisation des points d'émission

Depuis E. HAUG *et al.* (1914) qui émirent l'hypothèse selon laquelle les produits volcaniques seraient originaires d'un volcan actuellement sous-marin

situé entre le Cap d'Antibes et Monaco, nombre d'auteurs sont venus confirmer cette hypothèse à l'aide d'arguments tant de terrain que de géophysique, ce sont :

- J. BOURCART et F. OTTMANN (1954) qui ont mis en évidence au Cap d'Ail dans les tufs des galets inconnus sur le continent ainsi que des foraminifères marins.

- L. GINSBURG (1959) note la variation de puissance du conglomérat andésitique qui s'amenuise en allant vers le nord, passant de 150 m à Ville-neuve-Loubet à 15-20 m aux environs de la Colle-sur-Loup.

- R.P. CHARLES (1960) étudiant les minéraux lourds et leur répartition, il en conclut l'existence de deux centres d'éruptions : l'un au large du Cap d'Ail, l'autre dans le secteur du Cap d'Antibes.

- M. REQ *et al.* (1976) à partir d'études de sismique réfraction localisent un centre possible d'éruption à 8 km au sud du Cap d'Ail.

- G. PAUTOT (1970) à partir de l'étude des anomalies magnétiques met en évidence un centre probable à 30 km au sud du Cap d'Antibes.

Il semble donc qu'il y ait eu deux centres éruptifs, tous deux actuellement immergés, mais relativement proches de la côte.

5.5.- Dynamique du volcanisme.

Ces affleurements ont été considérés par de nombreux auteurs comme étant le résultat du démantèlement d'édifices volcaniques méridionaux. En fait, des observations récentes (J. GIRAUD *et al.*, 1978) ont permis de conclure à l'autochtonie de ces dépôts avec mise en place suivant une dynamique explosive Péléenne qui est en accord avec la nature calco-alkaline de ces roches.

5.6.- Age du volcanisme Ligure

Il a fait l'objet de nombreuses controverses et ne semble pas encore fixé d'une manière indiscutable.

A.L.F. POTIER (1877) estimait pour les affleurements de Biot l'âge Eocène, mais cette idée ne fut pas reprise. Cependant, S. DUPLAIX et M. GENNES-SEAUX (1966) étudièrent les minéraux lourds dans les argiles de l'Eocène inférieur et mirent en évidence des minéraux d'origine volcanique, ce qui leur permit de penser à l'existence de manifestations volcaniques dès la fin ou pendant la phase fini-crétacé, les édifices volcaniques ayant par la suite été démantelés

J. BOURCART *et al.* (1963) au Cap d'Ail décrivent des marnes à micro-faune d'âge Miocène inférieur intercalées dans le conglomérat volcanique et sur celui-ci reposent des marnes aquitaniennes (Y. LE CALVEZ et J. VERNET, 1966) d'où, une déduction d'un âge Oligocène terminal à Aquitanien pour cette formation.

A. GUEBHARD et Ch. DEPERET (1902) concluent à un âge infra-Burdigalien pour les éléments de Vence et de Tourettes-sur-Loup. L. BERTRAND (1913), A.F. de LAPPARENT (1938), L. GINSBURG (1956,1959) et P. BAISSAS et L. GINSBURG (1964) aboutissent à la même conclusion, mais confèrent cet âge Burdigalien ou infra-Burdigalien à l'ensemble des manifestations volcaniques du pays niçois.

A. GUEBHARD et Ch. DEPERET (1902) attribuèrent un âge plus récent fini-Miocène à Pliocène inférieur, aux affleurements de Biot-Antibes. Opinion que J. BOURCART et F. OTTMANN (1954) et J. BOURCART *et al.* (1959) ont soutenue.

Enfin, les données récentes de la géochronologie ont, semble-t-il, sérieusement posé le problème. En effet, H. BELLON et R. BROUSSE (1971) ont daté un échantillon des environs de Biot par la méthode du K/A et ont obtenu un âge moyen de $26,2 \pm 1$ millions d'années, tandis que J.C. BAUBRON (1974) utilisant la méthode du Rb/Sr obtint des âges entre 20 et 34 millions d'années (l'âge de 20 MA

correspond à des cinérites).

Quel âge faut-il donc attribuer à ce volcanisme ?

En tenant compte de l'échelle proposée par F.W.B. VAN EYSINGA (1975) quant aux corrélations entre étages stratigraphiques et âges absolus, je suis amené (prenant en considération : les résultats exposés précédemment ainsi que le contexte régional de ce volcanisme), à lui attribuer un âge oligocène moyen (supérieur) (chattien) à début Miocène (Aquitaniens ante Burdigaliens). Plus de précisions me semblent difficiles à obtenir avec les données actuelles.

6.- L'ESTERELLITE.

Bien qu'il s'agisse d'une intrusion et que notre propos soit le volcanisme, il est bon de rappeler ses caractères principaux car ils sont en relation avec le volcanisme calco-alcalin tertiaire régional.

M. BOUCARUT (1971) en a tracé les caractères principaux et J. GIRAUD (1975) en a fait une étude pétrographique et chimique détaillée.

L'Estérellite constitue une série calco-alcaline partiellement différenciée dont les termes moyens correspondent à une microdiorite quartzique mise en place à l'oligocène (BAUBRON, 1974) sous forme d'un stock subvolcanique.

7.- ANALOGIES ENTRE LE VOLCANISME DE SAINT ANTONIN, LE VOLCANISME LIGURE ET L'INTRUSION DE L'ESTERELLITE.

7.1.- Analogies des caractères chimiques

La parenté entre l'estérellite et le volcanisme ligure a déjà été mise en évidence par GIRAUD (1975); je n'y reviendrai pas.

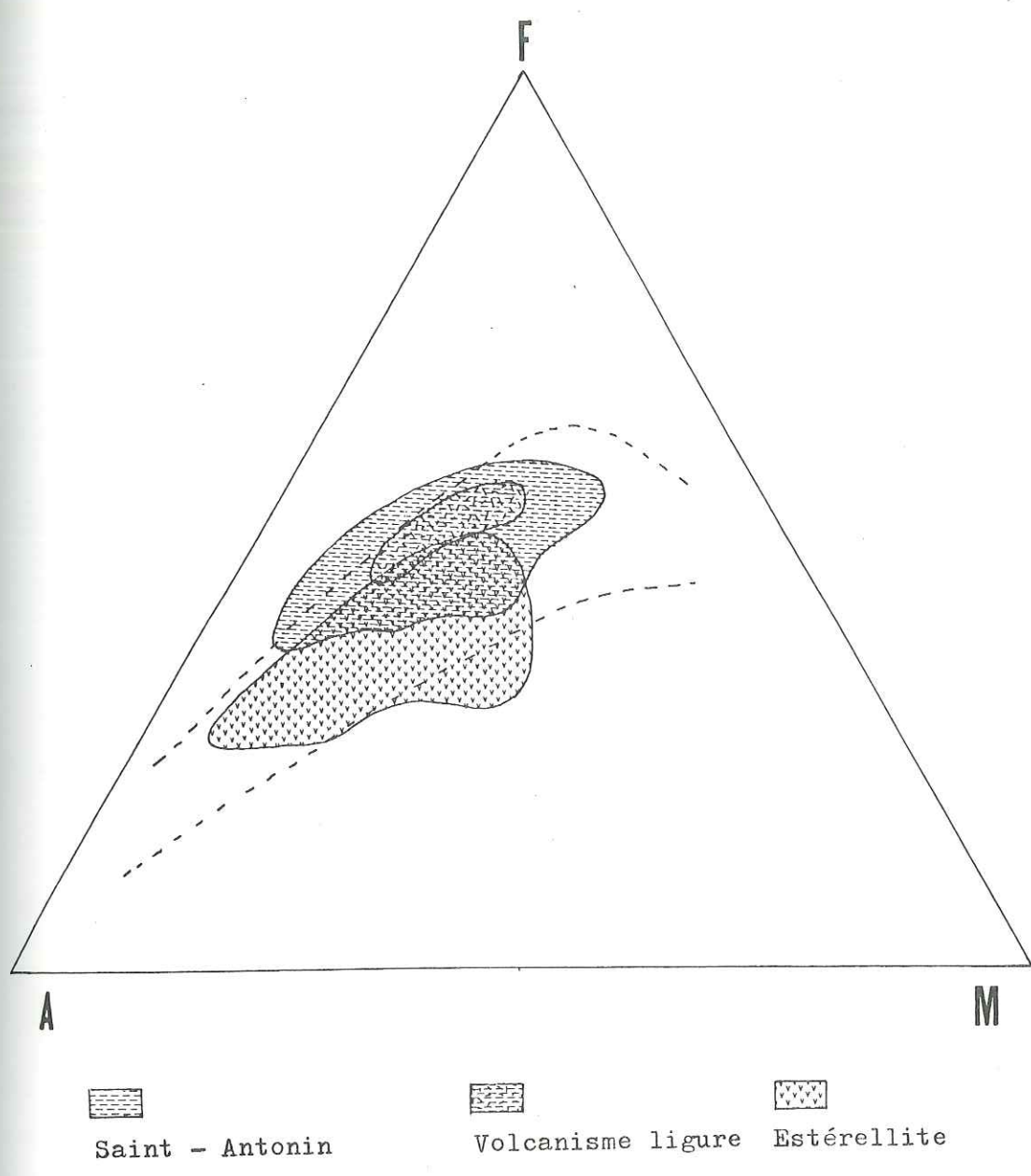


Figure 30 : Diagramme A.F.M. du volcanisme ligure, du volcanisme du synclinal de Saint - Antonin et de l'Estérellite.

aire de la série à hypersthène du Japon.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	53.40	57.80	55.10	54.60	51.80	54.60	55.15	55.80	55.00	54.35	56.30	56.00	57.16
TiO ₂	0.95	0.70	0.90	0.88	0.74	0.22	0.67	0.67	0.85	0.65	0.92	0.81	1.00
Al ₂ O ₃	17.90	18.80	18.30	18.45	19.20	19.00	18.95	20.60	19.80	19.00	17.48	20.60	17.00
Fe ₂ O ₃	4.75	2.56	5.29	4.45	3.28	3.30	10.59	4.68	4.59	3.80	3.40	3.93	5.71
FeO	3.75	3.12	3.08	2.88	5.54	3.52	0.64	0.85	1.34	3.85	4.85	1.70	1.80
MnO	0.10	0.12	0.12	-	-	0.18	-	0.15	0.12	0.15	-	0.16	-
MgO	3.05	1.98	3.68	2.73	3.98	3.03	1.35	1.83	2.12	3.45	3.66	1.84	2.08
CaO	7.45	6.95	7.46	8.05	9.20	8.55	7.03	7.86	7.92	8.20	8.14	8.69	9.16
Na ₂ O	3.75	3.79	3.93	4.11	3.60	3.11	2.72	3.58	3.29	3.50	3.04	3.40	2.92
K ₂ O	1.40	1.69	1.15	1.53	1.05	1.51	0.88	1.47	1.44	1.10	0.99	1.15	1.19
P ₂ O ₅	0.30	0.30	0.36	-	0.23	0.30	-	0.46	0.33	0.15	0.16	0.39	0.19
H ₂ O ⁻	2.00	0.43	-	2.10	0.80	0.50	2.78	0.80	1.51	0.95	1.05	0.61	0.71
H ₂ O ⁺	1.45	1.49	0.91		0.70	0.75		0.82	1.21	1.15	0.25	0.51	0.80
Total	100.25	99.73	100.28	99.78	100.18	100.03	100.31	99.57	99.52	100.30	100.24	99.79	100.32

Tableau 8 : Compositions chimiques des laves calco-alcalines du district ligure.

Cap d'Ail: I- Bodelle (1971), 2, 3- Andries (1977, inédit) analyste H. Gimenez, 4- Kazmitcheff (1935).

Vence: 5- Deb (1936), 6- Giraud (1976) analyste H. Gimenez.

Biot: 7- Kazmitcheff (1935), 8- Giraud (1976) analyste H. Gimenez.

La Vanade: 9- Giraud (1976) analyste H. Gimenez.

Villeneuve-Loubet: 10- Bodelle (1971), 11- Deb (1936), 12- Giraud (1936) analyste H. Gimenez.

Antibes: 13- Lacroix (1918) in Brousse (1961).

Celles-ci apparaissent très nettement sur le diagramme A.F.M. (figure n° 30) où l'on constate que l'aire de répartition du volcanisme ligure est inclus dans le domaine des laves de Saint Antonin, lui-même en relation avec le champ représentatif de l'estérellite.

7.2.- Contemporanéité de ces manifestations calco-alcalines.

Comme le montre le tableau n° 9 ci-dessous, ces manifestations volcaniques et l'intrusion de l'Esterellite sont oligocènes. Le volcanisme de Saint Antonin est le plus ancien; il a précédé le volcanisme du littoral niçois où les brèches volcaniques de Biot- Villeneuve-Loubet et celles du Cap d'Ail sont à considérer comme synchrones. Il convient d'attribuer à l'estérellite un âge oligocène que les données actuelles ne permettent pas de cerner avec plus de précision.

	EOCENE	OLIGOCENE	MIOCENE
		38 MA	22,5 MA
Saint-Antonin		1 --- 2 --- 3	
Biot/Villeneuve-Loubet		3 --- 4	
Cap d'Ail		?	
La Villa Maure		?	
Esterellite		?	

Tableau n° 9 : Ages relatifs des manifestations volcaniques du district ligure, de Saint - Antonin et de l'intrusion de l'estérellite.

- 1 à 2 : données de la microfaune d'après BODELLE (1971)
- 2 : BELLON (1978), K-Ar, communication orale
- 3 : BAUBRON (1974)
- 4 : BELLON et BROUSSE (1971)

Remarque : Il convient d'ajouter que ces manifestations calco-alcalines oligocènes font suite à un volcanisme Eocène inférieur (DUPLAIX *et al.*, 1966) dont les appareils ont totalement disparu et qui est à mettre en relation avec les premières phases paroxysmales alpines.

8.- CONCLUSION.

Le domaine externe des Alpes occidentales a été le siège à l'Oligocène inférieur et moyen d'une activité calco-alkaline qui s'est manifestée par la mise en place suivant une dynamique explosive de suites andésitiques dont l'origine est en relation avec le contexte tectonique particulier des Alpes. Elles font suite à un volcanisme Eocène inférieur dont on retrouve la trace uniquement sous forme de minéraux lourds et de galets dans les formations détritiques périalpines.

Ce volcanisme calco-alkalin oligocène sera suivi au Mio-Pliocène en Provence par un changement radical de l'activité volcanique qui verra la mise en place de laves alcalines.

HUITIEME PARTIE

LE VOLCANISME ALCALIN TERTIAIRE PROVENÇAL

POSITION DANS LE CONTEXTE REGIONAL

LE VOLCANISME ALCALIN TERTIAIRE PROVENÇAL. POSITION DANS LE CONTEXTE REGIONAL

- 1.- INTRODUCTION
- 2.- Le volcanisme de la région toulonnaise
 - 2.1.- Pétrographie
 - 2.2.- Caractères géochimiques
 - 2.3.- Mode de mise en place
- 3.- Le volcanisme alcalin du secteur La Mole - Cogolin
 - 3.1.- Mode de gisement
 - 3.2.- Minéralogie
 - 3.3.- Pétrographie
 - 3.4.- Etude géochimique
 - 3.4.1.- Tendance à une différenciation au sein de ces laves
 - 3.4.1.1.- Le diagramme A.F.M.
 - 3.4.1.2.- Le diagramme alcalins/silice
 - 3.4.1.3.- Variations des oxydes en fonction du S.I.
 - 3.4.1.4.- Le diagramme de YODER et TILLEY (1962)
 - 3.4.2.- Problème mis en évidence par l'étude géochimique de ces laves.
 - 3.4.3.- Appartenance de ces laves à la série alcaline
 - 3.5.- Contexte du volcanisme
- 4.- Le neck de la chapelle Sainte Anne
 - 4.1.- Pétrographie
 - 4.2.- Caractères géochimiques
- 5.- Mise en évidence des caractères géochimiques communs des laves alcalines du district provençal occidental
 - 5.1.- Le diagramme A.F.M.
 - 5.2.- Le diagramme alcalins/silice
 - 5.3.- Tendance évolutive
- 6.- Age du volcanisme alcalin tertiaire du district provençal occidental
- 7.- Contexte du volcanisme alcalin
- 8.- Conclusion.

1.- INTRODUCTION

Le volcanisme alcalin provençal a succédé au cycle magmatique calco-alcalin Oligocène. Son activité s'est manifestée au Mio-Pliocène et ce changement radical de l'activité volcanique semble général aux manifestations volcaniques du pourtour de la Méditerranée occidentale (BELLON, 1976 ; COULON, 1977 ; GIROD *et al.*, 1977).

Ce volcanisme correspond au district provençal occidental défini par JUNG et BROUSSE en 1962. Il est représenté par les affleurements suivants (figure n° 31) :

- les basaltes de la région toulonnaise,
- les basaltes de La Môle-Cogolin dans le massif des Maures
- le neck de la chapelle Sainte Anne près de Saint Tropez.

Ces basaltes se sont mis en place au Mio-Pliocène et ont des caractères pétrographiques et chimiques communs que nous allons décrire.

2.- LE VOLCANISME MIO-PLIOCENE DE LA REGION TOULONNAISE.

Les affleurements volcaniques sont cantonnés au N.W. et à l'W. de Toulon sous la forme d'une succession de lambeaux de coulées d'importance variable (fig. 32).

Ce volcanisme a fait l'objet d'une étude détaillée par C. COULON (1967), aussi, les descriptions qui suivent ont fait l'objet de nombreux emprunts à ce travail car les échantillons prélevés et étudiés ainsi que des analyses chimiques nouvelles corroborent en grande partie ces résultats.

2.1.- Pétrographie

Le trait caractéristique essentiel de ces laves est leur constance dans la structure microlitique fluidale. Du point de vue minéralogie, ces laves se distinguent par :

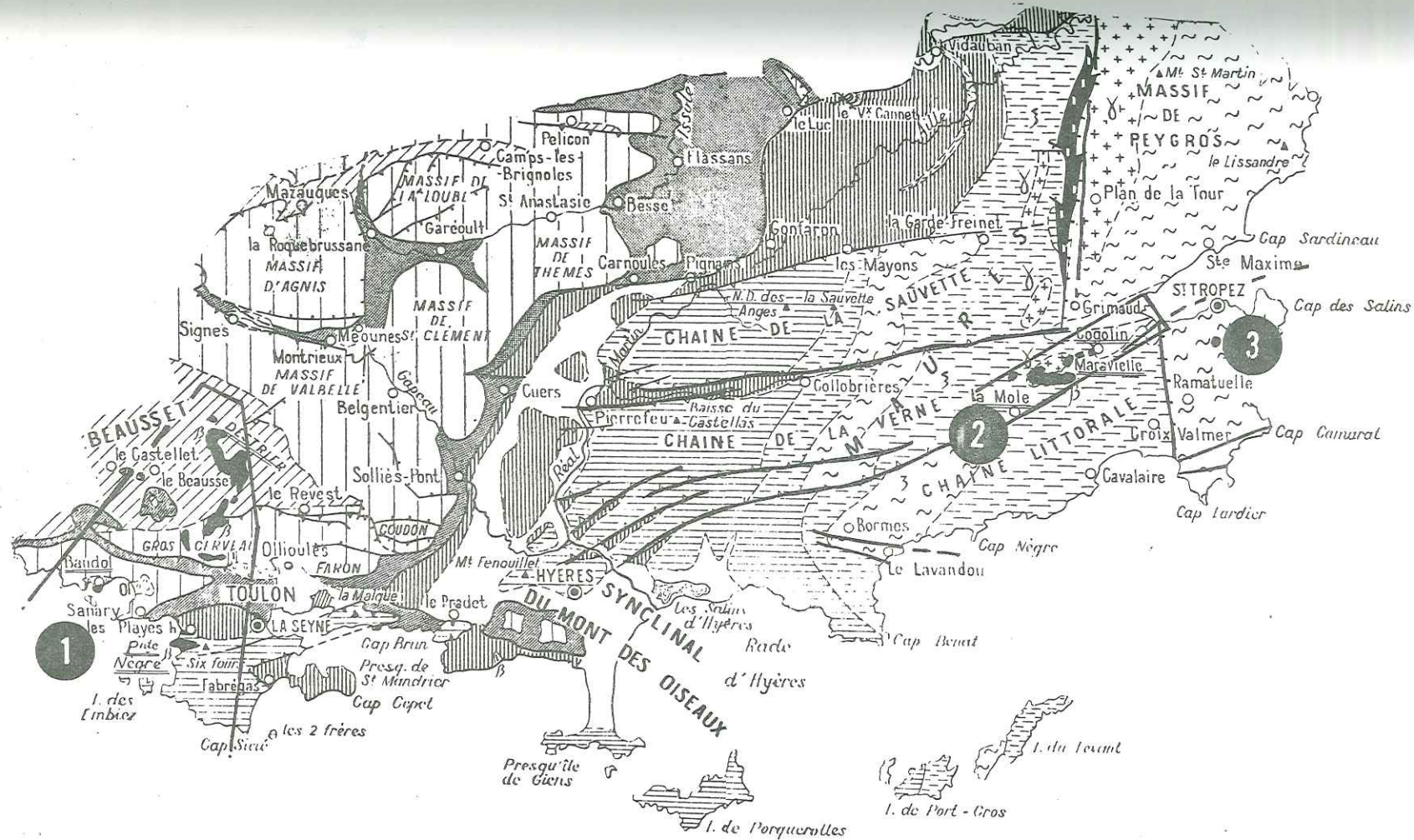


Figure 3I : Localisation du volcanisme alcalin tertiaire du district provençal occidental.

- I : Volcanisme toulonnais
- 2 : Basaltes de La Môle - Cogolin
- 3 : Neck de la chapelle Ste - Anne

COUVERTURE	
o	Mastrichtien-éocène
cs	Crétacé supérieur
J.Ci	Jurassique - Crétacé inférieur
t	Trias
TÉGUMENT	
r	Permien
SOCLE	
h	Stéphanien
x	Phyllades
ξ	Micaschistes
z	Gneiss
γ	Granites
VOLCANISME	
■	(β) basaltes

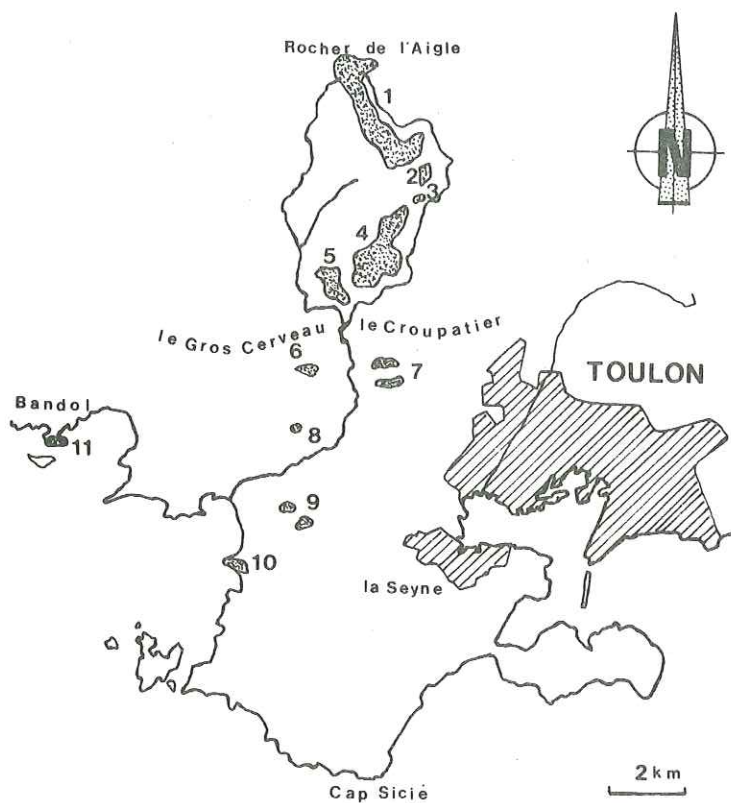


Figure 32 : Localisation des différents affleurements du volcanisme alcalin tertiaire de la région toulonnaise.
1: Rocher de l'aigle, 2: La Piosine, 3: Le Maraou,
4: Le Destrier, Signal des aiguilles, 5: Evenos,
6: Ste Barbe, 7: La Courtine, 8: La Vacoune,
9: Les Playes, 10: Pointe Nègre, 11: Bandol.
(d'après Coulon -1967-, p. 69I, fig. I)

- l'Olivine qui est présente dans les deux stades de cristallisation et est essentiellement représentée par des phénocristaux (8 à 12%) de type Hyalosidérite (Fa 33 à 45), le pôle principal étant à Fa 37. Elles présentent toutes les transformations communes à ces minéraux, c'est-à-dire serpentinisation, iddingsitisation primaire et secondaire ainsi que l'hématisation qui peut être totale. Dans la mésostase, elles ne représentent que 5%.

- Le Pyroxène a une répartition inverse de celle de l'olivine soit 24% dans la mésostase et 1% en phénocristaux. Il est incolore à très faiblement coloré et jamais altéré, ses caractères optiques en font une augite (en phénocristaux).

- Le Plagioclase est rare en phénocristaux (0 à 5%) et ne présente pratiquement jamais de zonage, la mesure de sa basicité en fait du Labrador (An 65 à 55). Dans la mésostase, c'est le minéral le plus abondant et il dépasse les 45% avec, semble-t-il, une légère diminution dans la teneur en anorthite : An 55 à 50.

- Le Feldspath Alcalin a été signalé par C. COULON (1967 a, b) qui l'a mis en évidence par la méthode de la coloration à la cobalttrinitrite de sodium donnant ainsi un pourcentage de 20-24%. Il me semble cependant que ce résultat est quelque peu excessif car cette méthode de coloration semble peu sûre (F. COLIN, 1971).

- Les Minéraux Opagues sont des Ilménites aciculaires, de l'Hématite et des Titanomagnétites qui sont relativement abondantes (11%).

- Les Apatites sont abondantes et aciculaires.

- Le Verre est résiduel et de nature palagonitique. Il est en position interstitielle entre les méats doléritiques.

2.2.- Caractères géochimiques.

Les analyses chimiques présentées par C. COULON dans son mémoire ont été complétées par deux nouvelles analyses. Les points représentatifs de ces laves ont été reportés sur le diagramme (fig. 33) alcalins-silice de type HARKER sur lequel ont été reportées les courbes de H. KUNO (1960) et de Mac DONALD et KATSURA (1964).

L'examen de ce diagramme montre que ces laves occupent le champ des laves modérément alcalines.

2.3.- Mode de mise en place

Au vu des résultats de C. COULON (1967 a), ces laves auraient été émises à la faveur de filons orientés à N 150°, N 90° et N 60° qui semble être la direction principale. Les coulées "se sont épanchées vers le Sud en recouvrant une ancienne surface topographique datant du Miocène, puis ont emprunté le lit d'une ancienne vallée qui leur a permis de franchir la chaîne du Gros Cerveau et du Groupatier. Elles se sont ensuite étalées plus largement dans le sens E-W, et on peut les suivre jusqu'au niveau de la mer, à la pointe Nègre et à Bando!" (C. COULON, 1967, p. 699).

3.- LE VOLCANISME ALCALIN DU SECTEUR LA MOLE-COGOLIN. *

Ce volcanisme s'est manifesté dans la terminaison orientale de la chaîne de la Verne dans le massif des Maures. Il a fait l'objet d'observations et de travaux antérieurs qui ont permis d'en dégager les caractéristiques principales (LUTAUD, 1924; GUEIRARD, 1958; CORNET, 1965; COULON, 1967).

3.1.- Mode de gisement

Quatre affleurements subsistent entre les villages de la Môle et de Cogolin; on trouve d'Ouest en Est (Fig. 34) :

* Ce travail a fait l'objet d'un D.E.A. présenté à Nice en 1977.

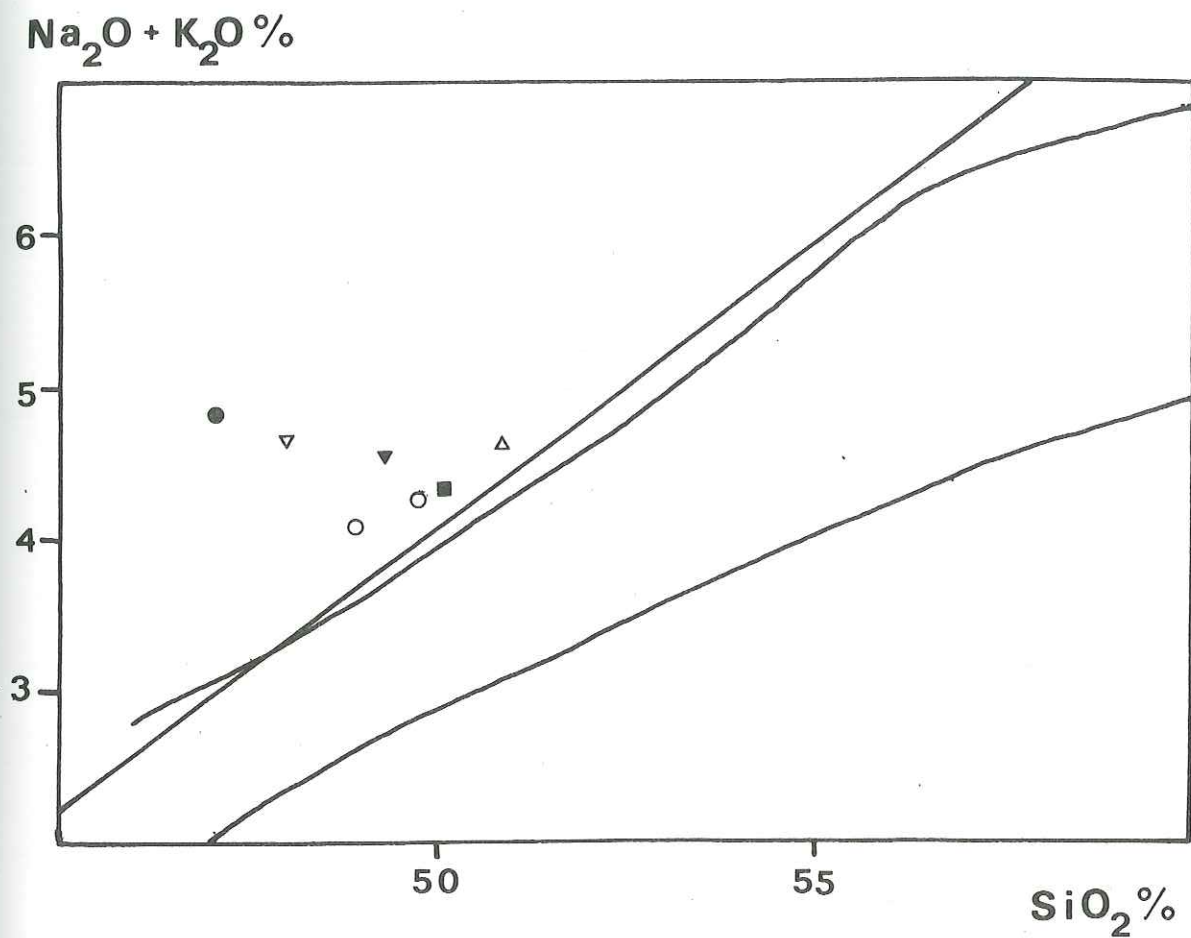


Figure 33 : Diagramme alcalins/silice des basaltes de la région toulonnaise et de la chapelle Sainte - Anne

- Chapelle Ste Anne
- ▼ Bandol
- ▼ Le Destrier
- ▲ Rocher de l'aigle
- Pointe Nègre
- Evenos

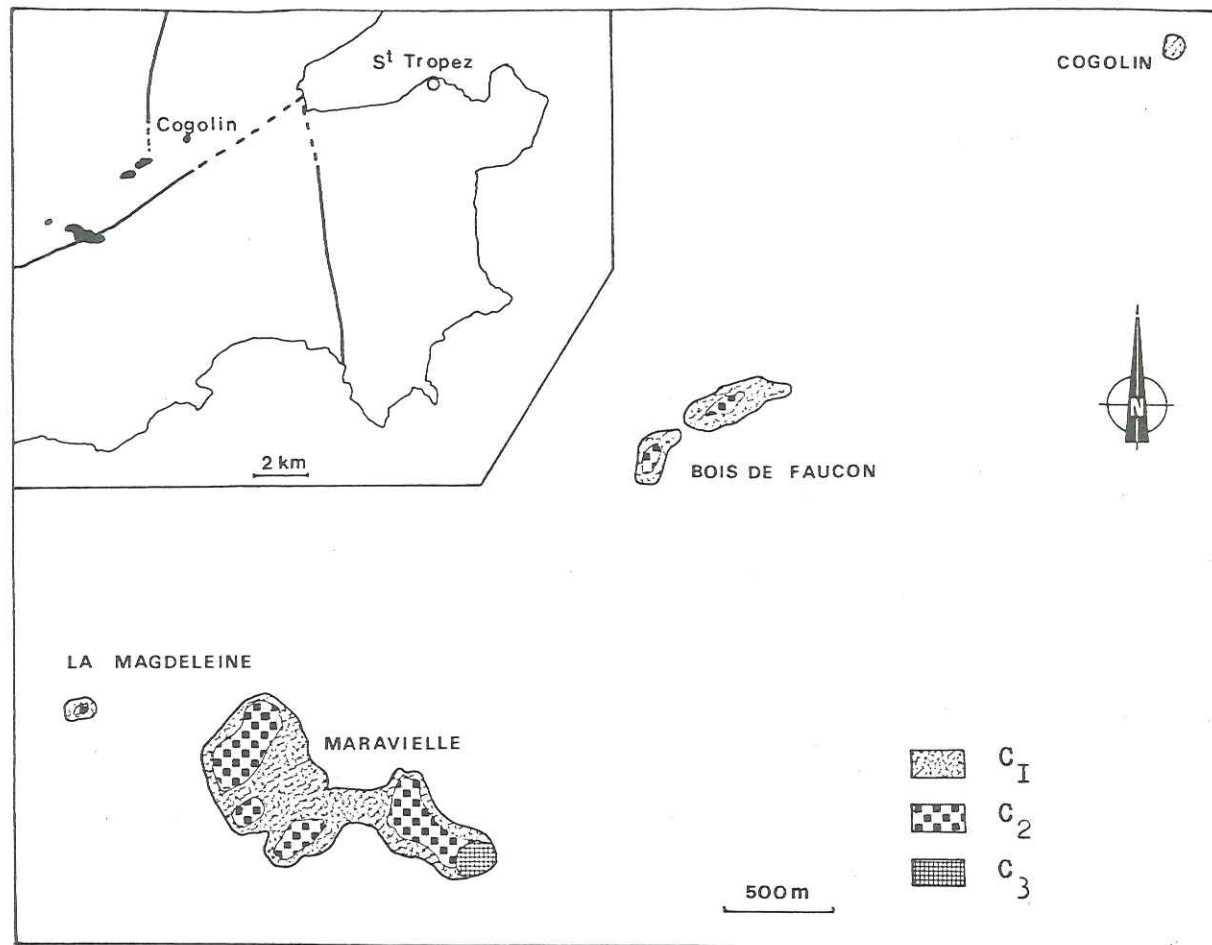


Figure 34 : Localisation des affleurements des basaltes de La Môle - Cogolin.

- Le lambeau de coulée de La Magdeleine
- Les épanchements de plateau de Maravieille
- Les deux lambeaux du Bois de Faucon
- Les vestiges de coulée du village de Cogolin.

Les observations géologiques sur le terrain, complétées par l'étude pétrographique, ont permis de distinguer trois coulées, dénommées suivant un ordre chronologique décroissant : C1, C2 et C3. Des points d'émission, au nombre de quatre, dont un daté - 5 M.A. (BELLON, 1977, comm. orale), ont pu être mis en évidence pour chacune de ces coulées. Tous les orifices de sortie se situent sur le plateau de Maravieille. La lave y montre une fluidité verticale à subverticale orientée N 110° à N 115° Est. Il s'agit d'un volcanisme fissural, sans manifestations pyroclastiques. Les coulées présentent une épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres et se sont épanchées sur une dépression occupée par le granite des Figarets, qu'elles ont scellé, et qui se trouve actuellement en inversion de relief.

3.2.- Minéralogie

- Les Olivines : elles sont présentes dans les trois coulées. Leur taille varie et elles se rencontrent aussi bien sous forme de phénocristaux que de microcristaux dans la mésostase. Seules, les olivines de la coulée C1 sont serpentinisées, l'iddingsitisation pouvant être essentiellement primaire dans C3, rarement dans C2, ou bien secondaire comme cela est le cas dans C2 le plus fréquemment et quelquefois dans C1. En outre, des olivines hématitisées se rencontrent dans les faciès scoriacés, au mur des épanchements. Leurs morphologies selon DONALDSON (1976) sont de deux types et correspondent respectivement aux "hopper olivin" et "polyhedral olivin". Leur composition a été déduite des méthodes optiques et radiocristallographiques, puis précisée par voie chimique. Une analyse portant sur une olivine de C1 a donné les résultats suivants :

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
38,80	0,14	0,50	1,28	15,65	0,19	41,4	1,20	0,19	-	0,10
Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
0,988	0,002	0,015	0,023	0,332	0,004	1,58	0,03	0,009	-	0,002

$Fe^{++} = 17,34\%$

$Mg = 82,66$ soit une olivine de composition $Fa_{17} Fo_{83}$

Les méthodes optiques et radiocristallographiques ont donné les valeurs suivantes : C1 Fa_{13-20} , C2 Fa_{19-25} , C3 Fa_{16-20} .

L'olivine montre dans les trois épanchements une composition de chrysolite.

- Les clinopyroxènes : ils sont présents dans les trois coulées, mais suivant des proportions très variables; les phénocristaux de ce minéral sont rares dans C1. Ils sont en revanche très abondants (et de taille analogue aux olivines) dans C2. Ils sont peu représentés dans C3. Leurs caractères optiques sont les suivants : $ng_c = 45^\circ-46^\circ$, et $2V_z = 54^\circ-56^\circ$ ce qui correspond à une augite titanifère; les microcristaux revêtent plusieurs habitus :

- . isolés entre les lattes de plagioclase
- . en agrégats autour des phénocristaux d'olivine
- . en couronne autour des agglomérats de quartz.

- Les plagioclases : ils cristallisent essentiellement dans la mésostase, sauf dans C2 où leur taille est comparable à celle des phénocristaux d'olivine; leur basicité oscille entre An48 et An57, le pôle le mieux représenté correspondant à An 55. Leur agencement confère à la roche une texture sub-doléritique à doléritique intersertale en particulier dans C2.

- Les minéraux opagues : il s'agit d'ilménites aciculaires et de titanomagnétites.

- Les apatites : elles sont abondantes et se présentent en cristaux aciculaires.

- Le verre résiduel : il s'agit d'un verre palagénitique confiné au coeur des méats doléritiques.

3.3.- Pétrographie

L'analyse modale conduit aux résultats suivants.

	Phénocristaux			Mésostase				
	Olivine	Clinopyroxène	Plagio.	Oliv.	Clinop.	Plag.	Opaq.	Verre
C1	18 %	-	-	12 %	9 %	50 %	7 %	4 %
C2	4,8	6,9	5,5	9,1	10,5	58,1	4,9	1
C3	11,8	0,5	-	10	19	50,7	4,2	3,6

La roche présente en outre des enclaves de trois types :

- enclaves de quartz
- enclave de coulée dans une autre coulée
- enclave de granite des Figarets

L'absence de feldspath potassique permet d'abandonner la dénomination de trachybasalte au profit de

- basalte à olivine pour C1
- basalte subdoléritique à augite et olivine pour C2
- basalte à augite et olivine pour C3

3.4.- Etude géochimique

3.4.1.- Tendance à une différenciation au sein de ces laves

3.4.1.1.- Le diagramme A.F.M. (fig. 35)

Ce diagramme montre une évolution particulière pour ces laves. En effet, on constate en fonction d'une diminution du taux de MgO, c'est-à-dire une évolution des termes les moins différenciés vers les plus différenciés, un léger enrichissement en alcalins accompagné d'un enrichissement en fer plus important.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

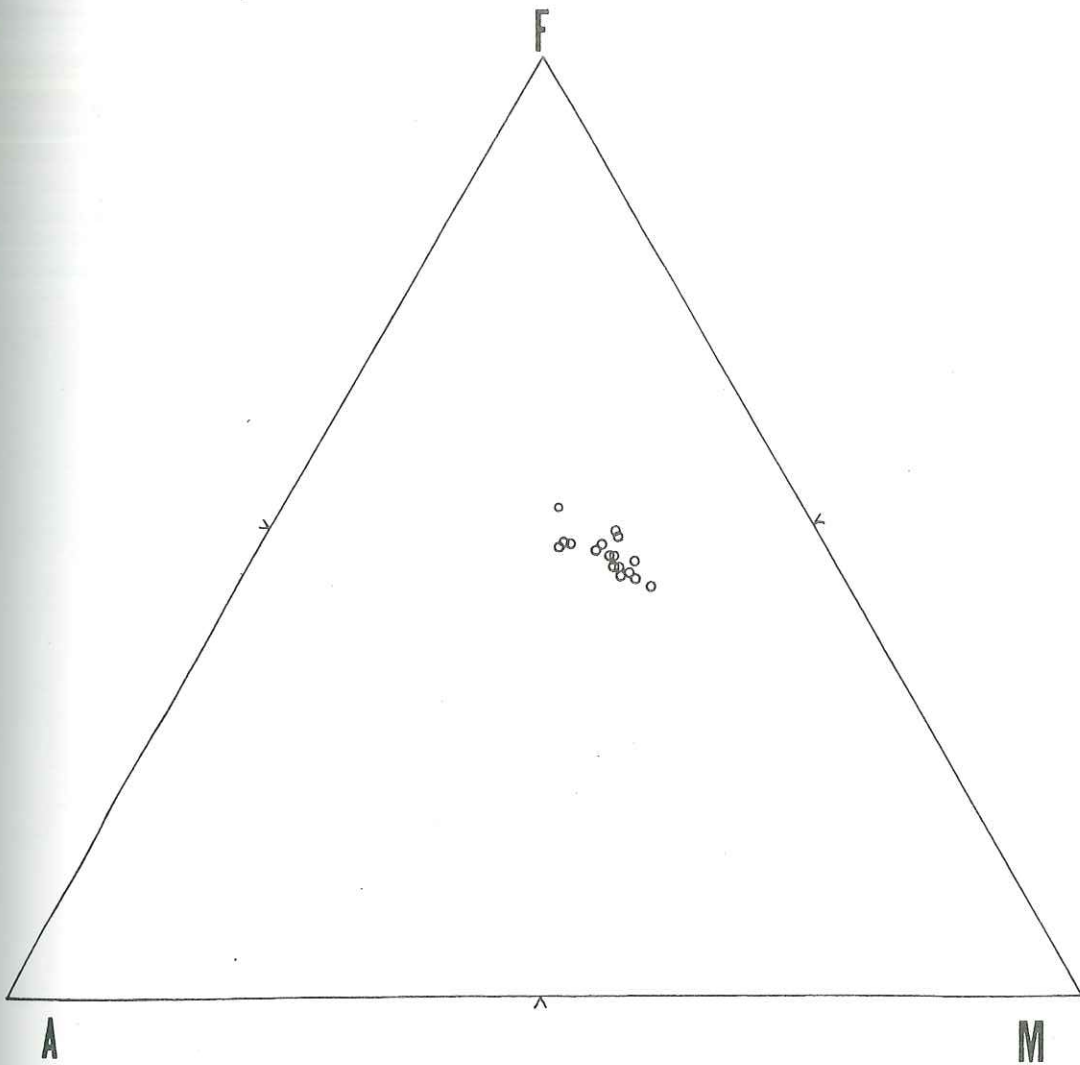


Figure 35 : Diagramme A.F.M. des basaltes de La Môle - Cogolin.

3.4.1.2.- Le diagramme alcalins/silice

Sur ce diagramme (fig. 36) ont été reportées les courbes de MACDONALD et KATSURA (1964) et de KUNO (1968). On remarque que les points représentatifs de ces laves occupent le champ des basaltes modérément alcalins au sens de KUNO (1968) et envahissent très légèrement le domaine des séries tholéitiques défini par MAC DONALD *et al.* (1964). Mais il faut garder présent à l'esprit que ces diagrammes ont été établis dans certaines régions (Hawaï pour celui de MAC DONALD *et al.* ; au Japon pour celui de KUNO) et que leur généralisation garde un caractère d'arbitraire.

On constate également un léger accroissement en alcalins parallèlement à l'augmentation du taux de silice.

3.4.1.3.- Variations des oxydes en fonction de l'indice de solidification

Le paramètre S.I. (solidification index de KUNO *et al.* 1957) correspond au point M du diagramme A.F.M. tel que $S.I. = 100 \times \frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O}$.

Le S.I. varie entre 28 et 38, le fer et le magnésium et le calcium décroissent en même temps que l'indice S.I. tandis que la silice, l'aluminium et les alcalins ont une destinée inverse (Fig. 37).

La silice montre une variation de près de 4% et sa teneur augmente en fonction des diminutions des valeurs de S.I. Mais, pour une même valeur de S.I., elle peut varier largement (1% généralement, 3% exceptionnellement).

L'aluminium a un comportement identique à celui de la silice et les points représentatifs sont moins dispersés. Il varie entre 14 et 16%.

Le fer total décroît avec le S.I. tout en montrant une forte dispersion.

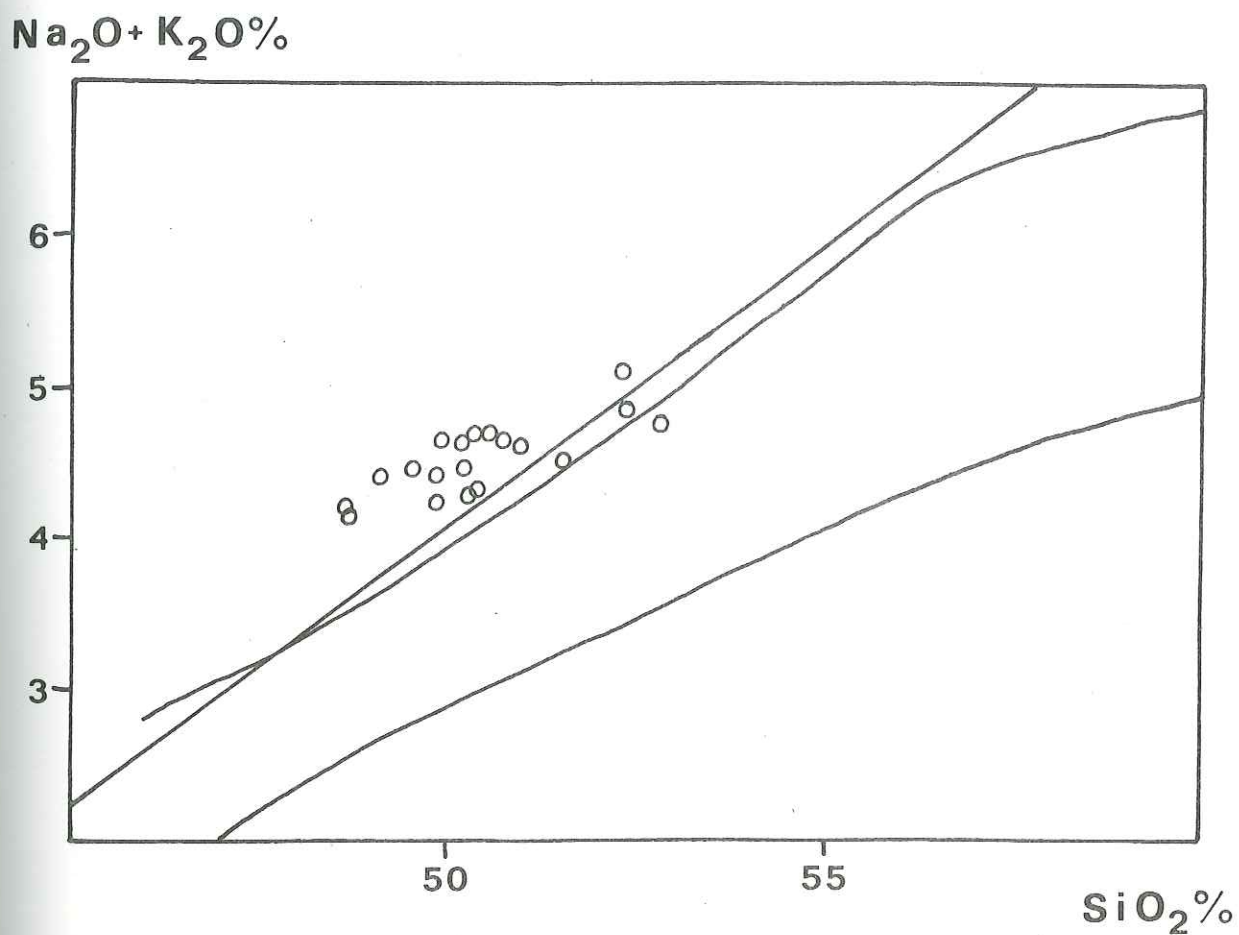


Figure 36 : Diagramme alcalins/silice des basaltes du secteur
La Môle - Cogolin.

Le magnésium montre une variation de 4% suivant une ligne de régression régulière avec une dispersion très faible des points figuratifs de ces laves

Le calcium diminue très légèrement en fonction du S.I. ce que la faible variation de la basicité du plagioclase laissait présager.

Les alcalins varient assez peu en valeur absolue (1/2% pour le potassium et le sodium) et ont une évolution inverse du S.I.

Le titane et le phosphore ne montrent pas de variation significative

3.4.1.4.- Le diagramme $FeO + Fe_2O_3/MgO + FeO + Fe_2O_3/SiO_2$
de YODER et TILLEY (1962)

Ce diagramme (fig. 38) montre que les points figuratifs de ces laves se répartissent autour de la courbe des séries tholéitiques définies par ces auteurs, ce qui soulève le problème de la filiation de ces laves à l'une des grandes séries magmatiques de différenciation.

3.4.2.- Problème mis en évidence par l'étude géochimique de ces laves

Le calcul de la norme C.I.P.W. nous a montré que la saturation ou la sursaturation y sont constantes.

Le diagramme A.F.M. a mis en évidence un enrichissement en fer, supérieur à celui en alcalin lors de la différenciation.

Le diagramme de YODER et TILLEY montre que les points représentatifs de ces laves s'agencent autour de la courbe des séries tholéitiques.

Ces résultats tendraient à conclure que ces laves appartiennent ou du moins ont des affinités avec la série tholéitique. En fait,

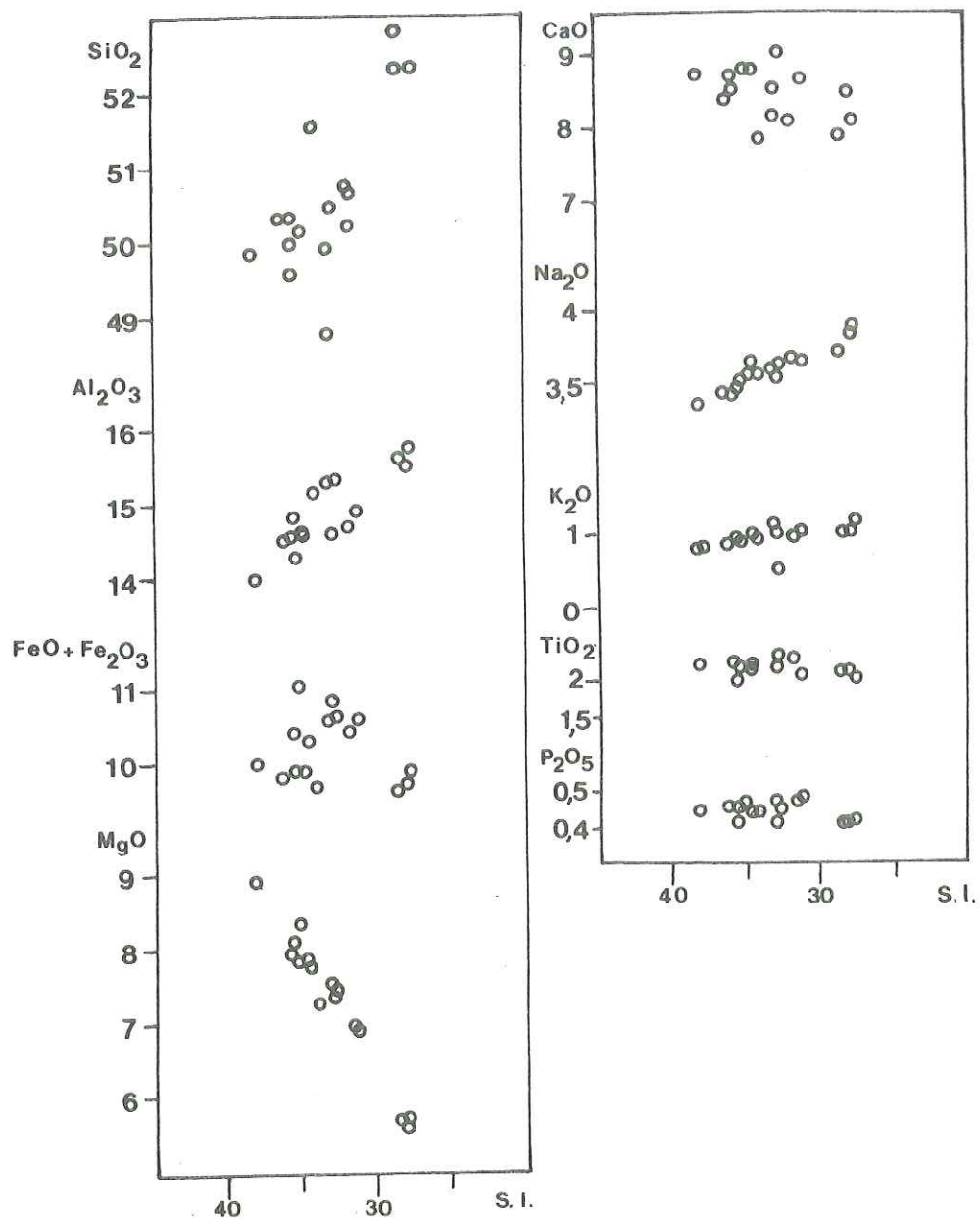


Figure 37 : Variations des oxydes en fonction de l'indice de solidification (S.I.) pour les laves du secteur La Môle - Cogolin.

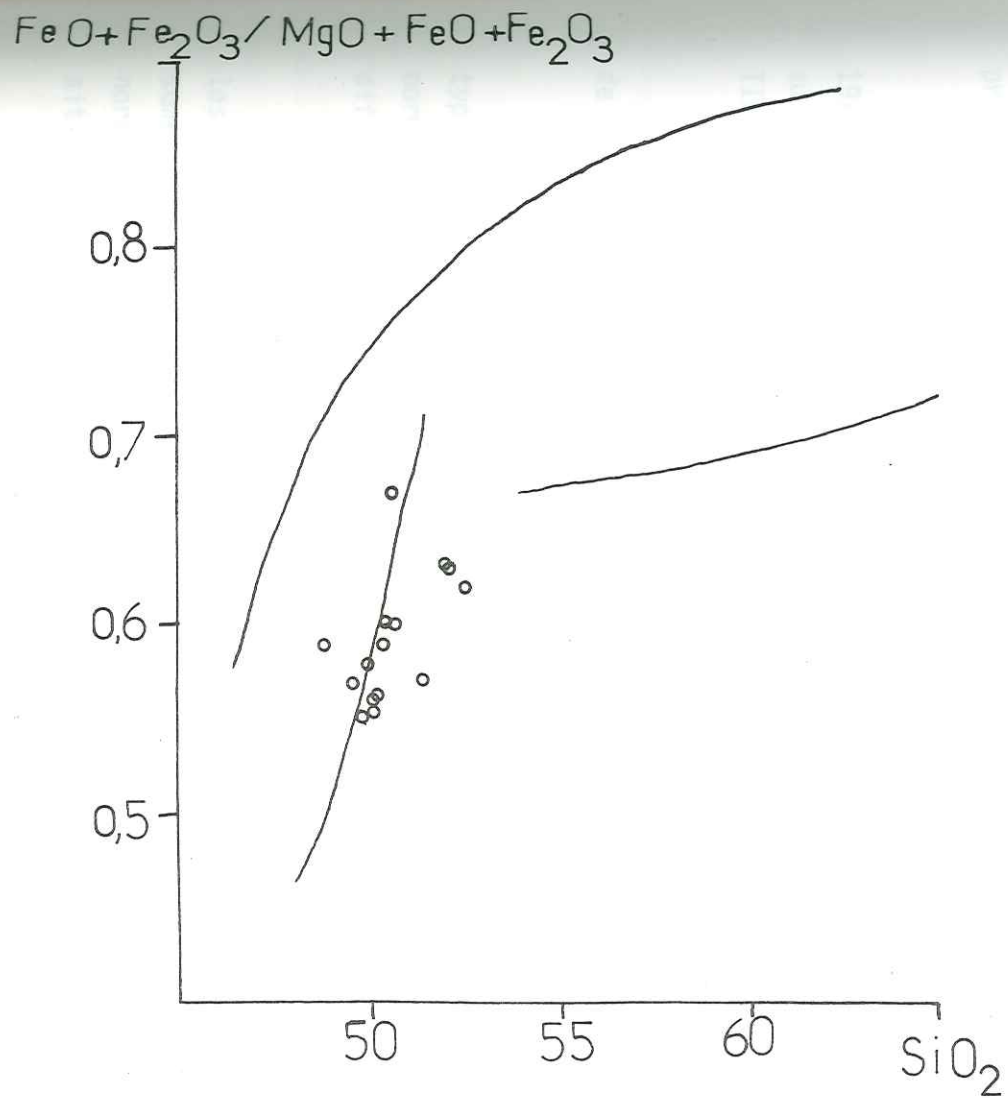


Figure 38 : Diagramme $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ de Yoder et Tilley (1962) pour les basaltés de la Môle - Cogolin.

- 1 : Séries tholéiitiques
- 2 : Séries alcalines
- 3 : Séries calco-alcalines

la pétrographie, le contexte, l'âge de ces laves ainsi que certains de leurs caractères géochimiques concourent à les apparenter à la série alcaline.

3.4.3.- Appartenance de ces laves à la série alcaline

C. COULON (1967) a déjà noté l'ambiguïté posée par certains des caractères chimiques de ces roches quand on tente de les replacer au sein des différentes séries magmatiques ce que LE GUERN, GIRAUD, TURCO (1978) ont précisé.

Les conclusions des auteurs précédents (COULON, 1967 ; LE GUERN *et al.* 1978) se conçoivent dans le sens où ils ont supposé la série alcaline restreinte au concept de KENNEDY (1933) en suivant les divisions proposées par YODER et TILLEY (1962), GREEN et RINGWOOD (1967), MAC DONALD et KATSURA (1964).

En fait, A. MIYASHIRO (1978), a montré l'existence de trois tendances de différenciation au sein des associations volcaniques de nature alcaline :

- La première, dénommée tendance KENNEDY présente les caractères typiques de la série alcaline s.s. et débute par des basaltes à néphéline normative avec augmentation du taux de celle-ci, au fur et à mesure de la différenciation, pour atteindre une composition de phonolite.

- La deuxième, est la tendance COOMBS qui est représentée dans les premiers stades par des basaltes à hypersthène normatif et montre un accroissement du taux d'hypersthène normatif avec par la suite apparition du quartz normatif pour atteindre dans les stades ultimes du fractionnement une composition comenditique.

- La troisième tendance débute par une composition de basalte à néphéline normative puis laisse apparaître de l'hypersthène normatif et enfin, du quartz normatif. A. MIYASHIRO l'a dénommée Straddle (intermédiaire entre les tendances KENNEDY et COOMBS).

Les basaltes du secteur La Môle-Cogolin occupent dans le diagramme

alcalins/silice, le champ des basaltes modérément alcalins et les variations des oxydes en fonction de S.I. sont conformes à celles des séries alcalines. Cela permet de les apparenter à la série alcaline ce que les caractères pétrographiques laissaient déjà présager. La présence d'hypersthène normatif accompagné soit d'olivine, soit de quartz normatif (dont la présence n'est pas à rechercher dans une éventuelle oxydation) permet de rattacher ces basaltes à la tendance COOMBS.

Donc, les basaltes de la Môle sont à considérer comme des basaltes alcalins ayant eu une différenciation en accord avec le "Coombs trend".

3.5.- Contexte du volcanisme

Les produits effusifs se sont épanchés au Mio-Pliocène, à la faveur d'ouvertures de fissures en distension orientées N 115° Est en liaison avec une déformation compressive Nord-Sud faisant rejouer en décrochement l'accident submériidien de Grimaud - Moulin de Paillas. Le volcanisme paraît ainsi indépendant du mouvement de bascule vers le Sud de la Provence. De plus, les coulées ont scellé une morphologie de type sub-actuel. Par la suite, l'édifice volcanique a été affecté d'une légère structuration en liaison avec des réajustements locaux subverticaux orientés Nord 10-20°.

4.- LE NECK DE LA CHAPELLE SAINT ANNE

Situé au sud de Saint-Tropez, il fut interprété comme étant un filon (L. LUTAUD *et al.* 1950). C'est à R. BROUSSE et P. PRUVOST (1962) que l'on doit la mise en évidence du Neck. Il se présente à l'affleurement comme un petit mamelon d'une centaine de mètres de diamètre coupant les gneiss à l'emporte-pièce.

4.1.- Pétrographie

La structure y est microlitique. R. BROUSSE et P. PRUVOST y ont reconnu les minéraux suivants :

- en phénocristaux :
 - olivine 8%
 - labrador 4,2%
 - augite 2,2%
 - titanomagnétite 0,6%

- dans la mésostase :
 - augite 39,6%
 - andésine 33,5%
 - opaques 9,9%
 - olivine 1,1%
 - verre 0,9%

Ces caractères pétrographiques en font un équivalent des basaltes tou-
lonnais et de ceux de La Môle.

4.2.- Caractères géochimiques

J'ai reporté ci-dessous l'analyse chimique donnée par R. BROUSSE et
P. PRUVOST :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
47.20	13.41	4.23	6.58	0.15	9.40	8.50	3.24	1.55	3.25	0.68	1.68	0.89	100.76

On constate que ce basalte présente le taux de silice le plus faible par
rapport aux autres laves alcalines. Mais ceci ne se traduit pas dans la norme
C.I.P.W. par l'apparition de néphéline.

5.- MISE EN EVIDENCE DES CARACTERES GEOCHIMIQUES COMMUNS DES LAVES ALCALINES DU DISTRICT PROVENÇAL OCCIDENTAL.

5.1.- Le diagramme A.F.M.

Sur ce diagramme (fig.39), on constate que les basaltes de la région tou-
lonnaise et ceux de La Môle ont les mêmes caractères et la même tendance évolu-

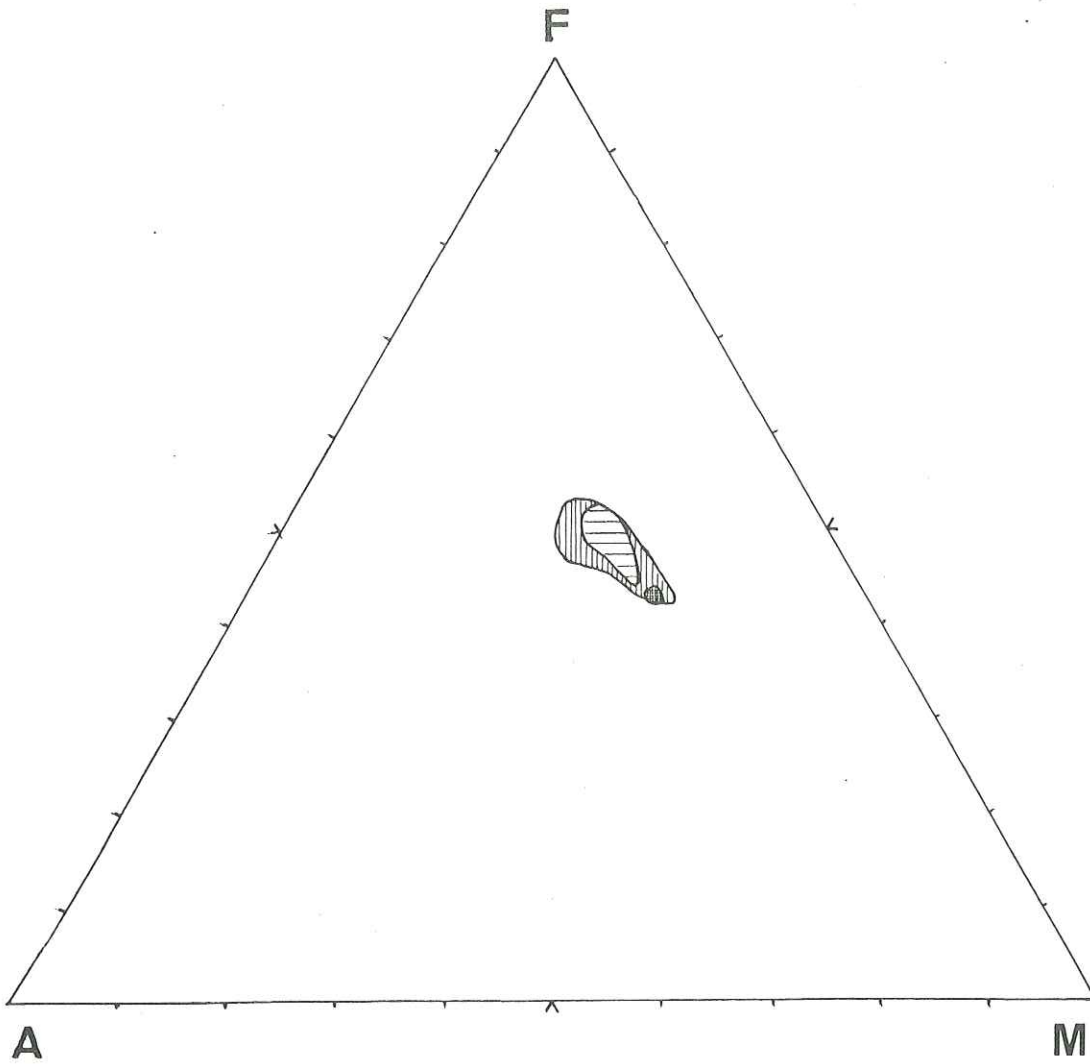





Figure 39 : Diagramme A.F.M. du volcanisme alcalin du district provençal occidental.

-  Basaltes toulonnais
-  Basaltes de La Môle
-  Basalte de la chapelle Ste Anne

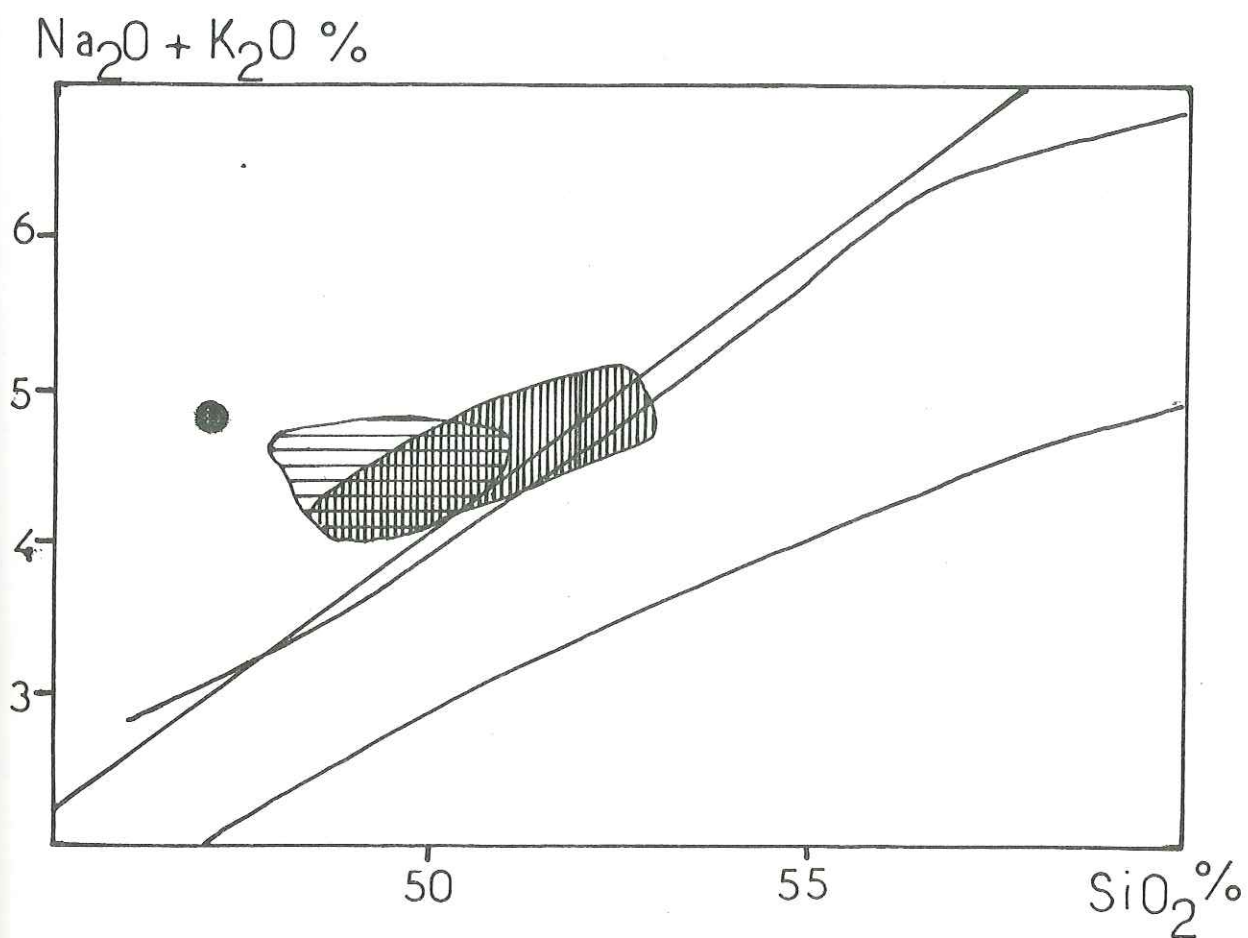





Figure 40 : Diagramme alcalins/silice des basaltes alcalins tertiaires du district provençal occidental.

-  Basaltes de la région toulonnaise
-  Basaltes de La Môle - Cogolin
-  Basalte de la chapelle Sainte - Anne

tive marquée par un enrichissement en fer plus important que celui en alcalins.

L'aire de répartition plus faible des basaltes toulonnais s'explique par le peu d'analyses chimiques qui ont été pratiquées sur ces roches.

Le basalte de la chapelle Ste Anne représente le terme le moins différencié de cette série, ce que la faible teneur en silice laissait présager.

5.2.- Le diagramme alcalins/silice (figure n° 40)

Il montre que tous ces basaltes occupent le champ des séries modérément alcalines. Les basaltes de La Môle présentent un léger enrichissement en alcalins en relation avec l'accroissement du taux de silice, ce que les basaltes toulonnais ne semblent pas montrer mais, la remarque précédente sur le nombre d'analyses de ces basaltes est encore de rigueur.

5.3.- Tendance évolutive.

Elle se fait suivant la tendance COOMBS avec présence constante d'hypersthène normatif associé à de l'olivine ou du quartz normatif.

6.- AGE DU VOLCANISME ALCALIN TERTIAIRE DU DISTRICT PROVENÇAL OCCIDENTAL.

Les observations de terrain avaient permis à C. COULON (1967) de conclure à un âge Pontien terminal à début Pliocène.

Ces données ont été confirmées par des résultats géochronologiques :

- 6 M.A. pour les basaltes toulonnais (J.C. BAUBRON, 1974)
- 5 M.A. pour les basaltes de la Môle (H. BELLON, 1977, comm. orale).

Le volcanisme alcalin tertiaire est donc d'âge Mio-Pliocène (d'après l'échelle géochronologique de F. Van EYSINGA, 1975) et est à mettre en relation avec le volcanisme messinien et post-messinien que l'on observe en Méditerranée occidentale.

7.- CONTEXTE DU VOLCANISME ALCALIN

La mise en place de ces basaltes est à mettre en relation avec l'évolution de la marge provençale dont on peut supposer, d'après G. BOILLOT (1979), que la flexure continentale provençale a évolué à la manière d'une marge stable avec soulèvement à l'Oligocène du "continent Ligure" correspondant au stade rift continental (d'abord un simple dôme, comportant ensuite un fossé tectonique) et la migration de la flexure au Miocène est à rapprocher du recul de la pente continentale et de l'affaissement progressif de blocs crustaux pendant un stade mer rouge.

Ces affaissements de blocs crustaux ont pu créer des distensions qui ont facilité la montée des laves laquelle a été aidée par des épisodes compressifs locaux (ex. La Môle)

8.- CONCLUSION

Le volcanisme Mio-Pliocène du district provençal occidental correspond à un changement radical de l'activité volcanique par rapport au cycle magmatique Oligocène. Il est de nature typiquement alcaline et a évolué en accord avec la tendance COOMBS. Son origine est à rechercher dans l'évolution de la marge provençale en liaison avec la dérive corso-sarde.

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude du volcanisme du synclinal de Saint-Antonin a permis :

- de mettre en évidence la dynamique peléenne du volcanisme avec :

- . mise en place d'un dôme
- . émissions de nuées ardentes
- . mises en place de filons et de filonnets.

Ces épisodes étant suivis par des processus volcano-sédimentaires amenant à la création de lahars froids;

- de montrer la nature typiquement calco-alcaline de ces laves du fait :

- . de la prédominance des andésites s.s. sur les autres termes de la série,
- . du zonage constant des plagioclases et de leur coeur basique,
- . de la structure porphyrique,
- . de la présence de clino et d'orthopyroxènes,
- . de l'existence d'amphiboles,
- . de la précipitation constante de la magnétite;

- de confirmer le caractère calco-alcalin par l'étude géochimique qui a montré :

- . la saturation constante en silice normative de tous les termes de la série,
- . le degré d'oxydation élevé,
- . l'absence d'enrichissement en fer dans tous les stades de la différenciation,
- . les teneurs faibles en alcalins et en titane mais avec tout de même enrichissement de ces éléments,
- . l'appauvrissement en CaO et MgO

. la position des points représentatifs de ces laves dans le domaine des séries calco-alcalines de divers diagrammes;

- de proposer un essai d'interprétation de l'origine de la série andésitique en rapport avec la fusion partielle de roches ultra-basiques du manteau supérieur donnant naissance à un bain silicaté de composition basalte alumineux/andésite basique qui subira une contamination en base de croûte et évoluera par cristallisation fractionnée en relation avec des conditions de forte fugacité d'oxygène et de teneur en eau élevée pour amener aux autres termes de la série (andésite et dacite);

- d'envisager la genèse de ces roches volcaniques dans un contexte autre que celui d'une zone en subduction à l'Oligocène inférieur;

- de montrer les analogies entre le volcanisme de Saint-Antonin et celui du domaine externe des Alpes occidentales et du district ligure.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.C., BOETTCHER A.L. & MARLAND G. (1975).- Amphiboles in andesite and basalt : I. stability as a function of P.-T.-fo₂.
American Mineral., 60, n° 11-12, p. 1069-1085.
- ALSAC C., BOCQUET J. & BODELLE J. (1969).- Les roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint Antonin (Alpes-Maritimes).
Bul. B.R.G.M., sect. I, 3, p. 45-56.
- ANDERSON T. & FLETT J.S. (1903).- Report on the eruption of the Soufrière in St Vincent in 1902 and on a visit to Montagne Pelée in Martinique.
Pt. I, Royal Soc. (London) Philos. Trans. A., 200, 353-553.
- ARBEY F., CLOCHIATTI R., GIGOT P., GUBLER Y., LE TENDRE L. & RIVIERE M. (1976).- Découvertes de cinérites dans les formations continentales carbonatées du Stampien, dans le bassin de Manosque-Forcalquier (Alpes de Haute-Provence).
C.R.Acad. Sci., sér. D, 282, 1093-1095.
- BAKER I. & HAGGERTY E. (1967).- The alteration of olivine in basaltic and associated lavas.
Contrib. Mineral. Petrol., 16, 233
- BAQUE L. (1974).- L'association andésitique cénozoïque du Logudoro et du Bosano (Sardaigne nord occidentale), au sein de l'ensemble du volcanisme andésitique calco-alcalin de l'île.
Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Aix-Marseille III, 193 pages.
- BARBIER R. (1956).- Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au nord du Pelvoux.
C.R.Som. Soc. Géol. Fr., VIII, 6, p. 709-714.

- BAUBRON J.C. (1974).- Etude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et Haute Provence par la géochimie du rubidium et du strontium.
Rapport B.R.G.M., n° 74, SGN 003 LAB, 37 pages
- BELLAIR P. (1957).- Le volcanisme nummulitique du Champsaur.
C.R.Acad.Sci., 245, n° 26, p. 2515-2517.
- BELLON H. (1976).- Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques.
Thèse Doct. Etat, Paris-Orsay, 367 pages.
- BELLON H. & BROUSSE R. (1971).- L'âge Oligo-Miocène du volcanisme Ligure.
C.R.Acad.Sci., 272, p. 3109-3111.
- BELLON H. & BROUSSE R. (1977).- Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), XIX, n° 3, 469-480.
- BERTRAND L. (1893).- Sur la présence de l'hypersthène dans la labradorite du conglomérat de Villeneuve-Loubet (Alpes-Maritimes).
C.R.Som. Soc. Géol. Fr., p. 18.
- BERTRAND L. (1897-1898).- Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., 9, n° 56, p. 1-212.
- BIJU-DUVAL J. (1953).- Description géologique du synclinal de Saint Antonin et du dôme d'Amirat (Alpes-Maritimes).
D.E.S., Paris.
- BODELLE J. (1971).- Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane.
Thèse Doct. Etat, Nice, 582 pages.

- BODELLE J., VERNET J., BLONDEAU A. & LE CALVEZ Y. (1966).- Sur l'âge des sables et conglomérats du synclinal de Saint Antonin.
C.R.Acad.Sci., 262, n° 6, 613-615.
- BOEUF S., BIJU-DUVAL B. & GUBLER Y. (1962).- Les formations volcano-détritiques du tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Haute-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes).
Trav. Lab. Géol. Grenoble, 37, p. 143-156.
- BOILLLOT G. (1979).- Géologie des marges continentales.
Masson et Cie, Paris, 139 pages.
- BORDET P. (1952).- Détermination rapide des feldspaths pagioclases au moyen de la platine théodolite.
Bul. Soc. Fr. Min. Crist., p. 391-400.
- BOSE M.K. (1959).- A note on "bleached hornblende".
Mineral. Mag., 32, 177-178.
- BOTTINGA Y., KUDO A. & WEILL D. (1966).- Some observations on oscillatory zoning of magmatic plagioclase.
American Mineral., 51, 792-806.
- BOUCARUT M. (1971).- Arguments en faveur de l'existence d'un réseau de fractures crustales d'âge alpin en Provence. Leurs relations avec le volcanisme de même âge.
2ème R.A.S.T., Pont à Mousson, Nancy, 72
- BOUCARUT M. (1975).- Arguments en faveur d'un rhexmatisme d'âge alpin en Provence et de ses relations avec le volcanisme de même âge.
Revue Géogr. Phys. Géol. Dynam., (2), XVII, fasc. 4, 393-398.
- BOUCARUT M. & BODELLE J. (1969).- Les conglomérats du synclinal de Saint Antonin (Alpes-Maritimes). Etude pétrographique des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques.
Bul. B.R.G.M., 2ème sér., sect. I, n° 3, p. 57-75.

- BOURCART J. & OTTMANN F. (1954).- Pliocène et Quaternaire des feuilles de Nice et Antibes au 50.000ème.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., (241), 52, p. 321-329.
- BOURCART J., LE CALVEZ Y. & SIFFRE M. (1959).- Du nouveau sur l'âge des tufs volcaniques du pays niçois.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7) I, 551-554.
- BOURCART J., DAMIANI L., VERNET J. & LE CALVEZ Y. (1963).- Observations nouvelles sur la région du Cap d'Ail (Alpes-Maritimes).
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), 5, 708-714.
- BOWEN N.L. (1913).- The melting phenomena of plagioclase feldspars.
Amer. Journ. Sci., 51, 792-806.
- BOWEN N.L. (1928).- Evolution of the igneous rocks.
Princeton Univ. Press, 334 pages.
- BROUSSE R. (1961).- Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., LVIII, n° 263.
- BROUSSE R. & PRUVOST P. (1962).- Le basalte de la chapelle Sainte Anne.
C.R.Acad.Sci., 254, p. 2487-2489.
- BURRI C., PARKER R.L., WENK E. & WENK H.R. (1967).- L'orientation optique des plagioclases. Planches I-XVII.
Birkhauser Verlag, Basel
- CABY R. (1973).- Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), XV, n° 5-6, p. 624
- CARMICHAEL I.S.E. (1967).- The iron-titanium oxides of salic volcanics rocks and their associated ferro-magnesian silicates.
Contrib. Mineral. Petrol., 14, p. 36-64.

- CARMICHAEL I.S.E. & NICHOLLS J. (1967).- Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks.
Journ. Geophys. Res., 72, p. 4665-4687.
- CHARLES R.P. (1960).- Contribution à l'étude pétrographique, stratigraphique et paléovolcanique des conglomérats volcaniques du Sud des Alpes-Maritimes.
D.E.S., Paris.
- CHAYES F. (1966).- Alkaline and subalkaline basalts.
Amer. J. Sci., 264, 128-145.
- CHAYES F. (1969).- The chemical composition of cenozoïc andesite.
Proceed. andesite conf. Int. Upper Mantle Project. Scient. rept., 16, 1-11.
- COLIN F. (1971).- Etude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac.
Mémoires du B.R.G.M., n° 62.
- COOMBS D.S. (1963).- Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram.
Mineral. Soc. Am. Spec. Papers., I, 227-250.
- CORNET C. (1965).- Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène.
Mém. Soc. Géol. Fr., XLVI, n° 103, 252 p.
- COULON C. (1967).- Le volcanisme tertiaire de la région toulonnaise.
Bul. Soc. Géol. Fr., IX, n° 5, p. 691-700.
- COULON C. (1967).- Le volcanisme basique de la basse Provence occidentale (Région toulonnaise et massif des Maures).
Thèse 3ème Cycle, Paris.

- COULON C. (1977).- Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie):
pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des
ignimbrites. Signification géodynamique.
Thèse Doct. Etat. Univ. Aix-Marseille, III, 370 pages.
- DALY R.A. (1933).- Igneous rocks and the depths of the earth.
Mc GRAW-HILL, New-York
- DEB S. (1936).- Etude pétrographique des roches volcaniques tertiaires dans
la partie méridionale des Alpes-Maritimes.
Bul. Soc. Géol. Fr., 5, VI, 299-302.
- DEB S. (1938).- Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des
roches tertiaires des Alpes-Maritimes.
Mém. Soc. Géol. Fr., nouvelle série, XVI, fasc. I, n° 36, 1-114.
- DEBELMAS J. (1975).- Les Alpes et la théorie des plaques.
Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), XVII, fasc. 3, 195-208.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1967).- Rock - forming minerals.
5 vol., Longmans Ed., London
- DELALOYE M. & SAWATZKI G. (1975).- Géochronométrie des éléments volcaniques
du flysch helvétique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France).
Archives Sci., Genève, 28, fasc. 1, 95-99.
- DEMANT A. (1972).- Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sar-
daigne nord-occidentale : le cycle "andésitique" terminal (région
Mara-Romana).
Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. Marseille, 113 pages.
- DEPERET Ch. & GUEBHARD A. (1902).- Sur l'âge des Labradorites de Biot.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4), 2, p. 885-899.
- DERUELLE B. (1978).- Journ. Volcanol. Geotherm. Res., 3, 281-298.

- DEWEY J.F. & BIRD J. (1970).- Mountain belts and the new global tectonics.
Journ. Geophys. Res., 75, 2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN (1973).- Plate tectonics and the evolution of the alpine system.
Geol. Soc. Amer. Bul., 84, 3137-3180.
- DICKINSON W.R. (1968).- Circum-pacific andesite types.
Journ. Geophys. Res., 73, n° 6, p. 2261-2269.
- DIDIER J. & LAMEYRE J. (1978).- Les brèches volcaniques du Merdassier (synclinal de Thônes, Haute-Savoie), élément nouveau dans le débat sur l'origine des grès de Taveyanne.
C.R.Acad.Sci., sér. D, 286, 583-585.
- DI GIROLAMO P., NARDI G., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1976).- Occurrence of calc-alkaline two-pyroxene andesites from deep bore-holes in the Phlegrean Fields.
Rend. Accadm. Sci. Fis. Mat., Napoli, IV, 43, 1-29.
- DONALDSON C.H. (1976).- An experimental investigation of olivine morphology.
Contrib. Mineral. Petrol., 57, n° 2, p. 187-214.
- DUPLAIX S. & GENNESSEAUX M. (1966).- Preuves minéralogiques de manifestations volcaniques dès l'Eocène inférieur dans les Alpes-Maritimes.
C.R.Acad.Sci., 262, n° 24, p. 2424-2426.
- EGGLER D.H. (1972).- Amphibole stability in H₂O undersaturated calcalkaline melts.
Earth Planet. Sci. Letters, 15, 28-34.
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J. & MICHELUCCHINI M. (1969).- Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriagnacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suissees.
C.R.Soc.Phys.Hist.Nat. Genève, t. 4, n° 2, 151-156.

- EWART A. (1976).- Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications.
Earth Planet. Sci. Lett., 31, 417-432.
- FENNER C.N. (1926).- The Katmai magmatic province.
Journ. Geol., 34, 674-772.
- FENNER C.N. (1950).- The chemical kinetics of the Katmai eruption.
Amer. Journ. Sci., 248, 593-627 et 697-725.
- FITTON J.G. & GILL R.C.O. (1970).- The oxydation of ferrous iron in rocks during mechanical grinding.
Geochim. Geomochim. Acta, 34, 518-524.
- FORBES R.B., RAY D.K., KATSURA T., MATSUMOTO H., HARAMURA H. & FURST M. (1969).- The comparative chemical composition of continental island arc andesite in Alaska.
Proceed. Andesite conf. Inter. Upper mantle project. Sc. Rep., 16, State of Oregon ed., p. 111-120.
- GINSBURG L. (1956).- Sur l'âge des conglomérats andésitiques du sud des Alpes-Maritimes.
C.R.Som. Soc. Géol. Fr., 5, p. 162.
- GINSBURG L. (1959).- Etude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la basse vallée du Var (feuilles de Roquesteron et Grasse-Cannes au 1/50.000).
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., (259), t. LVII, 1-38.
- GIRAUD J.D. (1975).- Une intrusion calco-alkaline type : l'Estérellite; position dans le contexte volcanologique régional.
Thèse 3ème Cycle, Nice.

- GIRAUD J.D. & TURCO G. (1976).- Sur l'existence de laves à affinités calco-alcalines dans la région niçoise (district Ligure).
C.R.Acad.Sci., 282, n° 23, 2037-2039.
- GIRAUD J.D., BOYER C., BELLON H. & TURCO G. (1978).- 6ème R. Ann. Sci. Terre Orsay.
- GIRAUD J.D., LE GUERN M. & TURCO G. (1979).- Contexte tectonique du volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin (Alpes de Haute Provence, France).
Transmis C.R.Acad.Sci.
- GIROD M. (1971).- Le massif volcanique de l'Atakor, sahara algérien, étude pétrographique, structurale et volcanologique.
Edit. C.N.R.S., Paris, 159 pages.
- GIROD M. & GIROD N. (1977).- Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, n° 3, 481-488.
- GIROD M. & BAILEY D.K., BAKER P.E., FISHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H., UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural.
Doin édit., Paris, 239 pages.
- GOGUEL J. (1952).- Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes).
C.R.Acad.Sci., 234, n° 22, p. 2211-2212.
- GREEN T.H. & RINGWOOD A.E. (1967).- Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions.
Earth Planet. Sci. Letters, 3, p. 481-489.
- GREEN T.H. & RINGWOOD A.E. (1968).- Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite.
Contrib. Mineral. Petrol., 18, n° 2, p. 105-162.

- GREEN T.H. (1972).- Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions.
Cont. Mineral. Petrol., 34, p. 150-156.
- GUEBHARD A. (1900).- Sur la situation stratigraphique des labradorites du Sud-Ouest de la feuille de Nice.
Bul. Soc. Géol. Fr., (3), 28, p. 468-469.
- GUEBHARD A. (1902).- Liste récapitulative des tâches éruptives de l'Ouest du Var.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4), 2, p. 900-907.
- GUEIRARD S. (1959).- Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var).
Trav. Lab. Fac. Sc. Univ. Aix-Marseille, t. 6, 71-204.
- HAMILTON W. (1964).- Origin of high alumina basalt, andesite and dacite magma.
Science, 146, 634-637.
- HARLOFF C. (1927).- Zonal structure in plagioclase.
Leidsche Geol. Med., 2, 99-114.
- HAUG E., LANQUINE A., MICHEL-LEVY A. (1914).- Feuille d'Antibes au 80.000ème. 2ème édition.
- HEIKEN G. (1972).- Morphology and petrography of volcanic ashes.
Geol. Soc. Amer. Bul., 83, 1961-1988.
- HOLMES A. (1932).- The origin of igneous rocks.
Geol. Mag., 67, 543-558.
- HOMMA F. (1932).- Über das Ergebnis von Mesungen an zonaren plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches.
Schwei. Mineral. u. Petro. Mitt., 12, 345-352.

- HOMMA F. (1936).- Classification of the zonal structure of plagioclase.
Mem. college of Science Kyoto Imp. Univ., ser. B, II, 135-155.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.
Canad. Journ. Earth Sci., 8, p. 523-548.
- JAKES P. & WHITE A.J.R. (1972).- Major and trace element abundances in volcanic rocks from orogenic areas.
Geol. Soc. Am. Bul., 83, p. 29-40.
- JAKES P. & WHITE A.J.R. (1972).- Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins.
American Mineral., 57, p. 887-902.
- JUNG J. & BROUSSE R. (1962).- Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., n° 267, t. 58, p. 569-629.
- KAZMITCHEFF A. (1935).- Contribution à l'étude tectonique de la région de Cannes-Antibes.
Mém. Inst. Géol. Louvain, t. VIII, fasc. III, 221-290.
- KENNEDY W.Q. (1933).- Trends of differentiation in basaltic magmas.
Amer. Journ. Sci., 25, 239-256.
- KOZU S. & YOSHIKI B. (1927).- Note on the study of the transformation of common hornblende into basaltic hornblende at 750° C.
Sci. Report., Tôhuhu Imp. Univ., vol. 3, (2), 143-154.
- KUBOVICS I. (1964).- Primary glauconite in igneous rocks.
Acta geologica, t. VIII, fasc. 1-4, 19-35, Budapest.
- KUNO H. (1950).- Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan.
Geol. Soc. Amer. Bul., 61, 957-1020.

- KUNO H. (1953).- Volcanoes and volcanic rocks (en japonais).
Iwanami - Zenayo., 180 pages.
- KUNO H. (1960).- High alumina basalts.
Journ. Petrol. , I, p. 121-145.
- KUNO H. (1968).- Differentiation of basalt magma. In basalts : the Polder-
vaart treatise on rocks of basaltic composition.
Wiley & Sons, Ed. London.
- KUNO H. (1969).- Andesite in time and space.
Proceed. Andesite conf. Int. Upper Mantle project, Scientific
Report, 16, 13-20, State of Oregon ed.
- KUNO H., YAMASAKI K., IIDA C. & NAYASHIMA K. (1957).- Differentiation of
Hawaiian magmas.
Japan Journ. Geol. and Geography, vol. XXVIII, n° 4, 179-218.
- KUSHIRO I. (1973).- Origin of some magmas in oceanic and circum oceanic
regions.
Tectonophysics, 17, 211-222.
- KUSHIRO I. & YODER H.S. (1969).- Melting of forsterite and enstatite at high
pressure under hydrous conditions.
Carnegie Instit., Washington, Year book 67, 153-158.
- KUSHIRO I., SHIMIZU N., NAKAMURA Y & AKIMOTO S. (1972).- Compositions of co-
existing liquid and solid phases formed upon melting natural
garnet and spinel lherzolites at high pressure : a preliminary
report.
Earth Planet. Sci. Letters, 14, 19-25.
- LACROIX A. (1903).- L'éruption de la montagne Pelée en janvier 1903.
C.R.Acad.Sci., 103, 442-445
- LACROIX A. (1904).- La Montagne Pelée et ses éruptions.
Masson et Cie, Paris, 662 pages.

- LACROIX A. (1930).- Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des produits pyroclastiques qu'ils constituent.
Livre Jubilaire, centenaire Soc. Géol. Fr., vol. 2, 431-472.
- LACROIX A. (1933).- Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine.
Bul. Serv. Carte Géol. Indochine, 20, fasc. 3.
- LAPPARENT A.F. de (1938).- Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., XL, n° 198.
- LAUBSCHER H. (1971).- The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications.
Amer. J. Sci., 271, 193-226.
- LE CALVEZ Y. & VERNET J. (1966).- C.R.Acad.Sci., sér. D, 262, 841.
- LEFEVRE C., DUPUY C. & COULON C. (1974).- Le volcanisme andésitique.
Revue de la Haute Auvergne, 44, 313-357.
- LE GUERN M., GIRAUD J.D. & TURCO G. (1978).- Précisions nouvelles sur le volcanisme basaltique tertiaire de la zone La Môle-Coglin (Var, France).
6ème R. Ann. Sci. Terre, Orsay.
- LE MAITRE R.W. (1976).- A new approach to the classification of igneous rocks using the basalt - andesite - dacite - rhyolite suite as an example.
Contrib. Mineral. Petrol., 56, p. 191-203.
- LEWIS J.F. (1971).- Composition, origin and differentiation of basalt magma in the Lesser Antilles.
Geol. Soc. Am. Mem., 130, 159-179.

- LOFGREN G.E. (1972).- Temperature induced zoning in synthetic plagioclase feldspar.
Abstr. 5.4 in program for Advanced study institute on Feldspars, Manchester.
- LUTAUD L. (1924).- Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline.
Rev. Géographie, t. XII.
- LUTAUD L., LANQUINE A. & SCHOELLER H. (1950).- Feuille de Toulon au 80.000 2ème édition.
- MACDONALD G.A. & ALCAZAR A. (1956).- Nuées ardentes of the 1948-1953 eruptions of Hidok-Hidok.
Bul. Volcan., 2, 18, p. 169-178.
- MACDONALD G.A. & KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas.
J. Petrol., 5, 82-133.
- MAC GREGOR A.G. (1931).- Clouded feldspars and thermal metamorphism.
Mineral. Mag., 22, 524-538.
- MAC GREGOR G.A. (1952).- Eruptive mechanisms : Mount Pelée, the Soufrière of Saint-Vincent and Valley of Ten Thousand Smokes.
Bul. Volcan., 2, t. 12, p. 49-74.
- MACKENZIE D.E. & CHAPPELL B.W. (1972).- Shoshonitic and calc-alkaline lavas from Highlands of Papua New Guinea.
Contrib. Mineral. Petrol., 35, p. 50-62.
- MAC TAGGART K.C. (1960).- The mobility of nuées ardentes.
Amer. Journ. Sci., 258, p. 369-382.
- MARTINI J. (1968).- Etude pétrographique des grès de Taveyanne entre Arves et Giffre (Haute Savoie, France).
Bul. Suisse Min. Pétr., 48, 2, 539-654.

- MATTAUER M. & PROUST F. (1976).- La Corse alpine; un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique.
C.R.Acad.Sci., 282, n° 13, 1249.
- MAURY R. (1971).- Application de la spectrométrie infrarouge à l'étude des bois fossilisés dans les formations volcaniques.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), XIII, n° 5-6, 532-538.
- MAURY R. (1973).- La matière organique des bois fossiles indicatrice des conditions thermiques de mise en place des brèches volcaniques
C.R.Acad.Sci., t. 276, sér. D, 917-920.
- MAURY R. (1974).- Evolution chimique globale de la matière organique des bois carbonisés dans les formations volcaniques; conséquences paléothermiques, téphrostratigraphiques et téphronochronologiques
99ème Congrès Nat. Soc. Savantes, Besançon, fasc. I, 53-64.
- MAURY R. (1975).- Evaluation des gradients thermiques au contact de coulées basaltiques, d'après l'étude des matières organiques carbonisées
C.R.Acad.Sci., t. 280, sér. D, 575-578.
- MAURY R. (1976).- Evolution à haute température des matériaux organiques dans les formations volcaniques ou à leur contact.
Bul. Centre Rech. Pau, S.N.P.A., 10, fasc. I, 289-300.
- MAURY R., ARAI F., MIMURA K., HAYATSU K., KOBAYASHI K. (1973).- Estimation des températures de mise en place des brèches pyroclastiques du Japon d'après l'étude de leur bois carbonisés.
C.R.Acad.Sci., t. 277, sér. D, 1621-1624.
- MAURY R., MERVOYER B., WESTERCAMP D. (1976).- Températures de mise en place des pyroclastites fossilifères de la Montagne Pelée (Martinique) et de la Soufrière de Guadeloupe.
Bul. B.R.G.M., sect. IV, n° 4, 347-352.

- MAZEN - PAPIER M. Th. (1965).- Sur quelques bois fossiles de la région niçoise (Priabonien, Quaternaire ancien ou Pliocène).
Géol. alpine, 41, 133-139.
- MICHOT P. (1930).- The plagioclase of the igneous rocks of Helle.
Ann. Bull. Soc. Geol. Belgique, 54, 44-48.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles.
Masson éditeur, Paris.
- MIHASHIRO A. (1974).- Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.
Amer. Journ. Sci., 274, 321-355.
- MIYASHIRO A. (1978).- Nature of alkalic volcanic rock series.
Contrib. Mineral. Petrol., 66, n° 1, 91-104.
- NICHOLLS I.A. & RINGWOOD A.E. (1972).- Production of silice saturated tholeiitic magmas in island arcs.
Earth Planet. Sci. Lett., 17, 243-246.
- NICHOLLS I.A. & RINGWOOD A.E. (1973).- Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silice saturated magmas in the island arc environment.
Journ. Geol., 81, 285-300.
- NOCKOLDS S.R. (1954).- Average chemical composition of some igneous rocks.
Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1007-1032.
- OSBORN E.F. (1959).- Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma.
Amer. Journ. Sci., 257, p. 609-647.
- OSBORN E.F. (1969).- The complementariness of orogenic andesite and alpine peridotite.
Geochim. cosmochim. Acta., 33, p. 307-324.

- PAUTOT G. (1970).- Marine Geophys. Res., I, 61-84.
- PEACOCK M.A. (1931).- Classification of igneous rocks.
J. Geol., 39, 54-67.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976).- Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey.
Contrib. Mineral. Petrol., 58, p. 63-81.
- PERRET F.A. (1935).- The eruption of Mt Pelée 1929-1932.
Carnegie Inst., Washington, Pub. 458, 125 pages.
- PHEMISTER J. (1934).- Zoning in plagioclase feldspar.
Mineral. Mag., 23, 541-555.
- POLDERVAART A. & GILKEY A.K. (1954).- On clouded plagioclase.
American Mineral., 39, 75-91.
- POTIER F. (1877).- Compte rendu de la course de Biot.
Bul. Soc. Géol. Fr., (3), 5, 769-773.
- RITTMANN A. (1963).- Les volcans et leur activité.
Masson et Cie, Paris, 461 pages.
- RITTMANN A. (1973).- Stable mineral assemblage of igneous rocks.
Springer Verlag Ed., 262 pages.
- ROBYN T.L. (1979).- Miocene volcanism in eastern Oregon : An example of calc-alkaline volcanism unrelated to subduction.
Journ. Volc. Geotherm., 5, 149-161.
- ROSE W.I. (1972).- Santiaguito volcanic dome, Guatemala.
Geol. Soc. Amer. Bul., 83, 1413-1434.

- SAPPER K. (1928).- Vulkankunde, Engelhorn, Stuttgart.
- SAWATZKI G. (1975).- Thèse, Genève, Archives Sci., 28, 265-368.
- SHAND S.J. (1945).- Coronas and coronites.
Geol. Soc. Amer. Bul., 56, 247-266.
- SIRIN A.N. (1961).- On the dome-shaped bulges occurring in conjunction with the magmatic extrusions into surface in lateral eruptions.
Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., sér. Geol., II, 26-33.
- SMITH J.V. (1974).- Feldspar minerals.
Springer Verlag, vol. 1 et 2.
- SMITH J.V. & GAY P. (1958).- The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars, art II.
Mineral. Mag., 31, 744-762.
- SMITH R.B. (1977).- Intraplate tectonics of the western North-American plate.
Tectonophysics, 37, 323-336.
- STEWART D.C. (1975).- Crystal clots in calc-alkaline andesite as breakdown product of high-Al amphiboles.
Contribut. Mineral. Petrol., 53, n° 3, p. 195-204.
- STRECKEISEN A. (1967).- Classification and nomenclature of igneous rocks.
Neues Jahrb. Mineral. Ab., 107, 144-240.
- STUDER B. (1853).- Geologie der Schweiz, Schulthess, Zürich.
- TAPPONIER P. (1977).- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique.
Bul. Soc. Géol. Fr. (7), XIX, n° 3, 437-460.

- TAYLOR S.R. (1968).- Geochemistry of andesite. in "Origin and distribution of the elements".
L.H. AHRENS ed., Pergamon Press, 560-583.
- TAYLOR S.R., CAPP A.C., GRAHAM A.L. & BLAKE D.H. (1969).- Trace element abundances in andesite. II - Saipan, Bougainville and Fiji.
Contrib. Mineral. Petrol., 23, 1-26.
- TERMIER P. & LORY P. (1895).- Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Hautes-Alpes).
C.R.Som.Soc.Géol.Fr., p. LXXIV.
- THORTON C.P. & TUTTLE O.F. (1960).- Chemistry of igneous rocks. I.- differentiation index.
Amer. Journ. Sci., 258, 664-684.
- TILLEY C.E. (1950).- Some aspects of magmatic evolution.
Quart. J. Geol. Soc. London, 106, 37-61.
- TURNER F.J. & VERHOOGEN J. (1960).- Igneous and metamorphic petrology.
Mc GRAW HILL, New-York, 694 pages.
- VANCE J.A. (1965).- Zoning in igneous plagioclase : Patchy zoning.
Journ. Geol., 13, 636-651.
- VAN EYSINGA F.W.B. (1975).- Geological time scale, 3ème éd., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam.
- VLODAVETS V.I. (1966).- Achievements of modern geological volcanology and its trends.
Earth-Sci. Rev., 2, 181-197.
- VELDE D. (1967).- Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France.
C.R.Acad.Sci., 264, 1141-1143.

- VERNET J. (1964).- Sur le volcanisme du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes) et sa place dans la série stratigraphique.
C.R.Acad.Sci., 258, 6489-6490.
- VUAGNAT M. (1952).- Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique.
Matériaux Carte Géol. Suisse, 97.
- WAGER L.R. & DEER W.A. (1939).- Geological investigations in East Greenland. Part. III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuak.
Medd. Grønland, 104, n° 4, 1-352.
- WHITE J.F. 1 CORWIN J.F. (1961).- Synthetis and origin of calcedony.
American Mineral., 46, 112-119.
- WILLIAMS H. (1942).- The geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta, Carnegie Inst., Washington, Pub. 540, 162 pages.
- WILLIAMSON G.O. (1936).- Some minor intrusions of Glen Shee, Perthshire.
Geol. Mag., 73, 145-157.
- WINKLER H.G.F. (1960).- La genèse de granite et de granodiorites à partir d'argiles.
C.R.Acad.Sci., 250, 1088-1090.
- WISE W.S. (1969).- Geology and petrology of the Mt Hood area : a study of High Cascade volcanism.
Geol. Soc. Amer. Bul., 80, 969-1006.
- WYLLIE P.J., COX K.G. & BIGGAR C.M. (1962).- The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks.
J. Petrol., 3, n° 3.

YODER H.S. (1965).- Diopside - anorthite - water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism.
Carnegie. Instit., Washington, year book 64, 82-89.

YODER H.S. (1969).- Calc-alkaline andesites : experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics.
Proceed. andesite conf. Int. Upper Mantle project. Scientific report, 16, p. 77-89, State of Oregon ed.

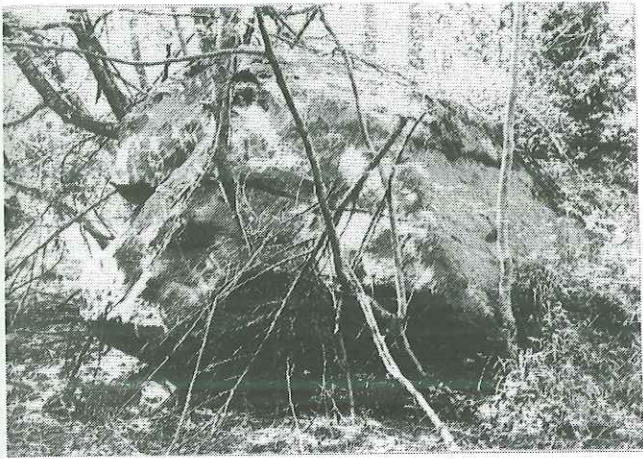
YODER H.S. & SAHAMA T.G. (1957).- Olivine X ray determinative curve.
American Mineral., 42, p. 475.

YODER H.S. & TILLEY C.E. (1962).- Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems.
Journ. Petrol., 3, p. 342-532.

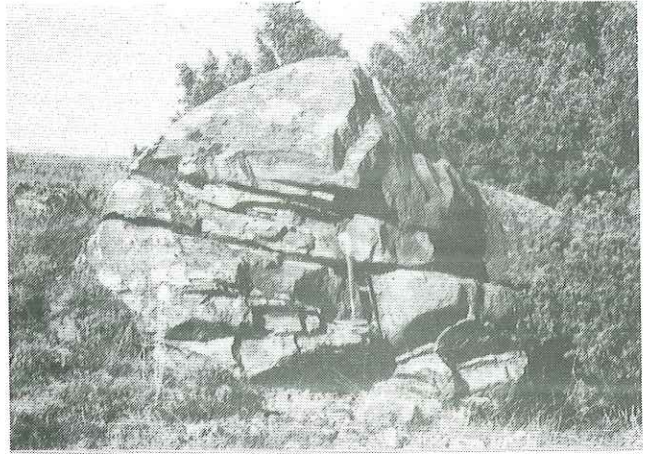
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 1

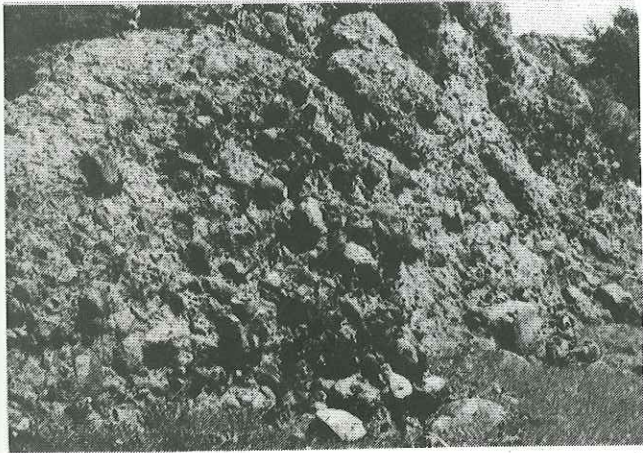
- a, b) Exemples de très gros blocs d'andésite, aux Baylons (a) et dans le vallon de Cheinet (b).
- c) Niveau inférieur de la brèche volcanique du point coté 909 dans le secteur de Chamengearde.
- d) Niveau de brèche volcanique dégagé par l'érosion. Secteur du Petit Brins.
- e) Bloc d'andésite emballé dans de la brèche volcanique, le tout étant repris dans un autre épisode de brèche volcanique.
- f) Tronc d'arbre silicifié. Secteur de Chamengearde.



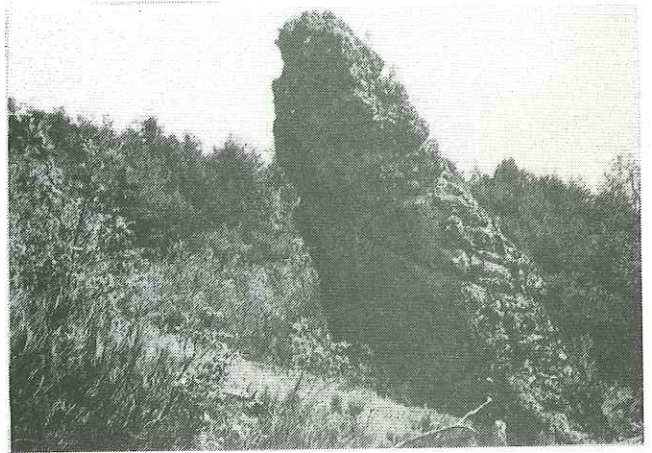
a



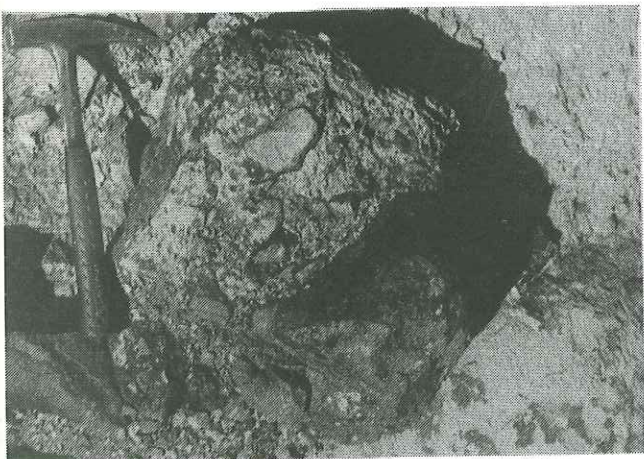
b



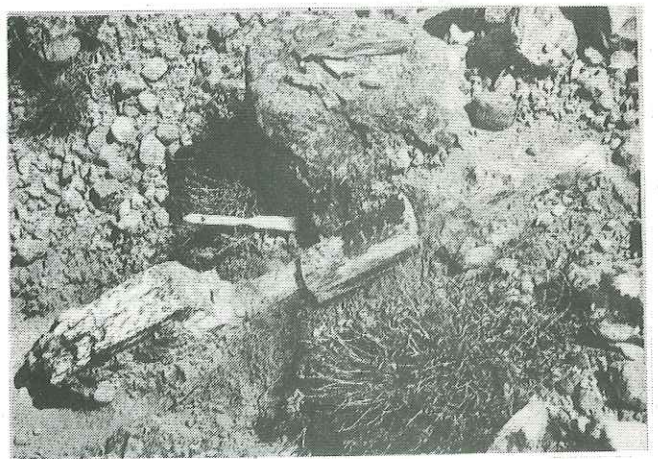
c



d



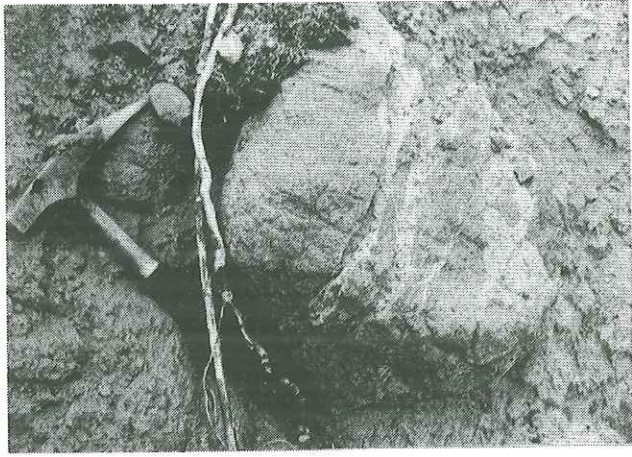
e



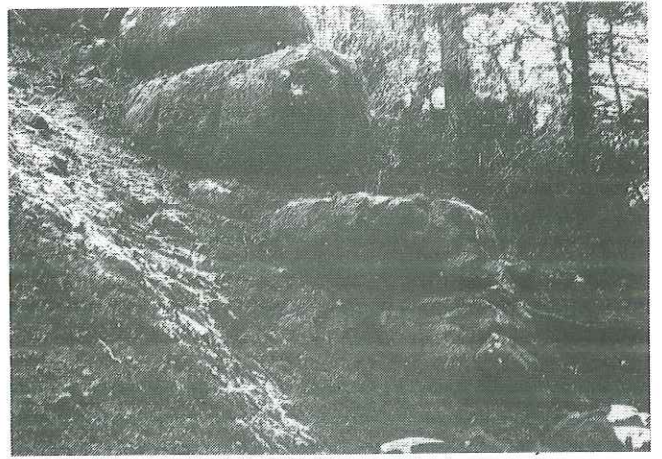
f

PLANCHE 2

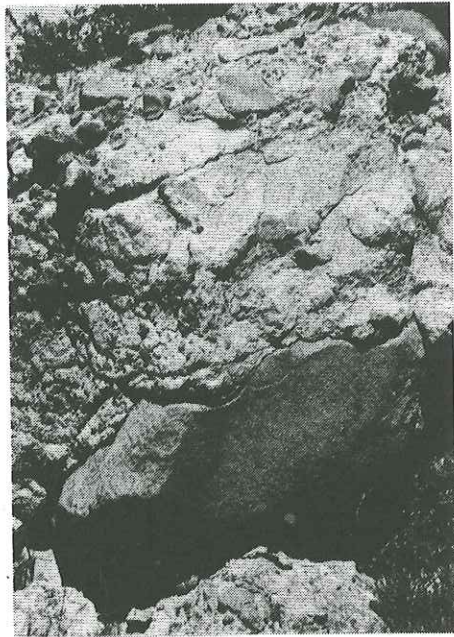
- a) Injection dans les fissures d'un bloc d'andésite de niveaux cinéritiques. Vallon de Cheinet.
- b) Filon dont la puissance avoisine le demi-mètre; noter la prismation horizontale. Secteur de Chamengearde.
- c) Bloc d'andésite prismé, brisé et emballé dans un épisode de nuée ardente. Point coté 909.
- d) Filon d'andésite dans les niveaux de brèche volcanique de la colline du Verne.
- e) Action de l'érosion sur les niveaux à gros blocs mis ainsi en relief, tandis que les niveaux ayant peu ou pas de gros blocs sont fortement érodés.
- f) Base de nuée ardente. Les Baylons.



a



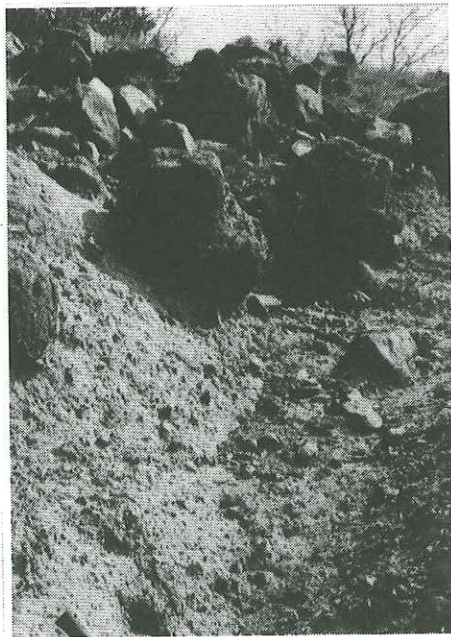
b



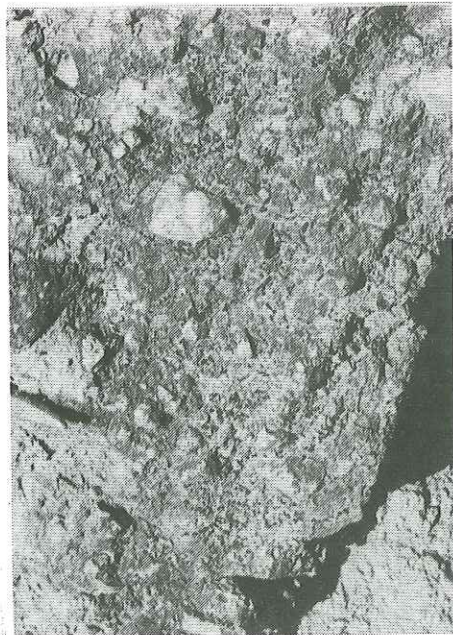
c



d



e



f

PLANCHE 3

Aspect des cendres volcaniques observées au microscope
électronique à balayage.

a) Type vésiculeux x750

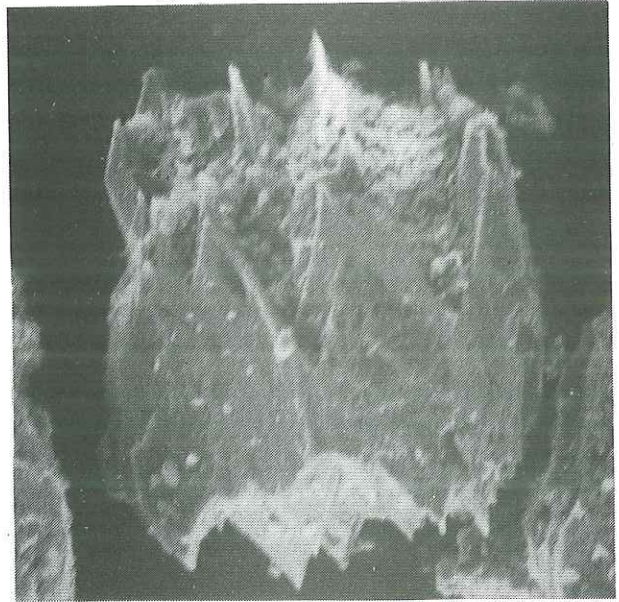
b) Type indenté x 150

c,d) Type brisé x 300

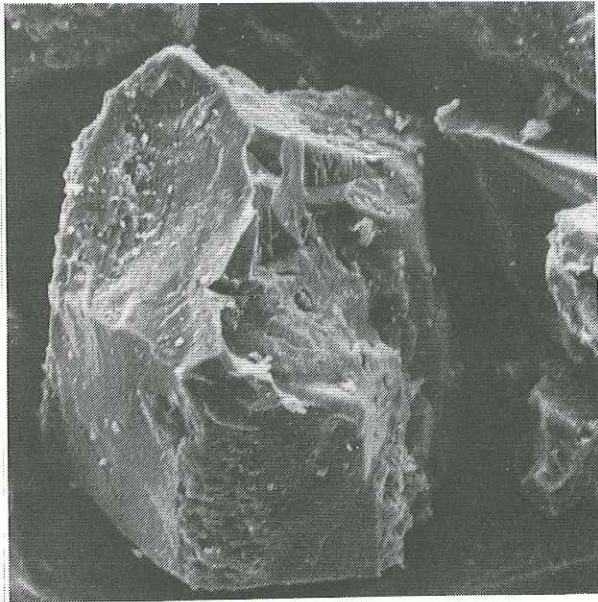
e,f) Type couvert de sublimés x 300



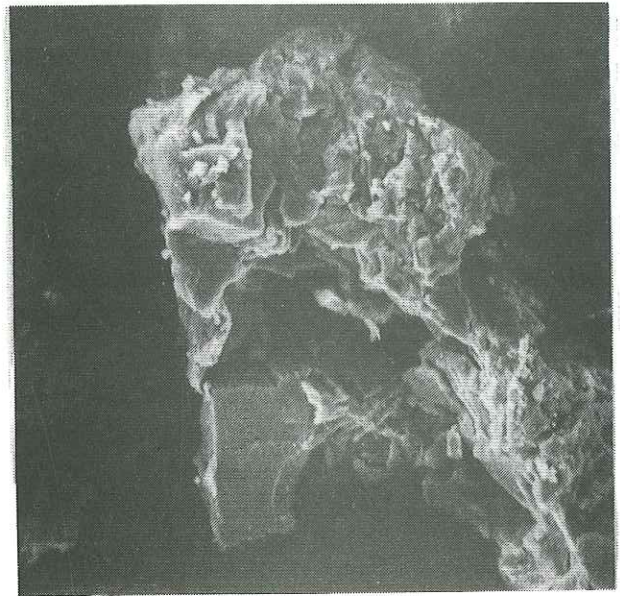
a



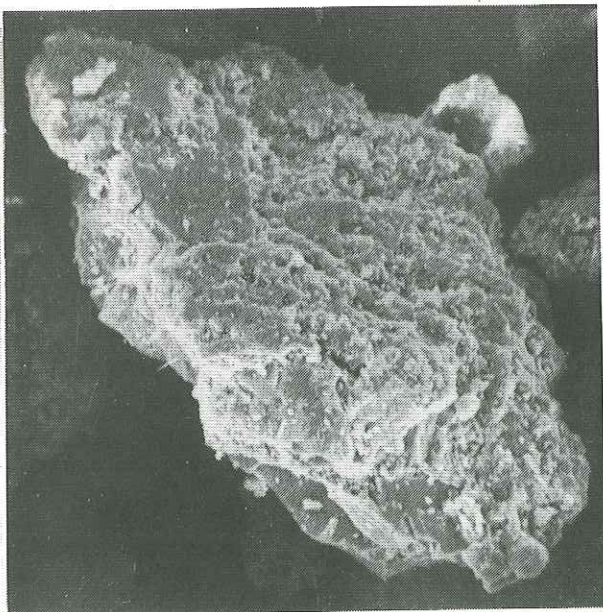
b



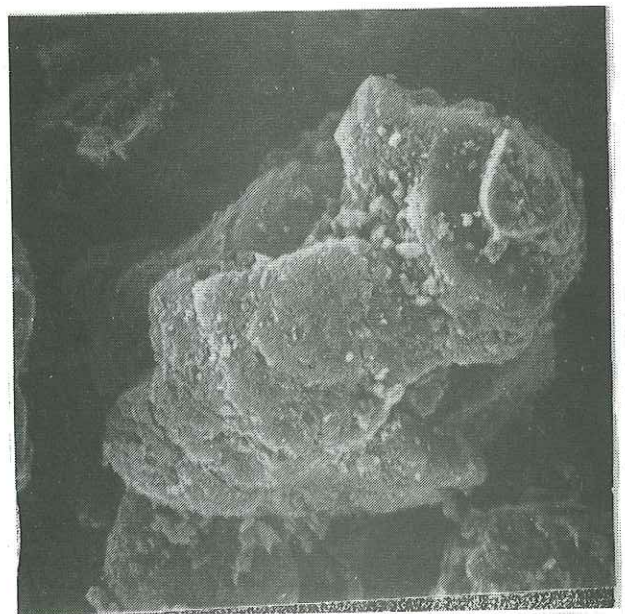
c



d



e



f

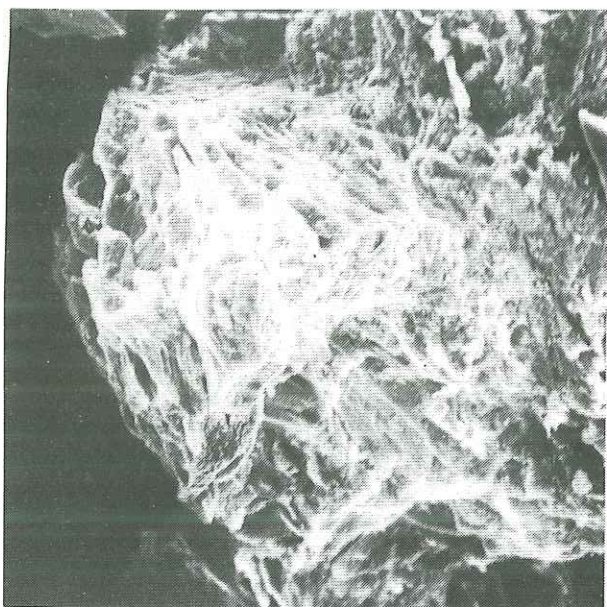
PLANCHE 4

Aspect des cendres volcaniques observées au microscope
électronique à balayage.

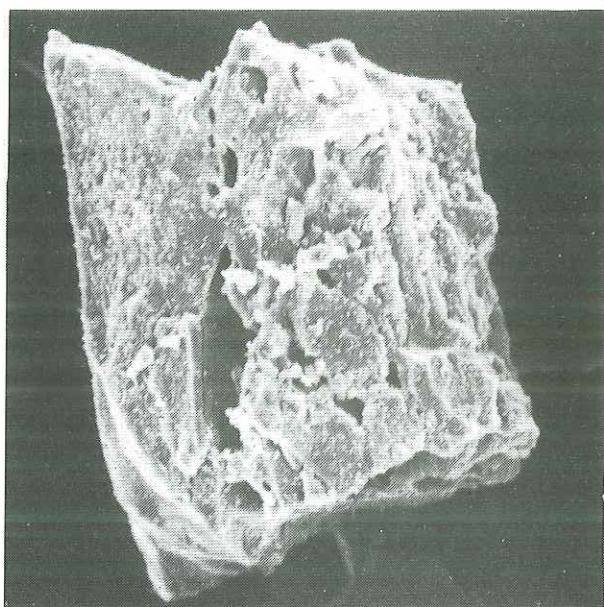
a,b) Type moyennement couvert de sublimés.
x 150 (a), x 300 (b).

c,d) Type partiellement couvert de sublimés.
x 150 (c), x 300 (d).

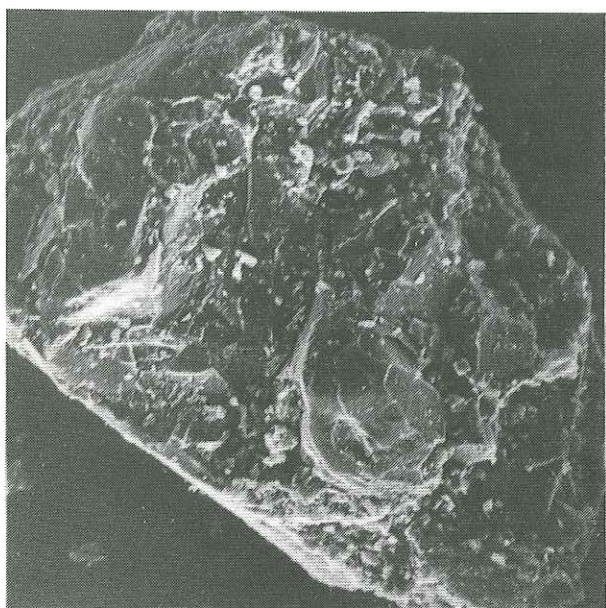
e,f) Cendres volcaniques non rapportées aux types précédents.
x 300.



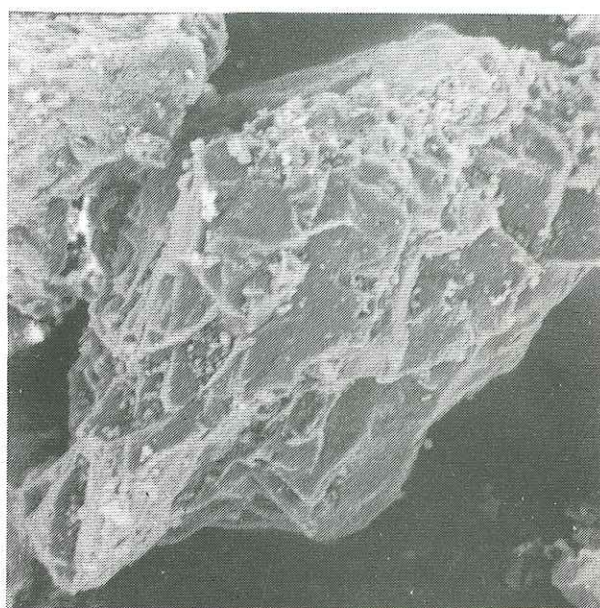
a



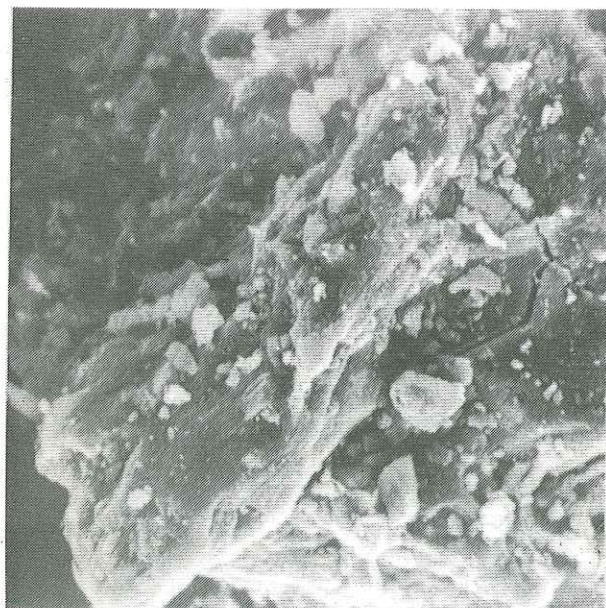
b



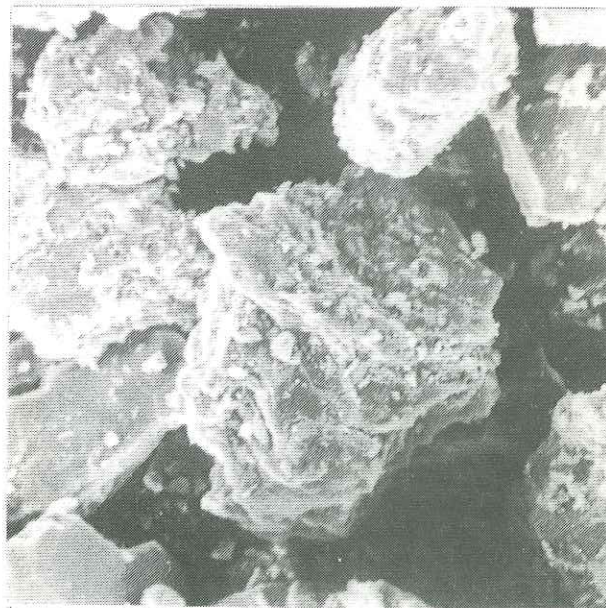
c



d



e

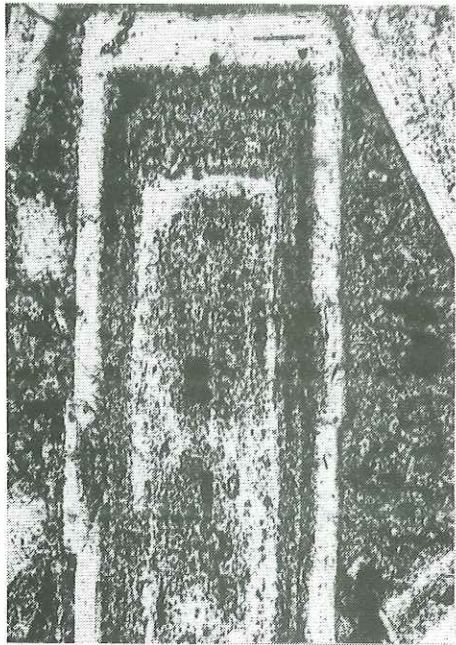


f

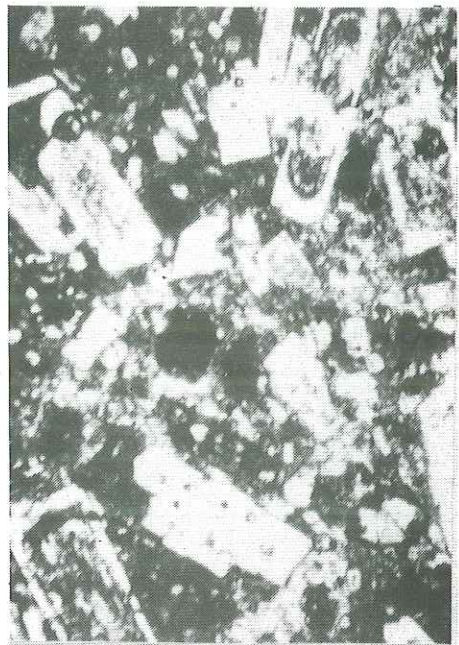
PLANCHE 5

Exemples d'inclusions dans les plagioclases.

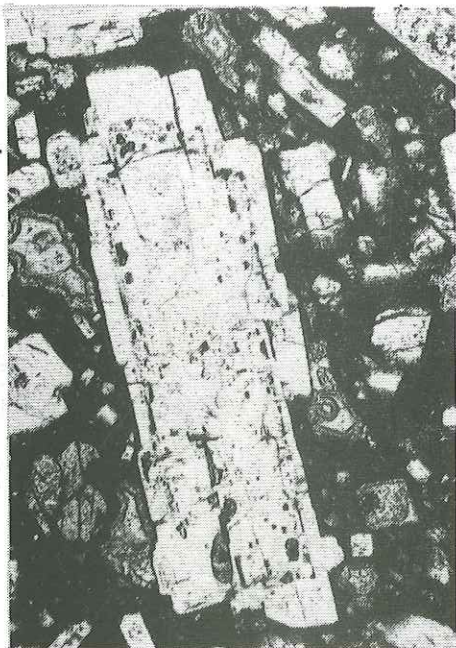
- a) Type "dust inclusions". L.P., x 100.
- b) Association de plagioclases limpides et de plagioclases à inclusions dans le même échantillon. L.P., x 35.
- c) Type "Honey combed". L.P., x 100.
- d) Agencement des inclusions parallèlement aux clivages. L.P., x 250.
- e,f) Exemples de plagioclases montrant le type "Honey combed" au centre, et "Dust inclusions" à la périphérie. L.P., x 100.



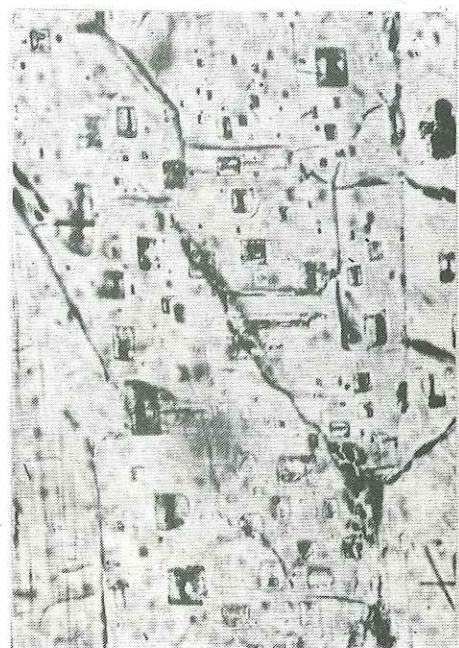
a.



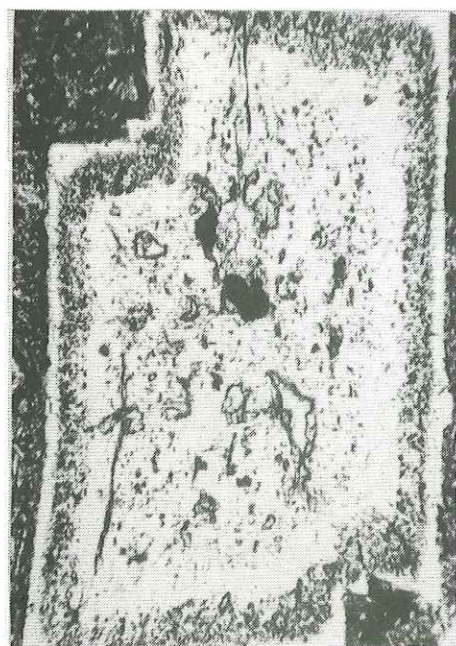
b.



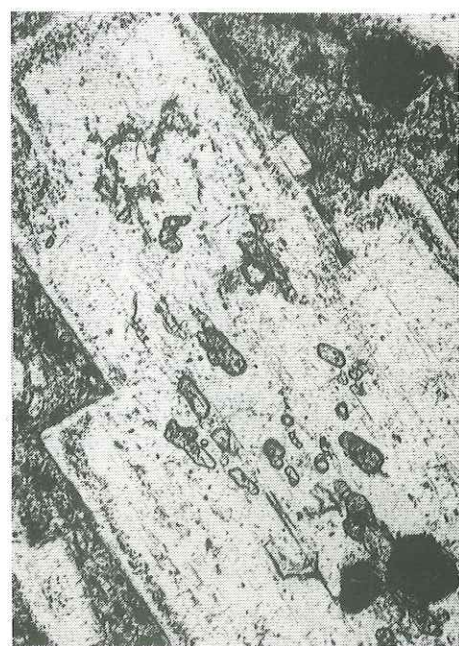
c.



d.



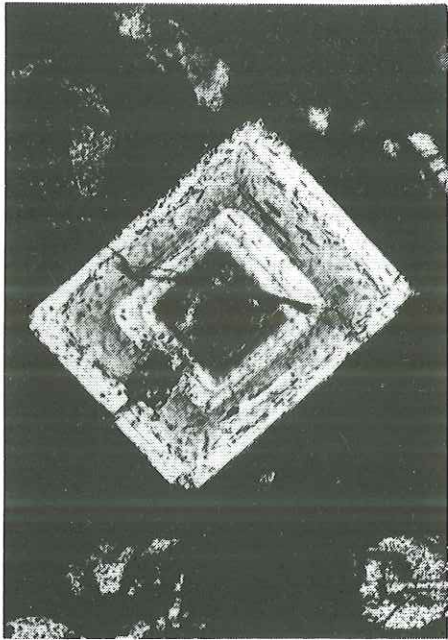
e.



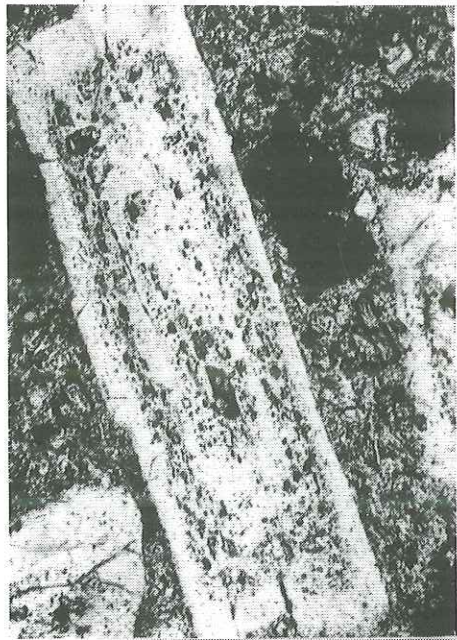
f.

PLANCHE 6

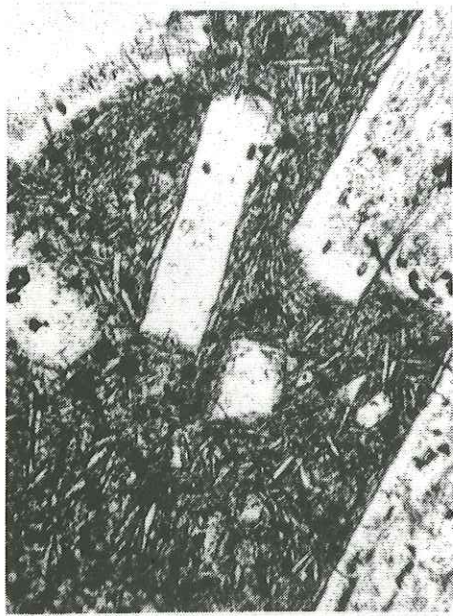
- a) Disposition des inclusions suivant des zones de basicité déterminée. L.P.A., x 100.
- b) Type d'inclusions intermédiaires entre les types "Honey combed" et "Dust inclusions". L.P., x 100.
- c) Exemple de structure microlitique fluidale dans une andésite. L.P., x 35.
- d) Hornblende brune avec liseré d'opagues. L.P., x 100.
- e) Auréole réactionnelle (plagioclases + clinopyroxènes + opaques) d'une hornblende. L.P., x 250.



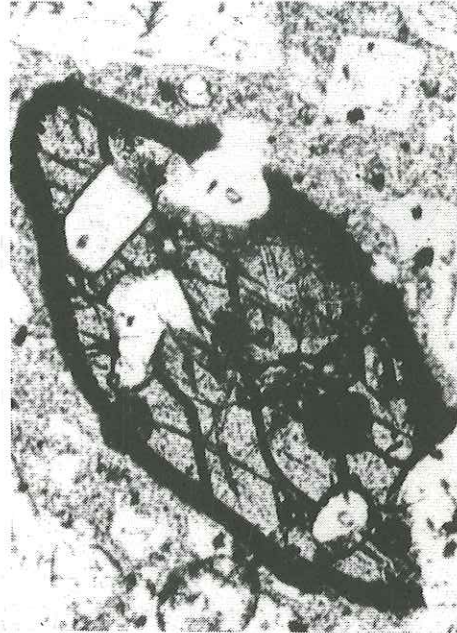
a



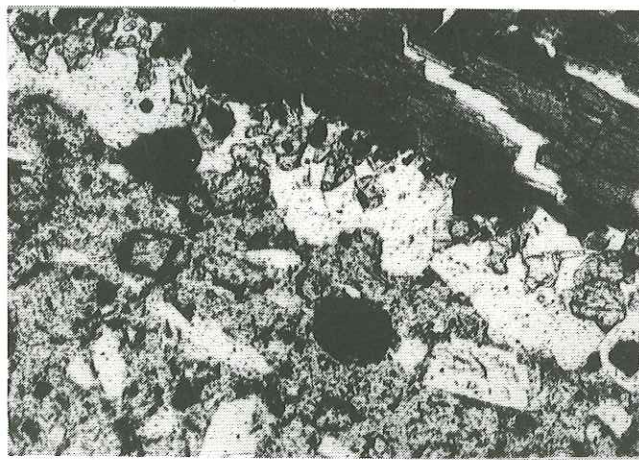
b



c



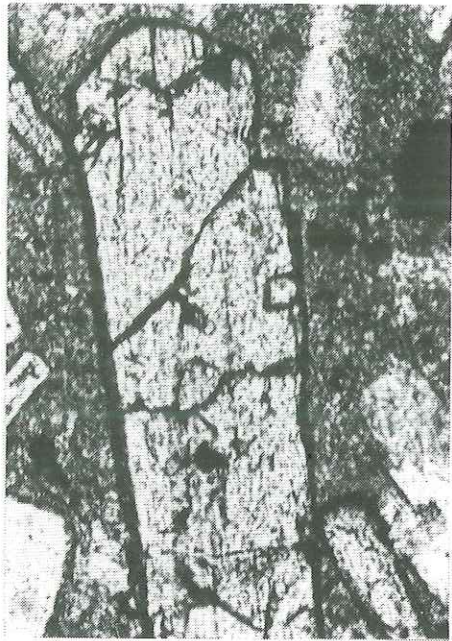
d



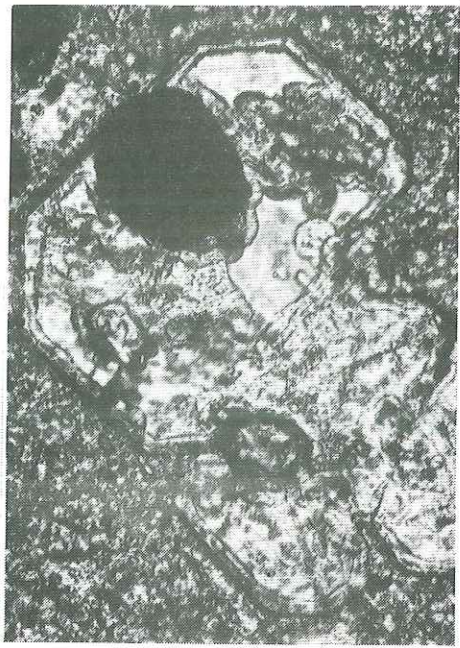
e

PLANCHE 7

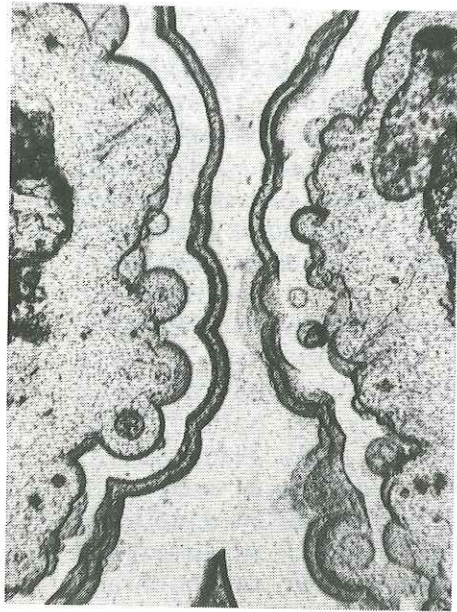
- a) Augite automorphe. L.P., x100.
- b) Augite transformée et envahie par du verre. L.P., x 100.
- c) Filonnet hydrothermal de nature siliceuse montrant de la calcédoine mamelonnée à la périphérie, et de la quartzine au centre. L.P., x 250.
- d) Druse remplie de polymorphes de la silice. L.P.A., x 250.



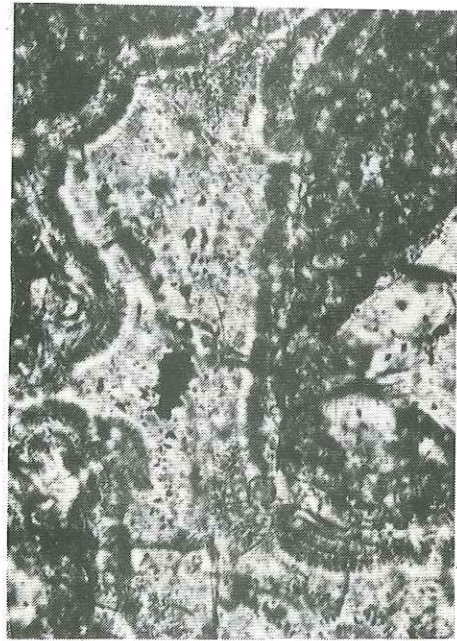
a



b



c



d

Planche 7

LISTE DES FIGURES

		Page
1	- Position du synclinal de Saint - Antonin dans le cadre des Alpes occidentales franco-italiennes.	2
2	- Position du Synclinal de Saint - Antonin dans le cadre des chaînes subalpines méridionales.	4
3	- Carte au 1/50.000 ^e du synclinal de Saint - Antonin.	8
4	- Carte au 1/25.000 ^e de la partie occidentale du synclinal de Saint - Antonin.	10
5	- Cartes détaillées des secteurs de Chamengearde et des Petit Brins.	11
6	- Modifications, en fonction de la température, des bandes d'absorption dans l'infrarouge et de la coloration d'échantillons de bois.	23
7	- Spectres infrarouge d'échantillons de bois carbonisés.	25
8	- Coupes dans les formations volcaniques.	28
9	- Diagramme à secteurs de la répartition des différents types de roches.	35
10	- Diagramme de Streckeisen des roches volcaniques du synclinal de Saint - Antonin.	37
11	- Diagramme anorthite/silice.	42
12	- Exemples de zonages au sein des plagioclases.	46
13	- Diagramme quartz normatif/SiO ₂ .	61
14	- (A) Diagramme Al ₂ O ₃ /An % de Irvine et Baragar.	62
	- (B) Diagramme FeO ≠ Fe ₂ O ₃ de Kuno.	62
15	- Distribution de fréquence des éléments chimiques majeurs.	63
16	- (A) Classification de Taylor	70
	- (B) Nomenclature de Mackenzie et Chappell	70
	- (C) Classification de Peccerillo et Taylor	70
17	- Diagramme A.F.M.	78
18	- Répartition des différents types de roches dans le diagramme A.F.M.	78
19	- Variations des oxydes en fonction de l'indice de solidification.	80
20	- Diagramme alcalins/silice.	82
21	- Diagramme montrant l'évolution de l'état d'oxydation en fonction des alcalins.	84
22	- Diagramme Minéraux normatifs/degré d'oxydation.	87
23	- Essai d'interprétation de l'origine de la série andésitique du synclinal de Saint - Antonin.	92
24	- Localisation des volcans ayant manifesté une dynamique de type Peléen entre 1967 et 1977.	99
25	- Diagramme Na ₂ O/SiO ₂ .	101
26	- Abondance relative des divers types pétrographiques.	103
27	- Diagramme Na + K/Al ^{IV} de Jakes et White.	103
28	- Position des formations détritiques tertiaires à éléments d'origine volcanique dans le cadre des Alpes occidentales.	109
29	- Localisation des affleurements volcaniques du district ligure.	112
30	- Diagramme A.F.M. du volcanisme ligure, du volcanisme du synclinal de Saint-Antonin et de l'Estérellite.	117
31	- Localisation du volcanisme alcalin tertiaire du district provençal occidental.	121
32	- Localisation des différents affleurements du volcanisme alcalin tertiaire de la région toulonnaise.	122
33	- Diagramme alcalins/silice des basaltes de la région toulonnaise et de la chapelle Sainte Anne.	125

	Page
34 - Localisation des affleurements des basaltes de La Môle - Cogolin.	126
35 - Diagramme A.F.M. des basaltes de La Môle - Cogolin.	130
36 - Diagramme alcalins/silice des basaltes de La Môle.	132
37 - Variations des oxydes en fonction de l'indice de solification pour les laves du secteur La Môle - Cogolin.	134
38 - Diagramme de Yoder et Tilley.	135
39 - Diagramme A.F.M. du volcanisme alcalin du district provençal occidental.	139
40 - Diagramme alcalins/silice des basaltes alcalins tertiaires du district provençal occidental.	140

LISTE DES TABLEAUX

1 - Analyses chimiques de ciments de brèches volcaniques.	18
2 - Compositions chimiques d'amphiboles de Saint - Antonin.	51bis
3 - Variation des caractères minéralogiques en fonction des différents types de roches.	58bis
4 - Composition chimique et norme C.I.P.W. des basaltes du synclinal de Saint - Antonin.	66
5 - Comparaisons des compositions chimiques moyennes des basaltes de séries calco-alcalines et de "High alumina basalt" avec les basaltes du synclinal de Saint - Antonin.	67
6 - Composition moyenne d'andésites.	71
6A - Analyses chimiques d'andésites basiques du synclinal de Saint - Antonin.	73
6B - Analyses chimiques d'andésites du synclinal de Saint - Antonin.	74-75
7 - Composition moyenne de dacites.	77
8 - Compositions chimiques des laves calco-alcalines du district ligure.	117bis
9 - Ages relatifs des manifestations volcaniques du district ligure, du synclinal de Saint - Antonin et de l'Estérellite.	118

ERRATA

- Page 7, 22^{ème} ligne lire il attribue au lieu de il attribut
 " 12, 4 " " " quant à sa dynamique au lieu de quant à son dynamisme.
- Page 15, 25^{ème} ligne lire en se référant à au lieu de par référence à.
 " 18, Tableau 1 lire H. Gimenez au lieu de G. Gimenez.
 " 19, 23^{ème} ligne lire Petit Brins au lieu de petit brins.
 " 30, 25 " " " T. ANDERSON et J.S. FLETT au lieu de T. ARDERSON et J.B. FLETT.
- Page 30, 27^{ème} ligne lire ils furent suivis au lieu de ils furent suivi.
 " 43, 6 " " " de type augite, xénomorphe au lieu de type augite et xénomorphe.
- Page 51 bis, Tableau 2 lire CaO au lieu de ClO.
 " 52, 16^{ème} ligne lire A. DEMANT au lieu de A. DENANT.
 " 53, 10 " " et page 54, 18^{ème} ligne lire mamelonnées au lieu de mammelonnées.
- Page 54, 17^{ème} ligne et Page 137, 23^{ème} ligne lire mamelon(s) au lieu de mammelon(s).
- Page 59, 13 " " lire T.H. GREEN au lieu de T.G. HREEN.
 " 59, 19 " " " conditions au lieu de consitions.
 " 60, 15 " " " appauvrissement en CaO au lieu de appauvrissement en eau.
- Page 60, 17^{ème} ligne lire calco-alcalines (diagramme alcalins/silice ...) au lieu de calco-alcalins/silice.
- Page 64, 14^{ème} ligne lire asymétrique au lieu de assymétrique.
 " 68, 19 " " " andésite au lieu de andsite.
 " 76, 4 " " " leurs valeurs au lieu de leur valeurs.
 " 76, 10 " " " W.A. DEER au lieu de R.W. DEER.
 " 76, 15 " " " Na₂O + K₂O au lieu de Na₂O = k₂O.
 " 90, 19 " " et Page 107, 3^{ème} ligne lire proposé(é) au lieu de porposé(e).
- Page 93, 15 " " lire et créé des températures au lieu de et créera des températures.
- Page 93, 17 " " " et donnant ainsi au lieu de ont donné.
- Page 93, 18 " " " NICHOLLS au lieu de NICHOLLE
 " 95, 20 " " " amènent au lieu de amène.
 " 102, 1^{ère} " " " arcs au lieu de arc.
 " 106, 9^{ème} " " " conduit au lieu de donduit.
 " 114, 17 " " " et l'habitus au lieu de de l'habitus.
 " 115, 28 " " " K/Ar au lieu de K/A;
 " 124, 15 " " " Croupatier au lieu de Groupatier.
 " 133, 19 " " " alcalins au lieu de alcalin.
- Lire peléen au lieu de peléen quand il y a lieu de même que pour Saint Antonin lire Saint - Antonin.

ADDENDA

- Page 9, entre 2.- LES FORMATIONS... et la plupart des affleurements : lire en plus 2.1.- Localisation.
- Page 24, après le paragraphe - absorption C=C :, lire en plus :
 - absorption O-H : diminue dès 200°C et devient difficilement décelable à partir de 300°C pour disparaître à 600°C.
- Page 78, figures 17 et 18 : Les tiretés correspondent à l'aire de distribution de la série à hypersthène du Japon.
- Page 100, Légende de la figure 24; 28, 29, 30 et 31 représentent des volcans dont l'activité ne s'est manifestée que par la mise en place d'un dôme.