

La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe, (Petites Antilles) : Identité pétrographique, volcanologique et géodynamique

A. GADALIA (1), N. GSTALTER (2), D. WESTERCAMP (2)

Mots-clés : Roche volcanique, Composition tholéitique, Quaternaire, Cristallisation fractionnée, Activité phréatomagmatique, Subduction.
Guadeloupe (Chaîne Bouillante).

Résumé

Au sud-est de la Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles) s'étend un ensemble de volcans de petite taille en marge de l'axe volcanique majeur, marqué par la crête centrale de l'île. Ces volcans, formant la chaîne de Bouillante, ont fonctionné entre 0,8-0,6 et 0,2 Ma et sont associés à une tectonique complexe résultant de plusieurs phases de fracturation. Les produits de cette série pétrographique couvrent un large spectre pétrographique (SiO_2 varie de 47 à 76%). Ceci peut s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée impliquant successivement, les plagioclases, les oxydes ferrotitanés et les orthopyroxènes sous relativement faible $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$. Les conditions thermodynamiques (T , $f\text{O}_2$, $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$) sont rapidement discutées d'après les équilibres minéraux et les températures d'homogénéisation des inclusions vitreuses. Elles font l'objet ailleurs d'une présentation plus approfondie. Les analyses géochimiques (majeures et traces) confirment la tendance tholéitique de cette série.

L'étude des produits volcaniques et la reconnaissance du dynamisme dont ils résultent, montrent l'exceptionnelle diversité de l'hydromagmatisme dans la chaîne de Bouillante. Une classification des phénomènes résultant de l'interaction eau-magma est présentée qui tient compte à la fois du niveau de cette interaction (interne ou externe au substratum ; profond ou superficiel) et de la composition chimique du magma. Enfin, un modèle d'évolution volcano-structurale est proposé pour remplacer la chaîne de Bouillante dans l'ensemble volcanique de la Basse-Terre. Il met en jeu la subduction d'une ride asismique au droit de l'archipel guadeloupéen.

Abstract

A group of small volcanic centres, forming the Bouillante range, stretches from off the principal volcanic axis outlined by the central crest of the island of Basse-Terre de Guadeloupe. These volcanoes were active between 0.8-0.6 and 0.2 Ma and are associated with complex tectonics involving several phases of fracturing. These petrographic series have differentiated over a particularly wide range, with SiO_2 contents ranging from 47% to 76%. This can be explained by fractional crystallization successively involving olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxide followed by orthopyroxene under relatively low pH_2O . Thermodynamic conditions (T , $f\text{O}_2$, PH_2O) are briefly discussed in the light of mineral equilibria and the homogenization temperatures of vitreous inclusions. They are presented elsewhere in more detail. Major and trace element analyses show the tholeiitic tendency of this series.

Study of the types of volcanism and their products shows a remarkable variety of hydromagmatism in the Bouillante range. A classification of the phenomena of water/magma interaction is proposed, which takes into account both the level at which the interaction (within or above the basement : deep or shallow) takes place and the chemistry of the magma. Finally, a model of the volcanic and structural evolution is put forward to incorporate the Bouillante range in the overall geology of Basse-Terre. This hypothesis involves subduction of an aseismic ridge beneath the Guadeloupe archipelago.

(1) Département Eau, Energie, Environnement, B.R.G.M., BP 6009, 45060 Orléans Cedex

(2) Laboratoire P. Sue, Groupe des Sciences de la Terre, Centre d'Etudes Nucléaires, 91191 Gif s/Yvette.

(3) Département Géologie, B.R.G.M., BP 6009, 45060 Orléans Cedex

Manuscrit reçu le 25 juin 1987, accepté le 14 janvier 1988.

Introduction

La Basse-Terre de Guadeloupe (fig. 1) est un des principaux jalons, avec la Dominique et une grande partie de la Martinique, de l'arc récent des Petites Antilles qui joint le nord-est du Venezuela aux Grandes Antilles. Cet arc fonctionne depuis la base du Miocène et s'inserre dans la marge convergente de l'Est-Caraïbe active depuis le Mésozoïque (cf. P. Andreieff *et al.*, 1987).

Parmi les ensembles volcano-structuraux qui composent l'île de Basse-Terre, la chaîne de Bouillante semble à part puisqu'elle se situe en marge de l'axe volcanique majeur (la crête centrale

de l'île) le long duquel s'alignent tous les autres systèmes volcaniques.

Le but de cette publication est de rassembler et de synthétiser toutes les données géochronologiques, géologiques et géochimiques disponibles sur cet ensemble, en particulier celles, peu accessibles, qui ont été acquises dans le cadre de l'exploration géothermique conduite par le B.R.G.M. sur le site de Bouillante et ses abords.

La "carte d'identité" de la chaîne de Bouillante étant précisée, on cherche à intégrer à l'histoire géologique de la Basse-Terre, le calendrier de mise en place et la distribution des centres éruptifs, et les caractéristiques magmatologiques des laves émises.

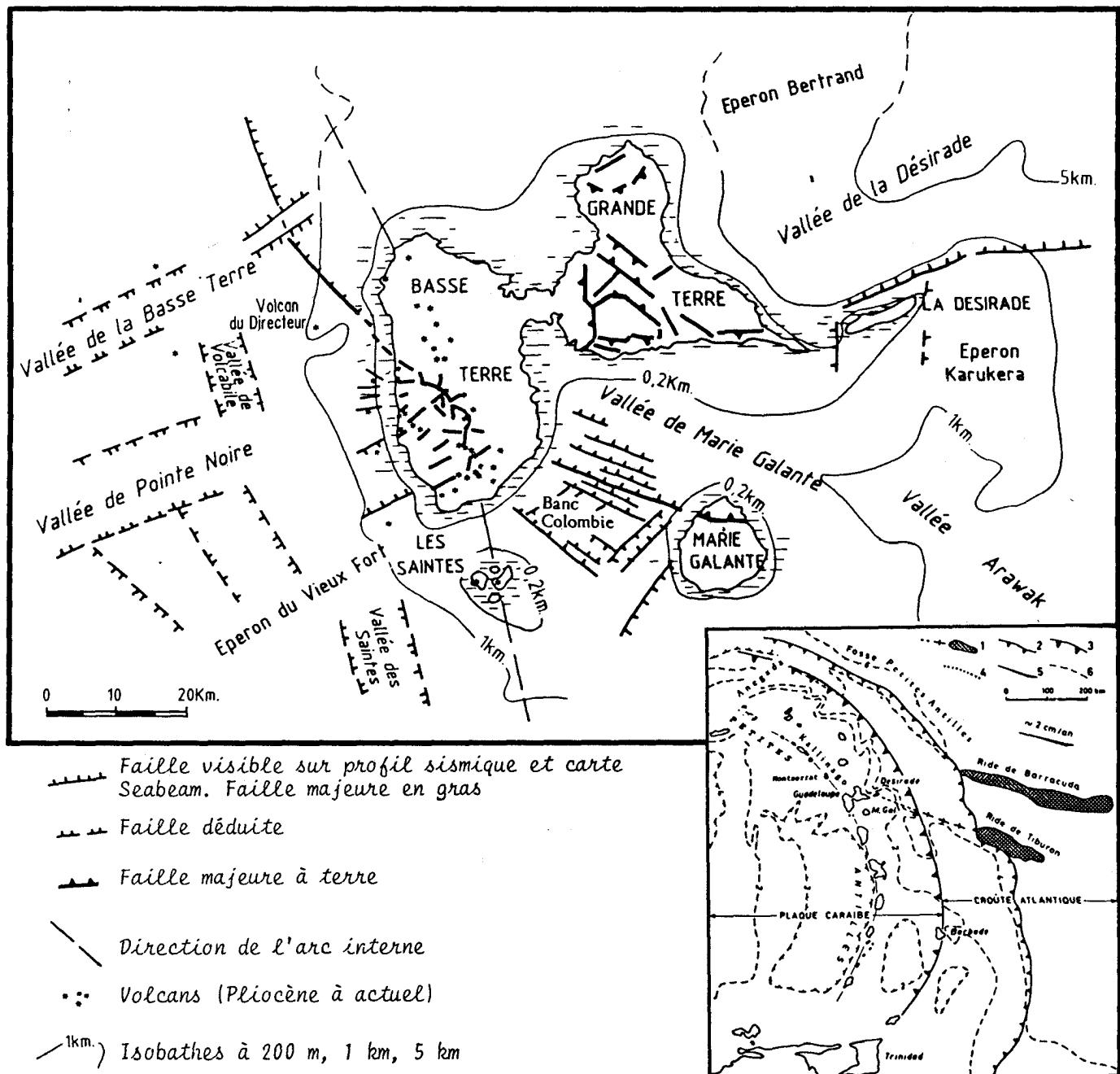


Fig. 1.- Cadre morpho-structural de l'archipel guadeloupéen et localisation dans l'arc des Petites Antilles (d'après Ph. Bouysse *et al.*, à paraître ; Bouysse Ph. et Garrabé, 1984).

L'encadré montre la position de la ride de Tiburon face à la Guadeloupe.

1 - ride de fracture transformante ; 2 - front de déformation des sédiments du prisme d'accrétion ; 3 - anomalie négative de gravité marquant approximativement le contact entre la plaque Caraïbe et la croûte océanique atlantique ; 4 - arc volcanique interne ; 5 - vecteur supposé de la subduction ; 6 - Isobathes tous les deux kilomètres.

L'influence de la subduction de la ride asismique de Tiburon sous cette partie de l'arc insulaire, est analysée.

Etat des connaissances sur la géologie de la Basse-Terre

Après les travaux de L. Barrabe (1955), de G. Lasserre (1961) et de Reynal (1966), il faut attendre le congrès géologique des Caraïbes de 1974 pour assister à une nouvelle progression des connaissances sur l'évolution géologique de la Basse-Terre. B. Mervoyer (1974) fixe le cadre volcano-structural sur lequel D. Westercamp et B. Mervoyer (1976) baseront leur étude pétrochimique générale et la définition des séries volcaniques. Par la suite, levés géologiques (D. Westercamp et H. Tazieff, 1980), études minéralogiques et géochimiques (B.M. Gunn *et al.*, 1980 ; H. Pascaline et J.J. Jérémie, 1984 ; N. Vatin-Pérignon *et al.*, 1986), et travaux en mer (Ph. Bouysse *et al.*, 1983 ; H. Got *et al.*, 1985 ; Ph. Bouysse *et al.*, 1985) se succèdent. Six ensembles volcano-structuraux donnent à la Basse-Terre son actuelle configuration. Il s'agit du nord vers le sud :

1 - Du complexe de base (D. Westercamp et H. Tazieff, 1980) et des reliefs se prolongeant en Mer Caraïbe jusqu'au volcan du Directeur (R. Gaulon *et al.*, 1981). Cet ensemble se serait mis en place antérieurement à 3,5 Ma (Ph. Bouysse *et al.*, 1985).

2 - Du massif septentrional (B. Mervoyer, 1974). Il suit la mise en place du complexe de base et s'achève avec l'extrusion des dômes des Mamelles vers 1 Ma (J. Dagain, 1981). Plusieurs jalons radiochronométriques (méthode K/Ar : J. Briden *et al.*, 1979) sont connus de cet ensemble, qui occupe toute la moitié nord de l'île.

3 - De l'ensemble Pitons de Bouillante - Sans-Toucher - montagne de la Capesterre (ou plus simplement chaîne Axiale) constitué par les massifs volcaniques centraux de l'île (B. Mervoyer, 1974) qui prolongent le massif septentrional vers le sud. Les âges disponibles (J.C. Briden *et al.*, *op. cit.* ; Baubron *in A. Gadalia, 1985*) suggèrent une mise en place à partir de 1,5 - 1,25 Ma pour les hyaloclastites et coulées massives superposées des Pitons de Bouillante, qui se poursuit jusqu'à 600.000 ans, date vers laquelle, l'activité du stratovolcan andésitique du Sans-Toucher s'achève (F. Blanc, 1983).

4 - Des monts Caraïbes, volcan basaltique à mise en place essentiellement sous-marine (D. Westercamp et H. Tazieff, 1980) qui constitue la pointe la plus méridionale de l'île. L'âge de mise en place est bien calé maintenant autour de 500.000 ans (F. Blanc, 1983).

5 - De la Chaîne de Bouillante, entité volcanostructurale récemment définie (D. Westercamp et H. Tazieff, 1980) sur la base des levés géologiques réalisés par B. Mervoyer en 1973 dans le secteur nord de Bouillante. Il s'agit d'un ensemble de petits appareils volcaniques au dynamisme éruptif essentiellement hydro-magmatique, alignés sur le flanc

ouest de la Chaîne Axiale. La nature des produits, l'âge des premières manifestations révèlent la complexité de sa téphro-stratigraphie (A. Gadalia et D. Westercamp, 1984 ; A. Gadalia, 1984 et 1985). Les centres volcaniques les plus récents font par ailleurs l'objet d'études particulièrement détaillées en raison de leur nature dacitique à rhyolitique, caractère pétrographique rare aux Petites Antilles, dans les domaines de la géochronologie (F. Blanc, 1983), de la géochimie et de leur minéralogie (F. Blanc, *op. cit.* ; N. Vatin-Pérignon *et al.*, 1986 ; N. Gstalter, 1986).

6 - De l'ensemble des volcans récents, (Massif de la Soufrière), actifs depuis environ 150 000 ans (F. Blanc, 1983) qui marque l'actuel front volcanique, dans l'axe et sur la retombée méridionale de la chaîne axiale. Alignés suivant une direction N.NW qui reflète probablement une direction tectonique distensive profonde (cf. par exemple A. Gérard *et al.*, 1981), il comporte au nord le volcan composite de la Grande Découverte (G. Boudon *et al.*, 1984) au centre les petits volcans holocènes de la Soufrière, de l'Echelle et de la Citerne, et au sud le complexe volcanique de la Madeleine. Petit à petit, la connaissance de ces différents centres volcaniques progresse sur les plans stratigraphique, chronologique et cartographique (J. Dagain, 1981 ; J. Dagain *et al.*, 1981 ; J.J. Jérémie, 1979 et 1980 ; G. Boudon *et al.*, 1984 et en prép. ; P.H. Vincent *et al.*, 1979 ; M. Paterné, 1980 ; A. Gadalia, 1985) et pétrographique (H. Pascaline, 1980 ; C. Lefevre et P. Cocusse, 1985 ; M. Semet *et al.*, sous-presse).

Identification de la chaîne de Bouillante

La chaîne de Bouillante a pu être distinguée des autres entités volcaniques de la Basse-Terre sur la base de son extension géographique et temporelle, de son cadre structural et de ses caractéristiques pétrologiques et volcanologiques.

1 - Localisation

Les centres éruptifs de la Basse-Terre sont en majorité situés dans une bande de 4 km de large, orientée N 160°, parallèle à la crête centrale de l'île et à l'axe général de l'archipel à cette latitude (fig. 1). Seuls font exception les appareils de la Chaîne de Bouillante, le volcan du Directeur, les Petites Mamelles, le volcan du Vieux Fort et, dans une moindre mesure, les monts Caraïbes.

La chaîne de Bouillante égrène en effet ses centres volcaniques (au moins ceux qui sont émergés) entre la Pointe à Zombi au nord et les hauts de Baillif au sud dans une bande étroite également de direction N 160° mais qui s'incurve vers l'est au niveau du village de Vieux-Habitants. Les profils bathymétriques au sondeur multifaisceaux (Ph. Bouysse *et al.*, 1983), révèlent l'existence de reliefs sous-marins au large de Bouillante (cf. fig. 2) qui sont considérés comme

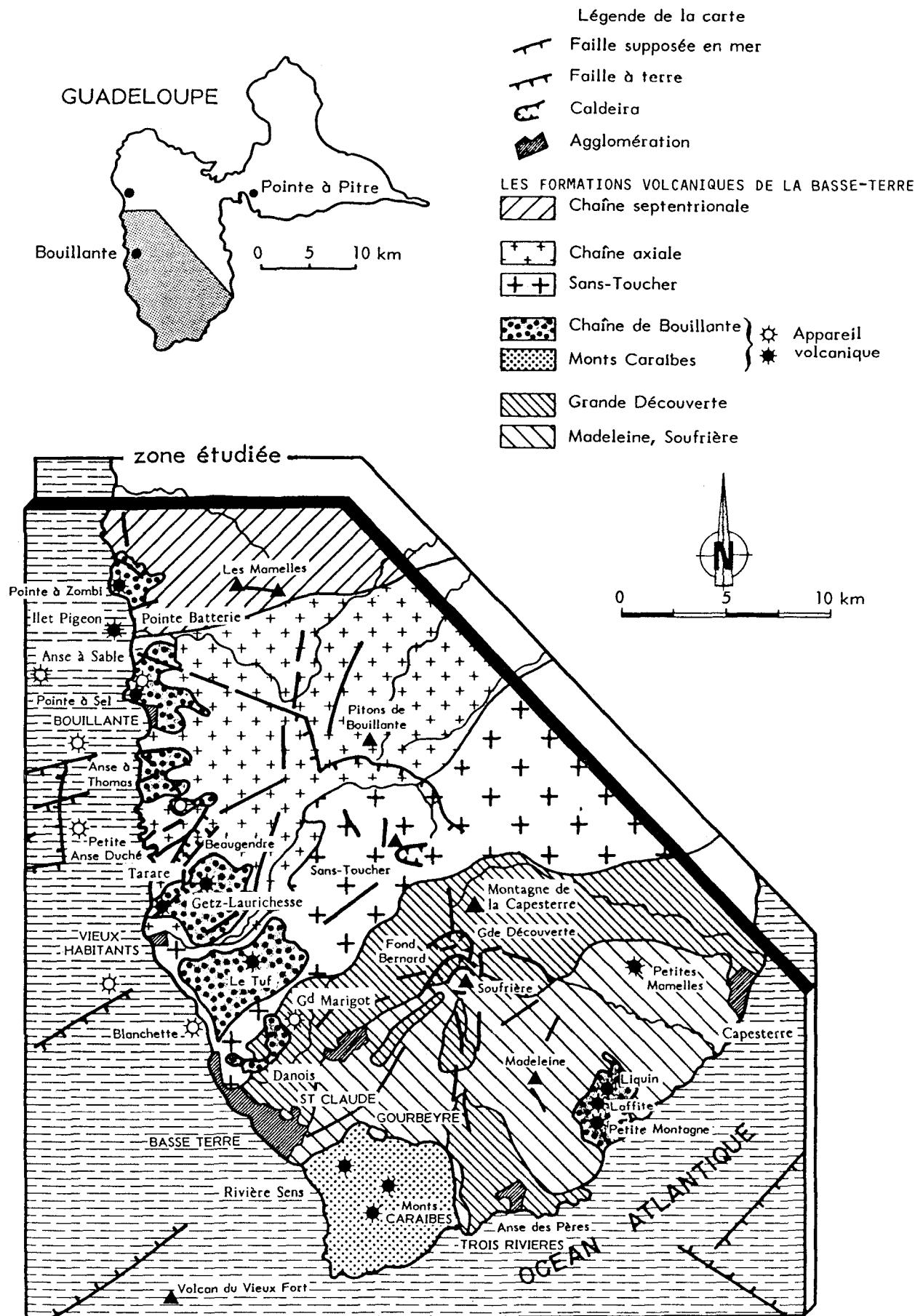


Fig. 2.- Schéma géologique du sud-ouest de la Basse-Terre.

partie intégrante de la chaîne de Bouillante et témoignent de son extension vers l'ouest. On peut d'ores et déjà remarquer que les monts Caraïbes se situent dans le prolongement de la chaîne avant son incurvation vers l'est. La Grande Découverte quant à elle s'inscrit dans sa partie incurvée qui pourrait se prolonger jusqu'aux Petites Mamelles au nord de Capesterre. Dans cette optique, les mornes Liquin et Laffite, rattachés par certains auteurs (Westercamp et Tazieff, 1980) au volcanisme des monts Caraïbes, et surtout la Petite Montagne, dont l'antériorité par rapport à l'ensemble des volcans récents du massif de la Soufrière est bien établie (Dagain, 1981), pourraient également appartenir à la chaîne de Bouillante.

2 - Géochronologie

Un certain nombre de datations absolues ont été réalisées sur des formations appartenant au secteur géographique de la chaîne de Bouillante (Tab.1). Il convient en premier lieu d'isoler les valeurs qui concernent la chaîne elle-même, de celles qui peuvent être attribuées à d'autres ensembles volcano-structuraux. Ainsi les critères de terrain permettent bien d'affirmer que la coulée du Plessis est originaire de la chaîne Axiale et appartient au substratum de la chaîne de Bouillante, et la coulée du Fond Bernard est issue des premiers stades d'édification de l'ensemble des volcans récents, cependant la plupart des données de J.C. Briden *et al.* (1979) sont difficiles à attribuer en raison de localisations par trop imprécises ; nous ne pourrons en tenir compte ici.

Cette première sélection étant effectuée, la dispersion des âges "numériques" attribuables à la chaîne de Bouillante, parfois pour la même formation, reste difficile à interpréter en termes d'âges de mise en place. En effet, indépendamment du problème soulevé par l'emploi de différentes méthodes (thermoluminescence, Potassium-Argon) dans plusieurs laboratoires (B.R.G.M., Université de Paris-Sud, C.E.N. de Saclay, Université de Leeds), les roches analysées sont pauvres en potassium et fréquemment d'origine sous-marine ; caractéristiques qui ne sont pas favorables à l'obtention de mesures radiométriques précises et fiables. Il faut sans doute chercher là l'explication de certaines valeurs d'âge Potassium-Argon (K-Ar) visiblement trop élevées (par exemple celles des échantillons de l'anse à Thomas - cf. Tab. 1).

Dans l'ensemble, les données de F. Blanc (1983) apparaissent plus en conformité avec les données stratigraphiques (J. Dagain, 1987 ; A. Gadalia, 1984), et l'échelle des variations magnétiques (J. Zlotnicki, comm. pers.) mais, la limite chronologique avec la fin d'activité de la chaîne Axiale demeure floue. Au stade actuel, deux possibilités sont offertes :

1 - L'édification de la chaîne de Bouillante succède à l'activité des volcans du Sans-Toucher (chaîne Axiale) postérieurement à 0,6 Ma.

2 - Ou bien, ces deux ensembles ont été actifs simultanément entre 0,8 et 0,6 Ma.

Si le début de l'activité de la chaîne de Bouillante reste matière à discussion, la fin est bien calée par la datation vers 150 000 ans des premiers produits de la chaîne volcanique actuelle de la Soufrière (Blanc, 1983).

Les monts Caraïbes, ($555\ 000 \pm 26\ 000$ ans et $472\ 000 \pm 16\ 000$ ans : Blanc, *op. cit.*) qui se situent dans le prolongement de la partie sud de la chaîne de Bouillante auraient une activité contemporaine de celle-ci (Pointe à Zombi) : $460\ 000 \pm 70\ 000$ ans).

La partie sud de la Chaîne de Bouillante, par contre, se rapproche de la Grande Découverte par une courbure nette du front volcanique et des âges de plus en plus récents. A peine 100 000 ans séparent les épisodes ponceux de la carrière Danois ($244\ 000 \pm 18\ 000$ ans) de ceux de l'anse des Pères ($140\ 000 \pm 14\ 000$ ans) (Blanc, 1983), que l'ensemble des auteurs rattache aux tout premiers stades d'activité de la chaîne volcanique récente. Notons cependant qu'il n'y a pas d'ambiguité ici : les deux épisodes volcaniques sont bien distincts dans le temps.

3 - Contrôle structural

La chaîne de Bouillante est recoupée dans sa moitié nord par un accident tectonique majeur, (orientation N 130) complexe, actuellement actif, que l'on peut suivre à l'échelle régionale depuis Marie-Galante jusqu'au large de Montserrat (cf. fig. 1 : Ph. Bouysse *et al.*, 1988). Le champ géothermique de Bouillante et les indices d'activité hydrothermale proches (sources chaudes, anomalies de mercure et gaz, CO₂, CO, Rn, He, Ar, dans les sols : campagnes géothermiques du B.R.G.M., 1965-68 et 1981-84) seraient sous la dépendance directe de cet accident. Il convient donc de faire la part entre les éléments structuraux propres à la chaîne de Bouillante, qui ont pu bien entendu rejouer ultérieurement et ceux initiés plus récemment.

Parmi les éléments structuraux pouvant être attribués avec certitude à la chaîne de Bouillante se placent les accidents transverses qui contrôlent les centres éruptifs acides de la moitié sud du système :

– le petit maar du Tuf, est localisé à l'extrême sud-ouest d'une fissure N45 de 2 km de long, injectée localement par un dyke d'obsidienne.

– l'appareil de morne à Jules est constitué par une brèche pyroclastique grossière très hétérogène de type "débourrage". Il s'agit d'une crête orientée N 55 qui soulignerait et recouvrirait une fissure émissive présumée.

Cette orientation tectonique N 50 paraît dominer le quart sud-ouest de la Basse-Terre. Elle est associée à la moitié sud de la chaîne de Bouillante (petits centres acides et coulées fissurales andésitiques comme à Petite-Anse Duché) et aux zones effondrées des basses vallées de Beaugendre et de Vieux Habitants. On la retrouve par photo-interprétation également dans les linéaments tectoniques qui affectent le volcan de la Grande Découverte (M. Semet, comm. pers.).

La dépression circulaire de Beaugendre qui est ouverte au flanc de la chaîne Axiale n'est pas une caldeira d'effondrement ou d'avalanche comme D. Westercamp et H. Tazieff (1980) l'avaient envisagé ; aucun dépôt pyroclastique de type ignimbritique et/ou coulées de débris de grande ampleur, cônes "d'éboulis" sous-marins, failles listriques, zones d'altération hydrothermale, ou

METHODE	N.ECHANTILLON	AGE B.P.	LOCALISATION	FORMATION	LABORATOIRE
K/Ar	GG1le	3,75 \pm t \leq 4,97 Ma	ANSE A THOMAS	Dyke andésitique	J.C. BAUBRON, BRGM, 1984
K/Ar	GG1ln	1,14 \pm t \leq 1,50 Ma	ANSE A THOMAS	Scorie de Nuée Ardente	J.C. BAUBRON, BRGM, 1984
K/Ar	GG4z	266.000 \pm t \leq 268.000 ans	TARARE	Dyke andésitique	J.C. BAUBRON, BRGM, 1982
K/Ar	24	805.000 \pm t \leq 912.000 ans	TARARE	Dyke andésitique	F. BLANC, P.Y. GILLOT, C.E.A. SACLAY, 1983
K/Ar	30A	308.000 \pm t \leq 342.000 ans	LE TUF	Dyke rhyolitique	F. BLANC, P.Y. GILLOT, C.E.A. SACLAY, 1983
Thermo-luminescence	F.802.gl	226.000 \pm t \leq 262.000 ans	DANOY	Ponce satinée	F. BLANC, G. VALLADAS, C.F.R. GIF/YVETTE, 1983
K/Ar	DG9W ₂	350.000 \pm t \leq 570.000 ans	RIV.COLAS POINTE A ZOMBI		J.C. BAUBRON, BRGM, 1980
K/Ar	DG9V	760.000 \pm t \leq 920 000 ans	POINTE A SEL		J.C. BAUBRON, BRGM, 1980
K/Ar		t \leq 200.000 ans	ANSE DU DEPOT		J.C. BAUBRON, BRGM, 1980
K/Ar	moyenne	1,04 Ma	RIV. DU PLESSIS	Coulée	J.C. BRIDEN, 1978, J.C. BAUBRON, 1974 F. BLANC, 1983, H. BELLON, 1974
K/Ar		1,15 \pm t \leq 1,33 Ma	ANSE A CARDONNET	Coulée	J.C. BRIDEN, 1978
K/Ar		1,05 \pm t \leq 1,19 Ma	POINTE-MARSOLLE	Coulée	J.C. BRIDEN, 1978
K/Ar		1,01 \pm t \leq 1,13 Ma	PETITE-ANSE	Coulée	J.C. BRIDEN, 1978
K/Ar		0,86 \pm t \leq 0,96 Ma	POINTE-DIBUQUE	Coulée	J.C. BRIDEN, 1978
K/Ar	K 1401	137 000 \pm t \leq 149 000 ans	FOND-BÉRNARD	Coulée	F. BLANC, 1983

Tab. 1.- Données géochronologiques d'échantillons provenant de la chaîne de Bouillante.

d'anomalies géophysiques individualisées ne peut lui être associée. Par ailleurs, les reliefs qui existent à l'intérieur du cirque sont des coulées andésitiques contemporaines de celles des bords. Le jeu conjugué de la tectonique transverse et de l'érosion est à même d'expliquer la formation de cette dépression selon un mécanisme voisin de celui invoqué par J. Goguel (1984) pour l'ouverture des grands cirques de l'île de la Réunion. Des glissements se seraient déclenchés au contact hydrogéologique majeur ménagé entre la partie basale sous-marine de la chaîne Axiale (hyaloclastites argilisées imperméables) et les coulées aériennes (fracturées et perméables) sus-jacentes. Notons que cette érosion a été largement induite par la tectonique. De plus, elle peut expliquer l'inversion de relief associée à l'accident Montserrat - Marie-Galante. Cet accident est en effet à vergence nord marquée, en mer et sur Marie-Galante, alors qu'il jalonne de forts reliefs orientés au sud, au niveau des "cirques" de Beaugendre et Vieux Habitants.

Le dyke de l'anse de Thomas, orienté N90° est inclus dans la chaîne de Bouillante sur la base de données de terrain.

Il apparaît en définitive que, contrairement à la partie sud où domine la direction N 50°, la partie nord de la chaîne ne paraît pas avoir de direction tectonique privilégiée. Les accidents qui ont rejoué à l'occasion de cet épisode volcanique seraient donc pour partie pré-existants. Ils se sont d'ailleurs de nouveau manifestés par la suite le long du linéament tectonique majeur Montserrat - Marie-Galante.

4 - Pétrographie

4.1. - Classification

On utilisera ici la teneur pondérale en SiO₂ comme indice de différenciation. La terminologie habituelle des roches calco-alcalines permettra donc de classer les produits de la chaîne de Bouillante en :

- Basaltes (SiO₂ < 53%)
- Andésites basiques (53 \leq SiO₂ < 57%)
- Andésites acides (57 \leq SiO₂ < 62%)
- Dacites (62 \leq SiO₂ < 68%)
- Rhyolites (SiO₂ \leq 68%).

4.2 - Principaux types pétrographiques

Le caractère porphyrique à plagioclases abondants des laves décroît depuis les andésites jusqu'aux rhyolites. Les traces de "mélange" magmatique sont fréquentes (association de verres de couleur et composition différentes, de minéraux métastables au sein de ces verres, évolutions zonographiques inverses de minéraux, ...) dans les termes acides et sont présentes dans le reste de la série.

Les basaltes sont toujours les produits d'un dynamisme hydromagmatique (sous forme de cendres ou scories) dans lesquels la phase vitreuse est relativement importante. Les plagioclases, les clinopyroxènes, les olivines et les oxydes de fer-titanate (titanomagnétite, magnétite) sont présents tant en phénocristaux que dans la mésostase.

Les andésites basiques forment le groupe le moins bien représenté. L'olivine y est toujours en phénocristaux, généralement réactionnels, mais disparaît de la mésostase ; les plagioclases, en phénocristaux sont poecilitiques et zonés ; les phénocristaux de clinopyroxène forment souvent des agrégats avec les plagioclases et les minéraux opaques. La mésostase comprend outre les plagioclases, clinopyroxènes et oxydes de fer-titane, des orthopyroxènes.

Les andésites acides sont, quant à elles, relativement fréquentes. Leur mésostase est souvent vitreuse, voire même vésiculée comme en témoignent les nombreuses pences andésitiques. Les plagioclases forment la phase phénocristalline prédominante. Les clinopyroxènes se raréfient tandis qu'apparaissent les orthopyroxènes. Les oxydes de fer-titane (titanomagnétite, ilménite) demeurent en quantité aussi importante que dans les andésites basiques.

Les dacites peuvent encore conserver des clinopyroxènes en phénocristaux. L'amphibole et le quartz, également en phénocristaux, s'ajoutent parfois au plagioclase, à l'orthopyroxène et aux oxydes de fer-titane (titanomagnétite, ilménite). La mésostase est toujours vitreuse et vésiculée : il s'agit en effet de pences légères de couleur claire, à l'aspect plus ou moins soyeux.

Les rhyolites ont, elles aussi, une mésostase entièrement vitreuse. Mais si certaines sont des pences blanches satinées, d'autres demeurent sous la forme compacte d'obsidiennes noires ; les teneurs en eau n'excèdent jamais 5% et sont en général situées autour de 3%, valeur caractérisant les perlites (d'après la nomenclature de R.R. Marshall, 1961). Tous les intermédiaires existent entre la texture poncifiée et la texture vitreuse massive. Les phénocristaux présents sont le plagioclase, l'orthopyroxène et de rares minéraux opaques (titanomagnétite, ilménite). Le quartz et l'amphibole sont soit abondants, soit rares.

5 - Minéralogie

5.1 - Plagioclases

Les plagioclases forment la phase minérale dominante, qu'ils soient sous forme de phénocristaux seuls (termes acides) ou de phénocristaux et microlites (termes basiques). Dans l'ensemble et pour les compositions moyennes, leur évolution est normale : les teneurs en anorthite décroissent du cœur à la périphérie d'un même cristal, des phénocristaux aux microlites d'une même roche, des basaltes aux rhyolites (basaltes : An₉₅ - An₅₅ ; rhyolites : An₄₆ - An₂₇). Des phénomènes de mélanges dans les dépôts de pences de Blanchette et Danois, attestés par la présence de minéraux métastables dans leur mésostase (ex. : quartz dans basalte à Blanchette), de verres de couleur et composition différentes, expliquent les zonations récurrentes rencontrées dans ces dépôts. On notera que ces deux affleurements comprennent les différents pôles pétrographiques impliqués dans le mélange (cendre basaltique et ponce dacitique à Blanchette, fig. 6b ; ponce andésitique et ponce dacitique à Danois) (Tab. 29, fig. 3a) (F. Blanc, 1983 ; N. Vatin-Pérignon et al., sous presse ; N. Gstalter, 1986). Les teneurs et l'enrichissement

en K₂O restent très limités, même dans les cristaux les plus évolués (K₂O ≤ 0,30%).

La morphologie et la nature du remplissage des inclusions vitreuses permettent de distinguer les cristaux ayant subi un refroidissement brusque (inclusions à verre limpide avec ou sans bulle de retrait) de ceux témoignant d'un refroidissement lent (inclusions à verre brun pourvu de microcristallites, voire de minéraux euhédriques pouvant atteindre la dizaine de microns).

L'application du géothermomètre de A.H. Kudo et D.F. Weill (1970) aux couples phénocristaux / inclusions et microlites/verre résiduel en équilibre donne des températures comprises entre 1200°C (plagioclases de basalte) et 814°C (plagioclases de rhyolite) pour une pression d'eau (pH₂O) de 1 kb.

L'étude des teneurs en eau des inclusions fait apparaître deux niveaux de pH₂O : l'un à 4-5 Kb pour les roches basiques et l'autre à 1,8-2,5 Kb pour les termes les plus différenciés. La signification de ces résultats est discutée en détail par ailleurs (N. Gstalter, 1986).

5.2 - Pyroxènes

Orthopyroxènes et clinopyroxènes coexistent dans les termes les moins différenciés en phénocristaux ou en microlites. Dans les termes plus acides, le clinopyroxène disparaît progressivement au profit de l'orthopyroxène et/ou de l'amphibole.

5.2.1 - Les clinopyroxènes (cpx)

Dans les basaltes et andésites de Blanchette les clinopyroxènes évoluent depuis la limite des salites (Wo_{44,5}En_{42,3}Fs_{13,1}) jusqu'à des augites pauvres en calcium (Wo_{36,2}En_{41,7}Fs_{22,1}). C'est une évolution classique dans les pyroxènes des séries tholéïtiques (cf. par exemple Gibb, 1973). Remarquons que les termes andésitiques de Danois possèdent des augites légèrement plus riches en Ca (Wo_{42,9}En_{35,5}Fs_{21,5}) (F. Blanc, 1983).

5.2.2. - Les orthopyroxènes (opx)

Les orthopyroxènes ont une évolution "normale" : ils s'enrichissent en fer du cœur vers la périphérie des cristaux et, globalement, des termes basiques vers les termes acides de la série. Les minéraux analysés passent de Wo₃En_{69,45}Fs_{28,53} (basaltes et andésites) à Wo₃En_{51,33}Fs_{46,63} (rhyolites). On peut remarquer (fig. 3b) que les orthopyroxènes qui succèdent aux olivines dans les basaltes les plus évolués ont des rapports Mg/(Mg+Fe) relayant ceux des olivines.

Pour autant que les phénocristaux opx et cpx d'une même roche représentent une cristallisation simultanée à l'équilibre, les géothermomètres de B.J. Wood et S. Banno (1977) et P.R.A. Wells (1977) donnent des températures de 1.000°C et 900°C respectivement pour les basaltes (Blanchette) et les andésites acides (fig. 3b, Tab. 2b).

L'évolution propre des pyroxènes (opx et cpx) montre par delà les phénomènes de mélange, une évolution continue et cohérente avec l'hypothèse de cristallisation fractionnée. De plus, l'évolution des clinopyroxènes vers des teneurs plus faibles en Ca

a - Plagioclases

	GG4t			GG7w			GG7y		
	58 c	84b	97	184* c	8 b		Opx 5 111	62 b	28 c
SiO ₂	59,32	57,32	46,52	47,49	61,71		52,72	58,08	49,64
Al ₂ O ₃	25,70	26,17	33,89	33,83	24,14		28,96	25,83	31,48
Fe ₂ O ₃	0,26	0,22	0,39	0,68	0,04		0,50	0,42	0,28
CaO	7,50	8,18	16,89	16,90	5,54		12,58	8,00	15,26
Na ₂ O	7,28	6,98	1,38	1,73	8,21		4,39	7,13	3,27
K ₂ O	0,19	0,17	0,11	0,04	0,30		0,15	0,26	0,06
Total	100,27	99,12	99,18	100,68	99,94		99,31	99,73	99,93

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si ₄₊	2,643	2,593	2,154	2,168	2,740	2,412	2,613	2,273
Al ₃₊	1,349	1,395	1,848	1,817	1,260	1,562	1,367	1,696
Fe ₃₊	0,009	0,008	0,013	0,023	0,001	0,017	0,014	0,010
Ca ₂₊	0,358	0,396	0,838	0,827	0,264	0,617	0,386	0,748
Na ₊	0,629	0,612	0,124	0,153	0,706	0,389	0,621	0,290
K ₊	0,011	0,009	0,006	0,002	0,017	0,009	0,015	0,004
Total	5,001	5,019	4,981	4,989	4,989	5,006	5,014	5,021

GG4t { 58c microphénocrystal
Le Tuf { 84b phénocrystal bord
{ 97 phénocrystalGG7w { 184*c phénocrystal cœur
Danois { 8b " bordGG7y { Opx 5 iliphénocrystal inclus dans orthopyroxène
Blanchette { 62 b phénocrystal bord
{ 28c phénocrystal cœur

Tab. 2.- Sélection d'analyses chimiques à la microsonde électronique de minéraux présents dans la série "chaîne de Bouillante".

est semblable à celle des séries tholéïitiques ou transitionnelles. On peut attribuer cette variation soit à une forte activité de la silice (ASiO_4) du magma d'origine, soit aux conditions de fugacité d'oxygène ($f\text{O}_2$) : les deux possibilités existent ici.

5.3 - Oxydes

Les titanomagnétites sont présentes à tous les stades de l'évolution de la série sous forme de phénocristaux, de microcristaux souvent en inclusion, et de microlites dans la pâte. L'ilménite, cantonnée aux termes les plus acides, est beaucoup plus rare que la titanomagnétite : son pourcentage d'hématite varie entre 5 et 20%.

Les titanomagnétites de la chaîne de Bouillante sont relativement riches en fer ferrique (Fe_2O_3 59-42 ; FeO 39-31 ; TiO_2 12-9) une caractéristique reconnue ailleurs dans l'archipel (montagne Pelée : M. Fichaut *et al.*, 1985 ; Quill : D'Arco, 1982). Le pourcentage d'ulvöspinelle (FeTiO_4), calculé suivant la méthode de I.S.E. Carmichael (1967), varie de 20 à 38% (Tab. 2c, fig. 3d).

L'enrichissement en manganèse des oxydes Fe-Ti depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites, assez marqué (jusqu'à 1,5% dans la rhyolite du Tuf), est en bon accord avec une évolution par cristallisation

c - oxydes

	GG4t		GG7y		GG7w	
	Ti Mag 296	Iilmén. 100	Ti Mag 205	Mag 211	Ti Mag 32	Iilmén. 33
SiO ₂	0,08	0,04	0,21	1,01	0,05	0,02
TiO ₂	10,77	49,32	9,43	0,13	12,14	45,53
Al ₂ O ₃	2,65	0,06	3,92	1,49	2,26	0,13
Fe ₂ O ₃	46,17	5,63	44,66	65,11	43,80	12,99
FeO	37,45	41,86	35,00	31,65	40,14	37,78
MnO	0,47	0,92	0,49	0,76	0,72	0,87
MgO	2,40	0,90	2,75	0,34	1,29	1,55
CaO	0,00	0,04	0,05	0,00	0,04	0,09
Cr ₂ O ₃	0,08	0,00	0,22	0,00	0,05	0,00
Total	100,02	98,78	97,42	100,49	100,48	98,96

Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes

Si ₄₊	0,016	0,002	0,063	0,255	0,015	0,001
Ti ₄₊	2,388	1,887	2,139	0,025	2,706	1,748
Al ₃₊	0,905	0,004	1,395	4,444	0,788	0,004
Fe ₃₊	10,265	0,216	10,134	12,328	9,768	0,492
Fe ₂₊	9,239	1,781	8,825	6,658	9,947	1,595
Mn ₂₊	0,112	0,040	0,125	0,162	0,180	0,037
Mg ₂₊	1,058	0,068	1,248	0,129	0,567	0,118
Ca ₂₊	0,000	0,002	0,016	0,000	0,013	0,005
Cr ₃₊	0,016	0,000	0,053	0,000	0,011	0,000
Total	24,000	4,000	23,999	24,000	23,995	4,000

Hématite 5,42
Usp 37,72
FeO t 79,04
F-M 0,398Géothermomètre ilménite-magnétite dans orthopyroxène
100 Ilménite dans la pâteGéothermomètre magnétite dans orthopyroxène
211 Magnétite dans la pâteGéothermomètre titanomagnétite dans clinopyroxène
32 Titanomagnétite dans clinopyroxène
33 Ilménite dans clinopyroxène

fractionnée d'une série à tendance tholéïitique.

Le géothermomètre ilménite-magnétite de A.F. Buddington et D.H. Lindsley (1964) a été appliqué à des couples titanomagnétite-ilménite en inclusion dans des phénocristaux de Danois (N. Gstatler, 1986). Les températures et $f\text{O}_2$ obtenues ($830-810 \pm 50^\circ\text{C}$, $10^{-13} - 10^{-14}$ atm) ne correspondent pas à celles obtenues habituellement sur les phénocristaux isolés. Ces températures correspondent, par contre, aux températures d'homogénéisation des inclusions vitreuses des quartz associés (environ 810°C).

Les $f\text{O}_2$ correspondant à ces températures sont proches du tampon Ni/NiO mais évoluent vers un degré d'oxydo-réduction plus faible que ce tampon aux basses températures. Cette évolution a pu, dans certains cas, atteindre le tampon Quartz-Fayalite-Magnétite (QFM) comme en témoigne la présence des trois phases quartz, olivine fayalitique (Fa_{90}) et magnétite très appauvrie en TiO_2 (0,13%) par rapport aux valeurs courantes, dans le niveau de base des retombées pliniennes de Blanchette (fig. 6b).

Des valeurs de $f\text{O}_2$ proches du tampon Ni/NiO sont caractéristiques des séries calco-alcalines d'arc (A. Ewart, 1979 ; D'Arco, 1982), tandis que les valeurs plus faibles sont rencontrées dans les séries tholéïitiques et transitionnelles (I.S.E. Carmichael, 1967).

LA CHAÎNE VOLCANIQUE DE BOUILLANTE (GUADELOUPE)

b - Ferromagnésiens

	Orthopyroxènes				Clinopyroxènes				Amphiboles		Olivines	
	GG4t		GG7w		GG7y		GG7w	GG7y	GG7w	GG7y	GG7y	GG7y
SiO ₂	56	284	220*	40*	32*	188*	30*	122	113 b	8	39,11	31,14
TiO ₂	48,43	51,87	50,53	51,11	48,36	52,86	51,53	50,62	SiO ₂	47,49	TiO ₂	0,03
Al ₂ O ₃	0,15	0,09	0,21	0,27	0,30	0,17	0,26	0,73	TiO ₂	1,62	Al ₂ O ₃	0,03
Fe ₂ O ₃	0,30	1,06	0,50	0,76	0,97	1,10	1,52	3,12	Al ₂ O ₃	7,58	Fe ₂ O ₃	0,00
FeO	2,24		1,06	8,20	5,71	2,59	2,09	3,01	Fe ₂ O ₃	5,81	FeO	21,41
MnO	33,52	21,16	30,09	24,20	27,63	15,94	10,05	8,09	FeO	11,96	MnO	61,62
MgO	1,65	1,11	1,22	0,85	0,87	0,83	0,51	0,41	MnO	0,38	MgO	3,40
CaO	11,77	23,70	15,80	19,25	15,41	25,44	13,07	14,53	MgO	11,18	CaO	3,98
Na ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,35	0,29	CaO	10,40	Na ₂ O	0,13
Cr ₂ O ₃	0,02	0,13	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,00	K ₂ O	0,26	Ni ₂ O	n.d.
Total	99,14	100,33	100,79	99,93	100,90	100,58	99,77	100,25	F	0,19	Cr ₂ O ₃	0,04
									OH	1,74		
									C ₁	0,20		
									Total	100,52	Total	102,07
												100,37
Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes												
Si ₄₊	1,968	1,894	1,967	1,954	1,885	1,937	1,951	1,895	Si	7,040	Si ₄₊	0,991
Ti ₄₊	0,004	0,003	0,006	0,008	0,009	0,005	0,007	0,021	Ti ₄₊	0,180	Ti ₄₊	0,001
Al ₃₊	0,014	0,046	0,023	0,034	0,044	0,047	0,068	0,138	Al VI	0,370	Al ₃₊	0,001
Fe ₃₊	0,068		0,031	0,063	0,167	0,071	0,059	0,084	Al IV	0,960	Fe ₂₊	0,454
Fe ₂₊	1,138	0,674	0,974	0,770	0,897	0,486	0,317	0,251	Fe ₃₊	0,370	Mn ₂₊	1,680
Mn ₂₊	0,057	0,034	0,040	0,027	0,029	0,026	0,016	0,013	Fe ₂₊	1,570.	Mg ₂₊	0,005
Mg ₂₊	0,713	1,298	0,921	1,097	0,901	1,398	0,738	0,811	Mn ₂₊	0,050	Ca ₂₊	0,190
Ca ₂₊	0,054	0,048	0,053	0,059	0,066	0,064	0,835	0,796	Mg ₂₊	2,470	Ni ₂₊	-
Na ₊	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,025	0,021	Ca ₂₊	1,650	Cr ₃₊	0,001
Cr ₃₊	0,001	0,004	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	Na ₊	0,510		
Total	4,021	4,001	4,012	4,020	4,000	4,035	4,015	4,030	K ₊	0,050		
									F	0,090		
									OH	0,860		
									C ₁	0,050		
									Total	16,220	Total	3,007
												3,000
Mg/Mg/Fe	0,385	0,658	0,486	0,588	0,501	0,742	0,699	0,764	Mg/Mg/Fe	0,61	Fe ₂ /Mg ₂₊	0,29
											Mg/Mg+Fe	8,84
											Fo	0,773
											Fa	0,102
												77,16
												10,32
												22,84
												89,68

Amphibolés

GG7w 113 b : phénocristal bord

Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes

Olivines

GG7y 8 : Formules structurales
1 : calculées sur la base de 4 oxygènes

Orthopyroxènes

GG4t 56 : microlite
284 : phénocristal

GG7w 220 : Opx 2
40b : bord de phénocristal

GG7y 32 : Opx 1
188 : Opx 4 bord de phénocristal

Clinopyroxènes

GG7W 30 Cpx 7b : bord de phénocristal

GG7y 122 b : bord de phénocristal

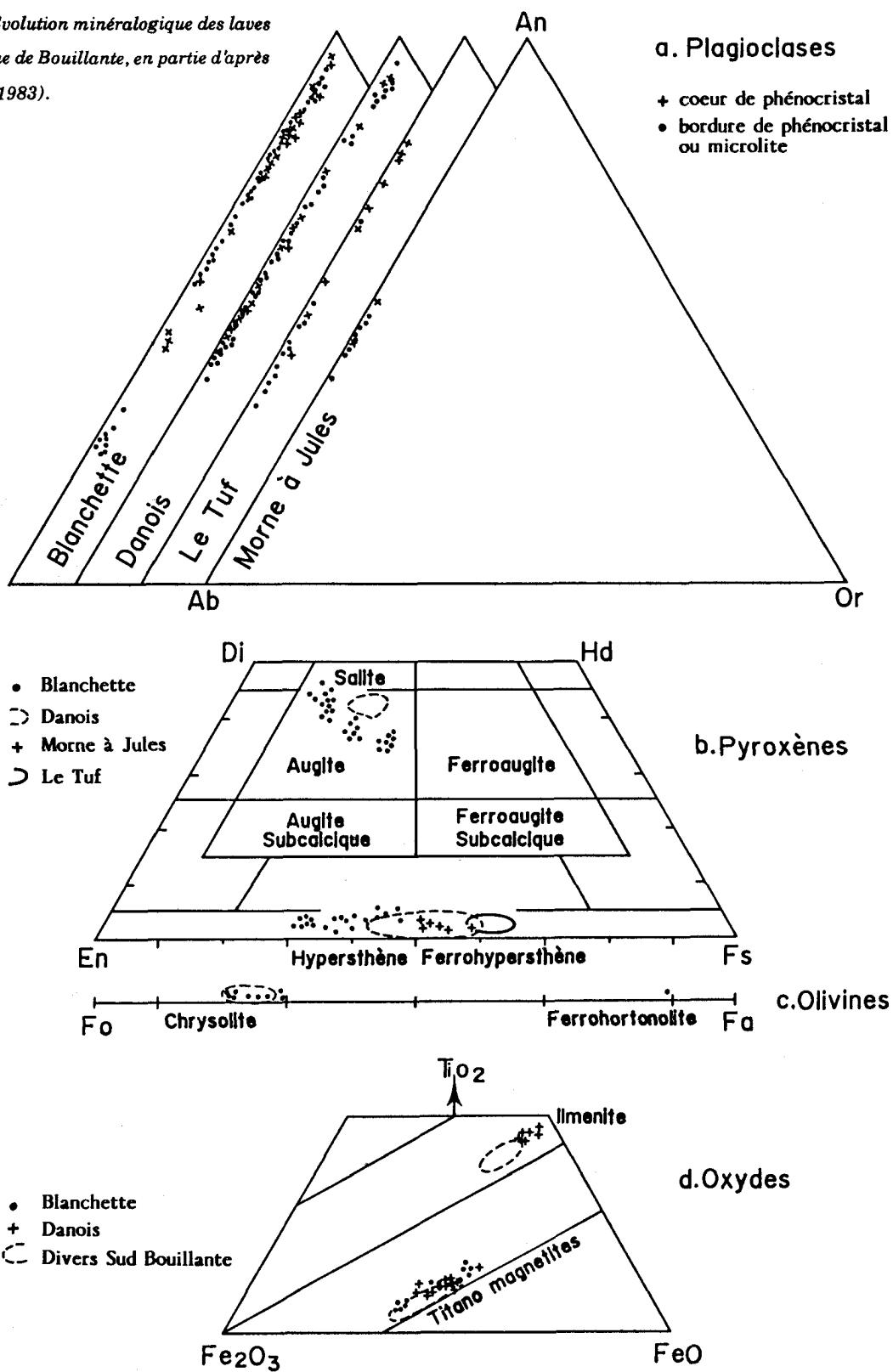
5.4 - Olivine

Les basaltes sont caractérisés par la chrysolite (Fo₇₇₋₇₅) présente sous forme de phénocristaux peu zonés (fig. 3c, Tab. 2b).

Dans les roches plus évoluées, l'olivine disparaît au profit des orthopyroxènes. Elle est exceptionnellement présente sous forme de ferrohortonolite, Fo_{10,3} (en association avec quartz et magnétite

dans des verres dacitiques à 65% de SiO₂ dans les dépôts pliniens hétérogènes de Blanchette (fig. 6b). D'autres olivines fayalitiques ont été décrites dans les rhyolites ferrifères de Sainte-Lucie (M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1982). Ces rhyolites, bien qu'elles montrent des différences, sont également interprétées comme dérivant de basaltes de type tholéïitique.

Fig. 3.- Evolution minéralogique des laves de la chaîne de Bouillante, en partie d'après F. Blanc (1983).



5.5 - Amphibole

L'amphibole est présente dans les faciès acides à quartz. Elle est rare en revanche dans les blocs d'obsidienne du Tuf et n'a pas été observée dans les ponces fibreuses de l'écoulement rhyolitique de la paléorivière de Vieux Habitants. Elle forme des phénocristaux de 3 à 5 mm peu zonés, de couleur verte, riches en inclusions vitreuses et minérales (plagioclases, pyroxènes, oxydes ferro-titanés, quartz) qui indiquent leur cristallisation tardive. Selon la classification de E.B. Leake (1978), les

amphiboles sont de nature calcique ($\text{Ca} + \text{Na}_B \geq 1,34$ et $\text{Na}_B < 0,67$) $\text{CaB} \geq 1,34$ et vont des magnésio aux ferro-hornblendes $0,50 < \text{Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+} < 0,74$ (Tab. 2b).

On peut se demander, à propos de l'amphibole, si elle joue un rôle dans le processus de cristallisation fractionnée. Si son apparition est invoquée pour enrichir le liquide en silice (D. Westercamp, 1972), elle n'apparaît ici que dans les dernières phases de la différenciation (dacites et rhyolites) et ne cristallise qu'après les autres minéraux.

Sa cristallisation, toujours associée à celle du quartz (mais pas nécessairement dans les mêmes proportions) semble plutôt résulter des variations locales pH₂O dans les réservoirs d'alimentation des divers appareils volcaniques. L'augmentation de la pH₂O favorise, en effet, à la fois la cristallisation de phases hydratées comme l'amphibole et l'élargissement du champ de cristallisation du quartz.

6 - Caractéristiques géochimiques

6.1 - Eléments majeurs (fig. 4, 5 et 6 ; Tab. 3)

La chaîne de Bouillante montre le spectre de variation des éléments chimiques le plus large (les teneurs en SiO₂ vont de 50 à 75%) de ceux caractérisant les autres séries volcaniques des Petites Antilles. Le fait qu'elle soit constituée de petits centres volcaniques permet peut-être une meilleure expression de toutes les catégories de laves émises par rapport à un volcan central unique. La gamme des produits est non seulement très large mais remarquablement complète : hormis une lacune entre 53 et 55% de SiO₂ dans le domaine des andésites basiques, tous les types de roche sont représentés.

La totalité de la série est sursaturée en silice : les teneurs en quartz normatif varient de 2,1% (basalte) à 39,74% (rhyolite). Les termes basiques (basalte et andésite basique) montrent des teneurs en K₂O de 0,4 à 0,75% et des rapports K₂O/Na₂O autour de 0,25. Pour les termes plus différenciés, le caractère potassique augmente : à partir des dacites on observe un redressement de la tendance évolutive du potassium et un fléchissement de celle du sodium. Les rapports K₂O/Na₂O augmentent pour atteindre des valeurs proches de 0,5.

Cette évolution peut s'expliquer par un fractionnement important de plagioclase sodique au niveau des andésites acides et des dacites tandis que le liquide s'enrichit continuellement en potassium. Cet enrichissement est directement lié à l'absence de fractionnement important d'amphibole (au moins jusqu'au stade des rhyolites) puisqu'elle est relativement riche en K₂O (Tab. 3), et donc à une évolution sous faible pH₂O. La tendance évolutive de Al₂O₃ marquant un fléchissement au niveau des andésites acides peut corroborer cette hypothèse.

L'augmentation marquée de K₂O/Na₂O (fig. 5) et donc du caractère potassique tout au long de la série ne se retrouve ni dans les autres séries de la Basse-Terre, ni dans la série calco-alcaline différenciée du Quill (St Eustache) (D'Arco, 1982) ni dans la série tholéïtique d'arc de la chaîne miocène Vauclin-Pitault (Martinique) (M. Escalant, 1984), toutes constamment pauvres en potassium. Par contre, on trouve une évolution très semblable dans la série tholéïtique du Miocène supérieur de Sainte-Lucie (M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1982) notamment pour les termes acides.

A l'échelle de l'arc, les teneurs en K₂O semblent, à une époque donnée, varier en fonction de la longitude : aux Pliocène supérieur et Pleistocène inférieur, on constate une croissance relativement régulière en éléments incompatibles de la Dominique à la Grenade (K₂O variant de 0,75 à 1,5% ; Na₂O de 2,5 - 3% à près de 3,5% (Maury et D. Westercamp, 1985). Les basaltes de la chaîne de Bouillante au Pléistocène supérieur s'inscrivent

bien dans cette évolution au nord de la Dominique : les teneurs en K₂O varient autour de 0,5%, celles en Na₂O entre 1,8 et 2,5%. Enfin dans le diagramme alcalins/silice (fig. 6) les points représentatifs de la chaîne de Bouillante se situent bien dans le domaine à pigeonon de A.H. Kuno (Kuno, 1968) (ce qui n'est pas le cas d'une partie des roches des monts Caraïbes).

Les teneurs en fer et surtout en silice donnent à la série "chaîne de Bouillante" un caractère tholéïtique incontestable (cf. diagramme A.F.M., fig. 7). Le titane montre une croissance nette au niveau des termes basiques pour décroître ensuite. Le fer montre une évolution moins nette mais allant dans le même sens : cela traduit une évolution sous faible fO₂ avec un fractionnement des oxydes encore plus tardif dans la chaîne de Bouillante (SiO₂ = 58%) que dans la série tholéïtique du Miocène martiniquais (SiO₂ = 52%).

Tout comme dans la série de la chaîne Vauclin-Pitault, on observe une chute des teneurs en MgO au niveau des andésites basiques au moment où l'olivine disparaît. Cette décroissance brutale individualise la série chaîne de Bouillante par rapport à la série Grande Découverte - Madeleine - Soufrière dès les andésites et par rapport à la série chaîne Axiale - Sans Toucher au niveau des rhyolites. Cette distinction en fin d'évolution se retrouve aussi pour le TiO₂, FeO, CaO et Al₂O₃. La décroissance régulière du CaO dès les premiers termes de la série constitue une autre caractéristique de la série chaîne de Bouillante la distinguant de celle du Miocène martiniquais. Le fractionnement précoce et continu des plagioclases peut expliquer cette tendance : en outre, les basaltes de la chaîne de Bouillante sont relativement riches en CaO et Al₂O₃ par rapport à ceux de la série Vauclin-Pitault.

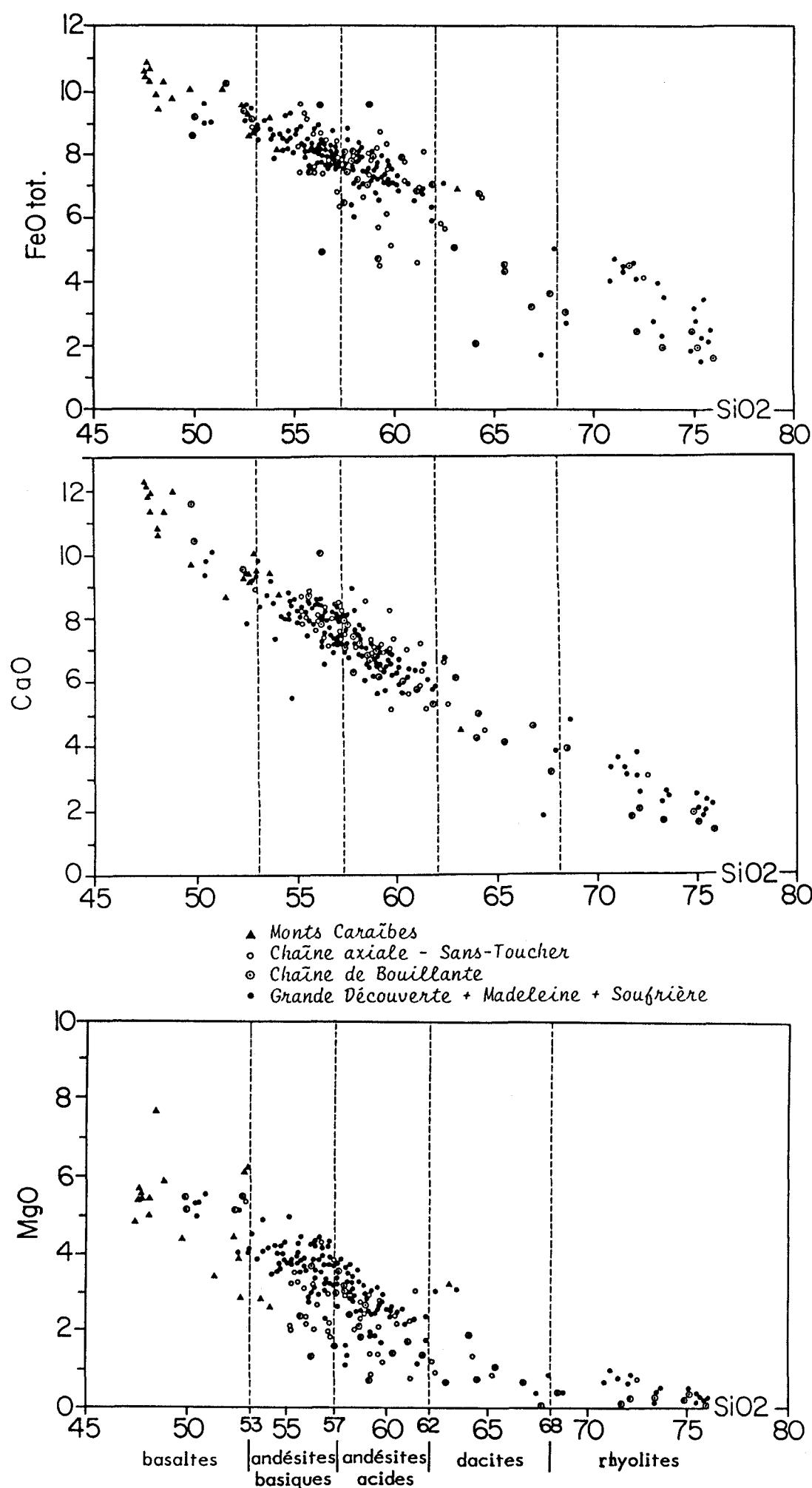
6.2 - Eléments en traces (fig. 8)

L'étude de la géochimie des éléments majeurs des formations ponceuses à quartz indique que celles de la chaîne de Bouillante montrent de subtiles différences par rapport aux caractères des séries volcaniques voisines. A la suite des travaux antérieurs (F. Blanc, 1983 ; N. Vatin-Pérignon *et al.*, 1986), nous avons entrepris une étude de la géochimie des éléments en traces de ces formations en vue de :

- confirmer les différences entre séries suggérées par les éléments majeurs.
- modéliser les variations observées en terme de mécanismes de génèse et d'évolution de ces magmatismes, ce que les variations en éléments majeurs ne permettent pas de faire quantitativement.

Les diagrammes binaires établis avec le thorium pris comme élément hydromagnaphile (M. Treuil et J. Varet 1973), de référence, mettent en évidence des corrélations linéaires passant par l'origine pour les couples U-Th, Ta-Th (sauf pour les termes les plus différenciés) (fig. 5a) et Hf-Th. Ces corrélations simples permettent d'envisager trois modèles évolutifs.

- 1 - Les échantillons représentent des magmas issus directement de la fusion partielle à différents degrés de la même source.



LA CHAÎNE VOLCANIQUE DE BOUILLANTE (GUADELOUPE)

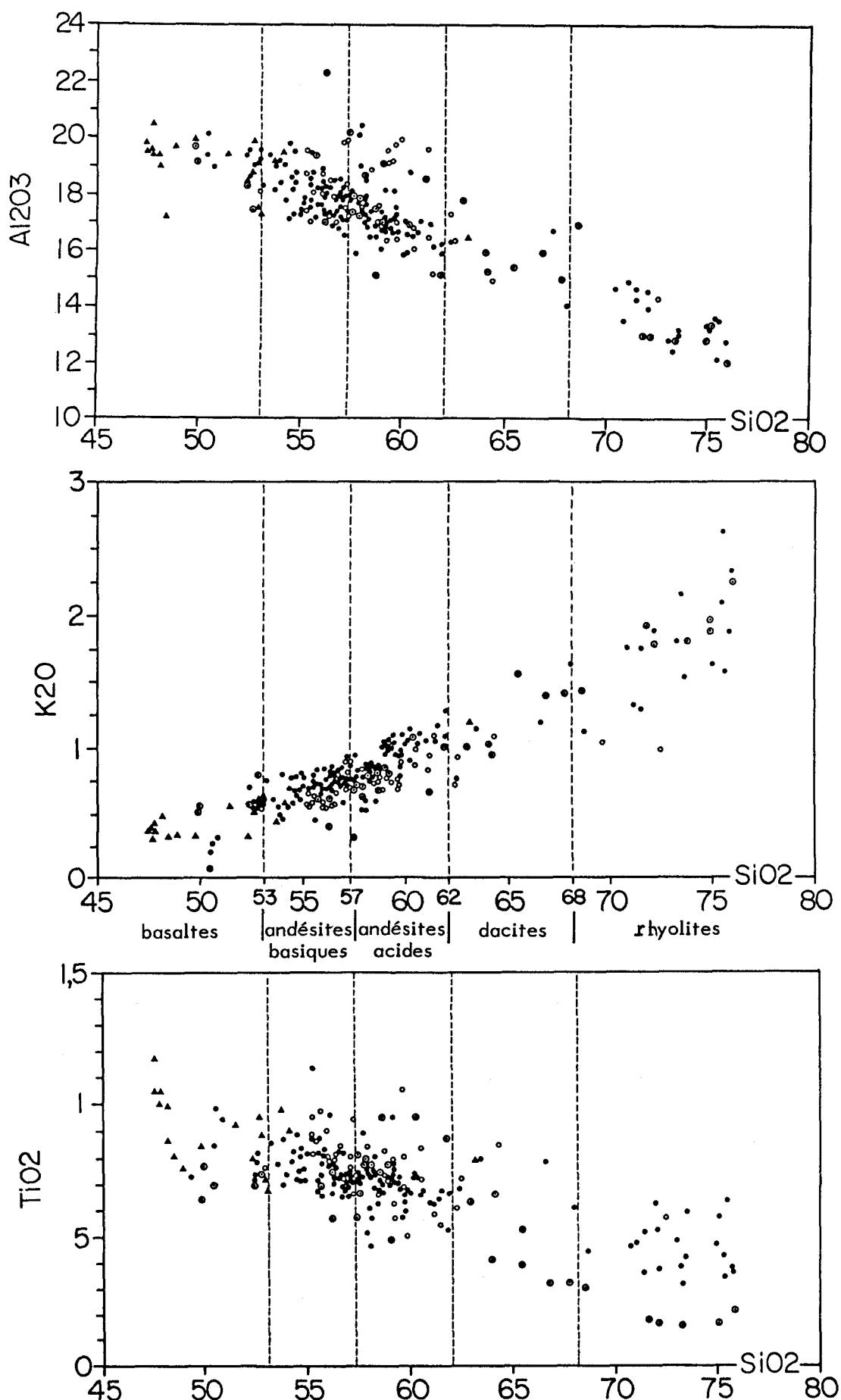


Fig. 4.- Variations des éléments majeurs en fonction de SiO_2 dans les roches du Sud de la Basse-Terre.
(analyses réalisées au laboratoire MGA du BRGM, au laboratoire de géologie de Grenoble, à la microsonde de l'Université de Brest, au laboratoire de géochimie de l'Université Paris VI).

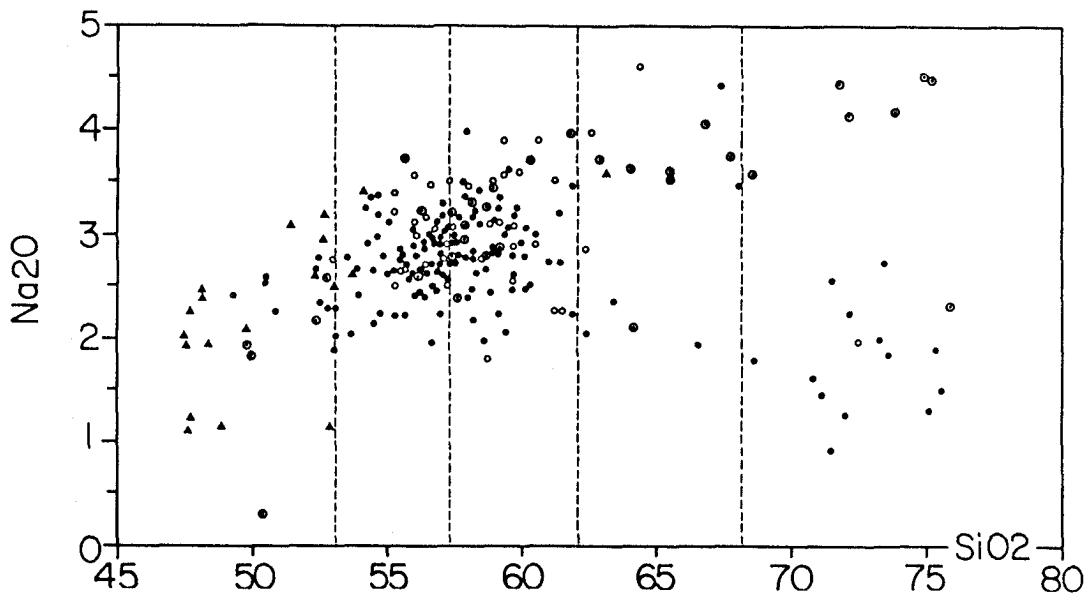


Fig. 4

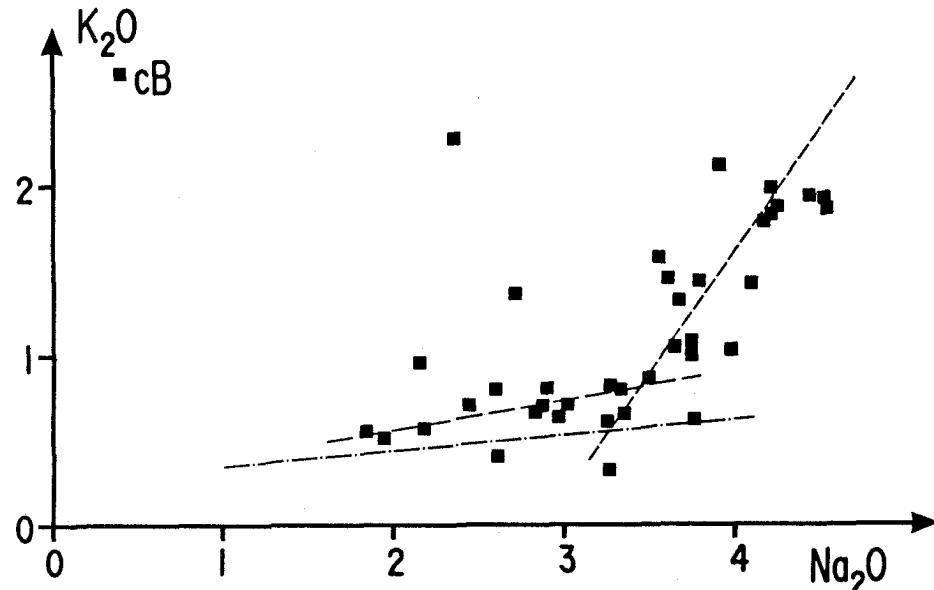


Fig. 5.- Variation du sodium en fonction du potassium dans les laves de la chaîne de Bouillante.
CB : chaîne de Bouillante. Ligne en traits-points = évolution des laves des monts Caraïbes.

2 - Ils représentent une évolution à partir d'un même magma source, par cristallisation fractionnée.

3 - Ils sont le résultat du mélange en diverses proportions de deux pôles magmatiques.

L'incertitude peut être levée en considérant la variation des teneurs en éléments de transition (Co, Sc) en fonction du Th (fig. 8a). Le fait que ces éléments décroissent exponentiellement permet d'éliminer un processus simple de mélange qui implique des corrélations linéaires entre tous les éléments pris deux à deux (M. Treuil et J.L. Joron, 1975). Ce comportement n'est pas non plus en faveur d'un processus de fusion partielle qui se manifeste par des variations relativement faibles des concentrations des mêmes éléments de transition dans le liquide (Bougault *et al.*, 1978 ; J.L. Joron *et al.*, 1978).

Les évolutions observées indiquent par contre que la cristallisation fractionnée, faisant jouer très

tôt un rôle à l'olivine, est le processus majeur d'évolution. Ceci est en accord avec les données minéralogiques (olivine essentiellement limitée aux termes basiques et l'évolution chimique des éléments majeurs).

L'anomalie en Eu caractérisant les termes acides les plus différenciés (GG7z, GG9u, GG4w, GG4t) (fig. 8b) implique la cristallisation fractionnée du plagioclase jusque dans les derniers stades de l'évolution. Cette baisse notable de l'Eu en fin d'évolution seulement, peut être liée à des conditions de fugacité d'oxygène plus réductrices ; en effet, on passerait d'un système évoluant sous une fugacité d'oxygène supérieure au tampon Ni/NiO pour les andésites, aux conditions de fO₂ du tampon QFM pour au moins certaines rhyolites. Ces variations en fO₂ peuvent avoir des causes intrinsèques au magma (fractionnement d'oxydes Fe-Ti) ou résulter de variations externes contrôlées par l'encaissant.

Cette anomalie marquée (près de 30%) en Eu est

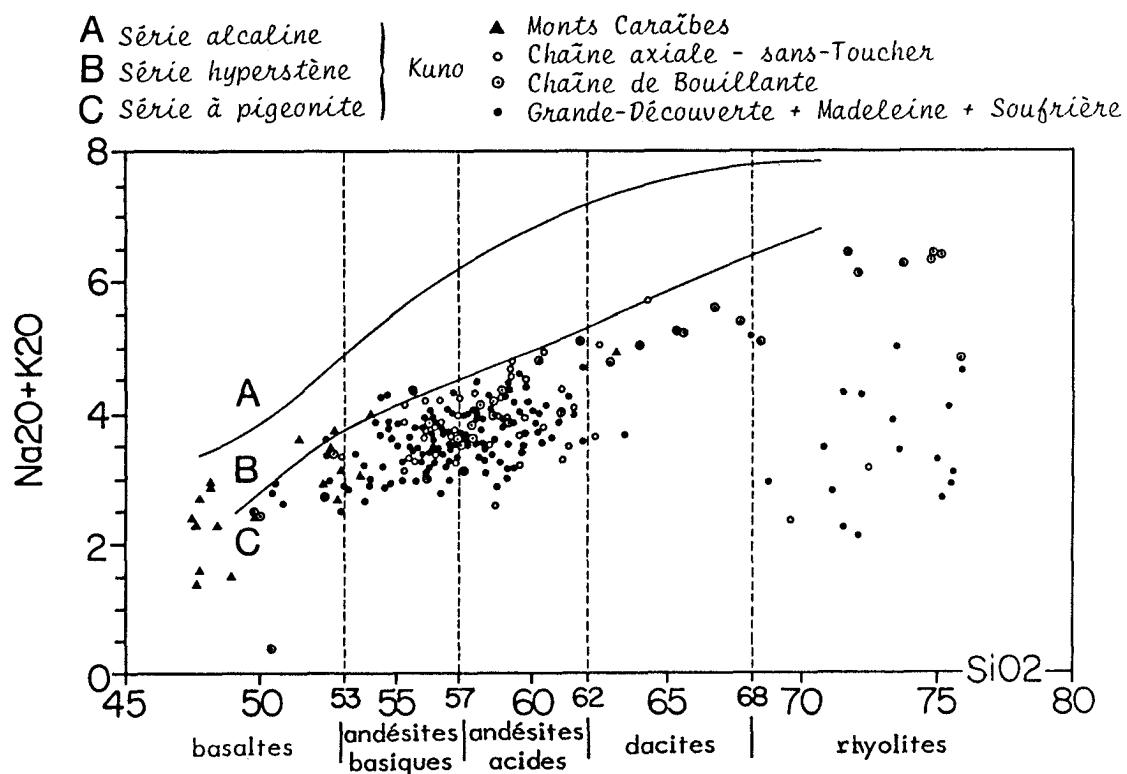


Fig. 6.- Diagramme alcalins/silice des laves du sud de la Basse-Terre.

classique dans les séries tholéitiques. Les rapports Ba/La et La/Th restent cependant dans le domaine calco-alcalin (Gill, 1981). La chaîne de Bouillante se caractérise donc à la fois :

- par des caractères chimiques de tholéites d'arc,
- par la diversité d'évolution des derniers stades de la différenciation.

On peut expliquer ce dernier trait par un stockage magmatique en deux niveaux :

- le plus profond où se différencient dacites, andésites et basaltes,
- le plus superficiel où localement, dans de petits réservoirs se forment les rhyolites.

7 - Dépôts et dynamismes éruptifs

7.1 - Introduction

Les dépôts relatifs à l'activité éruptive de la chaîne de Bouillante - donc les phénomènes qui les ont mis en place - sont extraordinairement variés. Il faut en chercher la cause dans (1) la diversité pétrographique des laves émises (basalte à rhyolite), (2) les grandes différences de teneurs en gaz des différents magmas (pauvre en gaz à ponceux) ou dans leur capacité à libérer les gaz dissous (coexistence de ponces et d'obsidienne), (3) le caractère mi-aérien, mi-sous-marin des centres éruptifs et (4) leur dispersion et leur nombre élevé (au moins une dizaine identifiés).

Nous nous proposons de relier cette diversité des dynamismes à deux paramètres :

- (1) les caractères physiques du magma (température, viscosité, exsolution des gaz dissous en bulles);

(2) le niveau et l'ampleur de l'interaction eau / magma.

La classification des dépôts rencontrés dans la chaîne de Bouillante en fonction de ces paramètres est schématisée dans le Tableau 4 et conduit à la distinction entre dépôts provenant d'une activité hydromagmatique interne (phréato-magmatisme) ou externe (volcanisme sous-aquatique) et des dépôts provenant d'une activité volcanique aérienne où l'interaction eau-magma est faible ou absente.

Les trois types de dynamisme, s'ils sont possibles en un même lieu, doivent logiquement se relayer dans le temps au cours d'une même éruption et, à une autre échelle, au fur et à mesure de l'édition du volcan. Les éruptions récentes du Capelinhos, Açores (H. Tazieff, 1959) en 1957 et de Surtsey (Islande) en 1963 (Thorarinsson, 1965) sont typiques à cet égard : elles sont passées d'un stade hydro-explosif de type sous-aquatique à un stade explosif aérien de type strombolien, une fois la bouche éruptive isolée de la mer.

Les principaux volcans de la chaîne (Pointe à Zombi, Pointe à Sel) et les monts Caraïbes montrent bien des séquences éruptives révélatrices de ces changements de dynamisme.

7.2 - Les dépôts relatifs à des phénomènes hydro-volcaniques internes ou phréatomagmatiques

Deux types de dépôts ont été clairement identifiés : des amas bréchiques hautement hétérogènes et polygéniques et des brèches de type maar. Ces dernières apparaissent au début de l'activité d'appareils aussi bien basaltiques que rhyolitiques.

	GG7y ₁	GG7z	GG9u	GG7ws	GG7wc	GG4t	GG7I	GG1F	GG2Ub
SiO ₂	49,73	65,52	67,80	60,10	68,10	73,43	61,90	49,90	55,74
TiO ₂	3,24	0,53	0,33	0,61	0,31	0,16	0,88	0,65	0,70
Al ₂ O ₃	16,56	15,39	14,98	18,10	16,02	12,88	15,15	19,70	19,41
Fe ₂ O ₃	6,38	1,25	0,98	3,20	0,95	0,22	2,05	3,80	3,06
FeO	5,95	3,37	2,69	3,32	2,24	1,78	5,15	5,15	4,74
MnO	0,13	0,18	0,15	0,11	0,13	0,13	0,18	0,14	0,17
MgO	3,55	1,12	0,10	1,89	0,45	0,34	1,45	6,55	2,46
CaO	8,82	4,10	3,28	6,70	3,97	1,77	5,40	11,70	8,81
Na ₂ O	2,76	3,57	3,79	2,87	3,62	4,23	4,00	1,95	3,76
K ₂ O	0,66	1,37	1,43	0,93	1,45	1,87	1,02	0,52	0,62
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,15	0,07	0,08	0,09	0,23	0,06	0,15
H ₂ O+	1,09	2,29	3,33	2,03	2,02	2,50	1,35	0,90	-
H ₂ O-	0,38	0,99	1,03	0,69	0,69	0,50	0,10	0,36	0,48
Total	99,34	99,85	100,03	100,62	100,53	100,00	98,86	100,38	100,10
Composition normative									
Apatite	0,18	0,37	0,33	0,14	0,17	0,19	0,52	0,13	0,33
Ilménite	5,93	1,02	0,63	1,13	0,58	0,30	1,72	1,25	1,34
Orthose	3,76	8,25	8,72	5,43	8,64	11,33	6,19	3,11	3,68
Albite	22,52	30,82	33,09	24,04	30,94	36,71	34,71	16,65	31,93
Anorthite	29,75	19,74	15,87	32,50	19,41	8,46	20,88	43,87	34,37
Corindon	0,00	0,95	1,59	0,33	1,45	0,89	0,00	0,00	0,00
Magnétite	8,92	1,84	1,46	4,58	1,38	0,31	3,05	3,15	3,2
Diopside Ca	4,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,19	6,04	3,62
Diopside Mg	2,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	3,42	1,63
Diopside Fe	2,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,45	2,36	1,97
Hyperst. Mg	6,31	2,83	0,24	4,65	1,13	0,86	2,93	10,60	4,55
Hyperst. Fe	7,95	6,82	5,66	7,87	4,67	3,51	5,36	7,32	5,52
Forstérite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fayalite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Quartz	4,68	27,30	32,35	19,26	31,58	37,39	20,22	2,10	7,86
Somme	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
D.I.	30,96	56,37	74,16	48,73	71,16	85,43	61,12	21,86	43,47
U	0,31	0,80	0,59	0,57	0,94	1,20			
Th	1,05	2,56	2,17	1,90	3,00	3,90			
Zr	74	129	142	111	162	184			
Hf	2,2	3,7	3,9	3,0	4,4	5,2			
Ta	0,16	0,28	0,28	0,26	0,30	0,35			
Ba	104	210	189	154	227	277			
Sr	212	159	149	201	177	93			
Cs	0,43	0,98	0,93	0,68	1,05	1,39			
Rb	12,9	29,6	26,8	20,0	30,3	40,6			
Sb	0,08	0,12	0,10	0,08	0,22	0,12			
Co	19,9	6,0	2,9	12,7	4,0	1,2			
Ni	3,5			2,9	5,0				
Sc	27,1	15,8	8,8	18,2	8,2	7,0			
La	5,9	11,6	9,8	8,3	11,5	12,9			
Ce	10,7	24,2	24,1	17,6	25,1	29,2			
Eu	0,86	1,21	1,19	1,00	1,10	0,93			
Tb	0,55	0,94	0,92	0,65	0,78	0,84			
Sm	2,3	4,2	4,2	3,1	3,7	4,0			
Yb	3,3	5,6	4,5	3,0	5,2	4,1			

GG7y₁ : basalte Blanchette
 GG7z : dacite Blanchette
 GG9u : dacite Grand Marigot

GG7ws : andésite acide Danois
 GG7wc : dacite Danois
 GG4t : rhyolite Le Tuf

GG7I : andésite acide Schoelcher
 GG1F : basalte Laurichesse
 GG2Ub : andésite basique Anse de Melle Rosé

Tab.3.- Sélection d'analyses chimiques (majeurs et traces) d'échantillons de la chaîne de Bouillante.

7.2.1 - Amas bréchique chaotique et polygénique

Au nord de Vieux-Habitants, à l'ouest du Morne à Jules, une carrière est ouverte dans une formation extrêmement hétérogène et polygénique. Il s'agit d'une brèche à blocs de toutes tailles (diamètre jusqu'à 2 mètres) parmi lesquels on observe (a) des andésites aphyriques sombres à deux pyroxènes, (b) des andésites claires porphyriques à orthopyroxène dominant, (c) des roches porphyriques altérées, (d) des fragments de silts blancs feuilletés, (e) des paquets bréchiques d'andésite à orthopyroxène. La matrice de cette brèche est riche en pences fibreuses blanches plus ou moins oxydées, arrondies (diamètre jusqu'à 10 centimètres). L'ensemble repose sur une brèche monogénique à blocs anguleux d'andésite claire. Il pourrait s'agir d'une portion de la surface d'un cryptodome.

De par son hétérogénéité et la présence de blocs de tufs friables conservés, cette brèche rappelle les dépôts de lahar sous-marin décrit dans l'île proche de la Martinique (cf. D. Westercamp et H. Tazieff, 1980, p. 76). La localisation unique du faciès (il n'est pas connu ailleurs) à l'aplomb d'une formation massive révélant l'existence d'une cheminée d'alimentation volcanique, suggère que cette brèche n'a pas bougé de son centre d'origine : elle résultait d'une hydro-explosion interne dans un substratum varié, peut-être à la fin d'une éruption ponceuse, mais avant l'arrivée en surface du magma massif.

R. Funicello *et al* (1976) décrivent des structures comparables dans l'activité hydro-explosive post-caldera du complexe volcanique de Sabatini en Italie.

7.2.2 - Brèche de type maar à composant juvénile basaltique

Le faciès que nous décrivons ici appartient aux premiers stades d'édition des monts Caraïbes (carrière de Rivière-Sens). Il précède la mise en place de hyaloclastites monogéniques qui peuvent être regardées comme typiques d'une activité explosive sous-aquatique (voir plus loin).

Il s'agit de brèches polygéniques grossièrement stratifiées (Photo 1) où le magma basaltique se présente sous forme de blocs et lapilli massifs (trempés) et de bombes "en choux-fleurs". Les xénolites sont abondants et variés : calcaire récifal (le récif vivant à l'époque de l'éruption affleure sous le pied oriental du volcan), méta-andésites verdâtres (développement de minéraux hydrothermaux des types montmorillonite-chlorite), "cumulats" magmatiques à anorthite et hornblende pargasitique (Photo 2).

L'ensemble de ces caractéristiques suggère que les explosions volcaniques à l'origine de ces brèches se déclenchaient dans un substratum riche en eau souterraine (marine ou météorique) à une époque où la colonne magmatique ascendante n'avait pas encore percé le fond marin.

7.2.3 - Brèche de type maar à composant juvénile andésitique

Le volcan de la Pointe à Zombi montre des alternances de brèches grossières et de déferlantes de cendres hyaloclastiques. A la Pointe Batterie, un

faciès particulièrement monogénique, ressemblant au premier abord à un dépôt de nuée ardente péléenne, affleure en bordure de route. L'intercalation de fins niveaux discontinus de cendres indique toutefois une mise en place rythmique, conforme à l'activité explosive d'un maar (Photo 3).

La présence de blocs à prismation radiale périphérique et leurs nombreuses microfissures de dégazage est également caractéristique d'une telle origine.

7.2.4 - Brèche de type maar à composant juvénile rhyolitique

L'extrémité sud-occidentale du dyke appartenant au petit appareil rhyolitique du Tuf, est marquée par une dépression de 100 m de diamètre, que nous interprétons comme les restes d'un maar.

Elle est en effet cerclée de dépôts pyroclastiques rhyolitiques montrant une alternance de déferlantes ponceuses, de coulées de pences et fragments perlitiques, et de brèche chaotique grossière à blocs d'obsidienne plus ou moins perlitique et vésiculée (diamètre jusqu'à 3 m) emballés dans une matrice de cendres vitroponceuses rougeâtres.

Contrairement aux autres appareils volcaniques à l'origine des dépôts décrits jusqu'ici, ce petit maar était à l'air libre. Situé à l'altitude de 315 m, sa principale coulée de pences et de fragments d'obsidienne perlitique, a été canalisée 260 m plus bas dans un paléo-cours de la rivière à Vieux-Habitants.

7.2.5 - "Lahars" primaires et écoulements pyroclastiques boueux

Les brèches grossières, chaotiques, à éléments polygéniques qui affleurent le long de la route en arrière du volcan de la Pointe à Zombi, ont longtemps été prises pour des lahars aériens originaires de la chaîne axiale. La présence de blocs trempés à prismations radiales et leur intercalation entre des niveaux de cendres hyaloclastiques conduit à les lier plutôt à l'activité des cônes sous-marins de la chaîne de Bouillante.

Placées dans la même position stratigraphique que les brèches de type maar de la Pointe Batterie précédemment décrites, elles s'en distinguent essentiellement par leur caractère polygénique très marqué. Il faut donc envisager des explosions de caractère phréatomagmatique qui, selon les cas, mobiliseront largement ou non des éléments du substratum. La lithologie de ce dernier et la profondeur des premiers contacts eau/magma sont peut-être déterminantes.

L'écoulement du mélange bréchique a ensuite lieu, compte tenu du contexte, sur le fond marin. L'influence qu'aurait pu avoir sur le dépôt cette deuxième phase du processus de mise en place, n'est pas claire.

Le niveau supérieur de la carrière Danois, décrit comme un dépôt de lahar chaud est, lui aussi, peut-être primaire.

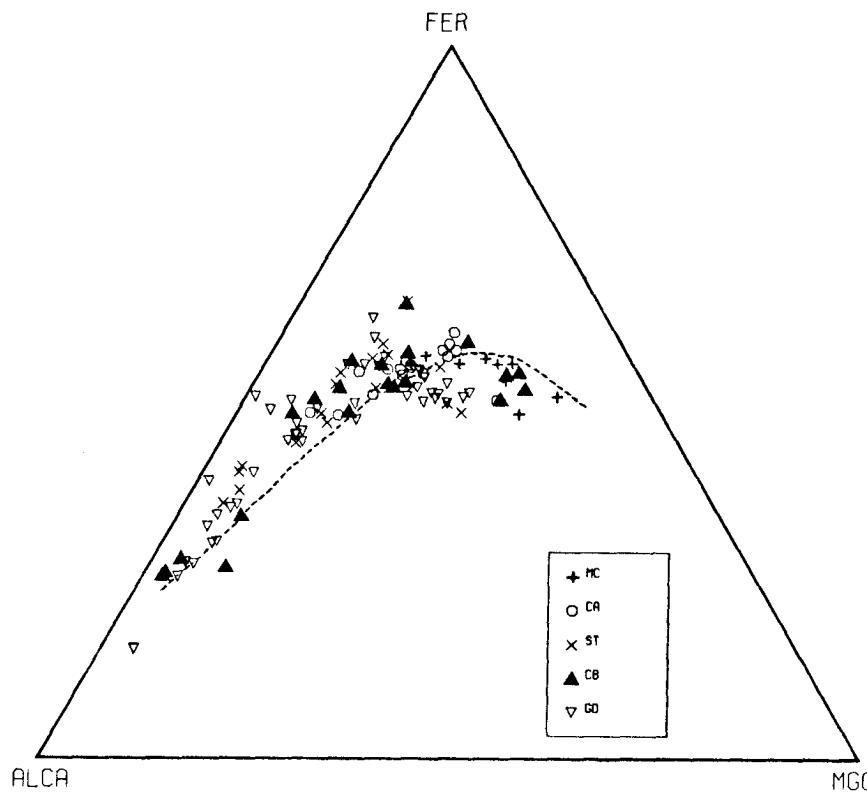


Fig. 7.- Diagramme AFM pour les laves du sud de la Basse-Terre. MC = monts Caraïbes, CA = chaîne Axiale, ST : Sans-Toucher, CB = chaîne de Bouillante, GD = Grande Découverte. La limite entre les domaines tholéïtique et calco-alcalin d'après Kuno, est soulignée par un tireté.

7.2.6 - Déferlantes cendro-ponceuses basaltiques et rhyolitiques

Le contexte géologique général, nous l'avons déjà évoqué, permet d'affirmer que les petits centres rhyolitiques de la moitié sud de la chaîne de Bouillante (sauf Blanchette) n'étaient pas sous-marins.

Les dépôts de déferlantes cendro-ponceuses aussi bien basaltiques que rhyolitiques qui caractérisent les centres de Getz-Laurichesse, de Grand-Marigot, de Blanchette (fig. 9b) et du Tuf, ont donc une origine hydromagmatique interne, probablement très superficielle si l'on interprète dans ce sens l'absence ou la faible quantité des xénolithes.

Une description rapide des faciès rencontrés est donnée avec les coupes levées à proximité des divers appareils cités (fig. 9a). Il faut remarquer la complexité des rapports entre les produits à magma cogénétiques basiques et acides qui, selon les affleurements, n'occupent pas la même position stratigraphique.

7.2.7 - Dépôts pliniens

L'idée que certains dépôts pliniens, ceux de la montagne Pelée et des volcans récents de l'île de la Dominique, puissent être le résultat d'explosions hydromagmatiques internes relativement profondes (D. Westercamp & H. Trainneau, 1983) a été confortée par un travail de minéralogie détaillé sur les enclaves oxydées incluses dans ces dépôts (Lafforgue *et al.*, 1985).

Les dépôts pliniens de la chaîne de Bouillante n'ont pas été étudiés sous cet angle minéralogique spécifique, si bien qu'il n'est guère possible de se

prononcer sur la validité de cette hypothèse en ce qui les concerne. Tout au plus peut-on remarquer que certains d'entre eux reposent directement sous des formations certainement hydromagmatiques d'origine interne (brèche de type maar de la Pointe Batterie) ou externe (hyaloclastites cendreuses à lapilli accrétionnés de l'anse à Sable, Photo 4, fig. 9a, volcan de Pointe à Sel). L'influence de l'eau est probable dans ces deux cas, mais à quel niveau ?

Au Tuf, un petit dépôt plinien à lapilli satinés et micro-fragments d'obsidienne accompagne l'activité du maar. L'intervention de l'eau dans ce cas précis ne pourrait qu'être interne, conformément au caractère aérien du maar. Il en est de même à Laurichesse pour un plinien grossier (ponces : diamètre max 20 cm ; lithiques : diamètre max 10 cm) très pauvre en cendres, de 2 m d'épaisseur, intercalé entre deux dépôts de déferlantes cendro-ponceuses de même nature pétrographique.

7.3 - Les dépôts relatifs à des phénomènes hydrovolcaniques externes ou sous-aquatiques

Du fait du caractère aérien de la plupart des cendres volcaniques acides, les exemples de dépôts sous-aquatiques décrits ci-dessous ne proviennent que des édifices volcaniques de la moitié nord de la chaîne et des monts Caraïbes.

7.3.1 - Coulées de lave

Nulle part les coulées sous-marines rencontrées ne présentent le débit typique en coussins (mise en place sur pente forte) ou en pavés polygonaux tels ceux du miocène martiniquais (D. Westercamp & H. Tazieff, 1980). Tant aux monts Caraïbes qu'à la

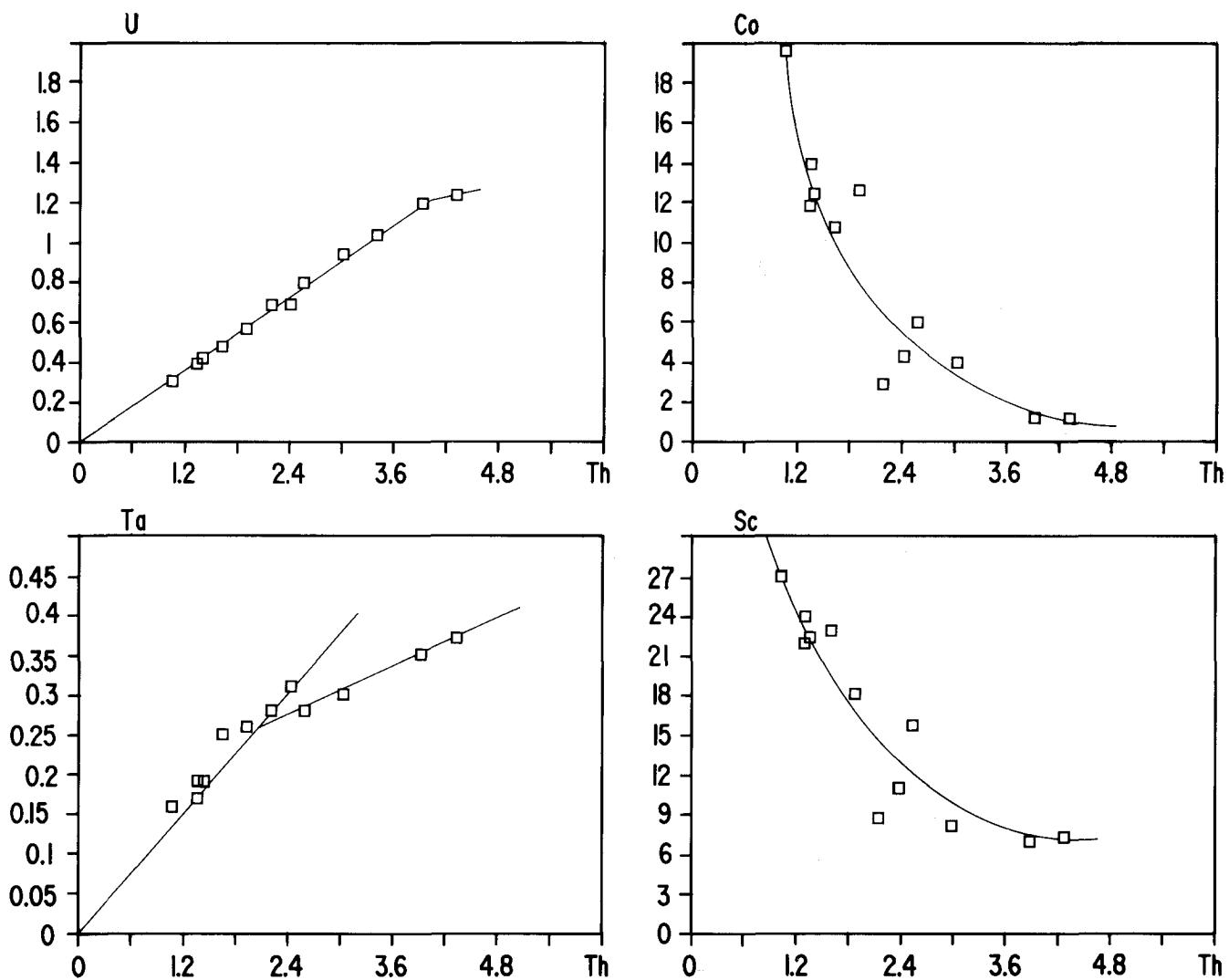


Fig. 8.- Géochimie des traces dans la série volcanique de la chaîne de Bouillante.
a) Variation d'éléments hygromagnaphiles et de transition en fonction du thorium.

Pointe à Zombi et au nord de Bouillante (volcan de Pointe à Sel), les coulées de lave sont massives, et épaisses de quelques mètres tout au plus.

7.3.2 - Hyaloclastites basaltiques

L'ensemble des caractères propres aux dépôts proximaux de hyaloclastites basaltiques peut être observé dans la carrière en exploitation de la Rivière-Sens, ouverte au flanc méridional des monts Caraïbes (D. Westercamp et H. Tazieff, 1980). Le passage des brèches de type maar aux hyaloclastites est progressif, trahissant l'approche du toit de la colonne magmatique du fond sous-marin. Lorsque le dégazage du magma et sa fragmentation ont lieu directement dans l'eau, les hyaloclastites monogéniques sont produites selon le processus décrit par H. Tazieff (1968).

Les dépôts sont des cendres scoriacées relativement calibrées, de taille plurimillimétrique, anguleuses, vitreuses, qui se ravinent en grands ensembles d'ampleur pluridécamétrique. Leur mise en place est essentiellement due à des déferlantes de faible densité.

Les déferlantes et écoulements bréchiques (photo 5) de haute densité sont caractérisés par des dépôts plus grossiers où les lapilli de basalte massif dominent. Ils creusent des chenaux en V d'ampleur

pluridécimétrique à métrique dans les hyaloclastites cendreuses (Photo 5).

Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre d'émission, l'épaisseur et la granulométrie des cendres diminuent tandis que la régularité des empilements de bancs augmente. Les chenaux en V de hyaloclastites grossières ont disparu. Au-delà de 2-3 km (faciès distal), il ne reste plus que des bancs d'épaisseur décimétrique de cendre grise, fine, subhorizontale, empilée sur quelques mètres de puissance (Photo 5c).

7.3.3 - Hyaloclastites andésitiques

Les hyaloclastites andésitiques sont constituées d'un ciment beige à orangé (verre volcanique "palagonisé") emballant des lapilli ponceux, lithiques ou des cristaux ; ces formations, plaquées sur les formations de la chaîne Axiale, sont omniprésentes sur l'ensemble de la chaîne de Bouillante et en forment la principale caractéristique lithologique.

Au nord du bourg de Bouillante, au lieu-dit "Falaise", dans une carrière aujourd'hui épuisée, on pouvait observer (fig. 6a) des placages empilés assez régulièrement de dépôts d'une grande variété. Leur épaisseur oscillait entre 1,5 m et 10 cm et ils se composaient de lapilli, de blocs (jusqu'à 50 cm de

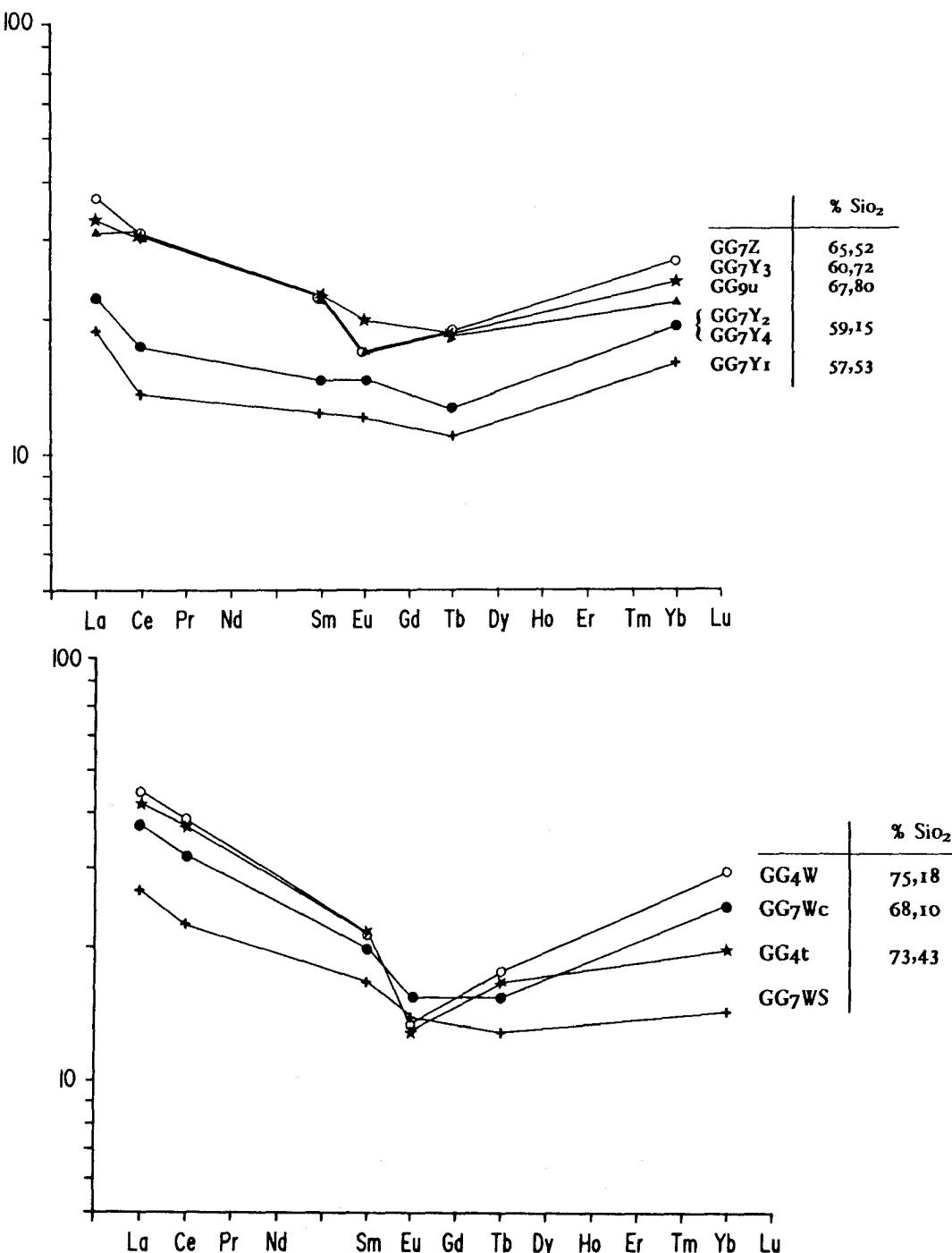


Fig. 8 : Géochimie des traces dans la série volcanique de la chaîne de Bouillante.

b) Distribution des terres rares normées aux chondrites, pour des échantillons en provenance de la carrière de Blanchette (GG 7Z ; GG7Y1 à 7Y4), de la carrière de Danois (GG7WS ; GG7WC), de Grand Marigot (GG9U) et du Tuf (GG4W ; GG4T). Les teneurs en SiO₂ des laves sont indiquées également.

diamètre), de ponces souvent "bicolores", de scories et/ou de cendres plus ou moins grossières. Ces dépôts se présentaient sous la forme d'une mégaondulation avec des figures de tassement et des chenaux ; leur altération était variable : soit entièrement argilisés, soit non altérés. On relie ces formations à l'activité du volcan de Pointe à Sel.

7.4 - Les dépôts relatifs à des phénomènes volcaniques sans contact eau/magma

Deux types de circonstances permettent au magma de s'épancher en surface sans que l'eau influe sur sa mise en place :

1) Dans le cas du volcanisme sous-marin, lorsque les dépôts du cône des hyaloclastites émergent et isolent le conduit volcanique de l'eau de mer. Ce phénomène, parfaitement observé lors des éruptions historiques du Capelinhos en 1957 (H. Tazieff, 1957) et de Surtsey en 1963 (Thorarinsson, 1965), est bien illustré par les volcans de Pointe à Zombi et de Pointe à Sel. Le cœur des appareils est occupé par des dépôts grossiers de scories plus ou moins oxydées, bombes en croûte de pain et lambeaux de coulée de lave qui correspondent à leur phase strombolienne, aérienne, finale. Les coulées de lave massive sommitales des monts Caraïbes, les dômes terminaux de ce même volcan, ceux de la Petite

LA CHAÎNE VOLCANIQUE DE BOUILLANTE (GUADELOUPE)

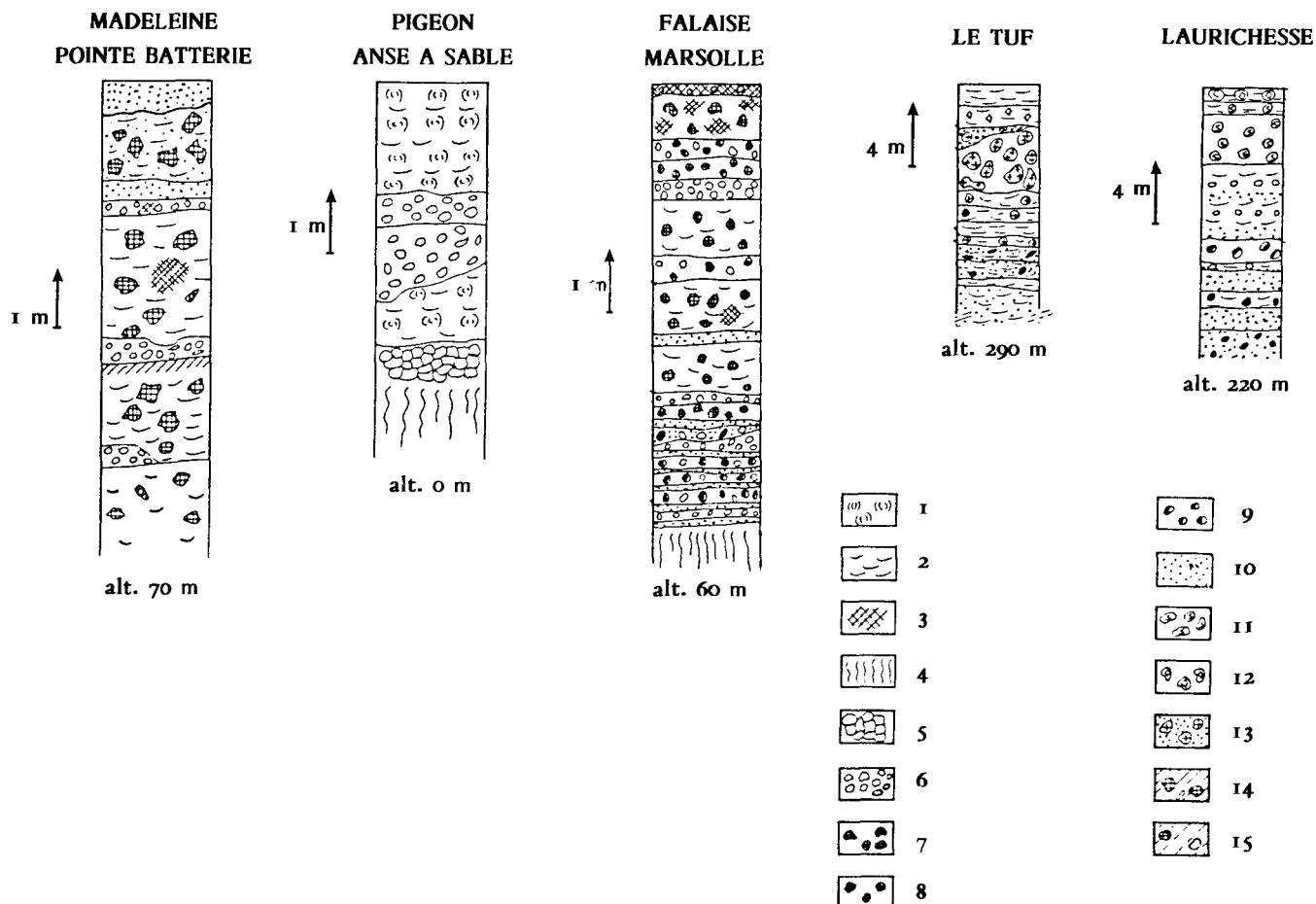


Fig. 9a.- Colonnes téphrostratigraphiques en divers lieux de la chaîne de Bouillante.

1 : lapilli accrétionnés ; 2 : hyaloclastites ; 3 : niveau d'altération ; 4 : coulée de lave massive ; 5 : scories soudées ;
 6 : ponces andésitiques ; 7 : lithiques ; 8 : scories ; 9 : ponces bicolores ; 10 : cendres (retombées) ; 11 : ponces soyeuses ;
 12 : ponces à phénocristaux de quartz ; 13 : coulée de ponces rhyolitiques ; 14 : lahar chaud ; 15 : lahar *sensu lato*.

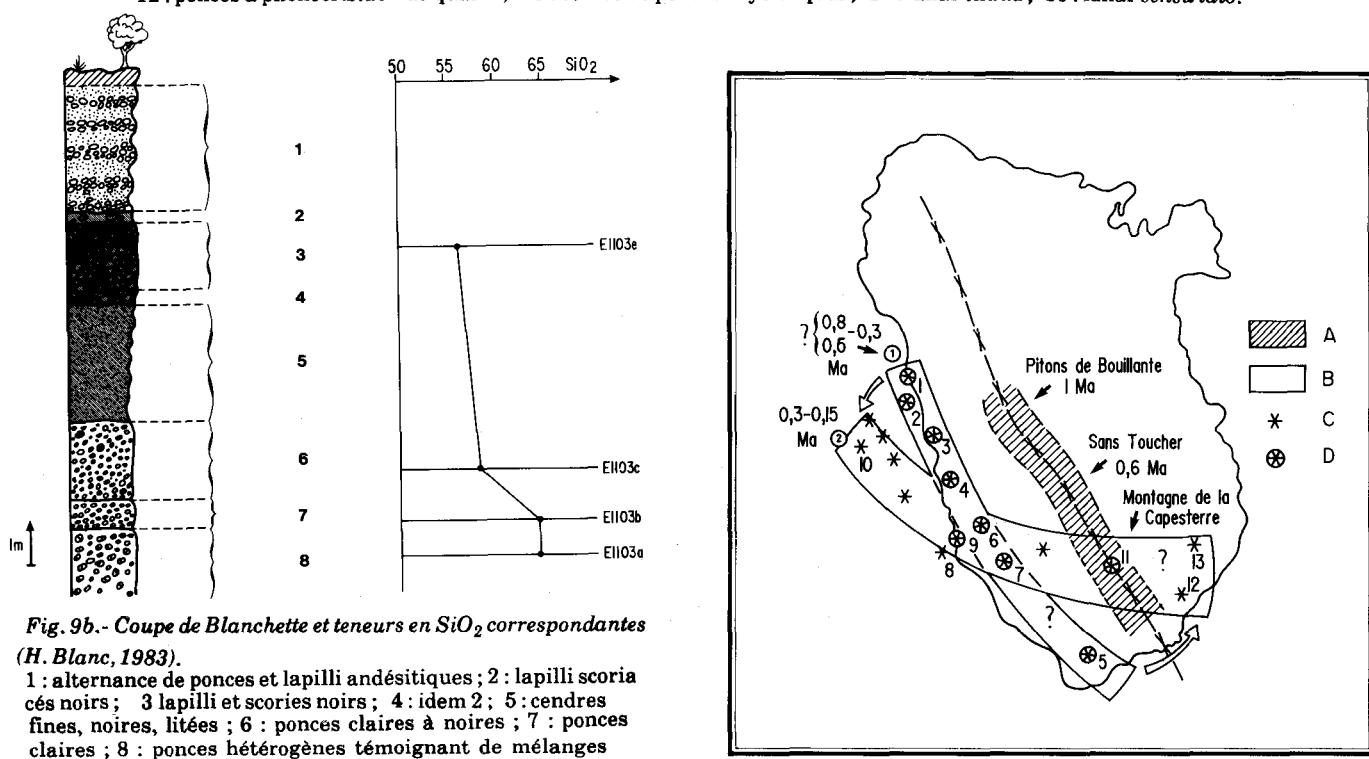


Fig. 9b.- Coupe de Blanchette et teneurs en SiO_2 correspondantes (H. Blanc, 1983).

1 : alternance de ponces et lapilli andésitiques ; 2 : lapilli scoria cés noirs ; 3 lapilli et scories noirs ; 4 : idem 2 ; 5 : cendres fines, noires, litées ; 6 : ponces claires à noires ; 7 : ponces claires ; 8 : ponces hétérogènes témoignant de mélanges mécaniques magmatiques imprévisibles.

Fig. 10.- Evolution proposée du front volcanique de la chaîne de Bouillante dans la Basse-Terre de Guadeloupe.

A = chaîne Axiale ; B = chaîne de Bouillante (avec sa rotation de (1) à (2) au cours du temps) ; C = courbe volcanique supposée; D = centre volcanique.

1 : Pointe à Zombi ; 2 : Ilet Pigeon ; 3 : Pointe à Sel ; 4 : Matone ; 5 : Monts Caraïbes ; 6 : Getz ; 7 : Le Tuf ; 8 : Blanchette ;
 9 : Morne à Jules ; 10 : Appareils sous-marins au large de Bouillante ; 11 : Grande Découverte ; 12 : Petite Montagne, Lliquin, Laffitte ; 13 : Petites Mamelles.

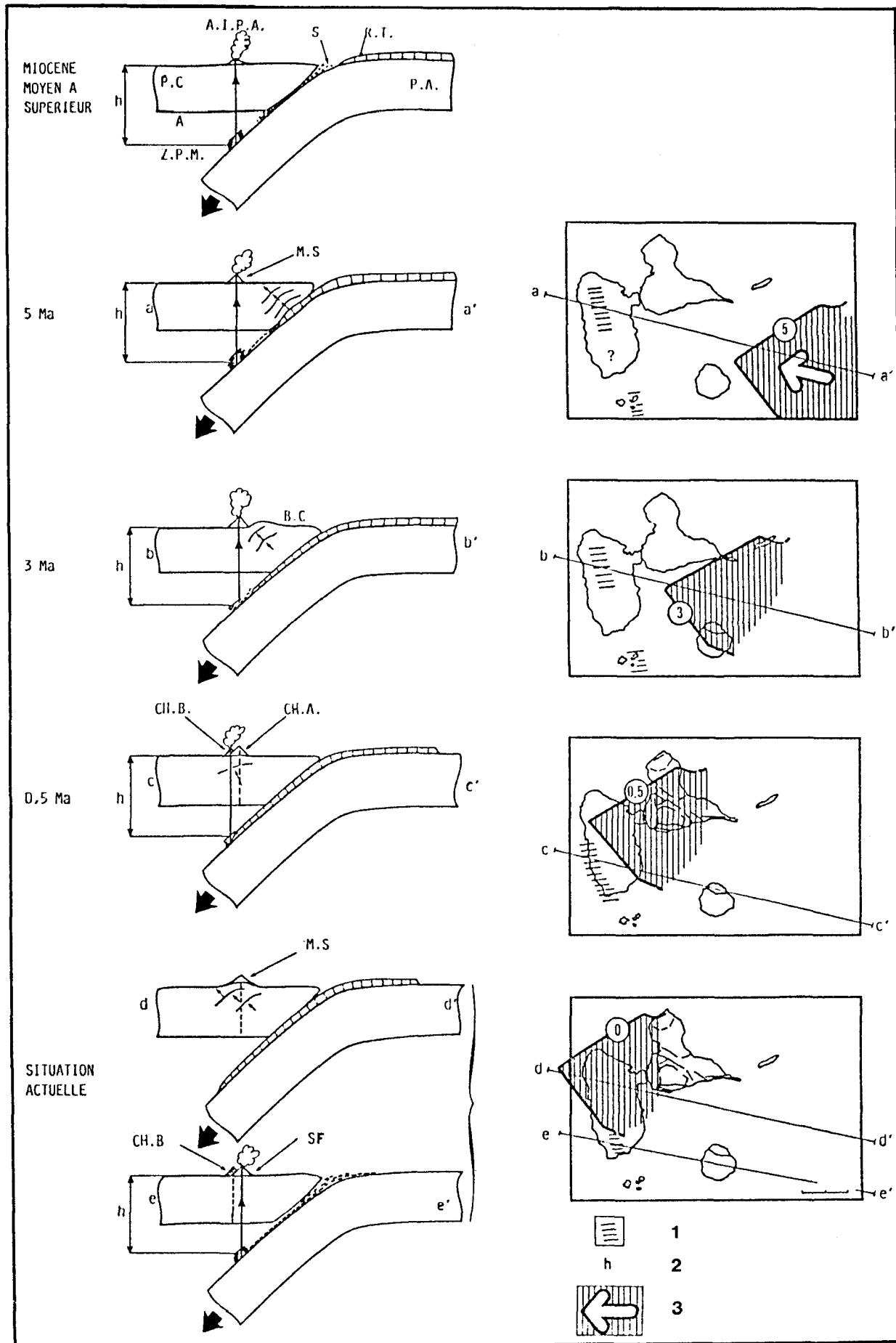


Fig. 11.- Tectonique et migration du volcanisme de la Basse-Terre en liaison avec la subduction de la ride de Tiburon à l'aplomb de l'archipel guadeloupéen.

1 : front volcanique ; 2 : profondeur de production des magmas considérés comme fixée à 160 km.

3 : front méridional de la ride de Tiburon à l'aplomb de l'archipel guadeloupéen.

A.I.P.A. : arc insulaire des Petites Antilles ; P.C. = Plaque Caraïbe ; P.A. = Plaque Atlantique ; A = Asthénosphère ; ZPM = Zone de Production Magmatique ; S = Sédiment ; MS = Massif Septentrional.

Montagne et les Petites Mamelles, se sont peut-être formés dans un contexte similaire.

2) Dans le cas du volcanisme phréato-magmatique aérien, lorsque l'eau souterraine se voit empêché l'accès au magma descendant avant la fin de l'activité volcanique. Si le magma est pauvre en gaz, les phénomènes deviennent effusifs ; des coulées massives ou des dômes se mettent en place selon la viscosité de la lave (par exemple le culot de lave massive qui affleure au niveau de l'Habitation Getz au milieu du volcan Getz-Laurichesse). Si le magma est gazeux, les phénomènes resteront ponceux mais s'exprimeront avec un degré d'explosivité moindre. La coulée de pences fibreuses emboîtée dans une paléo-vallée de la Rivière à Vieux-Habitants en est un exemple. Tous les intermédiaires existent entre la ponce entièrement vésiculée et l'obsidienne compacte. La fissure émissive de l'éruption ponceuse est ainsi "cicatrisée" par le magma rhyolitique non vésiculé.

La place de la chaîne de Bouillante dans le volcanisme guadeloupéen

1 - Cadre évolutif général de la Basse-Terre

Lorsqu'on regarde de façon globale l'histoire géologique de la Basse-Terre de Guadeloupe, on est tenté de la subdiviser en trois grandes périodes : (1) une période ancienne antérieure à 2 Ma, (2) une période intermédiaire entre 2 et 0,15 Ma dans laquelle s'inscrit l'édification de la chaîne de Bouillante et (3) la période actuelle, postérieure à 0,15 Ma qui concerne l'ensemble des volcans récents du massif de la Soufrière.

La période ancienne correspond à l'édification du complexe de base puis du massif septentrional (volcanisme dacitique à quartz des Mamelles excepté). A cette époque, le front volcanique se déplace d'est en ouest, d'abord du complexe de base jusqu'au volcan du Directeur (fig. 1) (antérieurement à 3,5 Ma : données de Ph. Bouysse *et al.*, 1985), puis, après un retour vers l'est au droit du Massif Septentrional, à nouveau, vers les centres situés sur le flanc occidental de la chaîne (D. Westercamp et H. Tazieff, 1980) entre 3,5 et 2 Ma.

Ce type de comportement du front volcanique, du fait de schémas identiques en Martinique (du Miocène au Pléistocène), aux Saintes,... (*cf.* Ph. Bouysse *et al.*, 1985 pour une discussion plus détaillée) peut être considéré comme "normal". Il est bien établi en Martinique (D. Westercamp, 1979 ; M. Escalant, à paraître) que les caractéristiques pétrologiques des magmas émis passent du type tholéïtique d'arc (ou pauvre en potassium) à un type calco-alcalin s'enrichissant de plus en plus en éléments incompatibles et radiogéniques en allant vers l'ouest.

La période intermédiaire se caractérise par un comportement totalement différent, "*anormal*", par rapport à ce schéma évolutif :

– le front volcanique septentrional recule jusqu'au niveau des Mamelles puis cesse son activité (vers 1 Ma).

– La chaîne Axiale commence à s'édifier sur le flanc méridional du massif septentrional, et dans le prolongement de sa crête centrale. La chaîne de Bouillante et les monts Caraïbes marquent à la fois une migration vers l'ouest (d'environ 10 km) et une extension vers le sud du front volcanique (fig. 10), sans que le caractère sérial des laves émises ne soit modifié notablement. Ce changement volcano-structural majeur aurait eu lieu entre 0,6 (voire 0,8) et 0,5 Ma. Le nouveau front volcanique de direction N.NW-S.SE, parallèle aux précédents, bifurque ensuite dans sa partie sud au NW-SE à partir de 0,4-0,3 Ma, comme le visualisent bien les centres volcaniques acides situés entre Vieux-Habitants et le futur site de la Grande Découverte.

– Les centres volcaniques immersés au large de Bouillante prolongent vers le nord cette structure tandis que la Petite Montagne et les Petites Mamelles situées près de Capesterre la prolongent au sud (fig. 10). A titre d'hypothèse, nous suggérons que ces volcans appartiennent bien à ce front volcanique très oblique, impliquant qu'ils se mettent en place entre 0,3 et 0,15 Ma. Ceci reste bien sûr à confirmer par radiochronologie. Le schéma de la figure 7 visualise cette hypothèse.

Avec *la période actuelle*, le front volcanique reprend une position et une direction normales, dans l'axe de la crête centrale de l'île, tout en confirmant son déplacement vers le sud (à partir de 0,15 Ma). Il est essentiellement souligné par les complexes volcaniques de la Grande Découverte et de La Madeleine (massif de la Soufrière).

Ainsi que nous l'avons vu précédemment (*cf.* également N. Vatin-Pérignon *et al.*, 1986), les laves émises ont un caractère calco-alcalin faiblement potassique et non plus tholéïtique. Ce changement du caractère sérial des magmas est bien pris en compte par le modèle de R.C. Maury et D. Westercamp (1985) qui remarquent que, dans les Petites Antilles, les magmas émis en un même lieu de façon continue s'enrichissent petit à petit en éléments incompatibles. C'est effectivement le cas de l'ensemble des volcans récents dont l'activité fait suite à celle du tronçon sud-est de la chaîne de Bouillante et à celle plus ancienne de la montagne de la Capesterre (chaîne Axiale).

L'arc des Petites Antilles est le résultat du phénomène de convergence entre les plaques Amérique(s) et Caraïbe (P. Molnar et L.R. Sykes, 1969). Dans ce contexte géodynamique, on remarque que la Guadeloupe est située dans le prolongement de la ride de Tiburon (fig. 1 et 8), une ancienne fracture transformante qui disparaît au niveau de la fosse de subduction des Petites Antilles du Nord sous les sédiments du prisme d'accrétion. Ph. Bouysse et F. Garrabé (1984) ont proposé que l'émission successive des complexes récifaux de la Désirade, de la Grande-Terre et de Marie-Galante, au Néogène faisait suite à l'introduction de cette structure dans la zone de Benioff.

2 - Interprétation des mouvements du front volcanique au niveau de la Basse-Terre

Nous prendrons comme hypothèse de travail que les mouvements du front volcanique au niveau de la Basse-Terre de Guadeloupe depuis 2 Ma sont liés à son arrivée puis à sa progression sous l'arc insulaire.

Dans la discussion qui suit nous considérons :

- que la ride se déplace parallèlement à son axe, selon la direction WNW (cf. Ph. Bouysse & D. Westercamp, ce numéro, pour une argumentation détaillée) ;
- que la partie subductée de la ride est sujette à des ondulations, des interruptions et des décalages, comme les autres rides océaniques ;
- que l'arrivée de la ride sous l'arc se marque par un arrêt du volcanisme comme l'illustrent bien les lacunes d'activité magmatique du Chili, du Pérou, des Tonga-Kermadec..., face aux rides en subduction respectivement de Juan-Fernandez, Nazca, Louisville... (P.R. Vogt *et al.*, 1976 ; cf. Ph. Bouysse et D. Westercamp, ce numéro, pour une bibliographie plus complète) ;
- que c'est la fusion partielle des sédiments subductés à une profondeur constante sous la ride insulaire, qui contrôle l'activité volcanique de l'arc (cf. D. Westercamp, sous presse et P. Andreieff *et al.*, 1987 pour une présentation complète du modèle pétrogénétique).

a) Depuis au moins 4 Ma et jusqu'à 2 Ma, l'activité volcanique est concentrée (ou plus importante) dans la moitié nord de la Basse-Terre et aux Saintes (fig. 11). Le front volcanique s'y déplace progressivement d'est en ouest (schéma évolutif "normal"). On peut en fait suivre la progression de la ride dans la zone de subduction à travers les effets de surrection qu'elle provoque plus à l'est sur la plaque caraïbe sus-jacente. C'est en effet au Pliocène inférieur que les formations carbonatées passent du faciès de bassin à celui de plate-forme à la Désirade, à Marie-Galante et en Grande-Terre de Guadeloupe (Garrabé *et al.*, 1985). Il paraît cependant difficile d'établir un ordre dans les différents soulèvements. En tout état de cause, les dits-soulèvements sont d'un ordre de grandeur inférieur à celui qui a affecté La Désirade (vraisemblablement à l'Oligocène supérieur) lors de l'introduction du premier front de la ride de Tiburon dans la zone de subduction (Ph. Bouysse et Garrabé, 1984).

b) Entre 2 et 1 Ma, l'imminence de son arrivée à l'aplomb du massif septentrional de la Basse-Terre se fait sentir : la ligne volcanique active recule (dépression de la surface de la plaque Caraïbe à l'avant du front de la ride ?). Vers 1 Ma, l'activité volcanique s'arrête. On considère que le front de la ride vient d'atteindre la zone de production magmatique à la verticale de l'île. Plus au sud, notamment aux Saintes, l'activité volcanique se poursuit, toujours selon un schéma "normal" (D. Jacques *et al.*, 1984).

c) Entre 0,8 et 0,6 Ma, l'activité volcanique de la chaîne Axiale cesse et le front volcanique se déplace brutalement (10 km en 0,3 voire 0,1 Ma) vers l'ouest de la crête centrale de l'île avec l'alignement N.NW-S.SE des grands volcans récents et actifs (post 0,15 Ma) du massif de la Soufrière (s.l.). On explique cette dynamique "anormale" du front

volcanique par l'arrivée dans la zone de production magmatique, d'une bordure de la ride au relief aigu, et de direction légèrement oblique par rapport au sens de déplacement de la plaque subductée et à l'axe de la ride elle-même.

d) Aujourd'hui, les 3/4 septentrionaux de la Basse-Terre sont à l'aplomb de la ride qui poursuit sa descente dans la zone de Benioff en direction de l'WNW. Le système tectonique récent et actuel qui affecte l'archipel guadeloupéen peut s'expliquer par l'effet en surface de cette subduction. Les grandes failles normales NW-SE qui affectent le large de Pointe-Noire, le Banc Colombie, la Barre de l'Île de Marie-Galante d'une part, et le système de failles normales NW-SE à regard sud, du nord de la Grande-Terre et de la Désirade d'autre part, forment un système tectonique assimilable à un "graben" (fig. 1). Seul le horst des Grands Fonds en Grande-Terre fait saillie dans le dispositif. On suppose que la ride en plongeant a créé une onde de déformation qui s'est traduite en surface par un bourrelet, un bombement crustal (fig. 8). Suivant un mécanisme comparable à celui invoqué dans les zones de rift à l'aplomb de diapirs mantelliques (cf. par ex. Gass, 1975), l'extension des terrains au toit du bombement provoque leur fracturation et leur effondrement.

On peut donc de façon très grossière suivre par million d'années la progression de la ride de Tiburon sous l'archipel guadeloupéen (fig. 11). On en déduit que la distance horizontale parcourue par la ride au cours des 5 derniers Ma est de l'ordre de 80-85 km. Avec un angle du plan de subduction identique à celui d'aujourd'hui de 60°C (G. Wadge & H.B. Shepherd, 1984), la distance réellement parcourue passe à 160-170 km, ce qui correspond à une vitesse de convergence de 3,2 cm/an. Avec un angle de plongement de 45°C, on tombe sur la valeur de 2 cm/an, généralement admise par les auteurs pour chiffrer le taux actuel de la convergence.

Conclusions

1 - La chaîne de Bouillante marque, avec les monts Caraïbes (ainsi que la Petite Montagne et les Petites Mamelles ?), le front volcanique de la Basse-Terre de Guadeloupe de 0,8-0,6 à 0,15 Ma.

2 - Elle est constituée de monovolcans qui s'alignent pendant la première moitié de son fonctionnement selon la direction NNW-SSE, parallèlement à la crête centrale de l'île, 10 km environ plus à l'ouest. La ligne volcanique tourne pendant la deuxième moitié de son fonctionnement jusqu'à prendre la direction NW-SE et recouper la crête centrale de l'île à la hauteur de l'actuelle Soufrière.

3 - L'activité est essentiellement hydro-explosive. Elle est de type hydro-magmatique interne (ou phréatomagmatique) pour les centres aussi bien aériens que sous-marins. Les centres sous-marins - les plus nombreux surtout durant la première période de fonctionnement de la chaîne - ont évidemment en plus une activité volcanique sous-marine (hydro-magmatisme de type externe).

ESSAI DE CLASSIFICATION DES PHÉNOMÈNES HYDRO-VOLCANIQUES
(EN PARTIE BASÉ SUR LES PROPOSITIONS DE STEARNS ET MC DONALD, 1946 ; BOIVIN ET AL., 1982, FISHER ET SCHMINCKE, 1984)

LA CHAÎNE VOLCANIQUE DE BOUILLANTE (GUADELOUPE)

NATURE DU MATERIEL MAGMATIQUE DOMINANT			NIVEAU DU 1ER (OU SEUL) CONTACT (EAU/MAGMA)
RHYOLITE ET DACITE	ANDESITE	BASALTÉ	PROFOND
HYDRO-VOLCANISME INTERNE OU PHRÉATOMAGMATISME	<p>Déferlantes lithiques post-plinienennes</p> <p>Retombées pliniennes et/ou coulées de ponce riches en cendres et/ou déferlantes cendro-ponceuses</p> <p>Brèches de type Maar, et/ou Lahars primaires et/ou amas bréchiques hétérogènes (magma non vésiculé)</p>		SUPERFICIEL
HYDRO-VOLCANISME EXTERNE OU VOLCANISME SOUS-AQUATIQUE	<p>Nuées ardentes péleennes de type mai-août 1902 et souffles cendreux associés - brèches vulcaniennes et "blasts"</p> <p>Coulée de lave et brèche de coussins - dôme</p> <p>Hydro-ignimbrites "humides"</p> <p>Hydro-ignimbrites "sèches"</p> <p>Hyaloclastites (déferlantes et retombées de cendres et lapilli) (anneaux de tufs)</p>	<p>Nuées ardentes de type St Vincent - 1902 (S.L.)</p> <p>Lahars primaires et/ou écoulements pyroclastiques boueux homogènes</p> <p>dômes</p>	<p>PROFOND</p> <p>SUPERFICIEL</p> <p>FOND</p>
VOLCANISME AÉRIEN "SEC"		<p>Coulées de lave plus ou moins massives et dômes</p> <p>Avalanches incandescentes et nuées ardentes péleennes de type 1903-1929</p> <p>Cendres, scorries, bombes (activité strombolienne)</p>	<p>CONTACT</p> <p>EAU</p> <p>Tranche d'eau épaisse ou rapport volume eau/magma élevé</p> <p>Tranche d'eau peu épaisse ou rapport volume eau/magma faible</p> <p>EAU/MAGMA</p> <p>ABSENCE DE CONTACT</p> <p>EAU/MAGMA</p>

Tab.4.- Essai de classification des phénomènes hydrovolcaniques - application à la chaîne de Bouillante.

4 - Les produits laviques émis ont le spectre pétrographique le plus large des Petites Antilles (avec Saint-Eustache) puisqu'il s'étage des basaltes à olivine, faiblement sursaturés en silice à la norme jusqu'à des rhyolites ($\text{SiO}_2 = 75\%$).

5 - La série volcanique ainsi constituée présente les principaux caractères d'une série tholéïtique ayant évolué par cristallisation fractionnée d'olivine, de clinopyroxène, de minéraux ferro-titanés, de plagioclase et d'orthopyroxène : faiblement potassique, elle a évolué sous forte activité de silice (disparition précoce de l'olivine) faible pH_2O (absence d'amphibole jusqu'aux rhyolites) et faible fO_2 (léger enrichissement en fer et titane dans les premiers stades de la différenciation). Ceci dit, les mélanges imparfaits entre termes acides et termes basiques sont fréquents.

6 - La tendance tholéïtique de la chaîne de Bouillante, confrontée à sa position décalée vers l'ouest par rapport aux fronts volcaniques ancien ou

à venir de la Basse-Terre, révèle un comportement "anormal" de l'arc insulaire à cette époque et à cette latitude. On relie celui-ci à l'entraînement dans la zone de subduction, de la ride de Tiburon. L'histoire structurale des îles limitrophes à la Basse-Terre, l'actuel schéma tectonique de l'archipel, et les mouvements du front volcanique de la Basse-Terre depuis 2 Ma, permettent de suivre sa progression sous la région guadeloupéenne depuis environ 5 Ma.

Remerciements

Les travaux de terrain et certains des résultats analytiques présentés dans cette note ont été obtenus dans le cadre des programmes d'exploration et de recherche géothermique du B.R.G.M. (Département Geothermie devenu depuis lors la Compagnie Française pour le développement de la Géothermie et des énergies renouvelables - CFG, et l'Institut Mixte de recherches Géothermiques - IMRG).

Références bibliographiques

- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ Ph., WESTERCAMP D. (1987).- Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe. *Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences*, Univ. Bordeaux I, 379 p.
- BARRABÉ L. (1955).- Quelques observations sur la nature et l'âge des manifestations volcaniques des Petites Antilles françaises. *Bull. Volc. Ital.* (2), 17, pp. 56-57.
- BLANC F. (1983).- Corrélations chronologiques et géochimiques du volcanisme guadeloupéen. Début du cycle récent Madeleine-Soufrière. *Thèse 3ème Cycle*, Université de Grenoble, 171 p.
- BOUDON G., SEMET M.P., VINCENT P.M. (1983).- Flank failure - directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, F.W.I.: a 3,000 years old Mont St Helens ?, *Geology*, 12, n° 6, pp. 350-353.
- BOUDON G., VINCENT P.M., SEMET M.P. (1984).- Les stades d'édition du volcan de la Grande Découverte-Soufrière de Guadeloupe, in "Prévision et surveillance des éruptions volcaniques". *Colloque PIRSEV*, Clermont-Ferrand, 17, 18, 19 déc. 1984, p.8.
- BOUGAULT H., CAMBON P., JORON J.L., TREUIL M. (1978).- Trace elements : fractional crystallisation and partial melting process, heterogeneity of upper mantle material. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, XLVI, Washington (U.S. Government Printing Office).
- BOUYSSÉ Ph. (1979).- Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (campagne ARCANTE 1), *Bull. BRGM Fr.*, IV, n° 3/4, pp. 185-210.
- BOUYSSÉ Ph., ROBERT S., GUENNOCH P., MONTI S. (1983).- Bathymétrie détaillée (seabeam) et anomalies magnétiques dans les Antilles françaises : interprétation morphostructurale de la vallée et de l'escarpement de la Désirade et des côtes occidentales de Basse-Terre de Guadeloupe et de la Martinique (campagne ARCANTE 2 - THERMOSITE, N.O., Jean Charcot, déc. 1980). *Documents du BRGM Fr.*, n° 63, 78 p. + 4 pl.
- BOUYSSÉ Ph., GARRABÉ F. (1984).- Evolution tectonique néogène des îles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe. *C.R. Acad. Sci. Fr.* II, 298, n° 17, pp. 763-766.
- BOUYSSÉ Ph., WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BAUBRON J.C., SCOLARI G. (1985).- Le volcanisme sous-marin néogène récent au large des côtes caraïbes des Antilles françaises. Relations avec le volcanisme à terre et évolution du front volcanique. *Géologie de la France*, n° 1, pp. 101-114.
- BOUYSSÉ Ph., MASCLE A., MAUFFRET A., MERCIER DE LEPINAY B., JANY I., LECLERC-VANHOVE A. & MONTJARET, M.C. (1988).- Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous marines de l'arc récent des Petites Antilles. *Géologie de la France*, n° 2-3, 1988.
- DAGAIN J. (1981).- La mise en place du massif volcanique Madeleine-Soufrière, Basse-Terre de Guadeloupe, Antilles. *Thèse 3ème cycle*, Université de Paris XI, Orsay, 156 p.
- DAGAIN J., PATERNE M., WESTERCAMP D. (1981).- La mise en place du massif volcanique Madeleine-Soufrière, Basse-Terre de Guadeloupe, Antilles. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 292, sér. II, n° 12, pp. 921-926.
- DE REYNAL DE ST MICHEI A. (1966).- Carte géologique du département de la Guadeloupe, Feuille de Basse-Terre et des Saintes, Service Géologique de France.
- ESCALANT M. (1984).- Minéralisations hydrothermales et bilan géochimique de champs géothermiques fossiles : approches préliminaires sur deux sites de Martinique, Petites Antilles. *Rapport BRGM*, n° 84, SGN 149 IRG, 41 pp.
- ESCALANT M. (1988).- La Martinique : Caractérisation géochimique et évolution magmatique. Conséquences géodynamiques. *Thèse de doctorat en Sciences*, Univ. de Marseille III.
- EWART A. (1979).- A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. *Tectonophysics*, 16, pp. 1-20.

LA CHAÎNE VOLCANIQUE DE BOUILLANTE (GUADELOUPE)

- rocks. In Trondhjemites, dacites and related rocks, Barker F. (Ed.), Elsevier Scientific Publ. Co, Amsterdam.
- FICHAUT M., MAURY R.C., COULON C., DUPUY C., GOURGAUD A., TRAINEAU H., WESTERCAMP D. (1985).- Magmatologie de la montagne Pelée. *Bull. PIRPSEV* n° 01, CNRS, Paris, 94 p.
- FUNICIELLO R., LOCARDI E., LOMBARDI G., PAROTTO M. (1976).- The sedimentary ejecta from phreatomagmatic activity and their use for location of potential geothermal areas. Proc. int. Congr. Therm. Waters Geoth. Ener. Athens., 1, pp. 227-240.
- GADALIA A. (1984).- Exploration géologique des zones de Baillif, Vieux Habitants (Guadeloupe), Rapport BRGM n° 84, SGN 146 GTH, 31 p.
- GADALIA A. (1985).- Cadre structural de l'activité hydrothermale des zones d'exploration de Bouillante et de Moscou (Guadeloupe). Rapport interne BRGM n° 85 SGN 080 GTH, 46 p.
- GADALIA A., WESTERCAMP D. (1984).- Prospection géothermique de la région de Bouillante-Vieux Habitants (Guadeloupe). Rapport géologique. Rapport BRGM n° 84 SGN 063 GTH, 53 p.
- GARRABE F., ANDREIEFF P., MAUBOUSSIN T. (1985).- Sédimentation et tectonique plio-quaternaires comparées de Marie-Galante et de Grande-Terre (Guadeloupe) dans "Géodynamique des Caraïbes", Symposium Paris 5-8 février 1985. Edit. Technip, pp. 155 à 160.
- GASS I.G. (1975).- Magmatic and tectonic processes in the development of the Afro-Arabian Dome. In Pilger, A. et Röslar A. (Ed.). Afar depression of Ethiopia. Stuttgart (Schweizerbart), pp. 10-18.
- GAULON R., GOT M., STEINMETZ L., MIRABILE L. (1981).- ANTIVOLC. 81, chronostratigraphie des formations volcanosédimentaires récentes des Petites Antilles ; campagne "d'Entrecasteaux" 1981. *Bull. PIRPSEV* n° 39, pp. 1-8.
- GERARD A., WESTERCAMP D., BOUYSSE P., DUBREUIL G., VARET J. (1981).- Etude géophysique préliminaire à une évaluation du potentiel géothermique des Antilles françaises (Martinique - Guadeloupe). *Documents du BRGM*, n° 27, 40 p.
- GIBB F.G.F. (1973).- The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland ; *J. Petrology*, 14, 203-230.
- GILL J.B. (1981).- Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Springer Verlag, 390 p., 109 fig.
- GOGUEL J. (1984).- Le rôle des éboulements dans la morphologie de l'île de la Réunion. *Documents du BRGM*, n° 88, pp. 543-548.
- GOT H., ALOISIT J.C., INOUBLI H., PERRET M., MIRABILE L. (1985).- Etude structuro-sédimentaire des marges sud et ouest de la Guadeloupe, in "Géodynamique des Caraïbes", Symposium Paris 5-8 février 1985. Edit. Technip, pp. 161-172.
- GSTALTER N. (1986).- Les formations ponceuses à quartz de la région sud de Basse-Terre (Guadeloupe) : pétrologie, géochimie, thermobarométrie et chimie des inclusions vitreuses. *Thèse de doctorat en Sciences*, Univ. Paris Sud, Orsay, 296 p.
- GUNN B.M., ROOBOL J.M., SMITH A.L. (1980).- Geochemistry of the volcanoes of Basse-Terre. Guadeloupe. An example of Intra-Island variation. *Bull. Volcanol.*, 43, 2, pp. 403-412.
- ISACKS B.L., BARAZANGI H. (1977).- Geometry of Benioff zones : lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in Pitman et Talwani edits, pp. 99-114.
- JACQUES D. (1984).- Géologie et pétrologie des îles des Saintes (Antilles françaises) Mémoire D.E.A., Université de Bretagne Occidentale (Brest), dactylographié, 55 p.
- JEREMIE J.J. (1979).- Données préliminaires sur l'âge des importants lahars situés au sud-ouest du massif de la Soufrière, Guadeloupe, *C.R. Acad. Sci. fr.*, 288, pp. 935-938.
- JEREMIE J.J. (1980).- Mécanisme des éruptions phréatiques de la Soufrière de Guadeloupe : - proposition d'un modèle hydrodynamique. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 290, série D, pp. 507-509.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D., TREUIL M. (1978).- Applications de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. Géol. fr.*, 4, pp. 521-531.
- KUDO A.H., WEILL D.F. (1970).- An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, pp. 52-65.
- KUNO H. (1968).- Differentiation of basaltic magma. In Hess H.H. et Poldervaart ed., basalts, 2, 623-638. Interscience Publ. New-York.
- LAFFORGUE T., TRAINEAU H., WESTERCAMP D. (1985).- Apport de l'étude des enclaves lithiques dans l'évaluation du potentiel géothermique et l'origine des dynamismes éruptifs. Exemple de la Montagne Pelée (Martinique) et du sud de la Dominique. Rapport BRGM n° 85 SGN 627 IRG sous presse.
- LASSEUR G. (1961).- La Guadeloupe, *Thèse de Doctorat*, Bordeaux I, 135 p.
- LE GUEN DE KERNEIZON M., CARRON J.P., MAURY R.C., BELLON H., DUPUY C. (1982).- Les rhyolites à fayalite et ferroaugite de Sainte-Lucie (arc insulaire des Petites Antilles). *Bull. Mineralogie*, 105, n° 2, pp. 203-211.
- LEAKE E.B. (1978).- Nomenclature of amphiboles, *Amer. Mineral.*, 11-12, 63, pp. 1023-1052.
- LEEMAN W.P., SCHEIDECKER K.F. (1977).- Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, pp. 247-257.
- LEFEVRE C., COCUSSE P. (1985).- Etude pétrographique et minéralogique des laves du massif volcanique Madeleine Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles). Implications magmatologiques. *Bull. Mineral.*, 108, n° 2, pp. 189-208.
- MARSHALL R.R. (1961).- Devitrification of natural glass. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, pp. 1493-1520.
- MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1985).- Variations chronologiques et spatiales des basaltes néogènes des Petites Antilles. Implications sur l'évolution de l'arc. In Géodynamique des Caraïbes (Symposium Paris 5-8 février 1985), Editions Technip, pp. 79-89.
- MERVOYER B. (1974).- Le massif de la Soufrière. Livret guide des excursions aux Antilles françaises. 7e Conf. Géol. des Caraïbes, Pointe-à-Pitre, pp. 41-55.
- MOLNAR P., SYKES L.R. (1969).- Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, pp. 1639-1684.
- PASCALINE H. (1980).- Géochimie des roches et des sources chaudes du massif de la Soufrière, Guadeloupe, Thèse 3e cycle. Univ. Paris-sud, Orsay, 157 p.
- PASCALINE H., JEREMIE J.J. (1984).- Proposition d'un nouveau schéma évolutif du volcanisme de la Basse-Terre de Guadeloupe. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 229, n° 1, pp. 31-36.
- PATERNE M. (1980).- Chronologie des éruptions récentes du massif de la Soufrière (Guadeloupe - Petites Antilles). Essai de comparaison des périodes d'activité volcanique de quelques grandes régions volcaniques. Thèse 3e cycle, Bordeaux, 165 p.
- ROEDER P.L., EMSLIE R.F. (1970).- Olivine/liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, pp. 275-289.
- SEMET M., VATIN-PERIGNON N., VINCENT P.M., JORON J.L. (sous presse).- Magma mixing once more ; its involvement in triggering the 16th century volcanic activity at La Soufrière (Guadeloupe - F.W.I.).
- TAZIEFF H. (1959).- L'éruption de 1957-1958 et la tectonique de Faial, Serv. Géol. du Portugal. Mem., n° 4, Nelle Série, p. 71-88, phot.
- TAZIEFF H. (1968).- Sur le mécanisme des éruptions basaltiques sous-marines à faibles profondeurs et la genèse d'hyaloclastites associées. *Geol. Rundsch.*, 57, 3, pp. 955-966.
- THORARINSSON S. (1965).- Some facts about the Surtsey eruption, *Naturfraedinqurinn*, 35, pp. 153-181.
- TRAINEAU H., WESTERCAMP D. (1985).- Les éruptions ponceuses récentes de la montagne Pelée (Martinique) : description des dépôts, dynamismes éruptifs. Rapport interne BRGM, n° 85 SGN 471 IRG, p. 168.
- TREUIL M., JORON J.L. (1976).- Utilisation des éléments hygromagnaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemple de l'Afar et de la Dorsale médio-atlantique. "Afar depression of Ethiopia 2, 26-79". Pilger, A. & Röslar A. (edit.). Afar between continental and oceanic rifting. Stuttgart (Schweizerbar).

TREUIL M., VARET J. (1973).- Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse Univ. Orléans, 491 p.

VATIN PERIGNON N., SEMET M.P., BLANC F., JORON J.L. (1986).- Petrochemistry of quaternary pumiceous pyroclastic products in Southern Guadeloupe (F.W.I.) *Bull. Volcanol.*, 47-4, (1), pp. 749-767.

VINCENT P.M., VATIN PERIGNON N., SEMET M.P., CHEMINEE J.L. (1979).- Le dôme de la Soufrière (Guadeloupe) son âge et son mode de mise en place. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 288 D, pp. 51-54.

VOGT P.R., LOWRIE A., BRACEY B.R., HEY R.H. (1976).- Subduction of aseismic ridges : effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plate-boundaries. *Geol. Soc. Amer. spec. paper*, 172, pp. 1-59.

WADGE G., SHEPHERD H.B. (1984).- Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone, *Earth Planet Sci. Lett.*, 71, pp. 297-304.

WELLS P.R.A. (1977).- Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, pp. 129-139.

WESTERCAMP D. (1972).- Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique, Petites Antilles. Thèse 3e cycle Université Paris-Sud Orsay.

WESTERCAMP D. (1979).- Diversité, contrôle structural et origine du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. BRGM Fr.*, (2), IV, 3/4, pp. 211-226.

WESTERCAMP D., MERVOYER B. (1976).- Les séries volcaniques de la Martinique et de la Guadeloupe, Petites Antilles françaises. Rapports stratigraphiques et pétrographiques. *Bull. BRGM Fr.*, (2), 4, pp. 229-242.

WESTERCAMP D., TAZIEFF H. (1980).- Martinique - Guadeloupe - Saint-Martin - La Désirade. Guides géologiques régionaux. Masson Edit., pp. 88-125.

WESTERCAMP D., TRAINEAU H. (1983).- The past 5,000 years of volcanic activity at Mt Pelee (Martinique) FWI : Implications for assessment of volcanic hazards. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 17, pp. 159-185.

WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYSSÉ P., MASCLE A., BAUBRON J.C. (1985).- Géologie de l'archipel des Grenadines (Petites Antilles méridionales). Etude monographique. Documents du BRGM n°92, 198 p.

WOOD B.J., BANNO S. (1977).- Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, pp. 109-124.

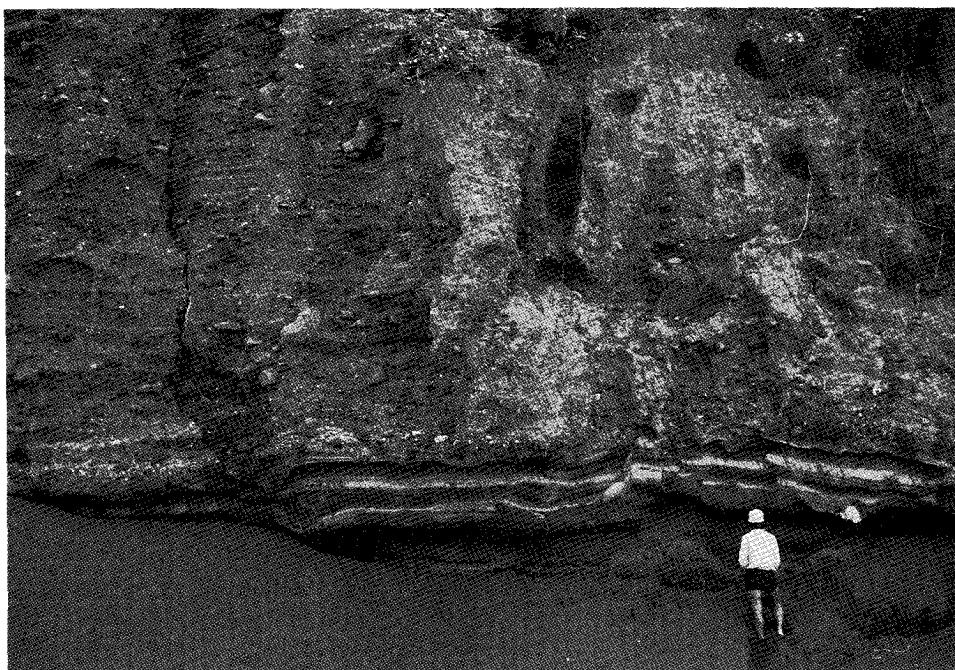


Photo 1.- Dépôt de maar à composant juvénile basaltique : brèche hétérogène grossièrement stratifiée, carrière de Rivière-Sens (monts Caraïbes).

LA CHAÎNE VOLCANIQUE DE BOUILLANTE (GUADELOUPE)



Photo 2.- *Idem.*- niveau à xenolites calcaires (a) et cumulats (b).

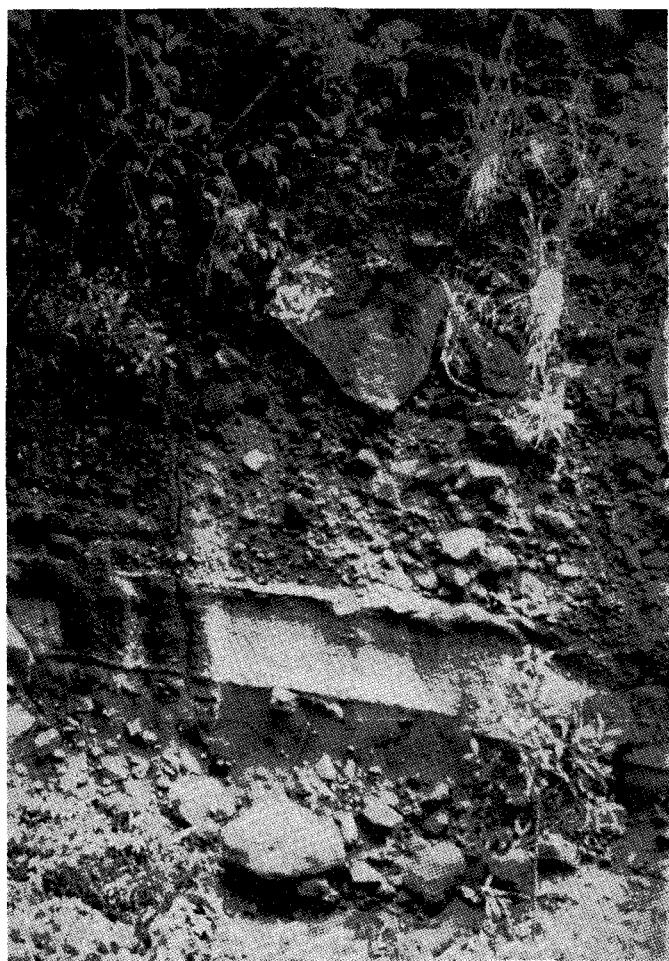


Photo 3.- Dépôt de maar à composant juvénile andésitique : alternance de niveaux grossiers à blocs et de niveaux fins à cendres et lapilli, bord de route à la Pointe Batterie, Malendure.

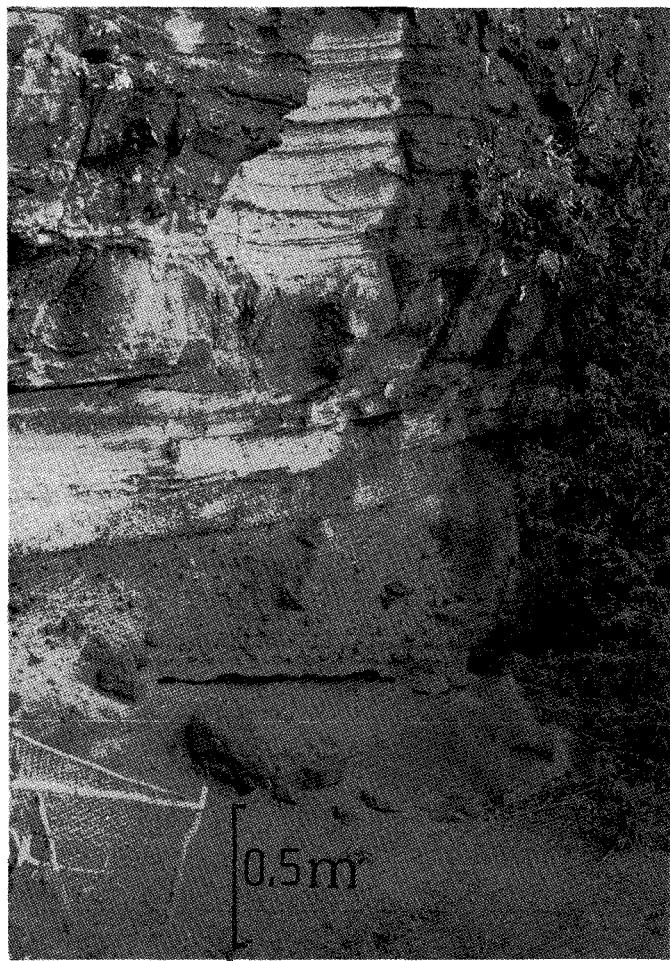


Photo 4.- Dépôts pliniens hydromagmatiques suivis de dépôts stromboliens : hyaloclastites et scories, Anse à Sable, Pigeon.

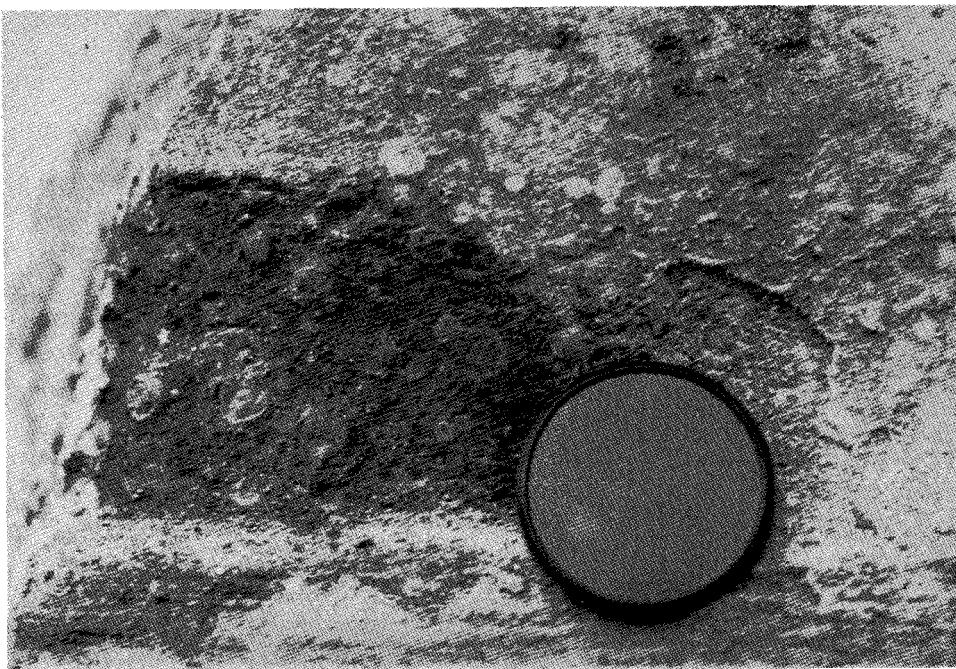


Photo 5.- Idem.- lapilli accrétionnés dans les hyaloclastites cendreuses.

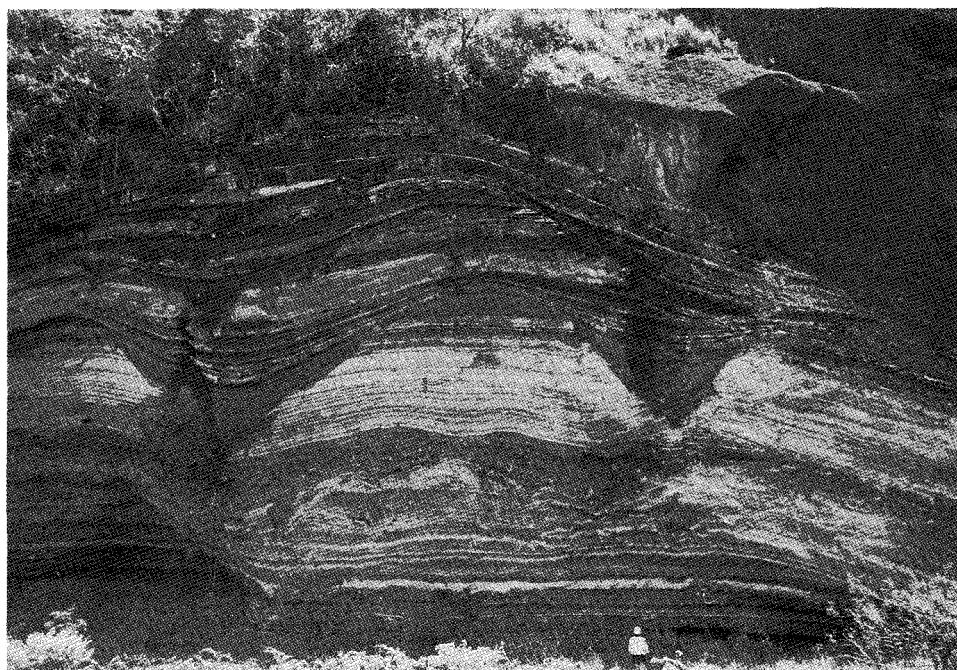


Photo 6.- Hyaloclastites basaltiques : a) Ecoulements hautement concentrés, chenaux en forme de V, b) Déferlantes, méga-ondulations dans les lits de cendres scoriacées, carrière de Rivière-Sens.