

Pétrologie de deux complexes intrusifs lités de l'île de la Réunion. Implications volcano-structurales

J.Ph. RANÇON (1), Ph. ROCHER (2)(4), T. AUGÉ (3), P. NATIVEL (4)

Mots-clés : Complexes intrusifs lités, Monzogabbro, Gabbro, Wehrlite, Dunite, Minéralogie, Analyse majeurs, Cristallisation fractionnée.
Ile de la Réunion, Massif du Piton des Neiges, Bras Rouge ; Massif du Piton de la Fournaise, Grand Brûlé.

Résumé

La présence de complexes intrusifs superficiels (entre 1 000 et 2 000 m de la surface) a été mise en évidence à la Réunion dans le substratum des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Des données récentes ont été acquises sur les complexes intrusifs basiques et intermédiaires des cirques de Cilaos et de Salazie par le biais d'investigations géologiques (données de terrain et du forage profond de Salazie) et géophysiques. Par ailleurs, une importante découverte a été faite à l'aplomb du Grand Brûlé dans la zone orientale du Piton de la Fournaise. Un forage profond d'exploration géothermique (3 003,50 m) y a recoupé sur plus de 2 000 m un complexe intrusif lité de nature basique à ultrabasique.

Dans cette note sont présentées les principales caractéristiques pétrologiques de deux complexes intrusifs lités, celui de la rivière du Bras Rouge dans le cirque de Cilaos (massif du Piton des Neiges) et celui du Grand Brûlé (massif du Piton de la Fournaise). Les implications volcano-structurales concernant le mode et l'âge de mise en place de ces stockages magmatiques superficiels sont également abordées.

Le complexe intrusif lité situé dans la partie amont du Bras Rouge se compose de deux unités. L'unité 1 est constituée de microgabbros à affinité transitionnelle correspondant à la "série des océanites". L'unité 2, plus puissante que la précédente, comprend exclusivement des monzogabbros à affinité moyennement alcaline. La mise en place de ces derniers correspond à des injections successives d'un magma basaltique qui s'est différencié *in situ* par cristallisation fractionnée. Par comparaison avec les complexes intrusifs du cirque de Salazie, l'unité 2 est rattachée au premier stade des laves différenciées et à la formation d'un vaste complexe annulaire résultant de phénomènes de subsidence en chaudron.

Le complexe intrusif rencontré à partir de 1 010 m dans le forage du Grand Brûlé est constitué de plusieurs unités lithostratigraphiques : de 1010 m à 1 129 m, laves de gabbro injectées dans des laves sous-marines et des hyaloclastites ; de 1 129 m à 1 920 m, laccolite zonée de gabbro et microgabbro à olivine ; de 1 920 m à 3 003,50 m, complexe basique et ultrabasique lité avec une succession de niveaux de gabbro-wehrlite-dunite. La composition minéralogique des termes gabbroïques, wehrlitiques et dunitiques, ainsi que leur texture montrent que ces roches sont des cumulats résultant du processus de cristallisation fractionnée au sein d'une chambre magmatique fréquemment réalimentée. La présence de cette chambre magmatique est reliée à l'existence d'un édifice volcanique ancien sur lequel se serait construite l'actuelle Fournaise. Les nodules gabbroïques et péridotitiques rencontrés en enclaves dans les laves et éjectats des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise sont considérés comme provenant du même type de chambres superficielles au sein des deux volcans de la Réunion.

Les complexes intrusifs découverts à l'affleurement ou en forage dans l'île de la Réunion montrent des différences notables avec ceux des îles Hawaii quant à leur géométrie et leur genèse. La mise en place de stockages magmatiques superficiels, tout au long de l'évolution des volcans-boucliers de la Réunion, a été révélée par la très importante érosion du cœur du massif du Piton des Neiges et par l'exécution de deux forages profonds. Elle ne doit toutefois pas être regardée comme une caractéristique exceptionnelle, les complexes intrusifs réunionnais ayant selon toute vraisemblance des équivalents dans d'autres îles volcaniques.

Abstract

Shallow intrusive complexes (between 1000 and 2000 m deep), have been identified on Reunion Island beneath the Piton des Neiges and the Piton de la Fournaise. Data on the basic and intermediate intrusive complexes of the Cilaos and Salazie Cirques have recently been acquired through geological (field and deep borehole data from Salazie) and geophysical investigations. An important discovery was made at the base of the Grand Brûlé in the eastern zone of the Piton de la Fournaise where a deep geothermal exploration borehole (3003,5 m) intersected more than 2000 m of a layered basic to ultrabasic intrusive complex.

In this study, the main petrological characteristics of two layered complexes are presented ; that of the Bras Rouge River in the Cilaos Cirque (Piton des Neiges) and of the Grand Brûlé (Piton de la Fournaise). The volcano-structural implications for the mechanism and age of emplacement of these shallow magma chambers are also dealt with.

The layered intrusive complex in the upper part of the Bras Rouge River is composed of two units. Unit 1 is made up of microgabbro with transitional affinity corresponding to the "oceanite" volcanic series, and unit 2, thicker than the unit 1, is made up exclusively of moderately alkaline monzogabbros. These units were emplaced by

- (1) Département Géologie - BRGM - Service Géologique National, BP 6009, 45060 ORLEANS Cedex 2.
- (2) Institut Mixte de Recherches Géothermiques, BRGM/AFME, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2.
- (3) GIS - BRGM/CNRS, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2.
- (4) Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie, Bât. 504, Université Paris Sud, 91405 Orsay Cedex.

Manuscrit reçu le 26 janvier 1988, accepté le 3 mars 1988.

successive injections of basaltic lava which differentiated *in situ* by fractional crystallization. By comparison with the intrusive complexes of the Salazie Cirque, unit 2 is related to the first stage of differentiated lavas and to the formation of a large ring complex resulting from cauldron subsidence.

The intrusive complex encountered from 1 010 m in the Grand Brûlé borehole comprises several lithostratigraphic units : from 1 010 to 1 129 m, layers of gabbro injected into submarine lavas and hyaloclastites ; from 1 129 to 1 920 m, zoned olivine gabbro and microgabbro ; from 1 920 to 3 003,5 m, basic and ultrabasic layered complex with a succession of layers of dunite-wehrlite-gabbro. The mineralogical compositions and textures of the gabbros, wehrlites and dunitites indicate that they are cumulates resulting from fractional crystallization within a frequently recharged magma chamber. The presence of this chamber is related to the existence of an old volcano around which the present Fournaise was constructed. The gabbroic and peridotite nodules found in enclaves in the lava and in the Piton des Neiges and Piton de la Fournaise ejecta are thought to come from the same type of shallow chamber within the two Reunion volcanoes.

The intrusive complexes discovered in outcrop and in boreholes on Reunion Island show considerable differences from those in the Hawaiian islands as regards their geometry and their genesis. The emplacement of shallow magma chambers throughout the evolution of the shield volcanoes on Reunion Island was revealed by the deep erosion within the Piton des Neiges and by the drilling of two deep boreholes. This should not however be regarded as an exceptional feature as the intrusive complexes on Reunion Island are most likely to have similar equivalents on other volcanic islands.

1 - Introduction

L'île de la Réunion, située dans l'océan Indien occidental, à 700 km à l'est de Madagascar, constitue la partie émergée d'un édifice volcanique intraplaque isolé. Elle est composée de deux massifs juxtaposés, le Piton des Neiges (3069 m), massif ancien situé au nord-ouest, et le Piton de la Fournaise (2631 m), massif jeune et actif au sud-est (fig. 1).

Dans le massif du Piton des Neiges, l'érosion a creusé trois grandes dépressions morphologiques ou cirques et dégagé dans leur plancher différents complexes intrusifs grenus et microgrenus de géométrie, de dimension et de nature variées. La carte géologique à 1/50 000 (G. Billard, 1974) précise la position des principaux d'entre eux.

Dans le massif du Piton de la Fournaise, les roches grenues, principalement basiques et ultrabasiques, n'étaient jusqu'à très récemment connues que sous forme d'enclaves contenues dans des coulées et des projections de lave (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1972b ; P. Nativel, 1978).

Plusieurs travaux (A. Lacroix, 1912 et 1936 ; P. Bussière, 1959 ; J. Babkine *et al.*, 1966 ; B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1972b ; P. Nativel, 1978 ; L. Chevallier, 1979 ; P. Bachelery, 1981 ; E. Berger *et al.*, 1983 ; P. Rocher, 1988) ont concerné la minéralogie et/ou les conditions de mise en place de ces roches grenues.

Par ailleurs, la campagne d'exploration géothermique menée par le BRGM entre 1978 et 1986 a permis l'apport de résultats nouveaux :

– A partir des études géologiques, un complexe intrusif lité, épais d'une trentaine de mètres et essentiellement composé de roches monzogabbroïques, a été mis en évidence dans la partie amont du Bras Rouge (cirque de Cilaos, massif du Piton des Neiges).

– En surface, les études gravimétriques ont permis de préciser la géométrie et les dimensions de deux vastes corps intrusifs, l'un centré sur la zone sommitale du Piton des Neiges, l'autre situé à l'aplomb du Grand Brûlé, sur le flanc oriental du Piton de la Fournaise (fig. 1).

– Ces deux complexes ont été ensuite recoupés par les forages d'exploration effectués en 1985 et 1986 (SLZ1 dans le cirque de Salazie, SR1 au Grand Brûlé) qui ont fourni des données géologiques inédites (J.P. Rançon, 1986 ; P. Chovelon, 1986 ; P. Lerebour, 1987 ; J.P. Rançon *et al.*, 1987 ; J. Demange *et al.*, sous presse).

L'objet de cette note est de discuter, à partir de l'étude pétrologique des différentes unités qui les constituent, la signification et la place des complexes intrusifs lités du Bras Rouge et du Grand Brûlé dans l'évolution volcano-structurale des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise respectivement.

2 - Le complexe intrusif lité du Bras Rouge

2.1 - Les monzogabbros : généralités

Les monzogabbros, qui ont été décrits sous le terme de "gabbros sans olivine" ou de "gabbros à affinité monzonitique" dans les premiers travaux sur la géologie du Piton des Neiges (A. Lacroix, 1912 et 1936 ; P. Bussière, 1959), étaient les roches grenues les moins étudiées de ce massif. Ils sont pourtant présents dans l'ensemble de ce dernier sous différentes formes :

(1) Système filonien et intrusion massive constituant l'apex du vaste corps intrusif qui occupe le cœur du massif, recoupés sur une épaisseur de 1000 m par le forage géothermique de Salazie SLZ1 ("gabbros à hornblende brune" ; P. Chovelon, 1986 ; J. Demange *et al.*, sous presse).

(2) Dykes dans le cirque de Salazie (P. Rocher, 1988).

(3) Xénolites dans les brèches ignimbritiques originaires de la partie centrale du massif (P. Rocher, 1988) et dans les formations pyroclastiques de Saint Gilles situées sur son flanc occidental (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1972b ; P. Nativel, données inédites).

(4) Blocs dans les alluvions de la rivière Saint-Etienne (A. Lacroix, 1936), issus d'intrusions affleu-

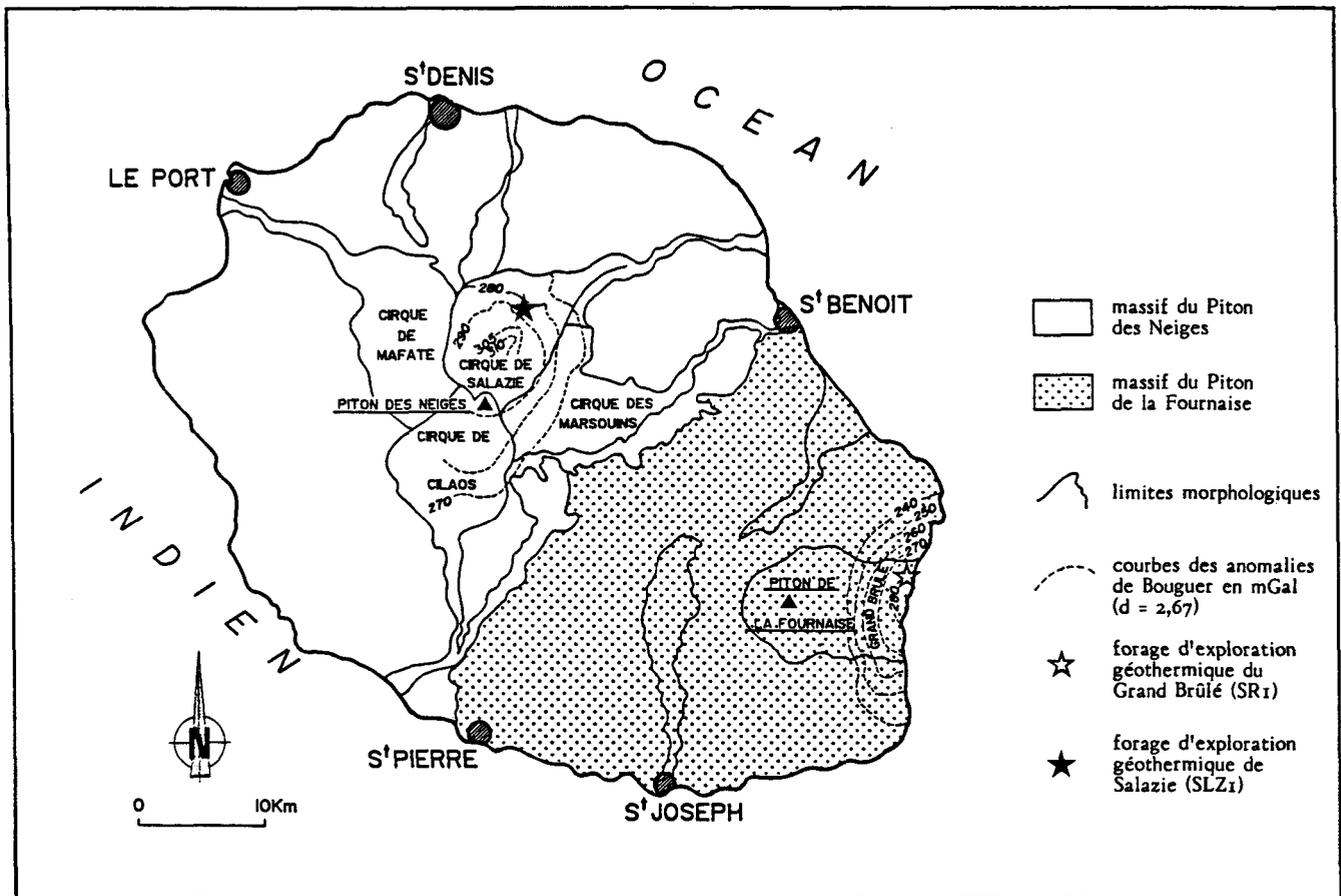


Fig. 1.- Carte de localisation des deux massifs volcaniques de l'île de la Réunion et des principales zones d'anomalies gravimétriques positives.

rant dans le cirque de Cilaos ou plus probablement des écoulements pyroclastiques de la région de Saint-Louis reconnus par G. Billard (1974).

(5) Complexe intrusif lité de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos). Ce dernier fournit l'opportunité d'étudier un ensemble de roches monzogabbroïques en place.

2.2 - Contexte géologique du complexe intrusif

D'un point de vue structural, le cirque de Cilaos, et plus précisément sa moitié septentrionale, est caractérisé par la présence d'un important système de fractures curvilignes grossièrement parallèles entre elles et réparties concentriquement à la crête sommitale du massif. Ces structures sont matérialisées ponctuellement par des intrusions différenciées (syénites, microsyénites, trachytes) dont la plus volumineuse est celle du Piton de Sucre - La Chapelle, ainsi que par la présence de sources thermominérales (fig. 2). Ce système intrusif, qui présente un pendage centripète (valeurs variables de 30° à 60°), est interprété comme un "cone-sheet" (système filonien en forme de feuillets coniques) associé à une structure caldérique. Celle-ci résulte de phénomènes de subsidence en chaudron qui sont intervenus à la fin du premier stade des laves différenciées, suite à l'émission des laves transitionnelles de la "série des océanites" (entre 2,1 Ma et 430.000 ans environ : I. McDougall, 1971). Ce stade aurait clôturé, aux alentours de 220.000 ans, l'édification du volcan-bouclier du Piton des Neiges (P. Rocher, 1988).

Le complexe intrusif lité étudié est situé dans les gorges de la partie amont de la rivière du Bras Rouge, environ 300 m en aval de l'intrusion syénitique du Piton de Sucre - La Chapelle (fig. 2).

2.3 - Description du complexe intrusif

Le complexe intrusif affleure au niveau du lit du Bras Rouge, en rive gauche de ce dernier. Son épaisseur est de 30 à 35 m et il présente un pendage de l'ordre de 30-40°W.

L'encaissant est constitué de formations appartenant à la "série des océanites" : brèches de remaniement intensément hydrothermalisées (développement de serpentine notamment) situées latéralement, ensemble de coulées injectées de nombreux sills en position discordante au toit du complexe.

Le contact entre l'extrémité aval du complexe et l'encaissant est marqué par la présence d'un essaim de dykes d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique et de chimisme basique à intermédiaire (basaltes, monzogabbros).

Le complexe intrusif se compose de deux unités juxtaposées légèrement discordantes l'une par rapport à l'autre et séparées par un ensemble de petits dykes d'océanites jointifs (épaisseur totale : 1 m) :

— une unité 1, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, composée de roches finement cristallisées de couleur verte, contenant quelques enclaves de roches gabbroïques et parcourue sur toute sa puissance par

rations de plagioclase, une antérieure au clinopyroxène (petits cristaux automorphes inclus) et une autre postérieure à celui-ci (cristaux bien développés plus ou moins xénomorphes) qui occupe avec le feldspath alcalin une position interstitielle.

Globalement, l'ordre apparent de cristallisation est le suivant :

- (amphibole brune), minéraux opaques, apatite
- plagioclase 1
- clinopyroxène
- plagioclase 2
- (feldspath alcalin).

L'unité 1 est constituée de roches à texture microgrenue hétérogranulaire (quelques grands plagioclases). Il s'agit de micrograbbros dont les phases minérales principales sont l'olivine, le clinopyroxène, le plagioclase et les minéraux opaques. De plus, l'échantillon RP 253 contient une très petite quantité de feldspath alcalin en position interstitielle et RP 254 des cristaux subautomorphes d'amphibole brune inclus dans le clinopyroxène et l'olivine. L'ordre de cristallisation de ces roches est :

- (amphibole brune)
- olivine
- minéraux opaques
- clinopyroxène
- plagioclase
- (feldspath alcalin).

Toutes les roches constituant le complexe intrusif sont affectées, à des degrés divers, par une altération hydrothermale complexe de haute température (P. Rocher, 1988). Les minéraux néoformés, qui

se développent aux dépens des phases primaires, se rencontrent aussi en remplissage de microfractures.

2.5 - Minéralogie

Les analyses minéralogiques ont été réalisées à la microsonde électronique CAMEBAX Microbeam, dans les conditions standard (tension d'accélération 15 kV, intensité courant 12 nA, temps de comptage variable suivant les éléments).

Les amphiboles brunes. Deux échantillons recèlent de l'amphibole brune : RP 254 dans l'unité 1 et RP 251 dans l'unité 2. Seule cette dernière qui se présente sous la forme de petits cristaux automorphes inclus dans le clinopyroxène a été analysée. Il s'agit de kaersutite (Tab. 1).

L'apatite. Sa présence est systématique dans les roches qui constituent l'unité 2 où elle se rencontre sous la forme de petits cristaux automorphes, le plus souvent aciculaires, inclus dans le plagioclase.

Les olivines. Elles ne sont présentes que dans l'unité 1, sous la forme de petits cristaux subautomorphes partiellement serpentinisés, inclus dans le clinopyroxène. Il s'agit de cristaux non zonés dont la teneur en forstérite est relativement homogène dans chaque échantillon et en accord avec le caractère légèrement plus évolué de RP 253 par rapport à RP 254 : Fo 70,2 à Fo 72,2 pour le premier, Fo 75,6 à Fo 79,7 pour le second (fig. 4, Tab. 1).

A titre de comparaison, il est à noter que ces teneurs en forstérite sont similaires à celles des olivines des basaltes riches en phénocristaux de plagioclase et dénommés "roches pintades" (P. Nativel, 1978).

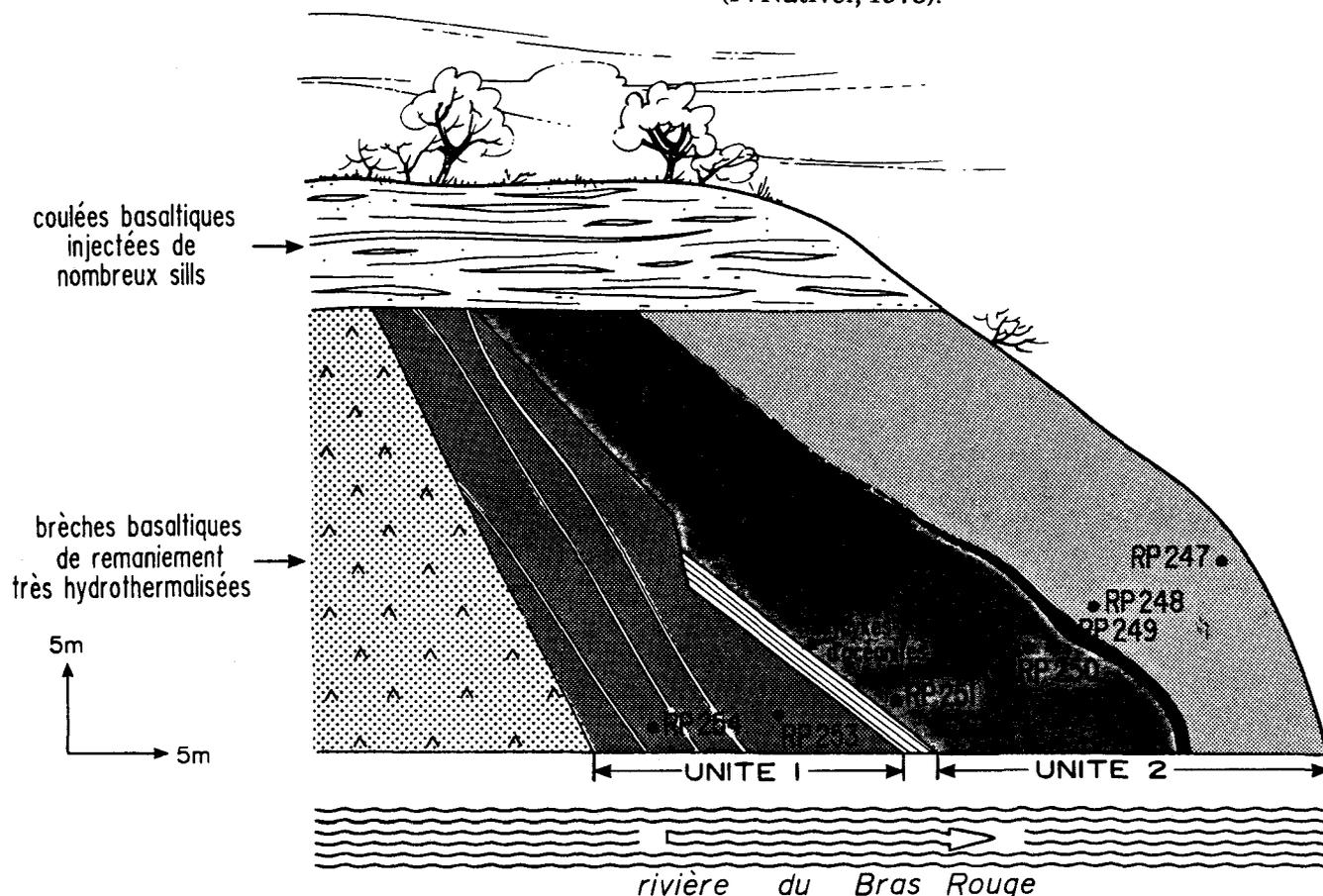


Fig. 3.- Coupe schématique du complexe intrusif du Bras Rouge et localisation des échantillons étudiés.

Minéral	Kaersutite	Olivines		Ilménites		Clinopyroxènes			Feldspaths		
	N° échantillon	RP 251	RP 253	RP 254	RP 249	RP 253	RP 248	RP 250	RP 254	RP 249	RP 249
SiO ₂	42,30	37,60	38,68	0,13	0,06	51,31	50,33	51,40	63,83	66,57	50,86
TiO ₂	5,09	0,00	0,13	51,32	49,81	0,40	1,62	1,39	0,07	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	10,42	0,02	0,00	0,07	0,00	0,63	2,96	2,61	21,88	18,04	30,11
FeOt.	11,12	25,55	19,54			20,85	8,25	6,47	0,24	0,67	0,70
Fe ₂ O ₃				1,77	5,78						
FeO				42,52	38,48						
MnO	0,10	0,45	0,19	0,43	0,43	0,69	0,26	0,19	0,00	0,07	0,00
MgO	12,90	35,75	40,55	1,82	3,88	11,92	15,02	15,88	0,00	0,00	0,11
CaO	10,78	0,19	0,22	0,04	0,00	13,76	20,59	20,40	3,07	0,04	13,37
Na ₂ O	2,87	0,05	0,01	0,03	0,00	0,28	0,32	0,35	8,80	5,43	3,66
K ₂ O	0,55	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	1,35	8,21	0,18
Cr ₂ O ₃	0,27	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,25	0,03	0,05	0,00
H ₂ O+	2,01										
TOTAL	98,41	99,61	99,33	98,16	98,52	99,84	99,34	98,95	99,27	99,10	99,00
Si	6.306	0.999	0.999	0.006	0.003	1.984	1.885	1.912	2.847	3.021	2.342
Fe	1.386	0.568	0.422			0.674	0.258	0.201	0.009	0.026	0.027
Fe ²⁺				1.803	1.594						
Fe ³⁺				0.067	0.183						
Na	0.829	0.003	0.001	0.003	0.000	0.021	0.023	0.025	0.761	0.478	0.327
Ca	1.721	0.005	0.006	0.002	0.000	0.570	0.826	0.813	0.147	0.002	0.660
Al	1.831	0.001	0.000	0.004	0.000	0.029	0.131	0.114	1.150	0.965	1.634
Mn	0.013	0.010	0.004	0.018	0.018	0.023	0.008	0.006	0.000	0.002	0.000
Mg	2.867	1.416	1.562	0.138	0.294	0.687	0.838	0.881	0.000	0.000	0.008
K	0.104	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.077	0.475	0.011
Cr	0.032	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.007	0.001	0.002	0.000
Ti	0.570	0.000	0.002	1.957	1.905	0.012	0.046	0.039	0.002	0.001	0.000
TOTAL	15.659	3.002	2.998	4.001	3.999	3.999	4.015	3.999	4.994	4.971	5.009

Tab. 1.- Analyses représentatives des minéraux des roches du complexe intrusif du Bras Rouge.

Les minéraux ferro-titanés. Les minéraux ferro-titanés rencontrés dans le complexe intrusif sont exclusivement des ilménites. Ils sont nettement plus abondants dans l'échantillon RP 249 que l'on peut de ce fait dénommer monzoférogabbro. Ces minéraux, précoces par rapport aux clinopyroxènes et aux feldspaths, ne sont pas zonés et présentent systématiquement un aspect squelettique (lacunes de cristallisation de différentes formes), dont un faciès très particulier en forme de "sapin de Noël". Ces différents caractères sont classiquement

reconnus comme symptomatiques d'une croissance rapide dans un liquide magmatique sursaturé (W.J. Wadsworth, 1961 ; K.G. Cox *et al.*, 1979). Les ilménites peuvent être considérées comme des cumulats. D'après l'interprétation proposée par D. Ohnenstetter *et al.* (1975), la coexistence de tels cumulats et de cristaux interstitiels (clinopyroxène et feldspaths en l'occurrence) met en évidence une cristallisation à partir et au voisinage du plancher temporaire de l'intrusion.

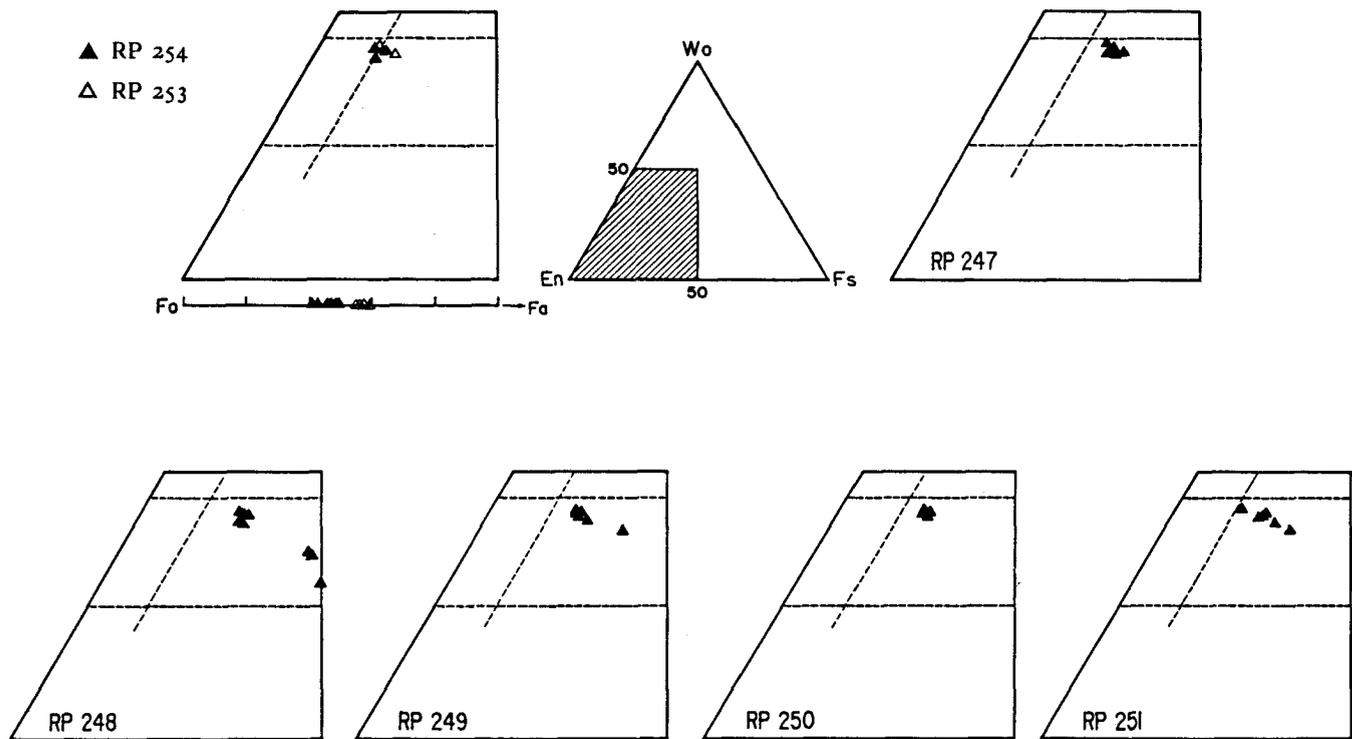


Fig. 4.- Composition des clinopyroxènes et des olivines des roches du complexe intrusif du Bras Rouge dans les diagrammes En-Wo-Fs et Fo-Fa.

Du point de vue de leurs compositions, deux groupes peuvent être individualisés. Le premier, qui correspond aux roches de l'unité 2, se caractérise par des compositions homogènes (49,5 à 52,1 % de TiO_2 ; 1,8 à 3,7% de Fe_2O_3 ; 41,7 à 44,1% de FeO ; 0,4 à 2,4% de MgO) qui se situent au voisinage immédiat du pôle ilménite dans le diagramme $Fe_2O_3 - TiO_2 - FeO$ (fig. 5, tableau 1). Le second groupe, correspondant à l'unité 1, se différencie du précédent par des teneurs plus élevées en Fe_2O_3 (3,8 à 5,8%) et en MgO (3,9 à 6,3%) et des teneurs plus basses en FeO (36,3 à 38,5%) (fig. 5, Tab. 1).

Si l'on considère les teneurs en Fe_2O_3 , FeO et MgO , le premier groupe s'apparente aux laves différenciées et le second aux océanites (P. Nativel, 1978). Cette remarque permet de confirmer, comme cela est classiquement admis (S.E. Haggerty, 1981), que les compositions des ilménites sont de bons indicateurs de la nature du magma dans lequel elles ont cristallisé, notamment en ce qui concerne leurs teneurs en MgO .

Les clinopyroxènes. A l'instar des ilménites, les clinopyroxènes se répartissent en deux groupes correspondant aux deux unités.

Les clinopyroxènes des roches de l'unité 1, qui ne sont pas zonés sont les plus magnésiens. Il s'agit d'endiopside et d'augite dont les compositions se placent au voisinage de la limite inférieure des champs diopside-salite dans le diagramme En-Wo-Fs (fig. 4, Tab. 1). Au contraire, les clinopyroxènes des roches de l'unité 2 présentent une zonation normale, importante dans certains cas (variation de plus de 9% de la teneur en Fs dans RP 249). Il s'agit d'augites qui couvrent un vaste domaine de compositions, depuis la limite des champs de l'endiopside et de la salite jusqu'à celle de la ferroaugite (fig. 4, Tab. 1).

Il est à noter que l'évolution des compositions des

clinopyroxènes est principalement marquée dans les roches monzogabbroïques les plus différenciées de l'unité 2, RP 251 et surtout RP 248.

Les feldspaths. Les plagioclases rencontrés dans l'unité 2 présentent une large gamme de compositions depuis le labrador jusqu'à l'oligoclase. Les plagioclases de première génération, non ou faiblement zonés, sont exclusivement des labradors (An 55,1 à An 63,6). Les plagioclases de deuxième génération, plus évolués que les précédents, sont toujours zonés. Le zonage normal y est le plus fréquent et peut se traduire par une variation de plus de 45% en An (RP 249). Des zonages inverses de moindre importance (variations maximales de 6,8% en An) ont été rencontrés par ailleurs dans RP 249 et RP 251 (fig. 6). Les échantillons RP 247 et RP 249 recèlent de rares petites plages xénomorphes de sanidine (fig. 6).

Les plagioclases des roches de l'unité 1, qui appartiennent à une seule génération, ont des compositions de labrador et d'andésine. Il est à noter que le plagioclase le plus évolué (An 31,5) a été rencontré dans RP 253 où coexistent par ailleurs l'anorthose et la sanidine (fig. 6).

2.6 - Géochimie des éléments majeurs

Les roches qui constituent l'unité 1 sont les plus basiques du complexe intrusif (D.I. de 11,7 et 14,6) (fig. 7, Tab. 2). Elles sont saturées en silice et se situent dans le domaine des roches subcalines transitionnelles (fig. 8).

Les roches de l'unité 2, qui sont nettement plus évoluées que les précédentes, couvrent un champ de compositions relativement étendu (D.I. de 27,2 à 39,2 ; tableau 2, fig. 7), ce que les observations de terrain et microscopiques ne laissaient pas supposer. Ces roches sont sursaturées (RP 248, RP 249 et RP 250 à Qz et Hy normatifs) ou saturées en silice

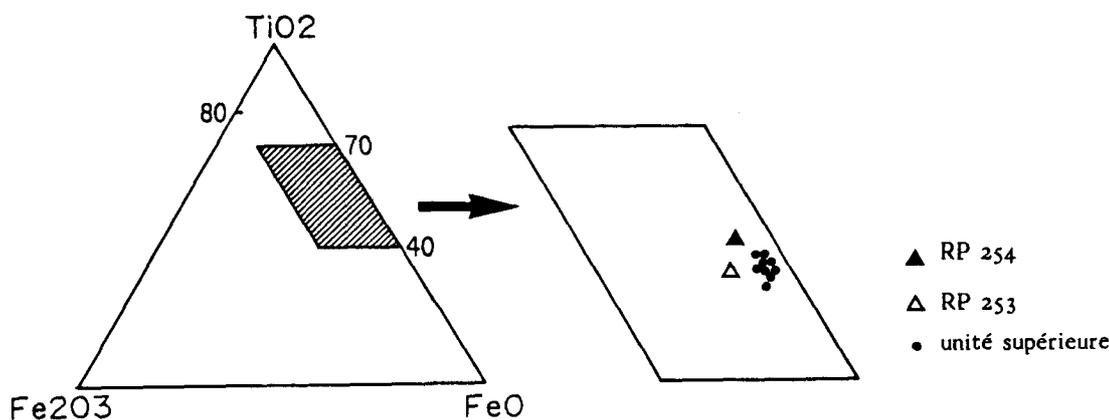


Fig. 5.- Composition des minéraux ferro-titanés des roches du complexe intrusif du Bras Rouge dans le diagramme Fe_2O_3 - TiO_2 - FeO .

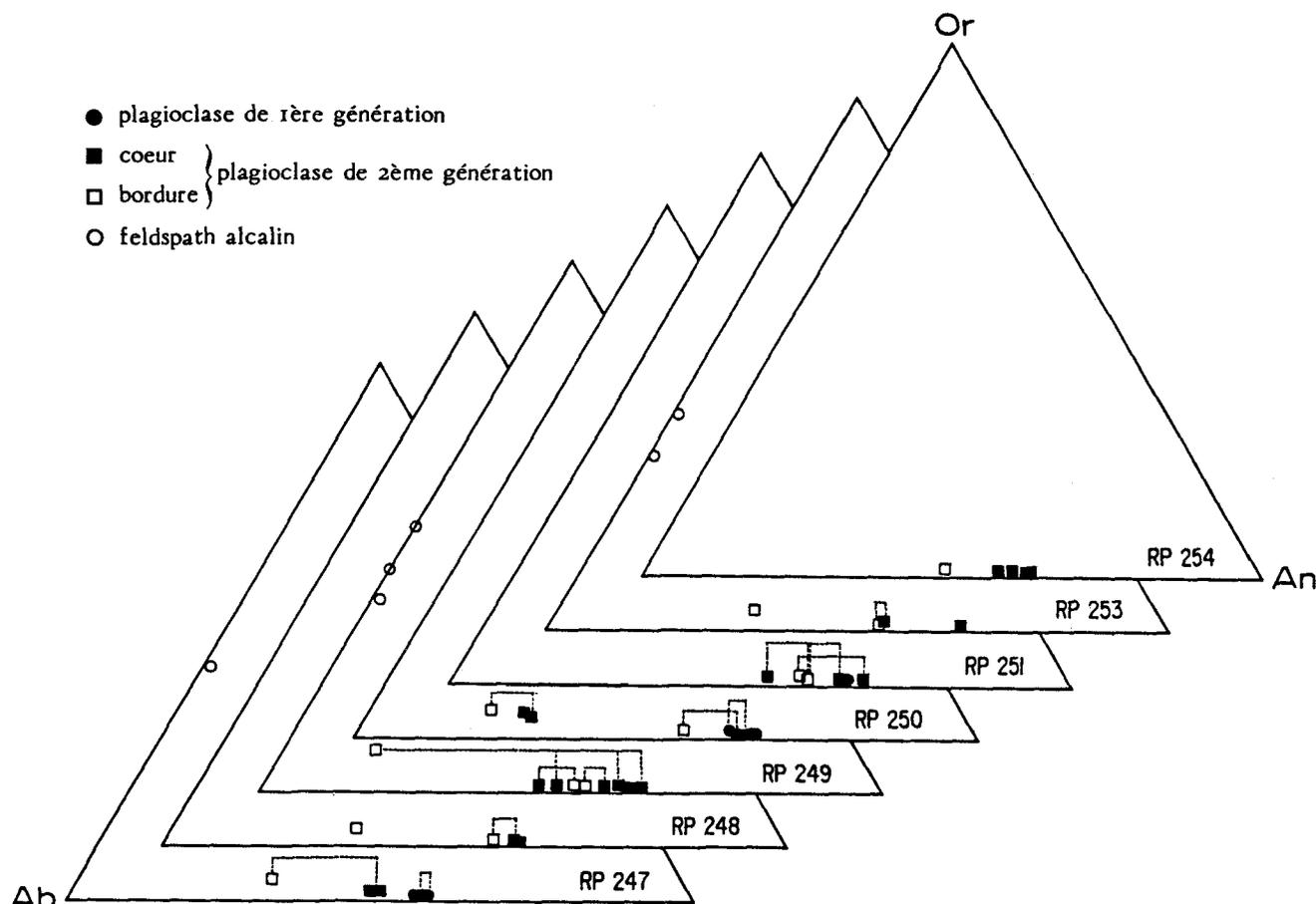


Fig. 6.- Composition des feldspaths des roches du complexe intrusif du Bras Rouge dans le diagramme Ab - Or - An .

(RP 247 et RP 251 à Hy et Ol normatifs) et se placent dans le champ des roches moyennement alcalines (fig. 8).

L'échantillon RP 249 se singularise par ses teneurs élevées en TiO_2 (6,8%) et FeO (10,3%) qui sont à mettre en relation avec la proportion relative plus importante de l'ilménite dans cette roche. Cette teneur en TiO_2 est la plus forte de toutes les roches grenues du massif du Piton des Neiges (H. Guérin et P. Nativel, 1976 ; P. Nativel, 1978 ; P. Rocher, 1988). Les diagrammes de variation des oxydes en fonction du D.I. des roches de l'unité 2 montrent une lignée évolutive cohérente avec un processus de différenciation par cristallisation fractionnée. Seul RP 249 s'en écarte systématiquement, ce qui peut être expliqué par son caractère cumulatif.

2.7 - Signification volcano-structurale du complexe intrusif

2.7.1 - Pétrogenèse

Globalement, le litage du complexe intrusif est de type cryptique (I.S.E. Carmichael *et al.*, 1974 ; A.R. McBirney, 1984). Exception faite de RP 249, il apparaît macroscopiquement peu marqué et graduel dans chacune des unités et n'est révélé que par les données minéralogiques et géochimiques.

L'évolution que ces dernières mettent en évidence n'est pas continue en ce qui concerne l'unité 2, les formations qui la composent étant alternativement plus ou moins différenciées. Une

PETROLOGIE DE DEUX COMPLEXES INTRUSIFS LITES (LA REUNION)

N° échantillon	RP 249	RP254	RP253	RP251	RP250	RP248	RP247
SiO ₂	43.71	44.44	45.85	47.93	48.24	48.63	48.84
TiO ₂	6.79	1.66	1.84	2.44	2.50	3.87	3.16
Al ₂ O ₃	10.62	9.55	11.07	15.22	14.63	13.00	13.71
Fe ₂ O ₃	5.97	4.25	3.85	3.23	4.07	6.23	4.13
FeO	10.25	7.75	7.70	6.73	6.34	7.82	6.30
MnO	.26	.19	.18	.18	.16	.24	.16
MgO	5.83	19.45	14.43	6.42	6.78	4.17	6.64
CaO	10.14	8.63	10.04	11.10	11.42	8.84	11.66
Na ₂ O	2.14	1.16	1.39	2.77	2.45	3.10	2.94
K ₂ O	.81	.28	.42	.95	.82	1.34	.95
P ₂ O ₅	.37	.45	.48	.45	.32	.44	.31
H ₂ O +	1.63	1.12	3.10	1.86	1.87	1.81	1.79
TOTAL	98.52	98.93	100.35	99.28	99.60	99.49	100.59
Qz	4.08	0.00	0.00	0.00	1.09	4.19	0.00
Or	4.94	1.70	2.56	5.77	4.96	8.12	5.69
Ab	18.67	10.03	12.09	24.03	21.19	26.85	25.15
An	17.50	20.47	23.35	26.95	27.08	18.00	21.63
Di	25.55	16.41	19.92	21.58	23.11	19.68	27.80
DiWo	13.44	8.63	10.44	11.23	12.10	10.15	14.65
DiEn	9.96	6.35	7.50	7.55	8.65	6.29	11.01
DiFs	2.15	1.14	1.98	2.81	2.35	3.25	2.14
Hy	6.18	15.61	19.92	8.12	11.06	6.67	6.89
HyEn	5.08	12.72	15.77	5.91	8.69	4.40	5.77
HyFs	1.10	2.88	4.15	2.20	2.36	2.27	1.12
Ol	0.00	26.86	12.50	2.98	0.00	0.00	.02
OlFo	0.00	21.49	9.69	2.11	0.00	0.00	.02
OlFa	0.00	5.37	2.82	.87	0.00	0.00	0.00
Ma	8.93	4.69	4.98	4.81	5.94	7.98	6.06
Il	13.32	3.23	3.60	4.76	4.86	7.53	6.08
Ap	0.83	1.01	1.08	1.01	0.71	0.98	0.68
D.I.	27.69	11.73	14.64	29.80	27.24	39.16	30.84
FeOt/MgO	2.68	.60	.77	1.50	1.48	3.22	1.51
Na ₂ O + K ₂ O	3.04	1.47	1.86	3.82	3.35	4.55	3.94
FeOt calc.	16.12	11.85	11.49	9.89	10.24	13.76	10.14
%A-AFM	11.80	4.39	6.53	18.51	15.99	19.67	18.56
%F-AFM	64.88	36.27	41.45	49.55	50.86	61.86	49.76
%M-AFM	23.32	59.33	52.02	31.94	33.15	18.47	31.68

Tab. 2.- Analyses chimiques des éléments majeurs et normes CIPW des roches du complexe intrusif du Bras Rouge.
(analyste : R. Coquet. Laboratoire Pétrographie-Volcanologie, Orsay).
(normes calculées avec ajustement Fe_2O_3/FeO selon T.N. Irvine et W.R.A. Baragar, 1971).

telle séquence inverse caractérise par ailleurs la partie supérieure de certaines intrusions (I.S.E. Carmichael *et al.*, 1974).

L'évolution des compositions minéralogiques des clinopyroxènes et des feldspaths, la variation des oxydes en fonction du D.I. et la présence d'un

faciès cumulatif, (RP 249) à ilménites prouvent qu'un processus de différenciation magmatique *in situ* par cristallisation fractionnée est à l'origine de la formation de l'unité 2.

De plus, la présence du niveau RP 249 dans la partie centrale de cette dernière suggère une

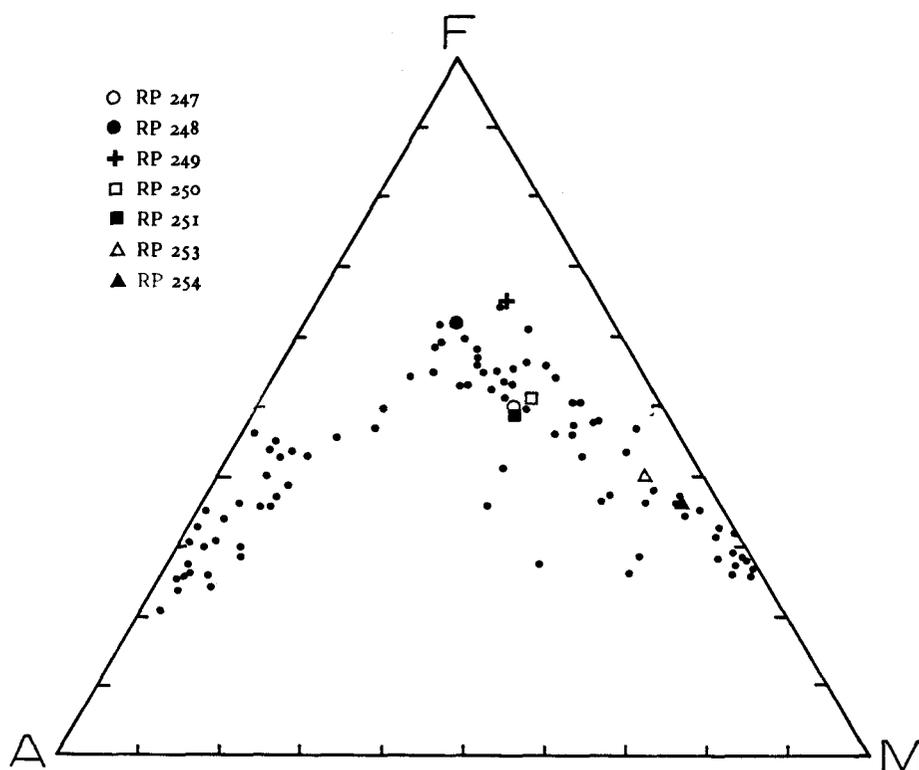


Fig. 7.- Position des roches du complexe intrusif du Bras Rouge dans le diagramme AFM.
(Cercles pleins : roches grenues, microgrenues, intrusions du massif du Piton des Neiges).

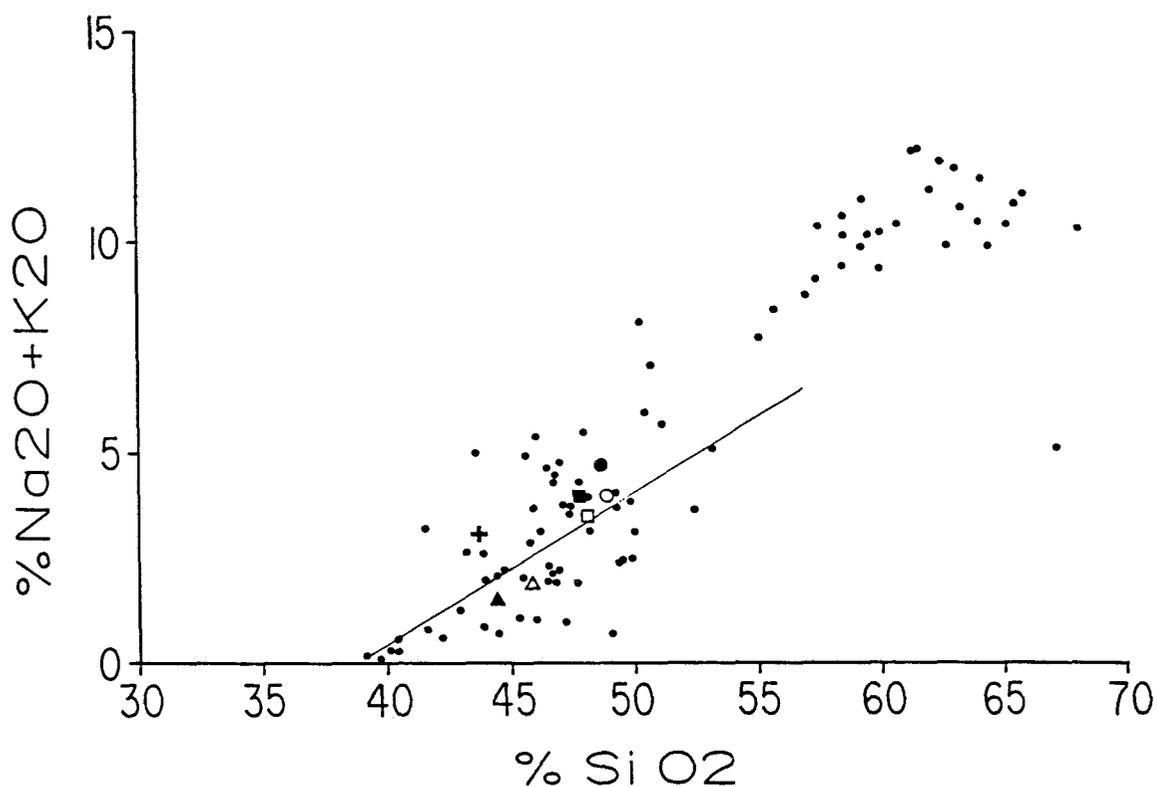


Fig. 8.- Position des roches du complexe intrusif du Bras Rouge dans le diagramme alcalins-silice.
(limite des champs alcalin-subalcalin d'après Macdonald et Katsura, 1964).
(mêmes symboles que fig. 7).

répétitivité de ces phénomènes, à relier à des injections successives d'un magma basaltique selon un même plan. La présence de zonages inverses dans certains plagioclases, qui suggèrent une phase de croissance à partir d'un liquide plus basique, est conforme à cette hypothèse.

Un processus de différenciation comparable peut également être invoqué pour l'unité 1. Il rend compte de la coexistence inhabituelle d'olivine magnésienne et de feldspaths alcalins (anorthose et sanidine) dans RP 253. Un tel processus a été proposé pour la mise en place d'un sill composite de 8 m d'épaisseur, également situé dans la partie amont du Bras Rouge (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1967).

2.7.2 - Place du complexe intrusif dans l'évolution du massif du Piton des Neiges

L'ensemble des données de terrain (discordance, faciès, altération hydrothermale), pétrographiques (texture, présence ou non d'olivine), minéralogiques (compositions des ilménites et des clinopyroxènes) et géochimiques (éléments majeurs) permet d'individualiser chacune des deux unités et de considérer que la mise en place du complexe intrusif s'est effectuée en deux temps.

L'unité 1, constituée de roches transitionnelles, est à rattacher à la "série des océanites" qui représente la première et principale phase d'édification du volcan-bouclier du Piton des Neiges (entre plus de 2,1 Ma et 430.000 ans environ ; I. McDougall, 1971). L'âge de mise en place ne peut être précisé.

Les roches de l'unité 2 présentent un caractère alcalin ce qui conduit à les relier à l'un des trois stades de mise en place des laves alcalines différenciées. Leur similitude pétrographique et minéralogique avec les enclaves de monzogabbros présents dans les brèches ignimbrétiques qui marquent le début du deuxième stade des laves différenciées (P. Rocher et D. Westercamp, sous presse), et leur caractère saturé et sursaturé en silice, suggèrent de les rattacher au premier stade des laves différenciées (350.000 ans (?) à 220.000 ans environ).

La mise en place de l'unité 2 pourrait être liée aux phénomènes de subsidence en chaudron qui sont intervenus de façon répétitive vers la fin de ce stade et qui sont à l'origine de la formation d'un complexe annulaire et d'une structure caldérique associée (9-11 km de diamètre ; P. Rocher, 1988).

A ce titre, l'unité 2 du complexe intrusif du Bras Rouge représenterait, ainsi que les dykes rencontrés dans le cirque de Salazie et ceux recoupés dans la partie sommitale du forage SLZ1 (P. Chovelon, 1986), un des émissaires filoniens constituant l'apex du vaste corps intrusif qui occupe le coeur du massif.

L'apparition du plagioclase comme deuxième phase minérale principale dans les roches de l'unité 2 est bien caractéristique d'une mise en place superficielle. Celle-ci s'est produite dans une zone préférentielle de faiblesse du bâti volcanique, comme en atteste la présence de nombreuses intrusions à l'intérieur et au voisinage immédiat du complexe intrusif.

Le sill composite différencié situé dans le cours

supérieur du Bras Rouge (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1967), de même que les intrusions jointives en forme de vastes coupoles aplanies observées sur la rive droite de celui-ci (fig. 2), en sont peut-être d'autres témoins.

2.7.3 - Le corps intrusif du massif du Piton des Neiges : essai de synthèse

L'existence d'un vaste corps intrusif dans le substratum du massif du Piton des Neiges explique la présence d'une importante anomalie gravimétrique positive (A. Gérard et L. Stieltjes, 1979 ; A. Gérard *et al.*, 1980 ; Y. Benderitter *et al.*, 1981) approximativement centrée sur la crête sommitale du massif (*cf.* fig. 1).

Dans le cirque de Salazie, son toit a été rencontré à l'affleurement (P. Rocher, 1988) et a été recoupé sur 1000 m par le forage d'exploration géothermique SLZ1 (P. Chovelon, 1986 ; J. Demange *et al.*, sous presse). Un modèle intégrant l'ensemble des données géophysiques et les résultats du forage a par ailleurs été proposé (J. Demange et P. Puvillard, 1986).

Les données géologiques recueillies dans la partie septentrionale du cirque de Cilaos concernant les intrusions qui pourraient lui être directement associées ne sont que parcellaires. Le complexe intrusif lité du Bras Rouge en est un exemple. Son âge et son mode de mise en place ne sont approchés que par comparaison avec les systèmes intrusifs, similaires d'un point de vue pétrologique, rencontrés dans le cirque de Salazie.

L'origine et la dynamique de mise en place de ce vaste corps intrusif sont maintenant discutées.

Dans le cirque de Salazie (rivière du Mât), le toit du corps intrusif se compose de deux ensembles juxtaposés (P. Rocher, 1988) :

1 - Un ensemble de massifs de roches grenues basiques (gabbros *s.l.* lités) et ultrabasiques (dunites) enracinés dans le bâti volcanique. Leurs affleurements correspondent au maximum de l'anomalie gravimétrique dont l'intensité est, d'après la modélisation qui en a été faite, compatible avec la présence d'un important stock de roches ultrabasiques en profondeur. A ce sujet, il est à noter que l'intensité de cette anomalie est identique à celle du Grand Brûlé (massif du Piton de la Fournaise) où le forage SR1 a rencontré de telles formations dans sa partie inférieure. Les études pétrologiques ont montré que ces roches gabbroïques se sont formées à partir d'un basalte "cotectique" (à plagioclase, clinopyroxène et olivine) de type transitionnel (B.G.J. Upton, et W.J. Wadsworth, 1972a et b). Des roches semblables dénommées "gabbros à augite" ont été rencontrées dans le forage SLZ1 (Chovelon, 1986).

Ces massifs basiques et ultrabasiques sont considérés comme des éléments d'une chambre magmatique située dans la partie émergée du volcan et liée à la "série des océanites".

2 - Un système intrusif, situé au toit des massifs précédents et composé d'une succession d'intrusions jointives. Il possède une forme générale de coupole aplanie à grand rayon de courbure et à pendage faible en direction du nord. Il est constitué de basaltes, d'hawaïites et de mugéarites à texture doléritique.

Ces formations ont également été rencontrées sous la forme de dykes dans le forage SLZ1 où elles sont génétiquement associées à des monzogabbros et à des monzonites (P. Chovelon, 1986). Ces roches grenues y sont présentes sous la forme d'intrusions filoniennes et massives sur près de 1000 m d'épaisseur. Leur encaissant est constitué de gabbros et de coulées basaltiques correspondant au précédent ensemble.

Compte tenu :

(a) du caractère moyennement alcalin, saturé et sursaturé en silice des roches ;

(b) de la position altimétrique du système intrusif dans le substratum du massif (sensiblement au même niveau que la surface d'érosion atteinte avant la mise en place des formations du deuxième stade des laves différenciées) ;

(c) de l'absence de phénomènes thermo-métamorphiques dans les formations du deuxième stade des laves différenciées au voisinage de ces intrusions ;

la mise en place de ce système intrusif est à rattacher au premier stade des laves différenciées (entre 350.000 ans (?) et 220.000 ans environ ; I. McDougall, 1971 ; P. Y. Gillot et P. Nativel, 1982).

Sa géométrie d'ensemble peut être approchée grâce à la modélisation gravimétrique et magnétotellurique qui a été faite au vu des résultats du forage SLZ1 (J. Demange et P. Puvilland, 1986). Son toit, visiblement subhorizontal dans la moitié sud du cirque, acquiert un pendage faible qui s'accroît progressivement vers le nord et devient brusquement subvertical au voisinage du forage SLZ1.

Cette architecture est caractéristique des complexes annulaires dont la mise en place résulte de phénomènes de subsidence en chaudron qui sont également à l'origine de la formation passive d'une caldera en surface (B. Bonin, 1982). La configuration du système intrusif du cirque de Salazie suggère que ces phénomènes ont été répétitifs.

En résumé, il apparaît donc que le corps intrusif du massif du Piton des Neiges, tel qu'il est observé dans le cirque de Salazie, s'est mis en place au cours de deux stades successifs d'édification du volcan-bouclier.

Le premier correspond au fonctionnement d'une chambre magmatique probablement de grande ampleur liée à la "série des océanites" (entre 2,1 Ma et 430.000 ans environ ; I. McDougall, 1971).

Le second se traduit par la mise en place d'un complexe annulaire, en partie au toit de ce stock grenu (affleurements de la rivière du Mât et données du forage SLZ1), vers la fin du premier stade des laves différenciées (aux alentours de 220.000 ans ; I. McDougall, 1971 ; P. Y. Gillot et P. Nativel, 1982).

3 - Le complexe intrusif lité du Grand Brûlé

3.1 - Contexte géologique (fig. 9)

Le massif du Piton de la Fournaise occupe le

tiers sud-est de l'île, en recouvrement d'une partie du flanc oriental du Piton des Neiges. Les formations les plus anciennes ont été datées à 400.000 ans.

La partie centrale du massif du Piton de la Fournaise est occupée par le volcan actif : le Piton de la Fournaise *sensu stricto* qui est couronné dans sa partie sommitale par deux cratères coalescents : le cratère Dolomieu et le cratère Bory. Autour du volcan actif, s'ordonnent des calderas ou des arcs de calderas dont l'âge décroît d'ouest en est. Le plus ancien arc correspond au rebord ouest de la rivière des Remparts ; les deux autres escarpements limitent les calderas plus récentes du rempart de la Plaine des Sables et du rempart de l'Enclos Fouqué.

A l'exception de rares brèches d'origine phréato-magmatique, le Piton de la Fournaise n'émet que des produits effusifs. Les laves qui ont un chimisme de type transitionnel sont des basaltes à olivine, des océanites et de rares hawaïtes émanant de réservoirs plus ou moins superficiels dans lesquels ont lieu des phénomènes de différenciation par cristallisation fractionnée (P. Nativel, 1978 ; R. Clocchiatti *et al.*, 1979 ; P. Bachelery, 1981 ; J. Kornprobst *et al.*, 1984).

Quatre phases magmatiques s'étalant entre 400.000 ans et l'Actuel ont été distinguées (P. Bachelery, 1981 ; L. Chevallier et P. Bachelery, 1981). La dernière phase dont l'évolution se poursuit actuellement est caractérisée d'un point de vue structural par le glissement vers la mer du flanc oriental du volcan actif. La zone du Grand Brûlé constituée de coulées récentes et historiques émanant du cône sommital à partir de fissures latérales, marque la limite terrestre de ce glissement. C'est à l'aplomb de cette zone qu'a été confirmée l'existence d'un puissant complexe intrusif lité (déjà suspecté à partir d'une importante anomalie gravimétrique positive ; P. Puvilland, *in* J. Demange *et al.*, 1984), au cours du forage d'exploration géothermique du Grand Brûlé (J.P. Rançon, 1986). Le log de forage a été établi à partir de l'observation des déblais et de l'étude de plusieurs passes carottées (fig. 10).

Jusqu'à - 1010 m, on observe une alternance de séquences laviques aériennes et sous-marines correspondant au remplissage du graben du Grand Brûlé par les coulées basaltiques récentes de la Fournaise. A partir de - 1010 m et jusqu'à - 3003,50 m (fond du puits) une succession de roches grenues basiques et ultrabasiques appartenant à un complexe intrusif lité a été traversée.

3.2 - Lithostratigraphie du complexe intrusif

De - 1010 m à - 1129 m : Des laves intrusives, d'épaisseur métrique à plurimétrique de gabbro et microgabbro à olivine sont injectées dans des laves basaltiques vitreuses. Les fragments de roches grenues sont constituées de cristaux millimétriques d'olivine, de pyroxène, de plagioclase et de minéraux opaques plus ou moins agglomérés.

De - 1129 m à - 1920 m : Les déblais sont uniquement constitués de fragments de gabbros et microgabbros à olivine et de wehrilites à plagioclase appartenant à un puissant laccolite zoné. Plusieurs carottages (K₂, K₃ et K₄, fig. 10) confirment la

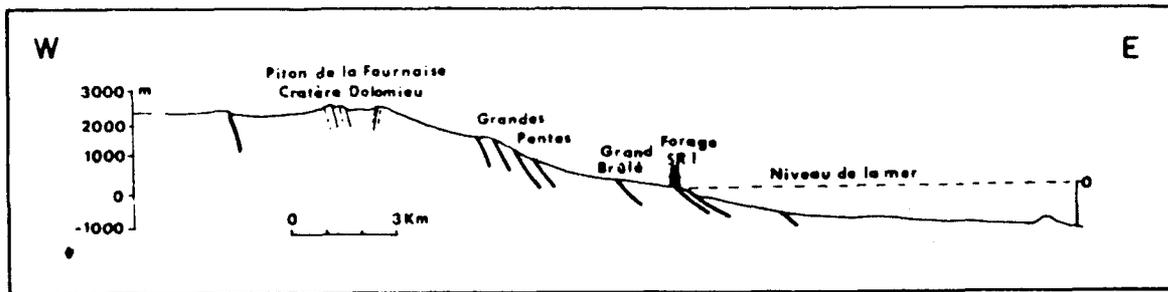
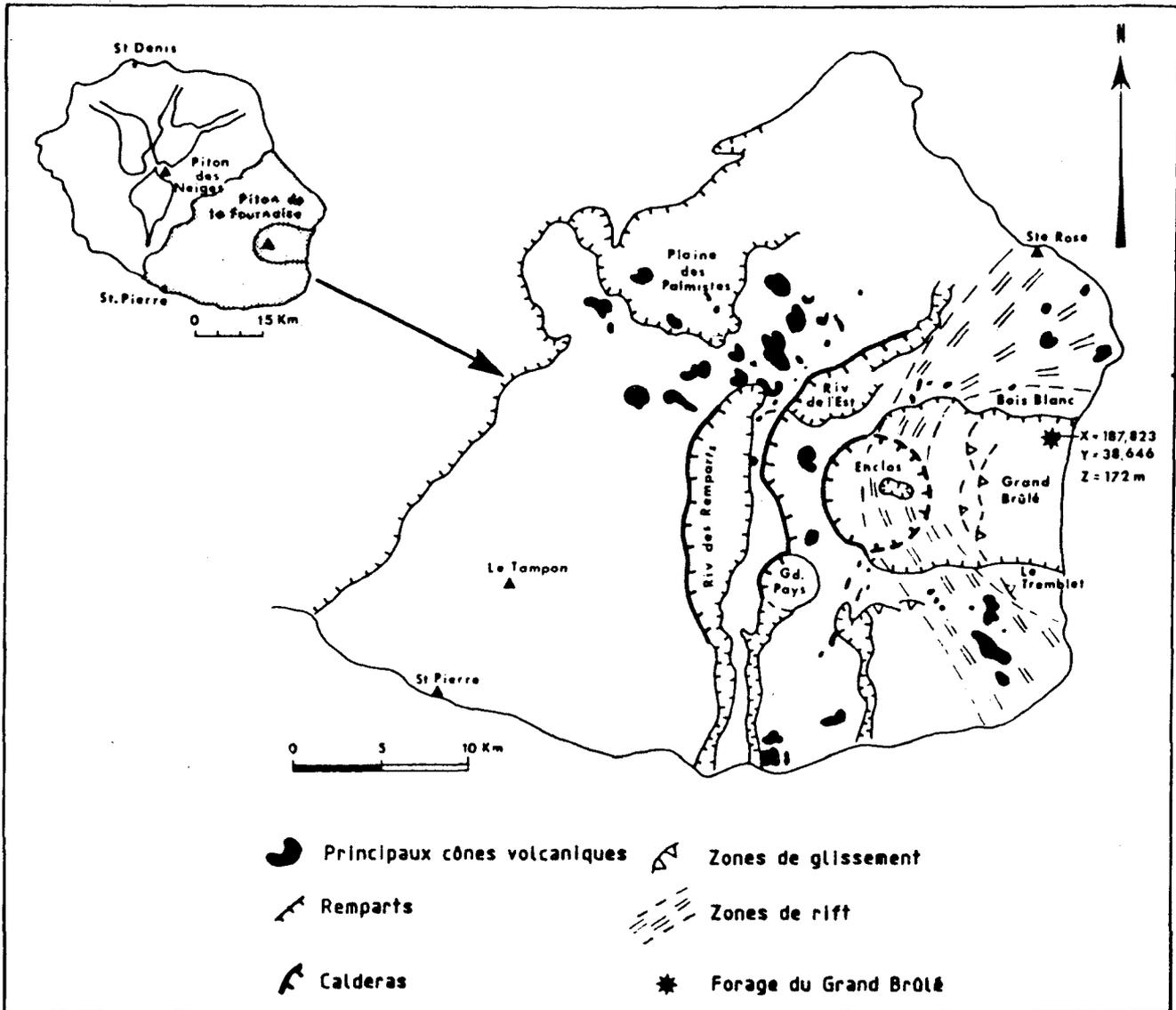


Fig. 9.- Carte volcano-structurale schématique du Piton de la Fournaise. Localisation du forage du Grand Brûlé.

rythmicité des horizons intrusifs et permettent d'établir une distinction entre gabbros à olivine et wehrlites à plagioclase, basée sur les proportions relatives des minéraux : plus d'olivine (jusqu'à 90% de la roche) et moins de plagioclase (< 10%) dans les wehrlites à plagioclase que dans les gabbros à olivine.

De - 1920 m à - 2468 m : Des lames de gabbros et de microgabbros à olivine et de wehrlites à plagioclase (carotte K₅, fig. 10) sont injectées dans des basaltes sous-marins vitreux et des hyaloclastites argilisées.

De - 2468 m à - 2820 m : Présence d'une intrusion massive présentant des lits plurimétriques de

wehrlite et de dunite en alternance. La carotte K₆ (fig. 10) correspond à une dunite dont la composition modale est la suivante : 95 à 98% d'olivine, 2 à 5% de clinopyroxène et 1 à 2% de minéraux opaques. Dans cet intervalle de profondeur, des niveaux métriques de microgabbro à olivine ont été recoupés. Leur texture doléritique et leur état d'altération plus important semblent indiquer qu'il s'agit de venues filoniennes au sein du complexe ultrabasique et non pas d'une récurrence d'un faciès basique comme on pourrait s'y attendre dans un massif intrusif lité.

De - 2820 m à - 3003,50 m : Les 200 derniers mètres forés ont montré l'existence d'une unité dunitique avec des lits décimétriques à métriques de microleucogabbros. Deux carottes (K₆ et K₇, fig. 10)

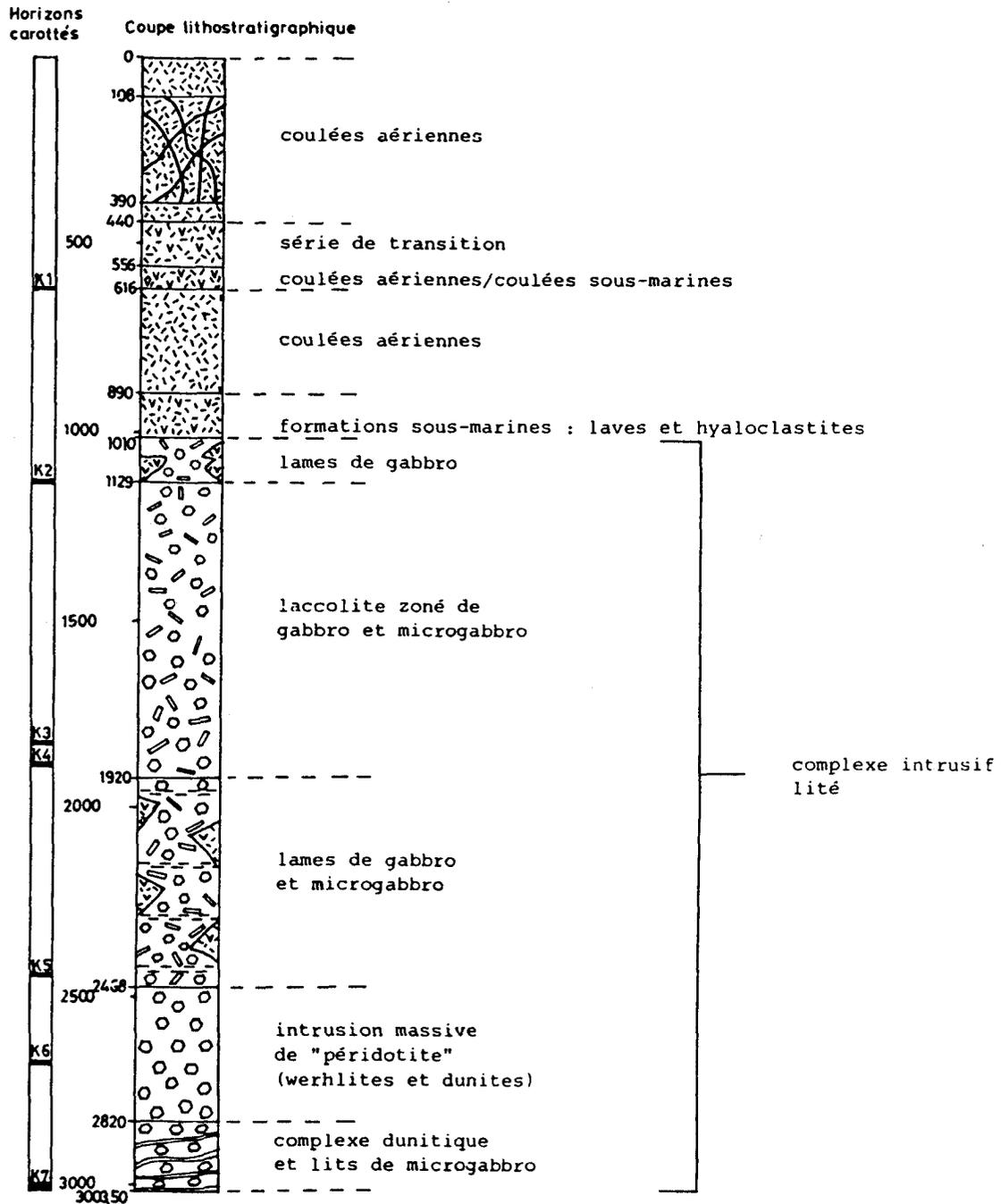


Fig. 10.- Colonne lithostratigraphique du forage du Grand Brûlé.

ont permis d'obtenir des échantillons de dunité très frais.

3.3 - Description pétrographique

Les gabbros à olivine et les wehrlites sont formés de cristaux cumulus d'olivine avec pyroxène et plagioclase intercumulus. Bien que les proportions modales en plagioclase varient du simple au triple entre les wehrlites et les gabbros, l'arrangement cristallin est similaire. Certains minéraux montrent des traces de déformation : "kink band" sur les olivines, courbure des plans de clivage des clinopyroxènes et de macles des plagioclases. La taille des grains varie entre 1 et 3 mm, cependant les olivines peuvent avoir une section supérieure à 1 cm.

Dans les dunités, où les olivines sont évidemment les minéraux prépondérants (95 à 99%), de rares cristaux de clinopyroxène et de

spinelles chromifères sont également présents. Les olivines se trouvent sous deux formes : d'une part en cristaux de grande taille pouvant atteindre 1 cm, et d'autre part en petits cristaux d'une section maximum de 0,3 mm. Les premiers montrent fréquemment des "kink bands" et possèdent de nombreuses inclusions vitreuses et fluides ainsi que des lamelles d'exsolution d'oxydes. Les olivines de petite taille (qui ne possèdent pas d'inclusions), entourent les grands cristaux d'olivine. Une telle texture avec deux types de cristaux d'olivine est connue dans certaines dunités en enclaves dans des basaltes, par exemple à Hawaii (E.D. Jackson, 1968) et à Tubuai (E. Berger et R. Brousse, 1980). Une autre texture est également courante dans les dunités du forage du Grand Brûlé : la roche est formée de cristaux d'olivine équigranulaires de 2 à 4 mm de section, aux contours irréguliers, et présentant parfois des "kink bands". Le passage entre cette texture en mosaïque et celle décrite

précédemment se fait sans limite nette au sein d'un même échantillon. Les spinelles chromifères des dunités, quelle que soit leur texture, se présentent sous deux formes : en petits cristaux automorphes (< 100 µm) inclus dans les olivines, et en grands cristaux (> 1 mm) aux formes irrégulières en position interstitielle entre les olivines. Ces deux formes de spinelles contiennent des cristaux en inclusion (principalement des amphiboles pargasitiques). Les clinopyroxènes, toujours présents dans les dunités, se rencontrent en position interstitielle entre les cristaux d'olivine ou à la périphérie des oxydes interstitiels.

3.4 - Composition chimique des roches du complexe intrusif

En raison du très faible nombre d'échantillons carottés utilisables à des fins d'analyse en roche totale, nous ne disposons que de peu de données concernant le chimisme de ces roches.

Bien qu'il convienne d'être très prudent concernant l'interprétation des résultats disponibles, le dosage des éléments majeurs (Tab. 3) permettent de confirmer le caractère ultrabasique des roches grenues du forage du Grand Brûlé (pourcentages en SiO₂ compris entre 38.60 et 40.90, en MgO compris entre 32.70 et 44.40. La position dans le diagramme AFM (fig. 11) des laves basaltiques de la Fournaise dans la continuité de celle des roches grenues du forage, montre par ailleurs le caractère cogénéétique de ces termes effusifs et intrusifs. Dans la mesure où les roches grenues sont interprétées comme des cumulats, il n'est, par contre, pas possible de conclure ici quant à l'évolution du liquide magmatique parent par cristallisation fractionnée.

3.5 - Minéralogie

De nombreuses analyses de minéraux des roches du complexe intrusif ont été obtenues, notamment à partir des passes carottées (P. Lerebour, 1987 ; T. Augé *et al.*, sous presse). Nous ne présenterons ici qu'une sélection de ces analyses (Tab. 4) effectuées à la microsonde électronique (mode opératoire : tension d'accélération 15 kV, intensité courant 10 nA, temps de comptage 10 s).

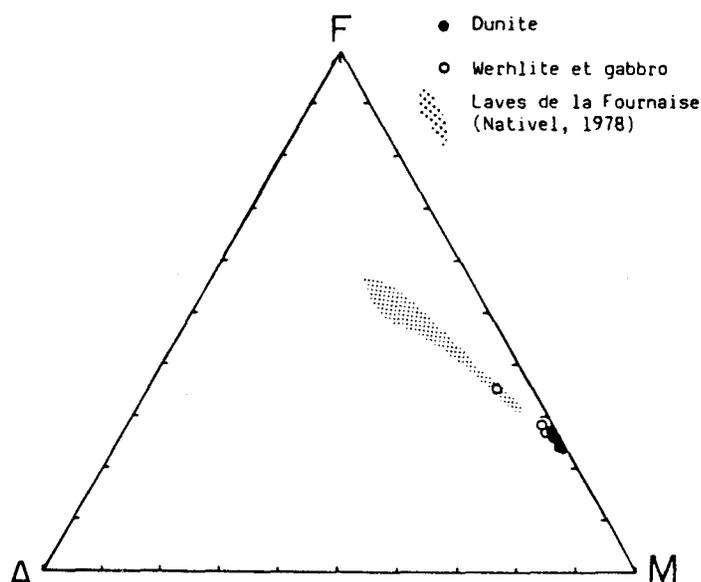


Fig. 11.- Position des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé dans le diagramme AFM.

Les données discutées ci-après, ainsi que les points placés dans les diagrammes correspondent à des moyennes obtenues à partir de plusieurs points d'analyse effectués sur une même espèce minérale dans une roche donnée.

Les olivines. La teneur en forstérite des olivines des dunités varie entre Fo84.5 et Fo87.3. Au sein d'un échantillon il n'y a pas de différence significative entre les olivines de tailles différentes. Les olivines des gabbros et des wehrlites ont un large domaine de variation en forstérite (76.9 à 85.6) qui recoupe celui des dunités (fig. 12). Les teneurs en NiO sont les mêmes pour l'ensemble des olivines des roches grenues (0.25 à 0.27%). Les olivines des dunités contiennent davantage de CaO (0.15%) que celles des gabbros et des wehrlites (0.06%). Il est à noter à titre de comparaison que les teneurs en forstérite des olivines des dunités sont similaires à celles des olivines des nodules échantillonnés dans les laves du Piton de la Fournaise (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1972b) et à celles des olivines des océanites de la Fournaise (R. Clocchiatti *et al.*, 1979).

N° Echantillon cote (en m) ou localisation	K3	K3	K4	K5	K6	K6	K6	K7	K7	K7	N ₁	N ₂	N ₃
	1826.50	1827.40	1896.90	2445.20	2673.50	2676.30	2679.60	2998.90	3000.60	3003.40	R.P.	R.L.	P.S.
SiO ₂	39.80	40.90	39.20	38.60	39.10	39.00	39.00	39.20	38.90	38.90	38.32	40.92	44.99
TiO ₂	.80	.47	.28	.15	.12	.12	.10	.10	.09	0.12	0.17	0.84	1.37
Al ₂ O ₃	4.50	2.85	2.10	1.00	.93	.86	.80	.89	.80	.94	0.70	4.57	17.60
Fe ₂ O ₃	3.30	2.05	3.30	2.35	1.70	1.60	2.05	1.30	1.20	2.20	15.18	13.40	4.70
FeO	9.00	11.75	10.20	11.85	13.40	13.50	13.20	14.60	13.60	11.70	2.15	1.90	5.40
MnO	.17	.21	.20	.21	.23	.23	.23	.24	.22	.21	0.09	0.08	0.12
MgO	32.70	33.70	36.00	43.60	43.40	43.20	43.00	43.00	43.20	44.40	42.63	31.79	7.20
CaO	3.65	4.40	3.75	.52	.57	.64	.42	.44	.51	.46	.52	3.51	16.65
Na ₂ O	.47	.38	.20	.20	.20	.20	.20	.20	.20	.20	0.13	0.90	1.45
K ₂ O	.22	.17	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	0.06	0.34	0.00
P ₂ O ₅	.08	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	0.12	0.24	0.11
H ₂ O ⁺	4.08	2.13	3.85	1.06	.46	.38	.73	.34	.51	.41	0.00	0.00	0.62
H ₂ O ⁻	.28	.17	.17	.07	.04	.02	.04	.03	.20	.06	0.04	0.46	0.35
Total	99.05	99.23	99.35	99.71	100.25	99.85	99.87	100.44	99.73	99.70	100.11	98.95	100.56

Tab. 3.- Analyses chimiques des éléments majeurs des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé et des enclaves grenues du Piton de la Fournaise.
(K : analyses in J.Ph. Rançon, 1986 ; N : analyses in P. Nativel, 1978 ; R.P. : Rivière des Remparts ; R.L. : Rivière Langevin ; P.S. : Plaine des Sables).

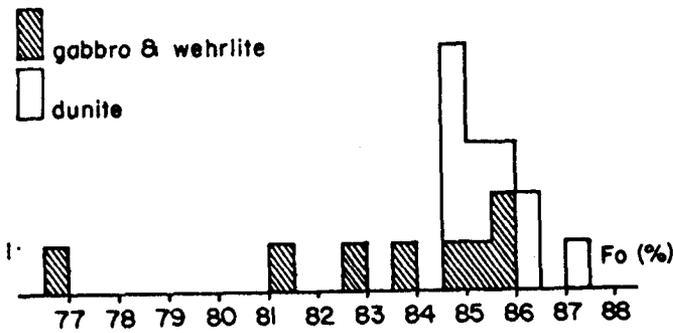


Fig. 12.- Histogramme des teneurs en forstérite (Fo) des olivines des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé.

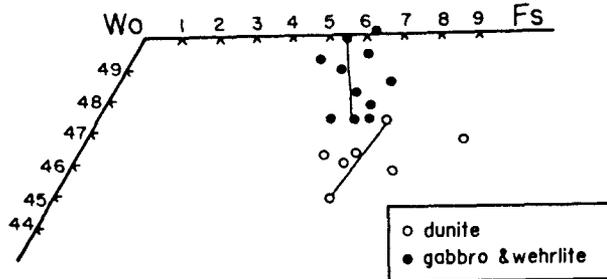


Fig. 13.- Composition des clinopyroxènes des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé dans le diagramme En-Wo-Fs.

Les clinopyroxènes. Les clinopyroxènes des dunites, wehrlites, et gabbros sont des diopsides chromifères. La proportion en ferrosilite augmente légèrement (fig. 13) depuis les dunites jusqu'aux gabbros. Les pyroxènes des dunites sont caractérisés par une teneur pratiquement constante en TiO_2 (0,98%), alors que pour les gabbros et wehrlites, les valeurs en TiO_2 sont plus importantes mais également très fluctuantes (0,84 à 1,84%). Les teneurs en Cr_2O_3 et Na_2O diminuent depuis les dunites jusqu'aux gabbros et wehrlites et Al_2O_3 a une faible variation dans les pyroxènes de toutes ces roches (2.74-3.50%). La droite de corrélation de la fig. 14 dans laquelle sont positionnés les rapports $Mg / (Mg + Fe)$ des olivines et des pyroxènes indique que ces minéraux sont en équilibre et proviennent d'un même liquide évoluant par cristallisation fractionnée.

Les spinelles. Dans toutes les roches du massif intrusif les spinelles sont chromifères. Ils présentent d'importantes variations de composition d'un échantillon à l'autre, mais aussi au sein d'un même échantillon.

Dans les spinelles des dunites, Al_2O_3 est peu variable autour de 15.6%, et les variations en Cr_2O_3 sont compensées par celles en Fe_2O_3 (fig. 15). La modification des proportions des éléments trivalents (Al, Fe, Cr) entraîne des variations de proportion des éléments bivalents (fig. 16). Les variations au sein d'un même échantillon sont parfois en relation avec la forme des cristaux de spinelle : ceux qui sont inclus dans les olivines sont enrichis en Fe^{3+} par rapport aux cristaux interstitiels ; ils ont, par ailleurs, un rapport $Fe / (Fe + Mg)$ plus élevé. De fortes teneurs en TiO_2 (3.2%) caractérisent les spinelles des dunites (fig. 17).

Minéral	Olivines			Clinopyroxènes			Spinelles			Plagioclases	
	N° échantillon	GB 8	GB 28	GB 29	GB 8	GB 28	GB 29	GB 8	GB 28	GB 29	GB 28
Nature de la roche	dunite	wehrlite	gabbro	dunite	wehrlite	gabbro	dunite	wehrlite	gabbro	wehrlite	gabbro
SiO_2	40.86	40.68	40.41	51.00	51.33	52.03	0.12	0.00	0.06	55.38	49.69
TiO_2	0.00	0.00	0.03	0.98	1.57	1.67	3.24	3.35	2.22	0.15	0.00
Al_2O_3	0.04	0.00	0.04	3.44	3.50	2.74	15.81	14.66	15.81	27.45	31.72
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	14.97	15.59	10.74	-	-
FeO	12.39	13.93	17.14	3.75	4.62	5.30	23.22	24.86	21.30	0.27	0.42
MnO	0.24	0.17	0.28	0.01	0.16	0.14	0.38	0.33	0.29	0.00	0.00
MgO	46.64	44.86	42.24	15.82	15.96	15.80	8.99	7.61	9.62	0.04	0.11
CaO	0.14	0.06	0.30	22.43	21.80	21.92	0.03	0.00	0.03	10.99	15.92
Na_2O	0.00	0.00	0.05	0.52	0.27	0.42	0.00	0.00	0.00	5.29	2.53
K_2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.34	0.13
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.02	1.01	0.73	0.15	33.69	32.55	39.74	0.00	0.00
NiO	0.37	0.20	0.17	0.08	0.05	0.00	0.14	0.33	0.16	0.00	0.03
Total	100.68	99.91	100.69	99.04	99.99	100.17	100.60	99.28	99.99	99.91	100.55
Si	1.007	1.015	1.017	1.888	1.883	1.908	0.031	-	0.015	2.504	2.264
Al	0.001	-	0.001	0.150	0.151	0.119	4.835	4.612	4.838	1.463	1.703
Ti	-	-	0.001	0.027	0.043	0.046	0.632	0.673	0.433	0.005	-
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	2.932	3.132	2.099	-	-
Fe^{2+}	0.255	0.291	0.361	0.116	0.142	0.163	5.041	5.548	4.625	0.010	0.016
Mn	0.005	0.004	0.006	0.001	0.005	0.004	0.083	0.075	0.064	-	-
Mg	1.713	1.669	1.584	0.873	0.873	0.863	3.476	3.029	3.724	0.003	0.008
Ca	0.004	0.002	0.008	0.890	0.857	0.861	0.009	-	0.009	0.532	0.777
Na	-	-	0.002	0.037	0.020	0.030	-	-	-	0.464	0.224
K	-	-	0.000	-	-	-	0.002	-	0.007	0.019	0.008
Cr	-	-	0.000	0.030	0.021	0.004	6.913	6.867	8.159	-	-
Ni	0.007	0.004	0.004	0.002	0.002	-	0.029	0.072	0.032	-	0.001
Total	2.992	2.985	2.984	4.014	3.997	3.998	23.974	24.008	24.005	5.000	5.001

Tab. 4.- Analyses représentatives des minéraux des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé.

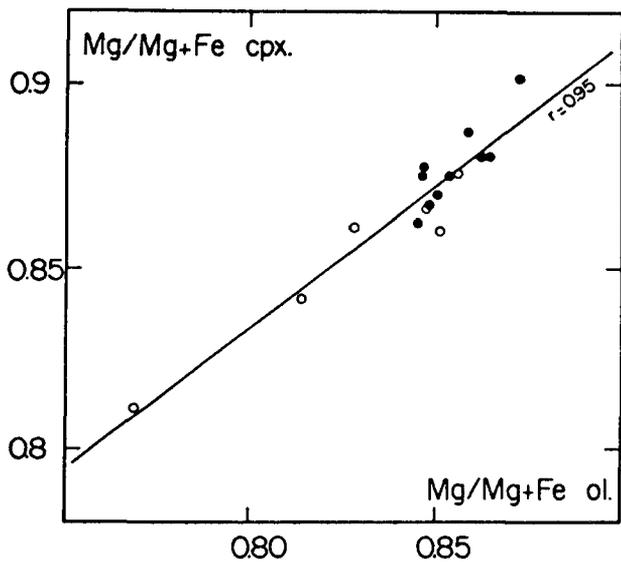


Fig. 14.- Corrélation entre le rapport $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ des clinopyroxènes et celui des olivines des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé. (mêmes symboles que fig. 12).

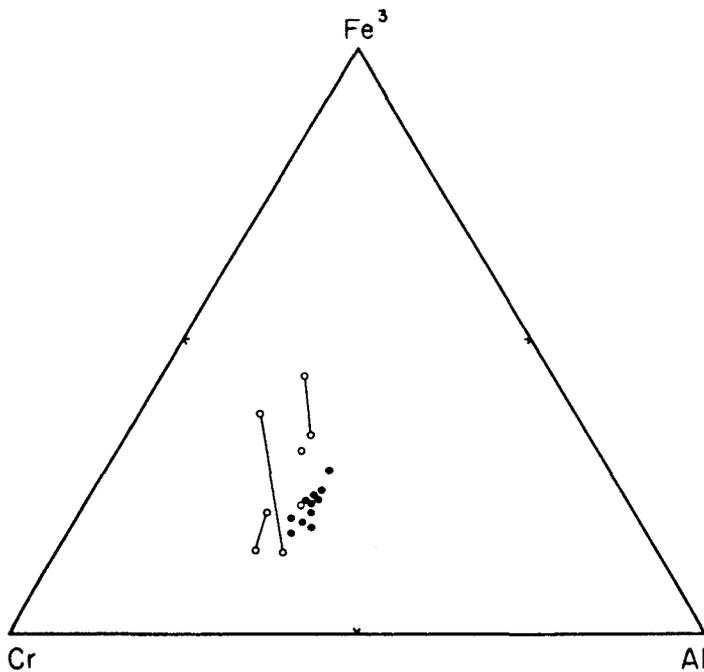


Fig. 15.- Composition des spinelles des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé dans le diagramme Cr-Al- Fe^{3+} . (mêmes symboles que fig. 12)

Au contraire des spinelles des dunites, les teneurs en Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 des spinelles des gabbros et des wehrlites sont très variables : Al_2O_3 varie de 7.6 à 15.8 % (fig. 15), Fe_2O_3 de 10.7 à 25.7% et TiO_2 de 2.2 à 7.1%. Le rapport Fe^{2+} / Fe^{3+} varie peu, ce qui pourrait indiquer une évolution sous une fugacité d'oxygène constante. L'enrichissement en Fe^{3+} s'accompagne d'une décroissance du rapport $Mg / (Mg + Fe)$ (fig. 16). Il y a une bonne corrélation linéaire entre TiO_2 et FeO (fig. 17). Malgré de fortes teneurs en TiO_2 des spinelles, aucune exsolution d'ilménite n'a été observée.

Les ilménites. Les ilménites ont été observées dans les gabbros et les wehrlites sous forme de petits cristaux (< 100 μm) parfois inclus dans les olivines,

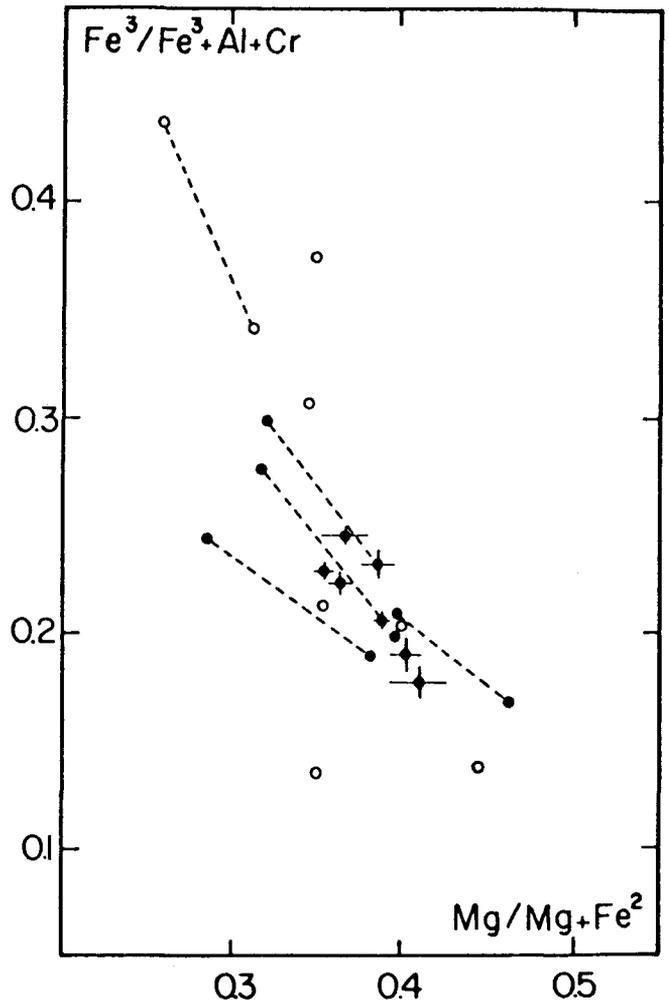


Fig. 16.- Corrélation entre les rapports $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al + Cr)$ et $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ des spinelles des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé. (même symboles que fig 12).

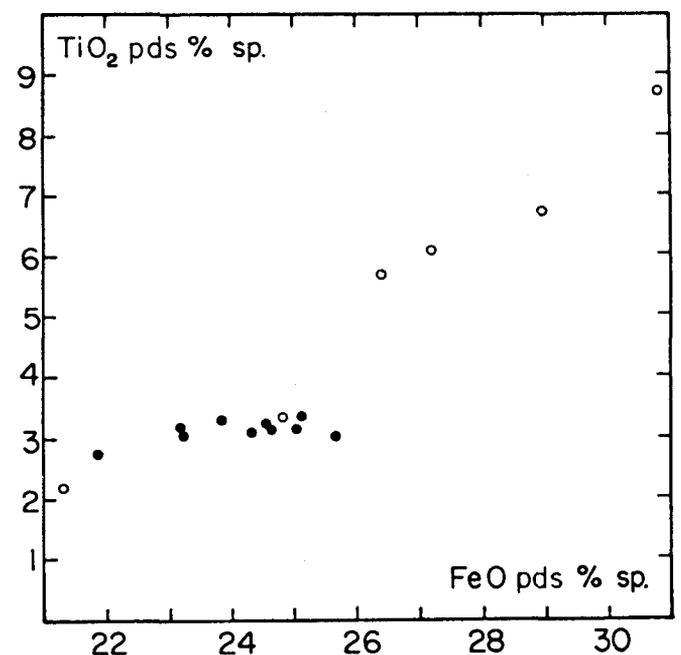


Fig. 17.- Corrélation entre les teneurs en TiO_2 et FeO des spinelles des roches du complexe intrusif du Grand Brûlé. (teneurs exprimées en pourcentages pondéraux).

et sous forme de grands cristaux interstitiels (> 1 mm). Leur teneur en Fe₂O₃ varie de 0.35 à 3.90% ; MgO et MnO ont des teneurs variant respectivement de 3.2 à 8,7% et 0.0 à 1.2%, tandis que Cr₂O₃ est constant (0.5 à 0.8%).

Les plagioclases. Les plagioclases n'ont jamais été observés dans les dunites : ils apparaissent dans les wehrlites et les gabbros à olivine. Leur pourcentage en anorthite (An) varie de 53 à 81%. Des variations de plus de 8% en An ont été observées au sein d'un même cristal. Ces variations, ainsi que les différences existant entre les plagioclases d'échantillons différents, semblent excessives par rapport aux variations de composition des autres minéraux ; elles pourraient correspondre à une cristallisation secondaire de plagioclase plus sodique. Des variations similaires de la teneur en An ont été signalées pour les plagioclases des nodules de gabbros du Piton de la Fournaise (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1972b).

3.6 - Signification volcanologique du complexe intrusif du Grand Brûlé

3.6.1 - Pétrogenèse

Les résultats obtenus à partir de l'étude pétrologique et minéralogique des roches du complexe intrusif soulèvent plusieurs questions, et en particulier celles de l'origine et des conditions de formation de ce complexe intrusif. Les roches qui présentent le plus de similitude avec celles que nous avons étudiées sont les xénolites ultrabasiques contenus dans les laves des îles océaniques. Trois interprétations quant à l'origine de ces roches sont proposées dans la littérature :

- sur la base de leur texture, plusieurs auteurs les considèrent comme des résidus mantelliques (E.D. Jackson, 1968 ; E.D. Jackson et T.L. Wright, 1970) ;
- à partir de leur minéralogie, ce serait, selon d'autres sources, des cumulats recristallisés (J. Babkine *et al.*, 1966 ; B.G.J. Upton, et W.J. Wadsworth, 1972b ; E. Berger et R. Brousse, 1980 ; G. Sen, 1983) ;
- une hypothèse intermédiaire est également proposée (E. Berger et M. Vannier, 1984) : ces roches seraient issues d'une interaction entre des péridotites à pyroxène du manteau et un liquide magmatique.

Les dunites du complexe intrusif du Grand Brûlé possèdent une texture parfois à tendance porphyroclastique qui évoque celle des dunites et des harzburgites ayant subi une déformation mantellique. Cependant, la présence systématique de spinelles chromifères automorphes et d'inclusions vitreuses très abondantes dans les olivines (T. Augé *et al.*, sous presse) n'a jamais été décrite, à notre connaissance, dans des dunites mantelliques. D'autre part, la composition des minéraux des dunites mantelliques (olivines enrichies en forstérite (Fo > 92%), spinelles enrichies en Cr et appauvries en Ti, Fe³⁺ et Al ; A.L. Jacques et D.H. Green, 1980) est différente de celle des dunites du forage. Enfin l'absence de lherzolites et de harzburgites dans le complexe intrusif, et l'absence de structures indiquant une remontée mantellique au niveau du volcan de la Fournaise, conduit à écarter

l'hypothèse d'une origine mantellique. L'hypothèse d'une origine par interaction manteau-magma (déstabilisation des pyroxènes, rééquilibrage des olivines, et cristallisation de clinopyroxènes interstitiels ; A. Nicolas et A. Prinzhofer, 1983 ; E. Berger et M. Vannier, 1984), est aussi à écarter. En effet, il est difficilement concevable qu'une transformation sur plusieurs centaines de mètres du manteau se fasse sans qu'aucune trace de la roche primitive ne soit observée.

A l'opposé, de nombreuses observations sont cohérentes avec l'hypothèse de la formation du complexe intrusif par accumulation de minéraux provenant de la cristallisation fractionnée du magma à l'intérieur d'une chambre magmatique maintenant refroidie :

1) La séquence observée de haut en bas : gabbro-wehrlite-dunite, les variations de la minéralogie et de la composition chimique des phases cristallines, montrent clairement que les roches du complexe intrusif sont les produits cumulatifs de la cristallisation fractionnée d'un liquide magmatique. Les olivines et les spinelles sont les premières phases à cristalliser, ce qui a pour conséquence d'appauvrir le liquide résiduel en Mg et de l'enrichir en Al (fig. 14). L'étape suivante est la cristallisation cotectique de l'olivine, du pyroxène et du plagioclase. Dans cette deuxième étape, les wehrlites à plagioclase et les gabbros à olivine sont composés de minéraux dont la composition chimique (olivine plus ferrifère, fig. 12) est cohérente avec celle d'un liquide qui a précédemment fractionné des olivines et des spinelles.

2) Les textures et la minéralogie des roches grenues du forage sont similaires à celles des xénolites de dunites, wehrlites, et gabbros contenus dans les laves du Piton de la Fournaise et interprétés comme des cumulats remontés par le magma (J. Babkine *et al.*, 1966 ; P. Nativel, 1978 ; P. Bachelery, 1981).

La formation de plus de 180 m de dunites cumulatives massives, suivie de 350 m d'une alternance de dunites et wehrlites dans une chambre magmatique ne peut s'envisager sans l'existence de conditions particulières. Ainsi il semble évident que le fractionnement d'un liquide en système fermé ne peut pas aboutir à la cristallisation d'une telle épaisseur de dunites. Le mécanisme le plus probable pour expliquer ce fait est la cristallisation et l'accumulation d'olivine + spinelle dans une chambre fréquemment réalimentée. Cette hypothèse est en accord avec les conclusions de J.N. Ludden (1978) : le fractionnement cotectique olivine-pyroxène-plagioclase se produit après une longue période pendant laquelle ont cristallisé uniquement l'olivine et le spinelle. De fréquentes injections de liquide non différencié dans la chambre magmatique contenant des cristaux cumulatifs et un liquide légèrement différencié (immiscible avec le liquide primaire ?) conduisent à des séquences lithologiques complexes. L'ensemble de ces séquences a été considéré jusqu'ici comme appartenant à une intrusion unique, compte tenu de l'origine indirecte et partielle de nos informations (essentiel du matériel d'étude constitué de déblais, possibilité de pollution par des retombées de niveaux supérieurs).

Il est toutefois probable que les différentes unités traversées par le forage possèdent une organisation

beaucoup plus complexe. En particulier, la présence de lames de gabbro et microgabbro et de wehrlites à plagioclase injectées dans des formations sous-marines entre 1920 m et 2468 m laisse la place à une alternative :

– dans l'hypothèse d'une intrusion unique, les lames sont attribuables à des digitations d'une bordure de chambre au sein de l'encaissant sous-marin lavique ;

– ces intrusions peuvent également correspondre à la mise en place d'un liquide plus différencié dérivé *per ascensum* de l'unité magmatique inférieure.

3.6.2 - Place de la chambre magmatique du Grand Brûlé dans l'évolution du massif de la Fournaise

La géométrie et l'extension de la chambre magmatique du Grand Brûlé peuvent être approchées grâce aux résultats de l'étude gravimétrique effectuée sur le flanc oriental du Piton de la Fournaise (P. Puvilland *in* J. Demange *et al.*, 1984). La très importante anomalie gravimétrique positive (entre 40 et 50 mgals) centrée sur le Grand Brûlé peut être attribuée à la présence d'une masse lourde assimilable au complexe intrusif dont les dimensions à son toit sont celles d'une ellipse de 20 x 3 km avec un axe d'allongement N-S.

La période d'activité du complexe magmatique est cernée de manière indirecte par des mesures de prospection magnétique effectuées à l'aplomb du Grand Brûlé (J.F. Lenat et B. Tricot, 1979 ; J.F. Lenat et M. Aubert, 1982). Celles-ci dessinent une importante anomalie négative que l'on peut attribuer au complexe intrusif. Alors que toutes les laves de la Fournaise appartiennent à la période Brunhes à aimantation normale (< 700.000 ans), les roches du complexe seraient caractérisées par une aimantation inverse que l'on peut rattacher à la période paléomagnétique de Matuyama (comprise entre 0,7 Ma à 2,4 Ma). C'est dans cette fourchette de temps que se situerait donc le passage au point de Curie des différentes unités de la chambre magmatique du Grand Brûlé, raisonnablement contemporain ou postérieur à sa fin d'activité.

Cette hypothèse, compatible avec le refroidissement aujourd'hui achevé du complexe, ainsi que le réexamen des traits morphostructuraux aériens et sous-marins du volcan de la Fournaise nous ont fait considérer (J.P. Rançon *et al.*, 1987 ; P. Lerebour, 1987) que la chambre magmatique "fossile" du Grand Brûlé appartenait à une structure volcanique primitive (proto-Fournaise), sur laquelle s'est construite aux alentours de 0,35 Ma (I. McDougall, 1971) la Fournaise actuelle.

3.6.3 - Problème des enclaves basiques et ultrabasiques de la Fournaise

Décrits par A. Lacroix (1912) dans les produits du cratère Bory puis étudiés par plusieurs auteurs (J. Babkine *et al.*, 1966 ; B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1972 ; P. Nativel, 1978 ; P. Bachelery, 1981 ; E. Berger et M. Vannier, 1984) dans les éjectats et les laves du Piton Chisny et de la Plaine des Sables, les nodules basiques et ultrabasiques du Piton de la Fournaise ont des compositions chimiques et des textures proches de celles des roches du complexe du Grand Brûlé (Tab. 3).

Ces enclaves retrouvées dans des secteurs éloignés du Grand Brûlé, pourraient provenir de stockages magmatiques superficiels comparables à celui du Grand Brûlé, dans d'autres zones du substratum du volcan. Il y a tout lieu de penser, à partir d'arguments géophysiques et géologiques (P. Bachelery, 1981 ; J.F. Lenat, 1987) qu'il existe dans le massif de la Fournaise, comme dans d'autres îles volcaniques de contexte similaire (îles Hawaii, par exemple), d'importants corps intrusifs à différents niveaux de profondeur correspondant à des périodes successives de croissance du volcan. Les cumulats retrouvés essentiellement dans les produits de la phase IV du Piton de la Fournaise (5.000 ans à Actuel) appartiendraient alors à des corps différents de celui traversé par le forage et pourraient provenir de chambres magmatiques très récentes dans l'histoire de la Fournaise.

4 - Les complexes intrusifs des volcans-boucliers du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Comparaison avec les volcans hawaïens

L'existence de stockages magmatiques à des niveaux peu profonds dans le substratum de l'île de la Réunion a été révélée dans le massif du Piton des Neiges où l'exceptionnelle érosion met à nu plus de 1500 m de formations dans sa partie centrale (cirques de Salazie, de Mafate et de Cilaos). Dans les deux massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, celle-ci a été confirmée par :

- (1) la présence d'enclaves de roches grenues de nature variée dans différents dépôts pyroclastiques et coulées de lave ;
- (2) d'importantes anomalies gravimétriques positives, centrées sur la crête sommitale du Piton des Neiges et sur la zone du Grand Brûlé.
- (3) les forages profonds effectués dans le cirque de Salazie et au Grand Brûlé.

Par certains aspects pétrologiques, dynamiques et morphostructuraux, l'île de la Réunion a depuis longtemps été rapprochée des volcans hawaïens (Mauna Loa et Kilauea en particulier) situés comme elle en position intraplaque océanique. Il convient toutefois de nuancer cette comparaison.

La synthèse des différents travaux menés dans le massif du Piton de la Fournaise et le suivi des phases pré-éruptives et éruptives depuis 1980 (J.F. Lenat, 1987) tendent à montrer l'existence d'un ancien réservoir magmatique sous la Plaine des Sables. Ils concluent d'autre part à la présence d'une chambre superficielle (entre 1,5 et 3 km de profondeur) actuellement active, à l'aplomb de la zone sommitale.

Comme à la Réunion, des enclaves de roches grenues basiques et ultrabasiques ont été retrouvées dans les laves hawaïennes (E.D. Jackson, 1968 ; E. Berger et M. Vannier, 1984) et attribuées à des corps intrusifs en raison de leur minéralogie et de leur texture. Les preuves directes de la présence

d'intrusions dans les volcans hawaïens sont toutefois limitées à des expressions très superficielles de piégeage du magma alimentant les éruptions récentes : réseaux de dykes dans les zones de rift, petits laccolites exposés dans les murs des calderas (T.J. Casadevall et D. Dzurisin, 1987).

Cependant, des éléments nouveaux ont été apportés récemment (D.P. Hill et J.J. Zucca, 1987) concernant la structure profonde du Kilauea et du Mauna Loa.

Sur la base de données gravimétriques et sismiques, l'idée de l'existence d'importantes intrusions superficielles dans le bâti de ces volcans a été avancée. Dans leur modèle, ces derniers auteurs considèrent que des corps intrusifs constituent une part significative du Kilauea et du Mauna Loa à l'aplomb des zones de rift et des centres volcaniques. Ils leur attribuent une organisation stratifiée de type "ophiolitique" avec de haut en bas de la séquence : pillow lavas, réseau de dykes, corps gabbroïques et unité ultrabasique cumulative de base.

Ces complexes, dont la partie la plus superficielle se situerait à 2 km sous la surface, s'élargiraient en profondeur selon une géométrie qui se mimerait sur la topographie sus-jacente. Ils correspondraient à des stockages magmatiques émanant de zones d'alimentation au sein de la croûte océanique, et seraient contemporains de la période de croissance sous-marine des volcans.

Comparativement, le schéma actuellement proposé pour les corps intrusifs d'Hawaii s'écarte sur de nombreux points des données tangibles recueillies sur les complexes intrusifs de l'île de la Réunion. En premier lieu, la géométrie tronconique des corps intrusifs du massif du Piton des Neiges et du complexe intrusif de Grand Brûlé, établie par modélisation géophysique (gravimétrie et magnéto-tellurique), est différente de la forme générale des intrusions d'Hawaii considérés comme ayant une symétrie planaire.

A la Réunion, d'autre part, la position stratigraphique variée des complexes intrusifs, mis en place dans les séries volcaniques sous-marines (Grand-Brûlé) mais également dans les séries aériennes (cirques de Salazie et de Cilaos), constitue, de plus, une différence notable avec Hawaii où les intrusions sont supposées se mettre en place à un stade anté-émersion. A cet égard, la séquence litée de type "ophiolitique" (comparable à celle d'une croûte océanique en zone d'accrétion), telle qu'elle a été proposée pour les stockages superficiels à Hawaii, ne s'accorde pas avec les observations faites sur les intrusions retrouvées à l'affleurement dans les cirques du massif du Piton des Neiges ou dans les forages de Salazie et du Grand Brûlé.

A la lumière des études entreprises, en particulier sur les complexes intrusifs du Bras Rouge, de la rivière du Mât et du Grand Brûlé, nous considérons qu'à la Réunion la multiplicité et la spécificité des différents stockages magmatiques superficiels sont liées à la croissance propre des volcans-boucliers du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, à la verticale desquels se sont installées et ont évolué des chambres magmatiques. Leur différenciation en systèmes indépendants, sinon fermés, peut expliquer certaines différences pétrologiques observées d'un complexe intrusif à un

autre (présence de monzogabbros au toit du complexe annulaire du Piton des Neiges et de gabbros dans la partie sommitale du corps intrusif du Grand Brûlé).

En conclusion, il apparaît que la connaissance des complexes intrusifs de la Réunion est le fait de conditions très privilégiées par rapport aux autres îles volcaniques. Celles-ci sont dues d'une part à l'érosion exceptionnelle qui met à nu une partie du domaine subvolcanique du massif du Piton des Neiges, d'autre part aux indications précieuses apportées par deux forages profonds réalisés dans chacun des massifs.

Au vu de récents travaux, on est en droit de se demander si les complexes intrusifs situés à faible profondeur dans le substratum réunionnais ne possèdent pas d'équivalents dans bon nombre d'îles volcaniques. A Vulcano (Italie), par exemple, des forages ont mis en évidence la présence d'une importante (épaisseur d'au moins 700 m) intrusion monzogabbroïque à 1 000 m de profondeur (D. Faraone *et al.*, 1986). D'après les données radiochronologiques (A. Silvano, 1985), sa mise en place pourrait correspondre à la formation pluriphasée d'une caldera.

Selon le modèle synthétique proposé par B. Bonin (1982), le magmatisme alcalin anorogénique comprend, depuis la surface, quatre étages structuraux : la caldera, le complexe annulaire (entre 1 à 4 km de profondeur), la chambre magmatique (entre 7 et 32 km de profondeur) et enfin la remontée asthénosphérique (à partir de 50 km de profondeur). L'existence de calderas, de chambres magmatiques et de remontées de l'asthénosphère associées est connue dans de nombreuses îles océaniques. Qu'en est-il des complexes annulaires qui sont par ailleurs particulièrement bien représentés dans certaines d'entre elles, les îles Kerguelen (A. Giret, 1983) par exemple ?

Il conviendrait de systématiser et d'affiner les deux types d'approches complémentaires qui, en l'absence d'une érosion suffisante et de forages profonds, sont susceptibles d'éclairer la question des complexes intrusifs des îles volcaniques. Il s'agit d'une part des investigations géophysiques (sismique réflexion, gravimétrie, magnétisme et magnéto-tellurique), d'autre part de l'étude pétrologique des enclaves grenues contenues dans les laves et/ou les pyroclastites.

L'apport de cette dernière étude à la connaissance des différents étages structuraux du magmatisme alcalin a par exemple été démontré en domaine continental, dans le massif du Mont Dore (D. Decobecq, 1987).

Remerciements

Ce travail a bénéficié de l'appui du PIRSEM-CNRS. Nous tenons à remercier Michel Beurrier et Denis Westercamp pour l'intérêt qu'ils lui ont porté et pour les améliorations qu'ils ont suggérées.

Références bibliographiques

- AUGE T., LEREBOUR P., RANCON J.Ph. (sous presse).- The Grand Brûlé exploration drilling : new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3 : Mineral chemistry of the cumulate rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- BABKINE J., CONQUERE F., VILMINOT J.C. (1966).- Nodules de péridotite et cumulats d'olivine. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **89**, pp. 262-268.
- BACHELERY P. (1981).- Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique. Thèse Doct. 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 215 p. + annexes.
- BENDERITTER Y., DUPIS A., FITTERMAN D., GERARD A., PUVILLAND P., RANCON J. Ph., ROBERT D., STIELTJES L., VARET J. (1981).- Evaluation du potentiel géothermique de l'île de la Réunion. Géologie et géophysique. Données acquises au 1er octobre 1981. Rapport BRGM n° 81 SGN 669 GTH, 305 p., 5 rapports en annexes.
- BERGER E., BROUSSE R. (1980).- Nodules de dunités à Tubuai (Archipel des Australes, Pacifique Sud). *Cahiers de l'Indo-Pacifique*, **2**, pp. 207-218.
- BERGER E., BANCET C., GUERIN H. (1983).- Pétrologie comparée des dunités (Bioko, Réunion, Hawaii, Polynésie française) et des pyroxénites (Massif Central) en enclaves dans les basaltes alcalins. Travaux de l'Option Sciences de la Terre, E.N.S.M.P., 100 p.
- BERGER E., VANNIER M. (1984).- Les dunités en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques : approche pétrologique. *Bull. Minéral.*, **107**, pp. 649-663.
- BILLARD G. (1974).- Carte géologique de la France - La Réunion. Echelle 1/50.000. Collaboration de P.M. Vincent. Editions BRGM. 4 feuilles + notice explicative (40 p.)
- BONIN B. (1982).- Les granites des complexes annulaires. Manuels et méthodes, Editions BRGM, n° 4, 183 p.
- BUSSIERE P. (1959).- Etude géologique de l'île de la Réunion. Thèse Doct. de l'Université, Clermont-Ferrand, 124 p. + annexes.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1974).- Igneous Petrology. McGraw-Hill Book Company Ed., 739 p.
- CASADEVALL T.J., DZURISIN D. (1987).- Intrusive rocks of Kilauea caldera. In *Volcanism in Hawaii*, Vol. 1, U.S.G.S. Professional Paper, 1350, pp. 377-394.
- CHEVALLIER L. (1979).- Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes. Océan Indien occidental. Thèse Doct. 3ème cycle, Grenoble, 187 p. + carte.
- CHEVALLIER L., BACHELERY P. (1981).- Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, île de la Réunion - Océan Indien occidental, *Bull. Volcanol.*, **44-4**, pp. 723-741.
- CHOVELON P. (1986).- Forage géothermique de Salazie (SLZ 1). Etude géologique du forage. Rapport CFG (groupe BRGM) n° 86 CFG 018, 50 p. + annexes.
- CLOCCHIATTI R., HAVETTE A., NATIVEL P. (1979).- Relations pétrogénétiques entre les basaltes transitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise (île de la Réunion, océan Indien) à partir de la composition chimique des inclusions vitreuses des olivines et des spinelles. *Bull. Minéral.*, **102**, pp. 511-525.
- COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979).- Petrographic aspects of plutonic rocks, In *The interpretation of igneous rocks*, George Allen and Unwin. Ed. Boston - Sydney, pp. 283-307.
- DECOBECQ D. (1987).- Approche pétrologique du réservoir magmatique du massif du Mont-Dore par les enclaves associées. Thèse Doct. 3ème cycle. Orsay, 204 p.
- DEMANGE J., PUVILLAND P., RANCON J. Ph. (1984).- Prospection géothermique de l'île de la Réunion Grand Brûlé, Salazie. Rapport final d'exploration. BRGM n° 85 GTH 001 CFG, 51 p. + annexes.
- DEMANGE J., PUVILLAND P. (1986).- Bilan de l'exploration géothermique de l'île de la Réunion au vu des résultats des forages SR1 et SLZ1. Rapport CFG (groupe BRGM) n° 86 CFG 019, 24 p.
- DEMANGE J., CHOVELON P., PUVILLAND P. (sous presse).- Gethermal model of the Salazie cirque (Reunion island). Volcanic and structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- FARAONE D., SILVANO A., VERDIANI G. (1986).- The monzogabbroic intrusion in the island of Vulcano, Aeolian Archipelago, Italy. *Bull. Volcanol.*, **48**, pp. 299-307.
- GERARD A., STIELTJES L. (1979).- Evaluation du potentiel géothermique de l'île de la Réunion. 2ème phase exploratoire : géologie et géophysique. Rapport BRGM n° 79 SGN 538 GTH, 50 p. + annexes + pl. h.t.
- GERARD A., LESQUER A., LACHAUD J.C., LOUIS P., MENNECHET C. (1980).- Etude gravimétrique de la moitié sud-est de l'île de la Réunion. *C.R. Acad. Sci. Fr. Paris t.290, série B*, pp. 139-142.
- GILLOT P.-Y., NATIVEL P. (1982).- K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcan, Reunion island, Indian ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **13**, pp. 131-146.
- GIRET A. (1983).- Le plutonisme océanique intraplaque : exemple des îles Kerguelen. Publication CNFRA, 54, 290 p.
- GUERIN H., NATIVEL P. (1976).- Géochimie des éléments mineurs : manganèse et titane des laves et roches grenues de la Réunion. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **6**, pp. 281-284.
- HAGGERTY S.E. (1981).- Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In *Oxide minerals, Reviews in mineralogy, Mineralogical Society of America, Douglas Rumble Ed.*, vol. 3, pp. Hg 101 - Hg 175.
- HILL D.P., ZUCCA J.J. (1987).- Geophysical constraints on the structure of Kilauea and Mauna Loa volcanoes and some implications for seismomagmatic processes. In *Volcanism in Hawaii*, Vol. 2, U.S.G.S. Professional Paper. 1350, pp. 903-917.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Ca. J. Earth Sci.*, **8**, pp. 523-548.
- JACKSON E.D. (1968).- The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. 33rd Int. Geol. Congr., **1**, pp. 135-150.
- JACKSON E.D., WRIGHT T.L. (1970).- Xenoliths in the Honolulu series, Hawaii. *J. Petrol.*, **11**, pp. 405-430.
- JAQUES A.L., GREEN D.H. (1980).- Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, pp. 287-310.
- KORNPROBST J., BOIVIN P., LENAT J.F., BACHELERY P., BONNEVILLE A., DUPONT P., LECOINTRE J., SEIDEL J.L., THOMAS P., VINCENT P. (1984).- Le Piton de la Fournaise, île de la Réunion, Colloque P.I.R.P.S.E.V., Clermont-Ferrand, pp. 75-82.
- LACROIX A. (1912).- Les roches grenues, intrusives dans les brèches basaltiques de la Réunion : leur importance pour l'interprétation de l'origine des enclaves homogènes des roches volcaniques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **154**, pp. 630-635.
- LACROIX A. (1936).- Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits. Gauthier-Villars - édit. Paris, 297 p., 68 pl. + 1 carte.
- LENAT J.F., TRICOT B. (1979).- Premières mesures de prospection magnétique à la Réunion (Océan Indien). Interprétation et Perspectives. Rapport I.P.G., 16 p.
- LENAT J.F., AUBERT M. (1982).- Structure of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island, Indian ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **12**, pp. 362-392.
- LENAT J.F. (1987).- Structure et dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse d'Etat, Clermont-Ferrand, 337 p.
- LEREBOUR P. (1987).- Etude du forage du Grand Brûlé (Piton de la Fournaise, île de la Réunion) : lithostratigraphie, pétrologie, minéralogies primaire et secondaire. Conséquences

sur l'évolution volcano-structurale du massif du Piton de la Fournaise. Thèse Doct. 3ème cycle, Orsay, 198 p.

LUDDEN J.N. (1978).- Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, pp. 171-198.

MACDONALD G.A., KATSURA T. (1964).- Chemical composition of hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, part. 1, pp. 82-133.

McBIRNEY A.R. (1984).- *Igneous Petrology*. Freeman, Cooper and Company Ed., 504 p.

McDOUGALL I. (1971).- The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, pp. 261-288.

NATIVEL P. (1978).- *Volcans de la Réunion. Pétrologie. Faciès zéolite (Piton des Neiges). Sublimés (La Fournaise)*. Thèse d'Etat, Orsay, 2 tomes, 510 p.

NICOLAS A., PRINZHOFER A. (1983).- Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : structural evidence. *J. Petrol.*, 24, pp. 188-206.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1975).- Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt. *Petrologie*, t.I, n° 4, pp. 291-317.

RANÇON J. Ph. (1986).- Forage géothermique du Grand Brûlé (SR1). Etude géologique du forage. Rapport CFG (groupe BRGM) n° 86 CFG 017, 36 p. + annexes.

RANÇON J. Ph., LEREBOUR P., AUGE T. (1987).- Mise en évidence par forage d'une chambre magmatique ancienne à l'aplomb de la zone orientale du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Implications volcanologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, série II, pp. 55-60.

RANÇON J. Ph., LEREBOUR P., AUGE T. (sous presse).- The Grand Brûlé exploration drilling : new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1 : lithostratigraphic units and volcano-structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*

ROCHER Ph. (1988).- Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges (île de la Réunion). Etude détaillée du cirque de Salazie. Thèse Doct. en Sciences, Orsay, 443 p.

ROCHER Ph., WESTERCAMP D. (sous-presse).- The Salazie cirque ignimbrite (Piton des Neiges volcano, Reunion island) : chronostratigraphy, description and significance of lithic fragments, eruption mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. res.*

SEN G. (1983).- A petrologic model for the constitution of the upper mantle and crust of the Koolau shield, Oahu, Hawaii, and Hawaiian magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, pp. 215-228.

SILVANO A. (1985).- La recherche géothermique à l'île de Vulcano. *Géothermie Actualités*, n° 1, pp. 17-31.

UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1967).- A complex basalt-mugearite sill in Piton des Neiges volcano Réunion. *The American Mineralogist*, 52, pp. 1475-1492.

UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1972a).- Aspects of magmatic evolution on Réunion Island. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.*, 271, pp. 105-130.

UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1972b).- Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Reunion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, pp. 139-158.

WADSWORTH W.J. (1961).- The layered ultrabasic rocks of South-West Rhum, Inner Hebrides, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 244, pp.21-64.