

# Nouveau schéma d'évolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges (Ile de la Réunion)

Ph. ROCHER(1)

Mots-clés : Volcan-bouclier, Stratovolcan, Quaternaire, Erosion, Roches volcaniques, Ile de la Réunion (Massif du Piton des Neiges)

## Résumé

L'étude géologique détaillée du cirque de Salazie, complétée par des données recueillies dans les autres cirques, conduit à reconsidérer l'histoire volcano-structurale du massif du Piton des Neiges. Deux phases d'édification principales, séparées par une période d'érosion, sont reconnues.

La première, qui correspond à la construction d'un *volcan-bouclier* (plus de 2,1 Ma à 220.000 ans), se traduit par la mise en place de volumineuses coulées de laves transitionnelles auxquelles succèdent des coulées de laves alcalines sursaturées en silice. Elle s'achève par la formation d'une caldera de subsidence. Une longue période d'érosion lui succède au cours de laquelle se forment les protocirques de Salazie et des Marsouins.

La seconde phase débute vers 180.000 ans et correspond à l'édification d'un *stratovolcan* au coeur du volcan-bouclier érodé. Le magma alcalin est sous-saturé en silice et se met en place sous forme de dépôts ignimbritiques et de coulées de lave. Aux alentours de 70.000 ans a lieu une phase tectonique distensive majeure. Un magma alcalin, sursaturé en silice, est émis à partir du cratère central puis deux centres éruptifs s'individualisent en bordure du graben, qui émettent des coulées de lave et des pyroclastites jusque vers 22.000 ans B.P.

## Abstract

A detailed geological study of the Salazie Cirque complemented by data gathered from other Cirques, has led to reconsideration of the volcano-structural history of the Piton des Neiges. Two principal constructive phases have been identified, separated by a period of erosion.

The first phase, which corresponded to the construction of a *shield volcano* (more than 2,1 million to 220 000 years old), is represented by extensive transitional lavas succeeded by silica oversaturated alkaline lavas. This phase ended with the formation of a cauldron. A long period of erosion followed during which the Salazie and Marsouins proto-Cirques were formed.

The second phase began around 180 000 years ago and corresponded to the construction of a *stratovolcano* within the eroded shield volcano. The alkaline magma was silica undersaturated and is represented by ignimbrite deposits and lavas. Around 70 000 years ago, a major extensional tectonic phase took place. A silica oversaturated alkaline magma was emitted from the central crater, and two centres of eruption were then formed, at the edge of the graben, which emitted lava flows and pyroclastites until about 22,000 B.P.

## Introduction

Différents schémas concernant l'histoire volcano-structurale du massif du Piton des Neiges ont à ce jour été proposés, reposant sur des critères d'ordre radiochronologique et pétrologique (I. McDougall, 1971; P.Y. Gillot et P. Nativel, 1982), cartographique (G. Billard, 1974) ou structural (L. Chevallier, 1979). L'acquisition de données nouvelles (P. Rocher, 1988), principalement dans le cirque de Salazie, conduit à l'élaboration d'un nouveau schéma d'évolution volcano-structurale du massif.

Cette note présente de façon très synthétique ce nouveau schéma, qui intègre de plus l'ensemble des données radiochronologiques et géochimiques antérieurement acquises.

## 2 - Evolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges

L'histoire volcano-structurale du massif du Piton des Neiges comprend deux phases majeures d'édification, celle d'un volcan-bouclier et celle d'un massif moderne ou stratovolcan, séparées par une période d'érosion (fig.).

(1) Institut Mixte de Recherches Géothermiques - BRGM/AFME - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 et Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie - Bât. 504 - Université Paris Sud - 91405 Orsay Cedex

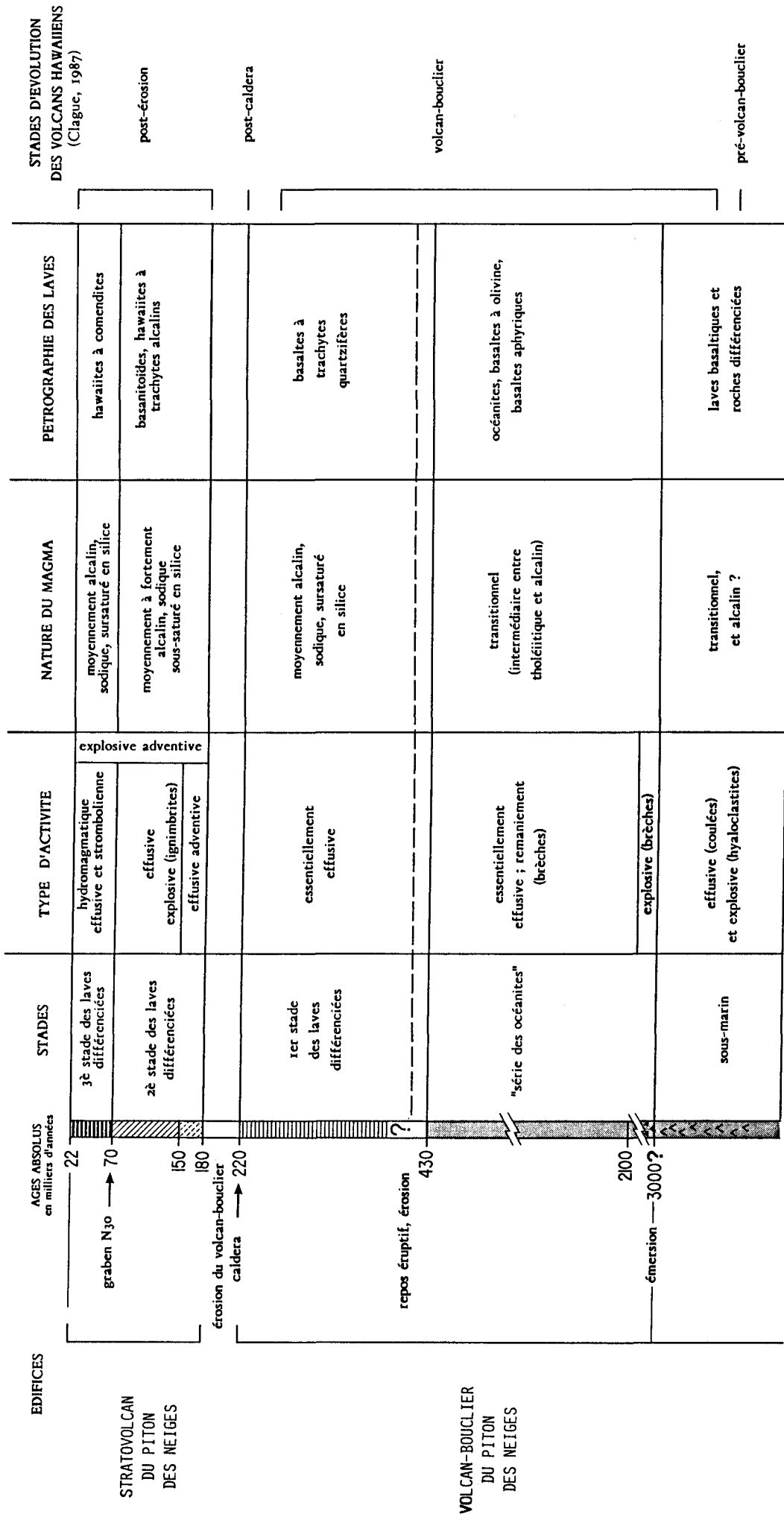


Fig. - Schéma d'évolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges.

## A - Edification du volcan-bouclier (plus de 2,1 Ma à 220.000 ans)

L'émergence du volcan-bouclier a été marquée, il y a plus de 2,1 Ma, par une importante phase volcanique explosive révélée par le forage d'exploration géothermique de Salazie (brèches riches en enclaves plutoniques : J. Demange *et al.*, sous presse). La présence de rares enclaves (a) micromonzonitiques dans ces dernières, et (b) microgrenues à affinité alcaline dans les brèches de la "série des océanites" (B.G.J. Upton et W.J. Wadsworth, 1969), révèle l'existence d'un magmatisme différencié primitif, antérieur à la "série des océanites".

L'édification du volcan-bouclier aérien s'est traduit, depuis plus de 2,1 Ma jusqu'à 430.000 ans environ (I. Mc Dougall, 1971), par la mise en place de volumineuses coulées de lave à chimisme transitionnel ("série des océanites"), intermédiaire entre tholéiitique et alcalin (D.S. Coombs, 1963; Upton et W.J. Wadsworth, 1966 et 1972; P. Nativel, 1978). Celles-ci se sont écoulées principalement à partir des rifts N120 et N160 (L. Chevallier, 1979), à différentes périodes comme en attestent les données radiochronologiques (I. McDougall, 1971) et la présence de nombreuses brèches de remaniement. Le dynamisme est essentiellement effusif et aucun dépôt pyroclastique primaire n'a été rencontré. D'un point de vue structural, les données de terrain et celles du forage géothermique de Salazie (J. Demange *et al.*, sous presse) indiquent qu'aucune caldera n'est associée à ce stade et qu'aucun mouvement vertical de grande ampleur n'est intervenu durant cette période.

On considérait jusqu'à présent, d'après des données radiochronologiques (I. McDougall, 1971), qu'une période d'érosion de l'ordre de 80.000 ans avait suivi la mise en place de la "série des océanites". Sur la base de critères morphologiques et cartographiques provenant de la zone périphérique du massif, et par comparaison avec la période d'érosion du volcan-bouclier, il apparaît que le repos éruptif a été, dans la fourchette 430.000 ans - 350.000 ans, court, de l'ordre de plusieurs milliers à quelques dizaines de milliers d'années tout au plus.

L'ultime phase d'édification du volcan-bouclier se traduit par la mise en place, à partir du cratère central, de coulées de laves différenciées qui viennent recouvrir l'ensemble de l'édifice, entre 350.000 ans environ et 220.000 ans (I. McDougall, 1971; P.Y. Gillot et P. Nativel, 1982). Il s'agit d'un magma faiblement à moyennement alcalin, sodique, que l'on considère, sur la base d'arguments géochimiques, comme dérivant directement du magma transitionnel.

Les laves s'étagent des basaltes aux trachytes quartzifères (P. Rocher et D. Westercamp, sous presse) et le caractère sursaturé en silice ne s'affirme qu'à partir des termes les plus évolués. La fin de ce stade (vers 220.000 ans) est marquée par la formation, dans la partie sommitale du volcan, d'une caldera de subsidence. Le système intrusif qui lui est associé se compose (a) d'un complexe annulaire, à chimisme intermédiaire (hawaïites, mugéarites, monzogabbros), qui affleure dans le cirque de Salazie, et (b) d'un ensemble d'intrusions acides en feuillets coniques qu'on rencontre dans le cirque de Cilaos. Ainsi soulignée, cette caldera a une forme elliptique, un diamètre de 9 à 11 km et paraît

centrée sur l'extrémité sud du cirque de Salazie (Grand Plateau).

## B - Erosion du volcan-bouclier (220.000 ans à 150.000 ans)

La plus longue période d'érosion qu'ait connu le massif conduit, entre 220.000 ans et 150.000 ans environ (P.Y. Gillot et P. Nativel, 1982; P.Y. Gillot *in* P. Rocher, 1988), à la formation de deux vastes et profondes dépressions qui ont du être en tous points comparables aux cirques actuels : les protocirques de Salazie et des Marsouins. La localisation de ces dépressions, dues à l'érosion régressive périphérique et respectivement situées sur les flancs nord-est et est du volcan-bouclier, s'explique par la différence des précipitations sur les deux versants de l'île. L'érosion est telle que les protocirques deviennent coalescents à la dépression caldérique, ce qui explique que les coulées émises ultérieurement dans la partie centrale du massif y ont été étroitement canalisées.

## C - Edification du stratovolcan (180.000 à 22.000 ans B.P.)

Un nouveau cycle éruptif débute, vers 180 000 ans (I. McDougall, 1971; P.Y. Gillot et P. Nativel, 1982), l'édification du massif moderne : le stratovolcan du Piton des Neiges. Il semble correspondre à une reprise d'activité importante (deuxième phase) au niveau du massif du Piton de la Fournaise (I. McDougall, 1971) dont le premier stade d'édification a été daté, d'après de récents travaux (P.Y. Gillot et P. Nativel, sous presse), entre 530.000 ans et 290.000 ans.

Il se traduit dans un premier temps (entre 180 000 ans et 140.000 ans) par une activité adventive effusive (flancs nord, ouest, sud et est).

Dans la partie interne du massif intervient, aux alentours de 140 000 ans, un épisode explosif majeur à l'origine des formations ignimbrétiques (P. Rocher et D. Westercamp, sous presse), auxquelles succède en continu une phase effusive.

Le magma est moyennement à fortement alcalin, sodique, et présente un caractère sous-saturé en silice marqué. Comme cela est classiquement reconnu par ailleurs, il correspond très probablement à un taux faible de fusion partielle du manteau et à une source magmatique plus profonde. Les termes les plus basiques sont des basanitoïdes (5 à 10% de néphéline normative) et non des basaltes alcalins. La série évolue principalement des hawaïites jusqu'à des trachytes alcalins que l'on rencontre sous la forme de dômes-coulées au niveau de la crête sommitale actuelle et dans le cirque des Marsouins.

Vers 70 000 ans intervient un événement tectonique distensif majeur. Sur le flanc nord-est du massif se forme un graben de direction N30 dont la partie interne correspond à l'actuel cirque de Salazie. Le magma est alors moyennement alcalin, sodique et sursaturé en silice. Le changement de la nature de ce dernier est, d'après des considérations d'ordre minéralogique et géochimique et par comparaison avec d'autres zones volcaniques, relié à une baisse de pression et à la migration du réservoir magmatique vers un niveau plus superficiel, consécutivement à cette phase tectonique. La

série évolue des hawaïites aux comendites et le caractère sursaturé en silice est affirmé dès les mugéarites-benmoréites.

L'activité, effusive et stromboliennne, est localisée dans un premier temps (jusqu'à 30.000 ans ?) au niveau du cratère central (Rond du Bras Rouge) et de son prolongement oriental (cirque des Marsouins). L'activité se concentre ensuite au niveau des deux centres situés sur la bordure du graben (la Roche Ecrite et Cap Anglais) et se traduit par la mise en place de coulées de lave à l'intérieur du cirque de Salazie. Elle s'achève vers 22.000 ans B.P. (G. Delibrias, 1979) par des phases hydromagmatiques à l'origine des dépôts pyroclastiques du Plateau de Bélouve (écoulements et déferlantes pyroclastiques, retombées aériennes, nuées ardentes) et par la mise en place d'un dôme-coulée (Cap Anglais). Une importante activité explosive adventive, localisée à basse altitude à la périphérie du massif, est à rattacher au strato-volcan. On ne possède aucune datation absolue concernant ces dépôts pyroclastiques. Certains d'entre eux, situés sur les flancs ouest, sud-ouest et sud du massif, résultent de toute évidence d'explosions hydromagmatiques comme en atteste la présence de bombes trempées et de lapillis accrétonnés (G. Billard, 1974).

### 3- Comparaison avec les volcans hawaïens

Les différents stades d'évolution et de croissance des volcans hawaïens, considérés dans leur ensemble, correspondent à l'émission de magmas chimiquement différents (G.A. Macdonald et T. Katsura, 1964; G.A. Macdonald, 1968). De récents travaux (J.G. Moore *et al.*, 1982) ont mis en évidence l'existence d'un magmatisme alcalin sous-marin antérieur au magmatisme tholéiitique. Ainsi, quatre phases principales d'édification des volcans hawaïens sont aujourd'hui reconnues (D.A. Clague, 1987) : un stade pré-volcan-bouclier (volcanisme transitionnel et alcalin), un stade volcan-bouclier (volcanisme tholéiitique), un stade post-caldera (volcanisme alcalin différencié) et un stade post-érosion (volcanisme alcalin fortement sous-saturé).

Nous venons de voir qu'il était également possible de corréliser phases d'édification du massif et nature des magmas dans le Piton des Neiges. De ce point de vue, il est donc possible de faire un parallèle avec les volcans hawaïens (fig.).

Les formations différenciées observées dans les brèches de la "série des océanites" sont à considérer comme représentatives du stade pré-volcan-bouclier. Nous ne disposons d'aucune donnée pétrologique ou géochimique sur celles-ci qui possèdent peut-être un chimisme alcalin.

Les laves transitionnelles du Piton des Neiges sont volumétriquement les équivalents des laves tholéiitiques des îles Hawaï.

Les laves différenciées du premier stade sont à rapprocher de celles du stade post-caldera des volcans hawaïens. En ce qui concerne le Piton des Neiges, on sait que leur mise en place a débuté avant la formation de la caldera, mais il n'est pas impossible qu'elle l'ait également suivi (l'érosion a pu les faire disparaître à l'intérieur de la caldera).

Enfin, le stade post-érosion des volcans hawaïens possède exactement son homologue au Piton des Neiges qui est le deuxième stade des laves différenciées. Dans les deux cas, les premières laves émises sont à la fois les plus primitives et les plus sous-saturées en silice (basaltes alcalins - basanites - néphélinites - mélilitites dans le premier cas; basanitoïdes dans le second).

En conclusion, il apparaît donc que, dans ses grandes lignes, le schéma évolutif du massif du Piton des Neiges est tout à fait comparable à celui des volcans hawaïens. Il en diffère toutefois de par la durée des différents stades, la nature et le degré d'évolution des magmas exprimés et les dynamismes éruptifs. La cause de ces divergences est probablement à rechercher dans la composition et le degré de fusion partielle des manteaux sous-jacents respectifs. Ces derniers sont en partie dépendants de l'activité du point chaud qui de toute évidence a été très différente à la Réunion et à Hawaï.

## Références bibliographiques

- BILLARD G. (1974).- Carte géologique de la France - La Réunion - Collaboration de P.M. Vincent. Echelle 1/50.000, 4 feuilles + notice explicative. Editions BRGM.
- CHEVALLIER L. (1979).- Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, île de la Réunion. Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes - Océan Indien occidental. Thèse Doct. 3ème cycle, Université de Grenoble, 187 p. + carte.
- CLAGUE D.A. (1987).- Hawaiian alkaline volcanism. In Alkaline Igneous Rocks, J.G. Fitton and B.G.J. Upton Ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 30, pp. 227-252.
- COOMBS D.S. (1963).- Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside - olivine - silica diagram. *Mineral. Soc. Amer. Special. Paper* 1, pp. 227-250.
- DELIBRIAS G., in 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, annexe V.
- DEMANGE J., CHOVELON P., PUVILLAND P. (sous presse).- Geothermal model of the Salazie cirque (Reunion island). Volcanic and structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- GILLOT P.-Y., NATIVEL P. (1982).- K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion island, Indian ocean. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 13, pp. 131-146.
- GILLOT P.-Y., NATIVEL P. (sous presse).- Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- MACDONALD G.A. (1968).- Composition and origin of Hawaiian lavas. In *Studies in Volcanology*; R.E. Coats, R.L. Hay and C.A. Anderson Ed., *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116, pp. 477-522.
- MACDONALD G.A., KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, part. 1, pp. 82-133.
- McDOUGALL I. (1971).- The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, pp. 261-288.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., NORMARK W.R. (1982).- Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology*, 10, pp. 88-92.
- NATIVEL P. (1978).- Volcans de la Réunion. Pétrologie. Faciès

zéolite (Piton des Neiges). Sublimés (La Fournaise). Thèse Doct. Etat. Orsay, Université de Paris-Sud, 2 tomes, 510 p.

ROCHER P. (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. Sciences, Orsay, Université de Paris-Sud.

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.*

UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1966).- The basalts of Réunion Islands, Indian Ocean, *Bull. Volcanol.*, **29**, pp. 7-23.

UPTON B.G.J., WADSWORTH W.J. (1969).- Early volcanic rocks of Réunion and their tectonic significance. *Bull. Volcanol.*, **33**, pp. 1246-1268.

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