

## Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion)

PATRICK BACHÈLERY<sup>1</sup>, BERNARD ROBINEAU<sup>1</sup>, MICHEL COURTEAUD<sup>1</sup> et CÉCILE SAVIN<sup>1</sup>

*Mots clés.* – Brèches, Piton des Neiges, Glissement, Avalanche de débris, Déstabilisation, Volcan-bouclier.

*Résumé.* – Les faciès bréchiens reconnus à terre dans la région littorale de Saint-Gilles, sur le flanc ouest du volcan Piton des Neiges, sont clairement identifiés comme des dépôts d'avalanche de débris. Leur étude pétrographique, texturale et structurale permet de montrer, grâce à la présence de coulées autochtones interstratifiées, qu'au moins quatre glissements successifs se sont produits. Le premier est de grande ampleur puisqu'il affecte la zone centrale hydrothermalisée du volcan. Il est proposé que ce premier glissement, favorisé par la présence de matériaux ayant subi une importante altération hydrothermale, crée une zone d'instabilité qui influe sur le comportement ultérieur du Piton des Neiges. Dans ce même secteur, les glissements postérieurs concernent uniquement des domaines plus superficiels, mettant en jeu des matériaux non hydrothermalisés et vacuolaires. La bréchification des formations, et en particulier la désagrégation progressive des "blocs" durant le transport de l'avalanche de débris, implique une vitesse de progression élevée. Dans la zone du Cap La Houssaye, l'abrasion et la striation des formations laviques situées sous les unités bréchiennes, ainsi que les phénomènes de tassement observés, sont interprétés comme des figures d'arrêt de l'avalanche.

### Debris avalanches on the western flank of Piton des Neiges shield volcano (Reunion Island)

*Key words.* – Breccia, Piton des Neiges, Landslide, Debris avalanche, Destabilisation, Shield volcano.

*Abstract.* – The Saint-Gilles breccias, on the western flank of Piton des Neiges volcano, are clearly identified as debris avalanche deposits. A petrographic, textural and structural analysis of the breccias and inter-bedded autochthonous lava flows enables us to distinguish at least four successive flank slides. The oldest deposit sampled the hydrothermally-altered inner parts of the volcano, and has a large volume. Failure was favored by the presence of a deep intensely-weathered layer. The younger deposits are from superficial sources, as their products are rarely hydrothermalized and are more vesicular. The breccia formation, and especially the progressive breaking up occurring during the debris avalanche displacement, indicates the existence of high speed transport. In the Cap La Houssaye coastal area, abrasion and striation of the underlying lava formation, as well as the packing features observed in the breccia, are considered to be deceleration structures.

#### Introduction

Huge landslides of volcano flanks, whether or not initiated by magmatic intrusions, have been recognized as catastrophic events since the 1980 Mount St Helens eruption. On oceanic shield volcanoes, the contribution of failure to the edifice-building process was proposed by Moore [1964] and suggested elsewhere for Hawaii [Lipman *et al.*, 1985 ; Moore *et al.*, 1989], Reunion island [Lénat *et al.*, 1989], Etna [McGuire *et al.*, 1991], and Canarias [Carracedo, 1994, 1996 ; Marty *et al.*, 1996]. This contribution is particularly obvious in island volcanoes showing a U-shaped caldera open to the ocean.

Several mechanisms inherent to the causes of failure have been proposed, such as dyke intrusion [McGuire *et al.*, 1990 ; Iverson, 1995 ; Voight and Elsworth, 1997], caldera collapse [Marty *et al.*, 1997], or volcanic spreading [Borgia *et al.*, 1992 ; van Wyk de Vries and Francis, 1997]. Invariably, other factors have been proposed as favorable to volcanic destabilization, such as the probable occurrence of deep low-cohesion layers due to the existence of pyroclastic or hyaloclastic layers [Duffield *et al.*, 1982 ; Siebert, 1984] or an old basement. Gravity spreading models are now frequently proposed to explain the destruction of volcanic edifices [Borgia *et al.*, 1992 ; Merle and Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries and Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries and Francis, 1997], most of them taking into account basal or intra-volcanic weakness zones. We propose that in such a scenario, density heterogeneity should be an important factor governing the slow evolution of the volcanic pile. Clague and Denlinger [1994] proposed a olivine-rich ductile basal layer that influences the stability of volcano flanks.

On Reunion island, a large volcanic landslide has been proposed to explain the peculiar morphology of Piton de la Fournaise-Grand Brûlé [Vincent and Kieffer, 1978]. Bathymetric surveys [Bachelery and Montagnoni, 1983 ; Lénat *et al.*, 1989, 1990 ; Cochonnat *et al.*, 1990 ; Lénat and Labazuy, 1990 ; Labazuy, 1991 ; Bachelery, 1995 ; Ollier *et al.*, 1998] have confirmed the offshore occurrence of debris avalanche deposits. Similar deposits are also known to exist along the western, northern and southwestern submarine flanks of the Piton des Neiges volcano. Unlike other deposits showing inland prolongation, "Saint-Gilles breccias" displays a well-preserved and non-weathered texture and structure. Because of striking analogies between the "Saint-Gilles breccias" and, for example, the Cantal stratovolcano de-

<sup>1</sup> Université de La Réunion, Laboratoire des Sciences de la Terre, 15 Av. René Cassin, BP 7151, 97715 Saint-Denis Messag. cedex 9, Ile de La Réunion, France. (bachel@univ-reunion.fr)  
Manuscrit déposé le 25 mai 2000 ; nouvelle version reçue le 16 juillet 2002 ; accepté après révision le 8 octobre 2002.

bris avalanche deposits [Cantagrel, 1995], we conclude that these formations are the products of repeated avalanches during the Piton des Neiges basaltic period [Bachèlery *et al.*, 1996]. We propose an interpretation of their origin, emplacement mechanism and their role in the evolutionary process of the western flank of Piton des Neiges.

### Volcano-structural setting

Mechanical instability of oceanic volcanic edifices generates huge flank landslides, with lateral and mainly submarine transport of sub-aerial materials. These landslides participate in the building of the lower submarine slopes of the volcano. Geophysical surveys have detected low cohesion materials in most offshore Reunion island areas [Malengrau *et al.*, 1999 ; de Voogd *et al.*, 1999 ; Lénat *et al.*, 2001] showing that these materials have largely contributed to the construction of offshore Reunion Island. Such deposits are also found in the inner part (“Cirques”) of Piton des Neiges [Maillot, 1999]. On the other hand, electric and electromagnetic soundings have revealed a deep extending conductor within the Piton de la Fournaise volcanic pile [Courteaud *et al.*, 1997 ; Lenat *et al.*, 2000]. Interpretations about the nature and origin of this conductor depend on its location. In the central caldera zone, as revealed by SP positive anomalies [Malengrau *et al.*, 1994 ; Zlotnicki *et al.*, 1994], the hydrothermal and magmatic complex is probably responsible for the observed low resistivities. Along the flanks, such a hypothesis may not be realistic. Courteaud [1996] suggests the occurrence of a deep argillized layer of volcano-detritic origin. In any case, the hydrothermal complex with high fluid pressures and secondary minerals appears as a potential weak zone that may contribute to the volcano’s instability [Lopez and Williams, 1993 ; Frank, 1995].

### Chronology and stratigraphy

#### Extent of the debris avalanche deposits

The various breccias found at the western end of Reunion island, on the Piton des Neiges volcano flank, cover a 16 km<sup>2</sup> area between Cap Marianne and Saint-Gilles (fig. 1). They are overlain upwards (> 250 to 300 m) by trachy-andesitic (mugearite) lava flows of Piton des Neiges differentiated series [Billard, 1974]. Some restricted breccia outcrops in deep valleys from Bernica to the north up to l’Hermitage to the south indicate the existence of larger extension of the debris avalanche deposits. Furthermore, breccias with similar “Saint-Gilles” facies appear down the Maïdo cliff to Mafate “Cirque” at an altitude 1300 m, beneath 600 m of mugearite and some olivine basalt flows. Unpublished electromagnetic data (CSAMT soundings) confirm the inland continuity of the “Saint-Gilles breccias” up to the Maïdo along the Piton des Neiges western flank, hidden by mugearitic flows.

Available bathymetric surveys offshore Saint Paul – Saint Gilles areas show the obvious underwater prolongation of “Saint-Gilles breccias” : a shallow depth (< 100 m) plateau followed by a slope with hummocky surface down to 2 500 m depth [Bachèlery *et al.*, 1996 and fig. 2]. From this data, the total surface of “Saint-Gilles” debris avalanche deposits is estimated as more than 500 km<sup>2</sup>.

#### Chronology

A coastal cliff, from Ravine Bernica to Boucan Canot, provides the best outcrop of the northern part of “Saint-Gilles breccias”, with a clear inter-bedding of breccia units and lava formations (photo 1 and fig. 3).

- The lower breccia unit (Br I), of unknown thickness, has a remarkable friable aspect and a grayish color.
- The first autochthonous lava formation (L1) consists in thin pahoehoe olivine basalt flows filling large valleys dug into “Br I”. The top of this formation is striated by the overlying “Br II” unit (photo 2).
- Breccia unit “Br II” is interbedded between L1 and L2 olivine basalts. More compact and massive, “Br II” is characterized by a reddish matrix and dark blocks, with many curved fracture surfaces.
- On “Br II” or directly on L1, picritic basalt flows L2 are found, filling narrow valleys.
- Breccia unit “Br III” lies on “Br II” with a striking sheared contact plane visible along the main road (photo 3). It is a typical debris avalanche deposit with large imbricate blocks within a fine-grained beige matrix.
- Once again, basaltic flows of lava formation L3 fill a valley dug into “Br III” near Petite Anse river.
- Breccia unit “Br IV” rests on L3 at Petite Anse, but its contact with “Br III” elsewhere is not clear. The facies of this unit is very similar to the “Br III”.

All the breccia units are covered by basaltic and trachy-andesitic flows from the end of the Piton des Neiges basaltic series, and differentiated series. In the Saint-Gilles river, two formations are superposed : picritic basalts (L4) have flowed on the “Br IV” breccia unit, latter aphyric trachy-andesitic (mugearite) flows (L6) overlapped L4 and the breccia landforms, reaching in places the coastal area. To the north, at Plateau Caillou, plagioclase-phyric basalt flows (L5) are found between mugearite and breccias. Elsewhere on Piton des Neiges, such flows are symptomatic of the transition from the basaltic series to the differentiated series [Billard, 1974].

The occurrence of autochthonous basaltic formations L1 to L3, inter-bedded with “Saint-Gilles breccias”, enables us to distinguish at least four superposed breccia units. Although the emplacement age of the lower “Br I” is not known precisely, it is overlain and therefore older than Cap Marianne pahoehoe lavas (L1) dated at 0.452 Ma [Mc Dougall, 1971]. On the other hand, the upper breccia units are younger than the pahoehoe olivine basalt at Cap la Houssaye dated at 0,435 Ma but older than L5 plagioclasic basalts dated at 0.35 Ma.

#### Geological description of the “breccia sequence”

In the synthetic lithologic log (fig. 4) of the Saint-Gilles area, autochthonous lava formations are clearly broken into four separate breccia units.

**Lava formations.** – L1 formation consists of numerous thin pahoehoe olivine-rich to aphyric basaltic flows. Both L2 and L3 formations are characterized by a few thicker (decametric) olivine (frequently picritic) basalt flows.

**Breccia units.** – All breccia units display common characteristics such as the universal association of two facies (photo 4) : (i) a matrix – sandy to silty – facies containing a non-sorted mixture of non-stratified heterogeneous materials ranging from granular size to blocky elements, (ii) coherent large blocks and large pieces (‘block’ facies) of various lithology such as lava flow, scorias, pyroclastics or other breccias ; blocks displaying frequent “jigsaw” features.

The lower breccia unit “Br I” (fig. 4) has a more compact but very heterogeneous aspect, with a chaotic distribution of blocks in a less-developed matrix. This unit is characterized by a deep hydrothermal alteration with a lot of zeolites, chlorite, clays, calcite and oxides.

The upper breccia units, “Br II” to “Br IV” (fig. 4) are less heterogeneous than “Br I” because their matrix facies are more voluminous and because the matrix clearly separates the bigger blocks. In both facies, a great diversity of fresh lithologic types such as picritic basalt, olivine-phyric basalt, plagioclase-phyric basalt and aphyric more or less vesicular basalts, gabbro, dunite are found, with no or only few slightly zeolitised blocks.

Plurimetric to metric blocks are severely fractured, disintegrated into millimetric to decimetric angular pieces. The frequent polygenic aspect is due to block juxtaposition or imbrication. The abundant matrix is composed of crushed rocks and mineral elements, fine-grained (< mm), showing frequent fluidity and bedding marks (photo 5). The very heterogeneous composition of the matrix is confirmed at a microscopic scale. On the contrary, cores of blocks appear as jigsaw-puzzle-like monolithologic pieces of various basaltic rocks. At their edges, disintegration leads to progressive mixing with neighboring blocks that feed the matrix.

## Discussion

### *Originality of “Saint-Gilles breccias”*

“Saint-Gilles breccias” constitute one of the few cases [see also Cantagrel *et al.*, 1999] of debris avalanche deposit outcroppings on the sub-aerial part of an oceanic shield volcano. The main part of the deposit is suspected to be offshore. Their hummocky surface in delineating parallel ridges can be compared to the one described offshore the Grand Brûlé area, east of Piton de la Fournaise [Bachèlery *et al.*, 1996]. “Saint-Gilles breccias” were deposited after several Piton des Neiges flank slide events that were separated by basaltic flows. Repeated debris avalanches have also been proposed to explain Piton de la Fournaise offshore deposits [Lenat *et al.*, 1990 ; Labazuy, 1991]. The occurrence of autochthonous interbedded lava formations is essential to interpret the thick piling up of slide material along Reunion volcano flanks as deposits of repeated avalanches at the same place, instead of as being the products of a single huge event.

Many structural and textural features noticed in the upper breccia units reveal crucial information on the emplacement mechanism of debris avalanches. For instance, brecciated blocks are typical of progressive break-up during transport processes. Blocks can simply be fractured, or they can be so severely disintegrated that stretching and mixing with other blocks and matrix formation are observed. The observation of such phenomena implies the existence of numerous percussive events between rocks, as well as internal vibrations in the debris avalanche and therefore the existence of high-speed transport.

Lava formations L1 underlying upper breccia units are truncated and strongly striated in a seaward direction (photo 2), parallel to the breccia morphological ridges. In the same way, internal contact surfaces between upper breccia units are shear planes underlain by cataclastic layers and lenses (photo 3). Such structures are interpreted as due to drastic deceleration effects of avalanches reaching a topographic leveling out in the coastal area. This concurs with the occurrence of sub-vertical contact areas between the blocks and the matrix. These injections of matrix between the blocks are generated bottom-up from the shear plane at the moment of the sudden deceleration of the avalanche. Other fracture planes that are in accordance with the morphology of ridges, are found in “Br III” unit (see fig. 5). They are interpreted as the result of packing effects.

### *Origin of flank failures*

Although the source area of breccia formations has not yet been clearly identified, it has to be in the central part of Piton des Neiges as seen in the western cliff of “cirque de Mafate”. Furthermore, “Br I” deeply weathered materials evidently come from the hydrothermalized core of the volcano. Though the “Br I” thickness is not known, the volume involved may be considerable and a part of this volume must constitute the main body of Saint-Gilles offshore deposits.

The upper breccias units “Br II” to “Br IV” display very similar textures and lithologies, with dominant non-altered basaltic rocks from the “Phase II” building stage of Piton des Neiges [Billard, 1974]. These units are very thin in the coastal area of Cap La Houssaye (see fig. 2) despite a proximal facies (meaning a deposit in the transport zone nearer than the main deposit zone). They obviously originate from shallow flank slides of restricted extent. We suggest that the upper Saint-Gilles deposits are due to repeated events that produced thin high-speed debris avalanches.

### *Emplacement modalities*

The morphology of “Saint-Gilles breccias”, or submarine deposits offshore Grand Brûlé (east of Piton de la Fournaise volcano), are typical of sliding movements along shallow depth shear planes (several hundred meters up to two kilometers) within the volcanic pile. But several levels of decollement are suggested by seismic refraction and reflection profiles offshore La Reunion, the deepest corresponding to the top of the preexisting oceanic sediments [de Voogt *et al.*, 1999].

Until now, in Reunion Island, only shallow failures affecting the upper parts of volcanic edifices, with deposits on the lower slopes, have been positively identified. Conditions that trigger giant flank landslides affecting oceanic shields remain poorly understood but we can reasonably speculate that weak hydrothermally-altered layers in the inner part of the volcano favor these gravity-driven processes related to repeated dike injections. The “Saint-Gilles breccia” sequence is considered as a multiphase lateral collapse structure whose first event (“Br I”) was apparently the most voluminous. The corresponding deposit displays frequent hydrothermally-altered material symptomatic of originating from the Piton des Neiges core. Within Piton des Neiges, the low cohesive weathered layer is quite extensive [Nativel, 1978 ; Rançon, 1982] possibly reaching down the volcano flanks [Courteaud *et al.*, 1997]. The interpretative scheme that we propose (fig. 6) in our evaluation of the conditions for the emplacement of Saint-Gilles sequence, takes into account the existence of such a mechanical discontinuity within the volcanic pile. We propose that the massive landslide failure of the west flank of Piton des Neiges volcano that produced the “Br I” breccia, provided efficient channels for younger Piton des Neiges lavas to reach the western and southwestern coastline. Morphological features, as well as radiometric data [Mc Dougall, 1971 ; Gillot and Nativel, 1982] and magnetic surveys [Lénat *et al.*, 2001], yield evidence for preferential

accumulation of lava during the last 0.5 m.y. (corresponding mainly to the differentiated series) in this part of the volcano. The relative asymmetry of Piton des Neiges was acquired by rift migration in response to the first huge landslide that produced the "Br I" unit of "Saint-Gilles breccia", in the manner described by Lipman *et al.* [1990] for Mauna Loa volcano in Hawaii.

The later repetition of flank collapses is consistent with similar structures on other oceanic islands. Since the first lateral collapse, the Piton des Neiges edifice was probably characterized by the existence of an asymmetrical steeper western flank where the old zeolite-rich "Br I" deposits possibly act as a detachment surface for later successive landslides which may have occurred recurrently over a short time interval.

## INTRODUCTION

Les grands glissements de flancs reconnus depuis l'éruption du Mont St-Helens en 1980, comptent certainement parmi les mécanismes les plus catastrophiques affectant les volcans. Ces glissements géants peuvent impliquer des quantités phénoménales de matériaux se déplaçant sous l'effet de la seule gravité, à la suite de déstabilisations initialisées, ou non, par des injections magmatiques. Sur les volcans-boucliers, les grands glissements de flanc sont connus depuis les travaux de Moore [1964]. Leur importance et leur généralisation dans les processus de construction des îles volcaniques sont clairement apparues à la suite des travaux de Lipman *et al.* [1988], Moore *et al.* [1989] pour Hawaii, Lénat *et al.* [1989] pour la Réunion, Mc Guire *et al.* [1991] pour l'Etna, Carracedo [1994, 1996], Marti *et al.* [1996] pour les Canaries. Leur implication dans le fonctionnement des volcans-boucliers apparaît au travers des articles de Lipman *et al.* [1985], Mc Guire *et al.* [1990], Borgia et Treves [1992] ou encore Denlinger et Okubo [1995].

La généralisation des descriptions de tels processus de glissement de flanc affectant de nombreux volcans insulaires, a contribué au fait que ces structures sont désormais considérées par de nombreux auteurs, non plus comme l'exception, mais comme faisant pleinement partie de la logique de construction d'un édifice volcanique en domaine insulaire. Ceci est, bien entendu, particulièrement vrai dans le cas des édifices volcaniques possédant une caldeira à morphologie caractéristique en 'fer à cheval', ouverte sur l'un des flancs du volcan.

Divers mécanismes tels que : injections magmatiques [McGuire *et al.*, 1990 ; Iverson, 1995 ; Voight et Elsworth, 1997], effondrement caldeirique [Marti *et al.*, 1997], ou étalement gravitaire des volcans [Borgia *et al.*, 1992 ; Van Wyk de Vries et Francis, 1997] ont été proposés afin d'expliquer le déclenchement de ces glissements. Au Piton de la Fournaise, les injections magmatiques répétées ont tendance, par leur mise en place dans la zone centrale, à augmenter le déséquilibre du flanc est du volcan. Elles induisent donc une accumulation de contraintes non résorbée dans un processus anélastique de relaxation mécanique tel que décrit par Hofton et Foulger [1996], mais qui doit périodiquement se résoudre dans un relâchement impliquant un mouvement brutal du flanc déstabilisé [Bachelery, 1995]. D'autres facteurs doivent intervenir afin de faciliter le processus de déstabilisation. Les études des glissements de flanc dans divers contextes volcaniques mettent en relief la nécessité de l'existence en profondeur de plans à faible cohésion favorisant la déstabilisation. Ce peut être un niveau argilisé issu de retombées de pyroclastites ou de hyaloclastites [Duffield *et al.*, 1982 ; Siebert, 1984], une zone d'altération hydrothermale [Lopez et Williams, 1993 ;

Frank, 1995], ou un substrat ancien. Clague et Denlinger [1994] proposent l'existence d'une « semelle » constituée par une concentration de cristaux d'olivine dont l'état thermomécanique permet de penser qu'elle joue un rôle quant à la stabilité des flancs des volcans boucliers. Ce niveau ductile permettrait l'avancée progressive du flanc du volcan.

Les modèles d'étalement des volcans sous l'effet de leur propre poids sont également de plus en plus souvent considérés parmi les processus physiques participant à la ruine des édifices volcaniques [Borgia *et al.*, 1992 ; Merle et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et Francis, 1997]. Ces modèles reposent généralement sur l'existence d'horizons mécaniquement faibles au sein de la structure volcanique ou à sa base (sédiments au contact édifice volcanique-substratum). Dans un tel contexte, nous proposons que les hétérogénéités de densité existant au sein même de l'édifice volcanique soit un facteur déterminant ; la présence de domaines à forte densité contribuant à accélérer le processus gravitaire.

À La Réunion, l'existence de glissements de flancs analogues à ceux décrits pour les volcans d'Hawaii a été proposée pour la première fois par Vincent et Kieffer [1978] afin d'expliquer la morphologie particulière du Grand Brûlé. Depuis les premières observations bathymétriques [Bachelery et Montaggianni, 1983], de nombreuses campagnes océanographiques ont été réalisées par les navires 'Jean Charcot', 'Marion Dufresne', 'Sonne' et 'Atalante'. Les travaux les plus récents à propos de ce concept, alors relativement nouveau, de « glissement de flanc » sont publiés dans trois articles [Lénat *et al.*, 1989, 1990 ; Cochonnat *et al.*, 1990 ; Ollier *et al.*, 1998]. Une discussion des idées qui se sont succédées à propos de l'origine du Grand Brûlé, ainsi qu'une analyse du concept de glissement, a été proposée par Bachelery [1995].

Les travaux réalisés par Lénat et Labazuy [1990], puis par Labazuy dans le cadre de sa thèse [1991] ont permis de généraliser à l'ensemble de La Réunion, l'existence de vastes glissements de flanc. Labazuy a notamment montré, à partir de la compilation en un modèle numérique de terrain des données bathymétriques disponibles, l'existence probable de dépôts d'avalanche de débris sur les pentes sous-marines du Piton des Neiges, dans les secteurs ouest, nord et sud-ouest. Parmi les secteurs mentionnés, deux présentent la particularité d'être dans le prolongement immédiat de dépôts d'avalanche de débris identifiables à terre. Si les dépôts affleurants dans le secteur septentrional du Piton des Neiges sont difficilement reconnaissables à cause d'une intense altération due au fait que nous sommes ici sur la côte la plus arrosée, il n'en va pas de même dans le secteur du Cap la Houssaye – Saint Gilles, où les dépôts sont parfaitement conservés. Les analogies existant entre les faciès bréchiqes de Saint-Gilles et ceux connus comme résultant

d'avalanches de débris, par exemple dans le strato-volcan du Cantal [Cantagrel, 1995], sont frappantes et ont permis de les interpréter comme le résultat de plusieurs avalanches de débris datant de la fin de la période basaltique du Piton des Neiges [Bachèlery *et al.* 1996]. Une description détaillée de ces formations, une réflexion sur leur origine, les mécanismes de mise en place, et les conséquences de leur présence dans l'évolution du Piton des Neiges, sont l'objet de cet article.

## CONTEXTE VOLCANO-STRUCTURAL

L'instabilité mécanique des édifices volcaniques permet la genèse de gigantesques glissements de flanc induisant un transport latéral, essentiellement sous-marin, de matériaux provenant pour la plupart du domaine sub-aérien. Ce processus de destruction de la zone haute des édifices volcaniques participe en fait à la construction des basses pentes sous-marines de ces mêmes édifices.

Les données géophysiques (sismologie, magnétisme, gravimétrie) montrent que l'île est en grande partie constituée, pour sa fraction sous-marine, de matériaux incohérents [Malengrau *et al.*, 1999 ; de Voogd *et al.*, 1999 ; Lénat *et al.*, 2001]. Les études réalisées sur la morphologie des pentes sous-marines de La Réunion ont permis de retrouver, sur pratiquement l'ensemble du pourtour de l'île, des formations dont les caractéristiques de surface sont comparables à celles du flanc est du Piton de la Fournaise où des dépôts d'avalanche de débris ont été clairement identifiés [Lénat *et al.*, 1989, 1990 ; Cochonnat *et al.*, 1990]. Ces données s'accordent avec l'existence, pour les édifices volcaniques de La Réunion, de phases de glissement multiples, répétées tout au long de l'édification de l'île. Ceci semble confirmé par les observations réalisées dans les 'Cirques' du Piton des Neiges où, parmi les divers faciès de « brèches de fond de cirque », peut être identifiée une large proportion de matériaux présentant de fortes analogies texturales avec les dépôts d'avalanche de débris [Maillot, 1999].

D'autre part, les investigations par sondages électriques et électromagnétiques [Courteaud *et al.*, 1997 ; Lénat *et al.*, 2000] ont également conduit à la mise en évidence d'un niveau conducteur profond généralisé, sous les formations récentes du Piton de la Fournaise. Les interprétations possibles quant à la nature de ce conducteur varient selon la zone considérée. Dans la zone centrale du volcan, la présence de terrains très conducteurs à faible profondeur, associée à des anomalies de polarisation spontanée positives [Malengrau *et al.*, 1994 ; Zlotnicki *et al.*, 1994], est attribuée aux complexes magmatique et hydrothermal du volcan. En revanche, à l'extérieur de la zone centrale active, cette hypothèse ne peut être retenue, et l'interprétation demeure plus spéculative. Sur la base d'arguments de terrain dont la généralisation peut être discutée, Courteaud [1996] considère qu'il pourrait s'agir d'horizons déstructurés et argilisés ayant une origine volcano-détritique. Il n'en demeure pas moins que, comme cela est proposé dans le cas des strato-volcans [Lopez et Williams, 1993 ; Frank, 1995], le rôle du système hydrothermal du volcan dans les phénomènes de déstabilisation des flancs est vraisemblablement important, que ce soit par la genèse de fortes pressions interstitielles de fluides, ou par la formation de niveaux hydrothermalisés avec développement de minéralisations se-

condaires (argile, zéolite, chlorite, serpentine,...) susceptibles de constituer de remarquables plans de discontinuité mécanique.

## CHRONOLOGIE ET STRATIGRAPHIE DES ÉVÈNEMENTS

### Extension des dépôts d'avalanche de débris

Les différents faciès bréchiques présents à l'extrémité occidentale de l'île de La Réunion, constituant les formations couramment dénommées « brèches de Saint-Gilles », couvrent une surface à l'affleurement d'environ 16 km<sup>2</sup> sur la partie basse du flanc ouest du massif du Piton des Neiges (fig. 1). Elles sont présentes sur tout le littoral, entre le Cap Marianne (à l'extrémité sud de l'agglomération de Saint-Paul) et le Port de Saint-Gilles, et s'expriment souvent par une haute falaise côtière (Petite Anse, Cap Champagne), parfois en arrière d'une étroite plaine sableuse (Cap Homard, Grand Fond). Ces brèches peuvent être observées, en amont, jusqu'à une altitude moyenne de 250 m à 300 m. Au-delà, elles sont recouvertes par les coulées trachy-andésitiques (mugéarite) de la série différenciée du Piton des Neiges [Billard, 1974]. Dans cette succession peuvent être distinguées (1) la « séquence bréchiq ue » sensu stricto, (2) une « séquence lavique » trachy-andésitique supérieure, postérieure à tous les termes bréchiq ues. La « séquence bréchiq ue » est caractérisée par une succession d'unités bréchiq ues et de formations laviques basaltiques intercalées.

Des affleurements ponctuels, à la faveur de ravines profondes, montrent que l'extension latérale des brèches est plus importante. En effet, elles apparaissent dans le lit de la ravine Bernica au nord, et dans celui de la ravine de l'Hermitage au sud (fig. 1), soit sur une largeur minimale de 15 km dans la zone littorale. Bien que les brèches disparaissent sous les coulées de mugéarite en amont, leur extension en domaine d'altitude est révélée dans la falaise surplombant le cirque de Mafate vers l'ouest où peut être observée la superposition, depuis le sommet (2 100 m), de coulées de mugéarite sur au moins 600 m, puis de coulées de basalte picritique reposant sur une brèche polygénique à 1300m d'altitude. Malheureusement, la base de cette brèche et son contact avec le substratum ne sont pas visibles, recouverts par d'importants dépôts de pente ; l'épaisseur visible est de plusieurs dizaines de mètres. La lithologie de cette formation bréchiq ue est, en tout point, comparable à celle des unités bréchiq ues de Saint-Gilles, avec cependant un développement plus important du faciès « matrice », et des « blocs » de taille plus réduite, moins « éclatés ». Des études géophysiques préliminaires (CSAMT – données non publiées) confirment la continuité de la « brèche de Saint-Gilles » sous les coulées de mugéarite, depuis la côte jusqu'au Maïdo.

Les levés bathymétriques disponibles au large de Saint-Paul et de Saint-Gilles montrent le prolongement sous-marin probable des brèches [Labazuy, 1991]. Dans la continuité de l'affleurement à terre des faciès bréchiq ues, on observe un plateau surélevé, puis une croupe dont la morphologie à hummocks se marque jusqu'à 2 500 m de profondeur révélant l'existence de dépôts d'avalanche de débris [Bachèlery *et al.*, 1996] (fig. 2). La surface totale de ces dépôts peut être évaluée à plus de 500 km<sup>2</sup>, sans prendre

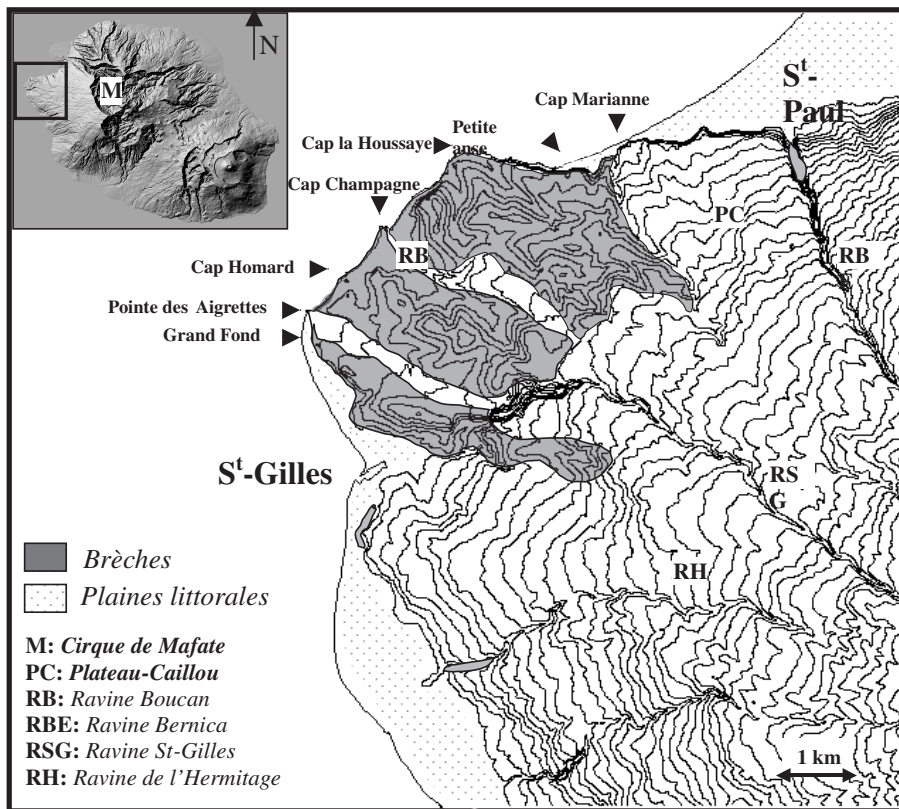
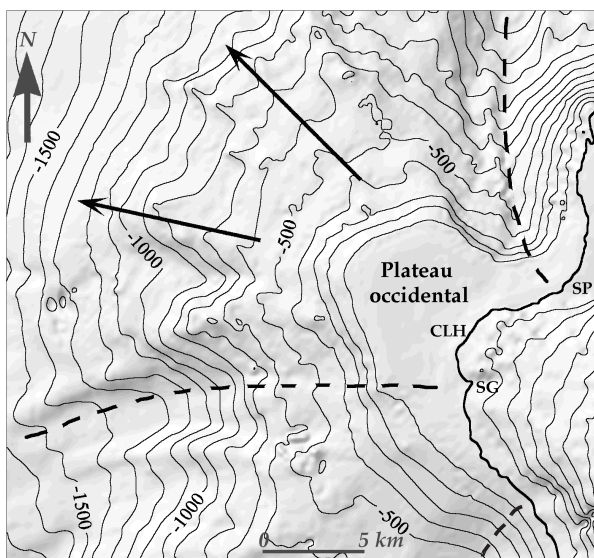


FIG. 1. – Localisation des dépôts d’avalanche de débris des « brèches de Saint-Gilles » sur le flanc oriental de Piton de Neiges à La Réunion. Les formations bréchiques affleurent sur une surface d’environ 16 km<sup>2</sup> à l’extrémité occidentale de l’île de La Réunion entre le littoral et l’altitude de 300 m environ. Les plateaux à l’amont des brèches, ainsi que les vallées situées entre les rides d’orientation globale NW-SE constituées par les brèches, sont recouverts par des coulées de la série différenciée du Piton des Neiges, permettant ainsi de situer la mise en place des derniers dépôts d’avalanche de débris dans ce secteur à la fin de la période basaltique du volcan.

En haut à gauche : situation de la zone étudiée.

FIG. 1. – Location of the “Saint-Gilles breccias” debris avalanche deposits on the west flank of Piton des Neiges volcano on La Réunion island. The brecciated units (16 km<sup>2</sup>) outcrop between the sea-shore and 300 m altitude at the western end of La Réunion island. Plateau above breccia outcrops and valleys between NW-SE breccia ridges are covered with differentiated lava flows, dating the last deposits of debris avalanches at the end of the basaltic volcanic period.



en compte le domaine d’altitude masqué par les coulées trachy-andésitiques.

**Chronologie**

La falaise littorale, de la ravine Bernica jusqu’à Boucan Canot, offre une belle coupe transversale du flanc nord de la brèche de Saint-Gilles, avec une claire interstratification d’unités bréchiques et de formations laviques (photo 1). La coupe, et la proche extension amont des unités et forma-

FIG. 2. – Extension sous-marine des dépôts d’avalanche de débris des « brèches de Saint-Gilles ». Les levés bathymétriques effectués à l’ouest de l’île de La Réunion montrent l’existence d’un large plateau surélevé puis d’une croupe représentant la poursuite en mer des formations bréchi-ques observées à terre. La topographie irrégulière de ces domaines sous-marins en relief s’accorde bien avec une origine par accumulation de matériaux provenant de glissements de flanc. SG = Saint-Gilles, SP = Saint-Paul.

FIG. 2. – Sub-marine extension of the “Saint-Gilles breccias” Debris avalanche deposits. The bathymetric map shows that the off-shore extent of the “Saint-Gilles breccias” corresponds to a shallow-depth plateau and a deeper bulge with irregular topography. This is consistent with an accumulation of materials provided by flank landslides. SG = Saint-Gilles, SP = Saint-Paul.



PH. 1. – Vue d'ensemble des « brèches de Saint-Gilles » au niveau du Cap La Houssaye. Les coulées de basalte à olivine de type 'pahoehoe' (formation lavique L1) affleurent le long de la Route Nationale, surmontées du dépôt d'avalanche de débris (unité BrII). Notez la surface plane au contact brèche-coulée due à l'abrasion du toit de la coulée par le passage de l'unité bréchique.

PH. 1. – General view of "Saint-Gilles breccias" at Cap La Houssaye. 'Pahoehoe' lava flow (L1 lavas unit) outcropping along the road are overlapped by debris avalanche deposits ('BrII' unit). The planar surface between the two units represents the abrasion of the lower lava flow by 'BrII' debris avalanche.

tions reconnues, sont présentées dans un bloc diagramme interprétatif (fig. 3). Cette figure, construite à partir d'une cartographie au 1/10 000° et de levés de détail effectués sur les falaises et dans les ravines, synthétise toutes les informations importantes en terme de chronologie relative.

L'unité bréchique inférieure (notée « Br I »), qui affleure sur 20 à 30m d'épaisseur à la base de la falaise entre le Cap Marianne et le Cap la Houssaye, présente un aspect friable et une teinte grisâtre caractéristiques. Le substratum de cette unité inférieure n'étant jamais visible, son épaisseur est inconnue.

Les coulées de basalte à olivine, de type « pahoehoe » (formation lavique L1), ont rempli sur 20 à 50 m d'épaisseur deux larges vallées creusées dans l'unité « Br I », l'une au niveau de la falaise de Plateau Caillou, l'autre entre le Cap la Houssaye et la ravine Champagne. Leur caractère autochtone est confirmé par les niveaux de colluvions, parfois même d'alluvions, à éléments provenant de la brèche inférieure, sous la première coulée. Au sommet, ces coulées sont rabotées et striées par le passage de la deuxième unité de brèche (photo 1 et 2).

L'unité de brèche supérieure (notée Br II) apparaît directement au-dessus de « Br I » de Petite Anse au Cap la Houssaye où elle est interstratifiée entre les coulées de type « pahoehoe » et des coulées de basalte picritique (océanite) sus-jacentes localement présentes. Plus massive et compacte que « Br I », cette unité « Br II », rougeâtre avec des blocs sombres, est découpée par de nombreuses surfaces de fracture courbes. Elle réapparaît au sud du Cap la Houssaye jusqu'au delà de la ravine Champagne.

De nouvelles coulées basaltiques (formation lavique L2) reposent soit sur l'unité « Br II » (Petite Anse), soit directement sur les coulées « pahoehoe » (Cap la Houssaye, Cap Marianne). Elles comblent des vallées plus étroites



PH. 2. – Surface striée de la coulée 'pahoehoe' de basalte à olivine (formation L1) sous l'unité bréchique BrII. Des stries semblables apparaissent en divers points de la surface supérieure tronquée des coulées de la formation lavique L1. Elles indiquent en tous points la même direction N 320° avec, dans certains cas, une seconde orientation déterminée par un système postérieur de stries (N 270°) moins visible que le premier.

PH. 2. – Striated surface of 'pahoehoe' flow (unit L1) beneath BrII breccia unit. Such striations are found at many places on the top truncated surface of L1 'pahoehoe' lavas unit. All show the same N 320° direction with, in a few cases, a second and weaker striation event (N 270°).

creusées dans « Br II » et, suivant la profondeur des paléovallées, deux à quatre coulées épaisses à surface de type « aa » peuvent se superposer. Leur caractère autochtone est confirmé d'une part, par la présence de niveaux remaniés,

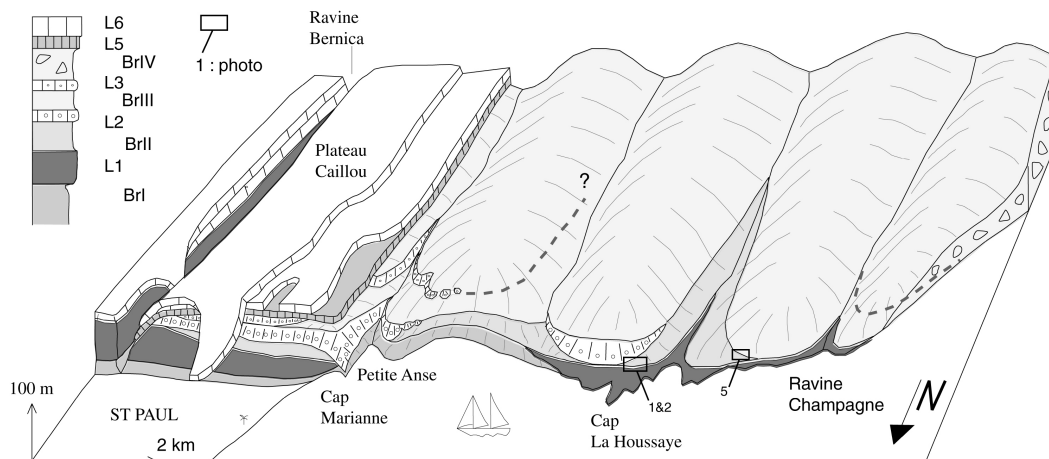


FIG. 3. – Bloc diagramme illustrant la chronologie relative de la mise en place des unités bréchiqes et des formations laviques (voir fig. 4 pour la signification des annotations) dans le secteur de Saint Paul – Boucan Canot.

FIG. 3. – Tentative 3D illustration of the chronological emplacement of breccia units and lava formations (see fig. 4 for significance of notes) in Saint Paul – Cap Champagne area.

parfois même alluviaux, de la brèche inférieure et d'autre part, localement, par des sols rubéfiés sous la première coulée.

La troisième unité de brèche (Br III) repose probablement sur « Br II » selon un grand plan de glissement très plat, dont la trace est particulièrement visible au niveau de la route nationale (photo 3). L'aspect de cette brèche est tout à fait caractéristique des dépôts d'avalanche de débris, avec une imbrication de grands blocs dans une matrice à granulométrie fine de teinte beige.

De nouvelles coulées basaltiques (formation lavique L3) remplissent, au niveau de la ravine Petite Anse, une vallée creusée dans l'unité « Br III », et sont elles-mêmes surmontées de brèches qui sont ainsi désignées unité « Br IV ». Deux coulées épaisses, superposées, recourent le flanc est de la ravine Petite Anse avant de disparaître sous la mugéarite de Plateau Caillou.

L'unité de brèche « Br IV » constitue la partie supérieure de la colline au sud de Petite Anse, au-dessus des laves « L3 ». Son contact avec l'unité « Br III » est peu visible dans le paysage, mais vu le pendage généralisé des brèches et leur épaisseur vers le sud, il est probable que cette unité apparaît dans la falaise côtière au niveau du Cap Champagne. Elle présente un faciès très voisin de celui de « Br III » avec des blocs de très grande taille, emballés dans une matrice à granulométrie fine jaune clair à beige très abondante. La surface de cette unité présente également une morphologie typique avec des rides allongées SE-NW.

La coulée de basalte picritique rencontrée dans le lit de la ravine Boucan semble reposer sur l'unité « Br III » et pourrait donc être rattachée à la formation lavique « L3 ». Cependant, la possibilité d'un écoulement tardif dans une profonde vallée creusée dans « Br IV », et atteignant « Br III » n'est pas exclue, et pourrait faire de cette coulée un épanchement postérieur à la mise en place des brèches, contemporain de la formation lavique L4.

L'ensemble des faciès bréchiqes de « Saint-Gilles » (« séquence bréchiqes ») est recouvert par des formations

volcaniques (« séquence lavique ») correspondant au Piton des Neiges à la transition « série basaltique » – « série différenciée ». On observe de bas en haut, dans la ravine Saint-Gilles, deux formations :

— des coulées épaisses de basaltes picritiques (formation lavique L4) reposant nettement sur la brèche « Br IV » à la faveur d'une étroite vallée ; le fond de cette paléovallée est souligné par des niveaux bréchiqes colluvionnés sur les flancs et par des alluvions à l'axe sous la première coulée. Cette océanite représente, dans ce secteur, la dernière manifestation basaltique du Piton des Neiges ;

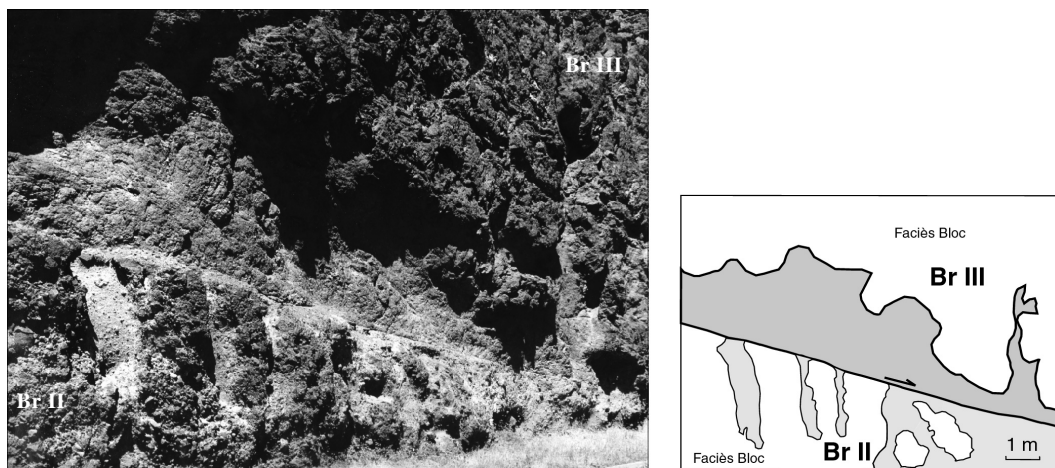
— elle est recouverte par des coulées de mugéarite (formation lavique L6) qui viennent buter sur les reliefs des brèches de Saint-Gilles, les ennoyant partiellement ; certaines coulées atteignant la mer à la faveur de deux vallées (Cap Champagne et Pointe des Aigrettes). Ces laves constituent des coulées assez épaisses de type « aa ».

Plus au nord, sur Plateau Caillou, quelques coulées de basalte plagioclasique (formation lavique L5, localement dénommée « Roche Pintade »), d'épaisseur métrique, s'intercalent entre les coulées de mugéarite et d'océanite (fig. 3). Les « Roches Pintades », présentes sur une large part du Piton des Neiges, sont considérées comme le marqueur de la transition de la phase basaltique à la phase différenciée [Billard, 1974].

La dernière manifestation volcanique dans la région de Saint-Gilles est représentée par de nombreux placages de coulée pyroclastique à éléments ponceux. Ces placages, épars sur la mugéarite et sur les brèches, montrent une succession d'événements pyroclastiques trachytiques et benmoreïtiques postérieurs à 0,2 Ma.

La présence de formations laviques en place (« L1 » à « L3 »), interstratifiées dans la « brèche de Saint-Gilles » permet donc de distinguer au moins quatre unités bréchiqes superposées. Aucune indication chronologique précise ne peut être donnée pour l'unité bréchiqes inférieure Br I, d'épaisseur inconnue. Elle est, cependant, antérieure aux coulées du Cap Marianne, datées à 452 000 ans [Mc Dougal],





PH. 3. – Détail du contact entre les unités Br II et Br III des « brèches de Saint-Gilles ». Le contact entre ces deux unités bréchiques est ici caractérisé par l'existence d'une surface d'abrasion de l'unité bréchique inférieure dont les éléments sont clairement interrompus. Un niveau de matériaux finement cataclasés présentant des lentilles de cisaillement peut être identifié à la base de l'unité supérieure.

PH. 3. – Detail view of the Br II / Br III contact in Saint-Gilles breccias. Here, this planar contact is characterised by the abrasion of the lower unit blocks. Cataclastic material and shear lenses are observed along the contact.

1971]. Il est également possible de situer la mise en place des trois unités supérieures de la « brèche de Saint-Gilles » antérieurement à 350 000 ans (âge le plus ancien obtenu pour les « Roches Pintades » (formation lavique L5) [Mc Dougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1982] et postérieurement à 435 000 ans (âge obtenu par la méthode K/Ar sur les basaltes de type « pahoehoe » du Cap La Houssaye) [Mc Dougall, 1971]. Ceci permet de proposer pour la formation de la falaise des rampes de Plateau Caillou, un âge quasi contemporain de la mise en place de la dernière avalanche de débris (Br IV) de Saint-Gilles, postérieur aux formations laviques « L2 » et « L3 », mais antérieur aux « Roches Pintades » qui cascaded sur la falaise.

**DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS DE LA « SÉQUENCE BRÉCHIQUE »**

Cette « séquence bréchique » ou formations des « brèches de Saint-Gilles », sensu stricto, se caractérise à première vue par une homogénéité morphologique d'ensemble aisément reconnaissable dans le paysage par la large prédominance des faciès bréchiques. Nous avons vu que l'observation de détail révèle une structure plus complexe, caractérisée par l'existence d'au moins quatre unités bréchiques distinctes (unités Br I à Br IV, fig. 4). Toutefois, l'unité bréchique inférieure se distingue nettement des unités qui lui sont postérieures sur des critères texturaux et pétrographiques décrits ci-après. Ces dernières sont très semblables entre elles, mais sont séparées grâce à la présence de formations laviques différentes intercalées (formations L1 à L3, fig. 4). Une attention particulière a donc été portée au gisement de ces formations laviques intercalées ; le caractère autochtone de leur mise en place est démontré par la présence en base de coulées de matériaux scoriacés de progression (pour les coulées aa), de signes manifestes (coloration rougeâtre marquée, induration) indiquant une « cuisson », et/ou par l'existence d'un remaniement des formations bréchiques sous-jacentes. Ces observations permettent de rejeter l'interprétation de ces formations laviques comme étant

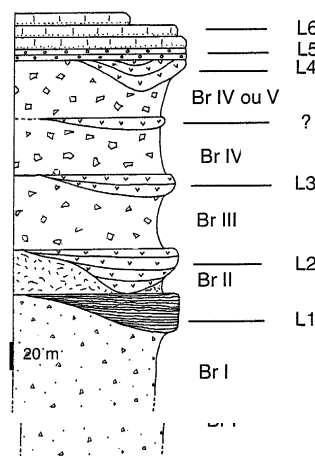


FIG. 4. – Colonne lithologique des unités bréchiques (Br I à Br IV) et des laves interstratifiées (L1 à L6) dans la région du Cap La Houssaye. L1 : coulée de basalte à olivine de type « pahoehoe », L2 à L4 : basalte picritique et basalte à olivine, L5 : basalte plagioclasiqne, L6 : mugéarite.

FIG. 4. – Lithologic log of interbedded breccia units (Br I to Br IV) and lava formations (L1 to L6) in Cap La Houssaye area. L1 : pahoehoe olivine basalt, L2 to L4 : picritic and olivine basalts, L5 : plagioclase-rich basalt, L6 : mugearite.

des panneaux de coulées transportés lors des avalanches de débris.

**Les formations laviques intercalées**

Les formations L2 et L3 (fig. 4) correspondent à des coulées de basalte picritique et de basalte à olivine, de type « aa » et d'épaisseur métrique. La formation L1 se caractérise par une succession de nombreux écoulements décimétriques à métriques, de texture et nature variables, se caractérisant par des faciès porphyriques et plus rarement quasi aphyriques. Les mégacristsaux sont essentiellement représentés par de l'olivine et du plagioclase. Cette formation présente de nombreuses figures de surface, caractéristiques des laves « pahoehoe » (tubes, surfaces ridées et cordées).

## Les unités bréchiques

Même si plusieurs unités sont observables, l'ensemble des formations bréchiques montre des caractères communs comme la présence systématique de deux faciès étroitement associés (photo 4) : (1) une matrice (faciès 'matrice') composée d'un mélange non classé, non stratifié et très hétérogène de matériaux dont la granulométrie va des silts aux blocs, avec une prédominance d'éléments fins, (2) des panneaux ou blocs (faciès 'bloc'), plus massifs et cohérents, de dimensions métrique à décamétrique, constitués de pans de coulées, de scories, de pyroclastites, ou bien encore d'autres brèches. Ces panneaux ont eux-mêmes le plus souvent un aspect bréchique (brèche mono- ou poly-lithologique) ou simplement fracturé. La disposition des éléments au sein de ces panneaux prend fréquemment un aspect caractéristique en « jigsaw-puzzle » d'éléments rocheux anguleux intimement imbriqués les uns avec les autres.

Outre ces caractéristiques communes à toutes les unités bréchiques affleurantes, des caractères texturaux et pétrographiques distinguent nettement l'unité inférieure (Br I), des autres unités bréchiques (unités Br II à Br IV). Cette distinction est semblable à celle proposée par Bachèlery *et al.* [1996], différenciant d'une part les *brèches anciennes*, et d'autre part les *brèches modernes*.

### L'unité bréchique inférieure (Br I)

L'unité bréchique « Br I » (fig. 4) constituant l'unité inférieure de la séquence bréchique, se distingue nettement des unités supérieures par un aspect général friable et une plus grande hétérogénéité traduisant une distribution plus chaotique des éléments rocheux et une plus grande variabilité de leur taille, au sein d'une matrice moins abondante en volume. Cette *brèche ancienne* se caractérise par une altération hydrothermale poussée se marquant notamment par une zéolitisation importante, ainsi que par une argilisation notable de la matrice et des blocs.

Le faciès 'bloc' est essentiellement représenté par des panneaux indurés de basalte picritique ou de basalte à olivine, qui sont pour la plupart bréchifiés et de nature poly-lithologique. La zéolitisation se développe dans les vacuoles

ou anfractuosités des éléments laviques, également tapissés de dépôts d'argiles, de calcite et d'oxydes d'altération.

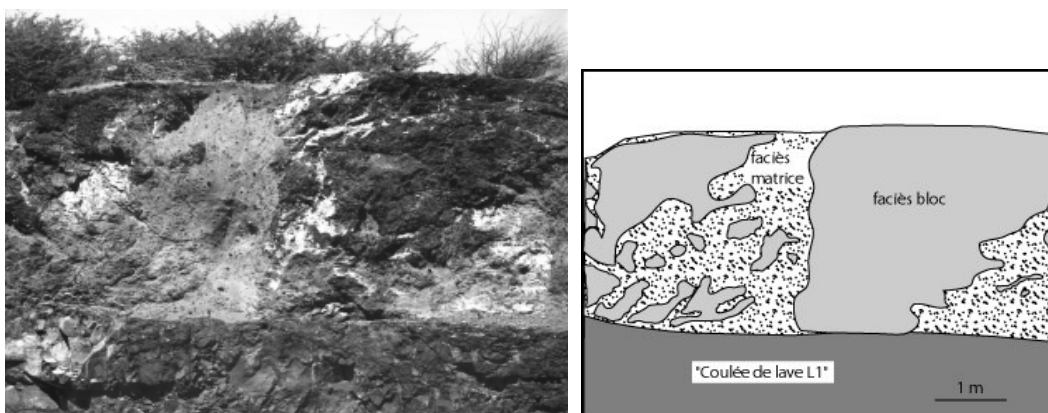
Le faciès 'matrice' montre une grande variété de roches basaltiques (basalte à olivine, basalte à plagioclase et olivine, basalte picritique, gabbro, dunite, etc.) sous forme de fragments frais ou altérés, de même que des fragments minéraux (zéolite et olivine principalement).

### Les unités bréchiques supérieures

Les unités bréchiques « Br II » à « Br IV » (fig. 4) ou *brèches modernes*, présentent un aspect général moins hétérogène que l'unité inférieure, du fait d'une plus grande abondance volumique du faciès matrice, et d'une distinction nette entre le faciès 'bloc', rocheux et de couleur foncée, et le faciès 'matrice', jaunâtre à granulométrie fine.

Les brèches modernes présentent une grande variété de types lithologiques (basalte picritique, basalte à olivine, basalte à plagioclase, basalte aphyrique, tous relativement vésiculés, voire scoriacés) caractérisant à la fois le faciès 'bloc' et le faciès 'matrice'. Des éléments grenus (gabbro, ultrabasites), présents au sein du faciès 'matrice', ne sont pas observés au sein du faciès 'bloc'. En outre, à l'exception de quelques blocs épars, la zéolitisation est quasiment absente.

Le faciès 'bloc' est constitué de fragments métriques à plurimétriques de coulées basaltiques, de panneaux scoriacés ou de hyaloclastites ; la plupart de ces blocs montrent des indices très nets d'éclatement et de désagrégation qui leur donnent un aspect bréchique très marqué, avec des éléments anguleux millimétriques à décimétriques. Divers degrés de désagrégation sont observables ; certains blocs sont peu désorganisés, simplement fracturés ; d'autres, les plus nombreux, présentent une intense bréchification leur conférant un aspect de brèches mono-lithologiques. Certains panneaux peuvent se décrire sous la forme d'une brèche poly-lithologique. Dans ce cas, la distribution n'est pas chaotique et les différents termes lithologiques sont simplement juxtaposés ou imbriqués les uns dans les autres à des degrés divers.



PH. 4. – Aspect général d'une unité bréchique. La distinction au sein des dépôts d'avalanche de débris du faciès 'bloc' et du faciès 'matrice' est ici aisée. Le faciès 'matrice' est caractérisé par une prédominance d'éléments fins. Les éléments de faciès 'bloc', plus résistants, sont constitués de pans de coulées de lave, de scories et pyroclastites réduits à l'état de brèche ou simplement fracturés.

PH. 4. – General view of a breccia unit. 'Matrix' facies and 'block' facies are easily distinguished. The 'matrix' facies is mainly composed by fine grained elements. When the later is more competent with large pieces of flow, scoria and pyroclastics simply fractured or brecciated.

Le faciès 'matrice' est friable et très peu cohérent. Il apparaît comme résultant de la pulvérisation et de la dispersion d'éléments rocheux préexistants. La matrice est largement représentée et constitue la fraction la plus abondante des brèches modernes ; elle emballe largement les blocs. De fréquentes figures de fluidalité et de litage entre les différentes unités peuvent être observées (photo 5). La fraction fine (millimétrique à infra millimétrique) de la matrice est prépondérante. Au sein de cette matrice fine, les éléments rocheux de taille plus importante (centimétrique à décimétriques) se distinguent facilement et sont typiquement représentés par des fragments de basalte à plagioclase et de basalte à olivine, le plus souvent scoriacés, ainsi que de gabbro. Des cristaux d'olivine et des fragments de verre volcanique sont également observables au sein de la matrice.

L'unité « Br II » est certainement celle qui présente la plus faible proportion de faciès 'matrice' parmi les unités bréchiques supérieures. Elle se caractérise également par une grande proportion de matériaux scoriacés (fragments de cônes, le plus souvent) parmi les éléments du faciès 'bloc'. Les figures d'étirement des blocs, dans le sens du transport, donnent un découpage caractéristique avec de nombreuses surfaces courbes, souvent sigmoïdes (photo 5).

**Aspects au microscope des unités bréchiques supérieures**

L'observation microscopique de divers types d'échantillons prélevés lors de forages réalisés au sein de ces formations bréchiques, a permis de confirmer le caractère très hétérogène du faciès 'matrice'.

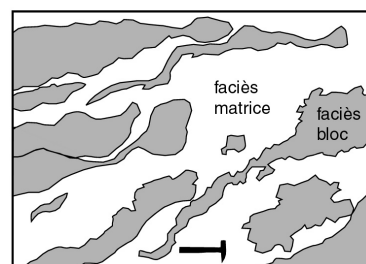
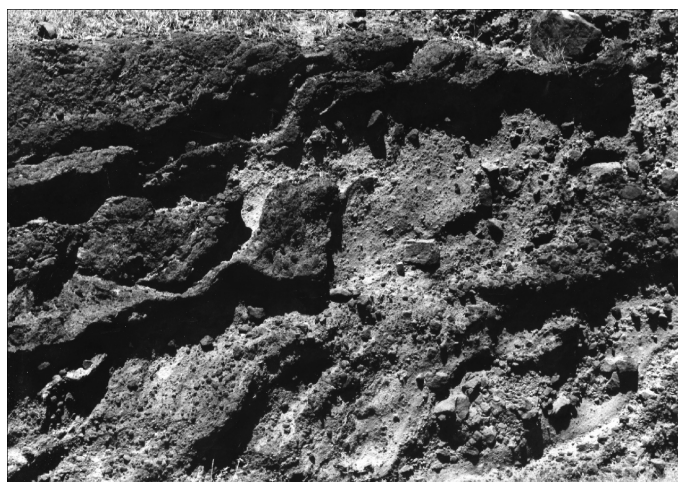
En revanche, l'observation des échantillons du faciès 'bloc' révèle, à petite échelle, la nature monolithologique des brèches, avec de nombreux exemples de faciès constitués uniquement d'éléments issus de la même roche basaltique pulvérisée en fragments anguleux possédant une organisation typique en « jigsaw-puzzle », caractéristique des dépôts d'avalanche de débris. Dans certains blocs, il est en revanche possible d'observer l'interpénétration fine

d'éléments issus de deux, voire trois, entités rocheuses bréchifiées ou encore d'observer la désagrégation progressive d'une pièce rocheuse. Les éléments libérés et fragmentés occupent l'ensemble du volume à proximité de l'élément d'origine, puis se mélangent progressivement à des fragments « étrangers » pour constituer un ciment hétérogène dont les particules argileuses sont quasi absentes. L'ensemble de ces observations s'accorde avec un processus de bréchification progressive des unités constituant le faciès 'bloc' du dépôt d'avalanche de débris, lors de son transport. Ce mécanisme contribue au nourrissage de la fraction 'matrice' et à la réduction progressive de la taille des 'blocs'.

**DISCUSSION**

**Originalité des dépôts des « brèches de Saint-Gilles »**

Les « brèches de Saint-Gilles » constituent l'un des rares exemples connus [voir aussi Cantagrel *et al.*, 1999] de ce type de dépôts directement observable à terre sur un volcan-bouclier océanique. Ils ne représentent en fait qu'une infime partie des dépôts laissés dans ce secteur par les avalanches de débris. L'essentiel de ces formations peut être retrouvé (i) d'une part dans le large plateau sous-marin surélevé, remarquable par sa surface aplanie à une profondeur de l'ordre de 100 m correspondant au plus bas niveau marin atteint lors des dernières glaciations (fig. 1 et 2) et (ii) d'autre part, dans la prolongation de ce plateau par une vaste croupe à la morphologie irrégulière rappelant fortement celle décrite pour les reliefs sous-marins du flanc est du Piton de La Fournaise identifiés comme une accumulation de produits issus de glissements de flanc [Labazuy, 1991 ; Lénat *et al.*, 1989, 1990]. Une interprétation semblable a été donnée pour les pentes sous-marines au large du Cap La Houssaye où l'organisation des formations bréchiques supérieures de Saint-Gilles en rides parallèles à la direction du déplacement des matériaux glissés, permet de les comparer au faciès proximal décrit au sein des produits de glissement retrouvés au large de la Fournaise, renforçant



PH. 5. – Détail de l'étirement et de l'imbrication des éléments constitutifs des unités supérieures des « brèches de Saint-Gilles ». Les figures sigmoïdes des imbrications bloc – matrice, et la dislocation progressive des blocs montrant une bonne « conservation » des lithologies initiales, sont autant d'indices de bréchification pendant le transport.

PH. 5. – Details view of facies imbrication in Saint-Gilles upper breccias. Sigmoïdal features of « block-matrix » imbrication and progressive stretching and disrupting of blocks keeping their original lithology are good indicators of transport brechification.

encore la similitude entre ces deux contextes [Bachelery *et al.*, 1996].

Les formations constituant les « brèches de Saint-Gilles » présentent un caractère polyphasé. Elles sont constituées par l'apport de plusieurs épisodes de glissement, localement séparés par la mise en place de coulées de laves basaltiques dont le caractère autochtone est démontré. Cette observation est essentielle car elle indique que les grandes accumulations de dépôts glissés identifiées sur les flancs de l'édifice réunionnais, peuvent être constituées à partir de la répétition dans le temps d'événements de moyenne ampleur, plutôt que par un grand événement. Cette conception quant à la mécanique de genèse des glissements, est également celle qui prévalait après l'étude des formations accumulées au large du flanc est du Piton de la Fournaise [Lénat *et al.*, 1990 ; Labazuy, 1991].

Plusieurs éléments texturaux et structuraux remarquables, au sein de ces dépôts bréchiques, permettent d'obtenir des informations quant à leur mode de mise en place. L'aspect bréchique constant au sein du faciès 'bloc' représente une caractéristique essentielle des dépôts d'avalanche de débris. Dans les « brèches de Saint-Gilles », parmi les 'blocs', des stades très divers de désagrégation et de bréchification peuvent être observés. Certains 'blocs' sont peu désorganisés, simplement fracturés, montrant une assez bonne « préservation » des formations initiales. La conservation d'un ancien litage est également observable en divers points, lorsque le processus de désagrégation n'est pas trop poussé. Mais le plus souvent, la bréchification est intense, conférant aux divers panneaux un aspect de brèche monolithologique, voire poly-lithologique lorsque les éléments de plusieurs panneaux viennent eux-mêmes se mélanger. Les indices de bréchification in situ, lors du transport du matériel, sont nombreux. Il s'agit principalement de figures d'éclatement, d'étirement et de dislocation progressive des blocs rocheux et ceci, à toutes les échelles, puisqu'il est possible de retrouver ces mêmes éléments par l'étude des formations du faciès 'bloc' au microscope. L'observation de telles figures implique l'existence de nombreuses percussions entre blocs, ainsi que de vibrations internes à l'avalanche de débris lors de sa mise en place, et donc de vitesses de transport élevées. La désagrégation des 'blocs' en cours d'écroulement a pu être facilitée par la texture même des laves basaltiques (coulées vacuolaires peu épaisses, largement diaclasées, présence de niveaux scoriacés...).

Les coulées de lave (formation L1) situées sous les unités supérieures des « brèches de Saint-Gilles » présentent une striation intense due à la friction de la masse glissée sur la surface de la coulée (photo 2). Ces stries et gouges définissent un mouvement N 320°, parfois polyphasé (avec un mouvement postérieur N 270°), mais toujours globalement conforme à la pente générale du flanc et à l'orientation des rides. Cette striation correspond à un rabotage du toit des coulées sous-jacentes ; aucune trace de vitrification n'a été relevée. De même, les contacts directs entre unités bréchiques peuvent être identifiés en certains points comme des surfaces de friction caractérisées par des lentilles de cisaillement et des phénomènes de cataclase fine (photo 3). Nous interprétons ces structures comme des figures de freinage liées à l'arrivée de la masse glissée sur le ressaut topographique (changement notable de pente) de la zone littorale. Ceci est en accord avec la présence dans ce secteur de contacts sub-verticaux entre faciès 'bloc' et faciès 'matrice'

dans les unités « Br III » et « Br IV ». Ces intrusions de faciès 'matrice' entre les 'blocs', de bas en haut depuis le plan de cisaillement, correspondent à une injection rapide des éléments finement broyés pendant le transport, au moment de l'arrêt brutal de l'avalanche. De même, l'identification, au sein des brèches (unité « Br III »), de plans dont l'organisation spatiale est concordante avec la morphologie des rides, confirme l'existence de phénomènes de tassement dans l'axe de la progression des dépôts (fig. 5).

#### Origine des glissements ayant alimenté les dépôts des « brèches de Saint-Gilles »

La zone origine des unités bréchiques n'est, pour l'heure, pas clairement reconnue, même si leur identification dans la paroi en bordure occidentale du cirque de Mafate permet de penser qu'elles proviennent de la zone centrale du Piton des Neiges. L'omniprésence de zéolites dans les dépôts de la première unité bréchique (Br I) oblige également à considérer que les matériaux ayant alimenté ce glissement proviennent du cœur hydrothermalisé du massif volcanique. Cette indication est renforcée par la présence, dans l'unité « Br I », de fréquents panneaux de matériel bréchique semblable à celui qui affleure très largement dans les dépressions centrales du Piton des Neiges (Cirques). Il en va différemment pour les trois unités suivantes, très semblables tant par la pétrographie de leurs éléments que par leur texture (dominance des laves vacuolaires, parfois scoriacées), qui renferment essentiellement des matériaux non hydrothermalisés. Ces éléments indiquent une origine relativement superficielle des matériaux qui appartiennent aux formations de la phase II du Piton des Neiges telle que

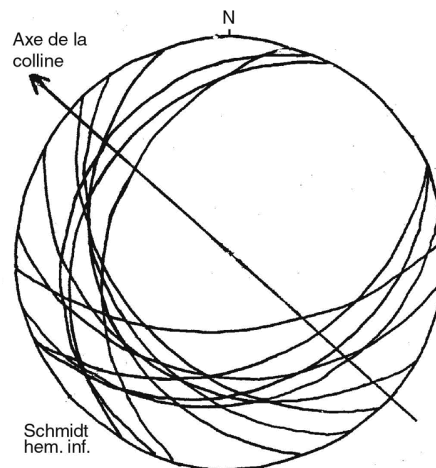


FIG. 5. – Stéréogramme des fractures relevées sur une ride de l'unité bréchique Br III, en amont du Cap La Houssaye. Sur cette station de mesure des plans de fracture, effectuée sur le flanc sud-ouest d'une ride d'allongement général SE-NW dans l'axe du Cap La Houssaye, apparaissent nettement deux familles de plans. La première famille, d'orientation globale NE-SW, à pendage NW ou SE (plans antithétiques), est perpendiculaire à la ride et correspond à son tassement dans l'axe du mouvement. La deuxième famille, d'orientation NW-SE, à pendage systématique SW, dans le même sens que la pente de la ride dans ce secteur, est interprétée comme un ensemble de failles listriques gravitaires.

FIG. 5. – Stereographic plot of fractures measured on a breccia ridge (unit Br III) upward Cap La Houssaye. Fracture planes measured on the southwestern flank of a SE-NW ridge above Cap La Houssaye are distributed into two sets. The former NE-SW set with NW or SE (antithetic) dipping, roughly perpendicular to the ridge, is interpreted as conjugate packing planes when the avalanche slowed down. The other NW-SE set with systematic SW dipping represents listric gravity-driven faults on the ridge flank.

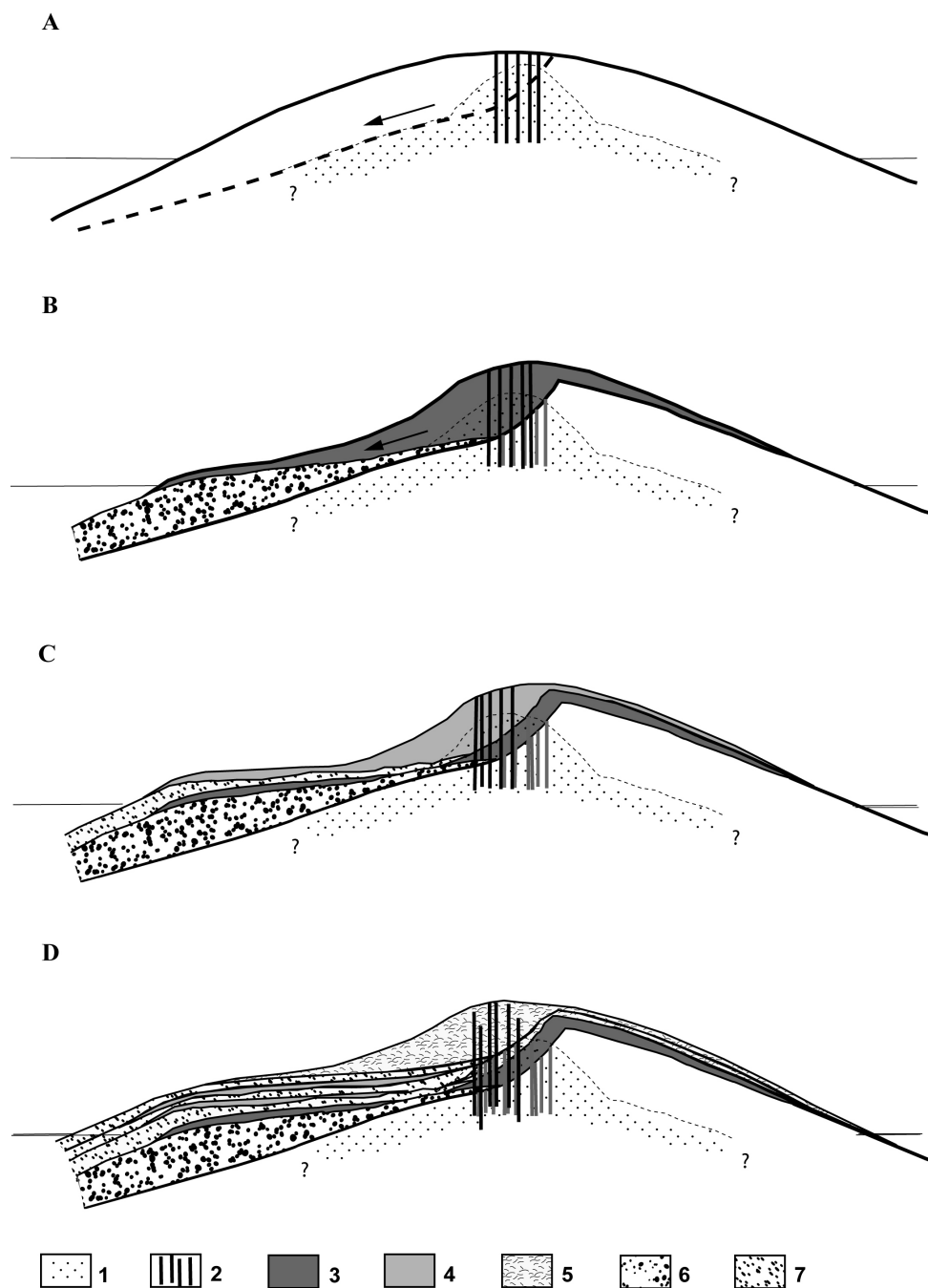


FIG. 6. – Schéma interprétatif d'évolution des phases de glissement et de construction du flanc ouest du Piton des Neiges. Notez l'instauration progressive d'une dissymétrie de l'édifice et la migration du complexe intrusif central.

A : identification de la surface potentielle de glissement déterminée par le complexe central hydrothermalisé du volcan bouclier, B : mise en place des dépôts d'avalanche de débris « Br I » et des laves basaltiques L1, C : mise en place des dépôts d'avalanche de débris « Br II » et des formations laviques L2, D : recouvrement terminal des dépôts bréchiques « Br III » et « Br IV », ainsi que des laves basaltiques intercalées L3, par les formations laviques de la série différenciée L5 et L6. 1. – Domaine hydrothermalisé, 2. – Système intrusif central, 3. – Formations laviques L1, 4. – Formations laviques L2 et L3, 5. – Formations laviques L4 à L6, 6. – Dépôts de l'avalanche de débris « Br I », 7. – Dépôts des avalanches de débris « Br II » à « Br IV ».

FIG. 6. – Interpretative evolution on the sliding and building events of the western flank of Piton des Neiges. Note the progressive asymmetry of the edifice and displacement of the central intrusive complex.

A : potential slide surface driven by the central hydrothermally-altered central complex in the shield volcano, B : emplacement of "Br I" debris avalanche deposits and L1 basaltic lavas, C : emplacement of "Br II" debris avalanche deposits and L2 lava formation, D : final overflow of L5 and L6 differentiated lava covering the "Br III" and "Br IV" breccia units with L3 inter-bedded basaltic lavas.

définie par Billard [1974]. Cette différence quant au type de matériaux prélevé par les avalanches de débris, oblige à considérer qu'un large secteur du volcan, atteignant les zones hydrothermalisées, a pu être échantillonné lors de la mise en place de l'unité « Br I », alors que seuls des domaines peu profonds ont été concernés par le glissement lors des épisodes suivants.

Le fait de pouvoir observer la base des trois unités de glissement les plus récentes, nous permet de déterminer que l'épaisseur de ces dépôts est très faible au niveau du littoral de La Réunion. Même si, comme nous l'avons vu, les formations du Cap la Houssaye correspondent au faciès proximal des unités glissées, c'est à dire à une zone de transport du matériel en amont de la zone principale d'accumulation, il est évident que ce type de glissement constitue un processus purement superficiel à l'image des unités décrites dans le « chenal Vincent », dans le prolongement du Grand Brûlé [Lénat *et al.*, 1989, 1990 ; Labazuy, 1991]. La faible épaisseur de ces dépôts, leur nature et leur texture dont nous avons vu qu'elles indiquent une origine superficielle du matériel glissé, nous conduisent à proposer que les unités bréchiques « Br II » à « Br IV » représentent des événements d'ampleur réduite. En revanche, la nature des matériaux échantillonnés par l'unité bréchique « Br I », dont l'épaisseur ne peut être appréciée, oblige à considérer qu'il s'agit d'un événement volumétriquement beaucoup plus important, qui pourrait être à l'origine de l'essentiel de l'accumulation des dépôts à surface irrégulière reconnus sur les pentes sous-marines ouest de La Réunion.

#### **Modalités de mise en place des dépôts des « brèches de Saint-Gilles »**

Les morphologies observées, que ce soit au Cap la Houssaye pour les « brèches de Saint-Gilles » ou face au Grand Brûlé au Piton de la Fournaise, sont en accord avec la mise en place de ces dépôts selon un plan de glissement relativement superficiel (de l'ordre de quelques centaines de mètres à 2 km de profondeur) localisé au sein de l'édifice volcanique. L'âge de la croûte à l'aplomb de La Réunion et les données de vitesse des ondes sismiques obtenues lors des récentes campagnes de sismique réfraction et réflexion [de Voogd *et al.*, 1999], permettent de proposer l'existence d'un recouvrement sédimentaire sur le plancher océanique d'une épaisseur d'ordre kilométrique. La surcharge imposée par l'édifice volcanique doit conduire au sein de cet horizon sédimentaire à de fortes valeurs de la pression interstitielle de fluides. Ceci favorise inévitablement les processus de déstabilisation ou d'étalement concernant l'ensemble de l'édifice [Merle et Borgia, 1996]. Plusieurs niveaux de décollement pouvant correspondre à des plans de glissement ont été reconnus lors de ces campagnes de sismique, aussi bien à l'intérieur même de l'édifice réunionnais que plus profondément au niveau de la couverture sédimentaire intercalée entre la croûte océanique et l'édifice réunionnais.

Jusqu'alors, à La Réunion, seuls les glissements les plus superficiels ont été formellement identifiés avec association de zones de décollement dans les parties hautes de l'île et accumulation du matériel sur les pentes basses. Les conditions qui déclenchent la formation de glissements de flanc de grande ampleur affectant les volcans boucliers océaniques restent mal connues, même si la répétition de la mise en place des intrusions magmatiques dans les zones hautes de l'édifice est souvent retenue comme cause de

l'instabilité. Il semble réaliste de considérer que les zones fortement hydrothermalisées, situées au cœur du volcan, peuvent favoriser ces processus gravitaires.

La séquence bréchique de Saint-Gilles est constituée par une succession de glissements de flanc, le premier d'entre eux qui soit accessible à l'observation (Br I) apparaissant comme le plus volumineux. Au sein de cette unité bréchique « Br I », la forte proportion de matériaux ayant subi une altération hydrothermale indique que le glissement a échantillonné le cœur du système volcanique du Piton des Neiges. La présence d'une zone d'altération hydrothermale au sein des complexes volcaniques a déjà été mentionnée comme élément structural favorisant les ruptures de flanc [Lopez et Williams, 1993 ; Frank, 1995]. Dans le cas du Piton des Neiges, une telle zone à faible cohésion, dont l'extension est généralisée à une large portion du cœur de l'édifice [Nativel, 1978 ; Rançon, 1982], mais qui s'étend probablement jusque sous les flancs de l'île [Courteaud *et al.*, 1997], a pu constituer une zone de rupture potentielle. Le schéma interprétatif (fig. 6) que nous proposons pour la mise en place des « brèches de Saint-Gilles » prend en compte l'existence d'une telle discontinuité mécanique au niveau de l'interface entre les formations hydrothermalisées et les formations saines. La rupture importante occasionnée par le glissement de flanc de grande ampleur à l'origine du dépôt d'avalanche de débris « Br I » fournit un passage aisé pour les émissions de lave qui vont suivre, drainant les coulées vers les côtes ouest et sud-ouest et favorisant ainsi la construction de l'édifice volcanique dans ce secteur.

Les morphologies récentes à aspect de planèze régulière, mais également les données géochronologiques [McDougall, 1971 ; Gillot *et al.*, 1982] ou les interprétations des données géomagnétiques [Lénat *et al.*, 2001], sont en accord avec l'hypothèse d'une accumulation préférentielle des laves dans ce secteur au cours des derniers 0,5 Ma (en particulier au cours de la « série des laves différenciées »). La disposition asymétrique des émissions de cette époque, relativement à l'ensemble du massif du Piton des Neiges, fut certainement acquise par une migration du centre principal d'émission et des rift zones, en réponse au premier grand glissement de flanc (à l'origine des unités « Br I » des brèches de Saint-Gilles) à l'image du mécanisme proposé par Lipman *et al.* [1990] pour le Mauna Loa à Hawaii.

La répétition des épisodes de glissement de flanc de moindre ampleur est un phénomène relativement fréquent sur les volcans boucliers océaniques. Après le premier glissement, le massif du Piton des Neiges devait être caractérisé par une asymétrie marquée se traduisant par l'existence de fortes pentes sur son versant occidental où les dépôts riches en zéolites et produits d'altération de l'unité bréchique « Br I » ont alors pu jouer le rôle de surface de décollement pour les glissements suivants. La faible profondeur de ce plan de décollement peut alors rendre compte des faibles volumes observés pour les unités bréchiques « Br II » à « Br IV », ainsi que de leur caractère récurrent dans un court intervalle de temps.

*Remerciements.* – Les auteurs remercient vivement Jean François Lénat et Benjamin Van Wyk de Vries pour les échanges nombreux et constructifs que nous avons pu avoir, pour leur contribution à l'amélioration de ce texte, mais également pour la réalisation de la figure 2 (JFL). Les textes en langue anglaise ont largement bénéficié des corrections apportées par Keiiti Aki et Phil Sills.

Références

- BACHÉLERY P. (1995). – Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. – Rapport Quad. 1991 1994, Com. Nat. Fr. Géod. Géophys., 107-112.
- BACHÉLERY P., LABAZUY P. & LÉNAT J.F. (1996). – Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. – *C. R. Acad. Sci. Paris.*, **323**, IIa, 475 à 482.
- BACHÉLERY P. & MONTAGGIONI L. (1983). – Morphostructure du flanc oriental du volcan de la Fournaise, île de la Réunion (Océan Indien). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **297**, 81-84.
- BILLARD G. (1974). – Carte géologique de la France – La Réunion. Echelle 1/50 000 en collaboration avec P.M. Vincent. Carte (4 feuilles) et notice explicative. – Editions du BRGM, 1974.
- BORGIA A., FERRARI L. & PASQUARÈ G. (1992). – Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. – *Nature*, **357**, 231-235.
- BORGIA A. & TREVES B. (1992). – Volcanic plates overriding the ocean crust : structure and dynamics of Hawaiian volcanoes. In : L.M. PARSON, J.B. MURTON and P. BROWNING Ed. « Ophiolites and their modern oceanic analogues ». – *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **60**, 277-299.
- CANTAGREL J.M. (1995). – Avalanches et coulées de débris dans un volcan complexe intraplaque : vers un nouveau schéma volcano-structural du massif du Cantal (Massif central, France). – *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **166**, 3, 285-293.
- CANTAGREL J.M., ARNAUD N.O., ANCOCHEA E., FUSTER J.M. & HUERTAS M.J. (1999). – Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). – *Geology*, **27**, 8, 739-742.
- CARRACEDO J.C. (1994). – The Canary islands : an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **60**, 225-241.
- CARRACEDO J.C. (1996). – Morphological and structural evolution of the western Canary islands : hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends ? – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **72**, 151-162.
- CLAGUE D.A. & DENLINGER R.P. (1994). – Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. – *Bull. Volcanol.*, **56**, 425-434.
- COCHONAT P., LÉNAT J.-F., BACHÉLERY P., BOIVIN P., CORNAGLIA B., DENIEL C., LABAZUY P., LE DREZEN E., LIPMAN P.W., OLLIER G., SAVOYE B., VINCENT P.M. & VOISSET M. (1990). – Glissements et dépôts gravitaires en domaine volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 679-686.
- COURTEAUD M. (1996). – Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du massif de La Fournaise par la méthode audiomagnéto-tellurique. – Thèse de doctorat, Université de La Réunion, 212 p.
- COURTEAUD M., RITZ M., ROBINEAU B., JOIN J.L. & COUDRAY J. (1997). – New geological and hydrogeological implications of the resistivity distribution inferred from audiomagnetotellurics over La Fournaise young shield volcano, Reunion island. – *Journ. Hydrology*, **203**, 93-100.
- DENLINGER P. & OKUBO P. (1995). – Structure of the south flank of Kilauea volcano, Hawaii. – *J. Geophys. Res.*, **100**, B12, 24499-24507.
- DE VOOGD B., POU PALOME S., HIRN A., CHARVIS P., GALLARD J., ROUSSET D., DANOBETA J. & PERROUD H. (1999). – Vertical movements and material transport during hotspot activity : seismic reflection profiling offshore La Reunion. – *J. Geophys. Res.*, **104**, B2, 2855-2874.
- DUFFIELD W.A., STIELTJES L. & VARET J. (1982). – Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea, Hawaii. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **12**, 147-160.
- FRANK D. (1995). – Surficial extent and conceptual model of hydrothermal system at Mount Rainier, Washington. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **65**, 51-80.
- GLICKEN H. (1982). – Criteria for recognition of large volcanic debris avalanches. – *EOS*, **63**, n° 45, 1-141.
- GILLOT P.Y. & NATIVEL P. (1982). – K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion island, Indian Ocean. – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **13**, 131-144.
- HOFTON M.A. & FOULGER G.R. (1996). – Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland. 1. Modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic Earth structure. – *J. Geophys. Res.*, **101**, B11, 25403-25421.
- HOFTON M.A. & FOULGER G.R. (1996). – Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north Iceland. 2. Implications of the model derived from the 1987-1992 deformation field. – *J. Geophys. Res.*, **101**, B11, 25423-25436.
- IVERSON R.M. (1995). – Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes ? – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 295-308.
- LABAZUY P. (1991). – Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique, en domaine intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines. – Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand, 260 p.
- LÉNAT J.-F., BACHÉLERY P., BONNEVILLE A., GALDÉANO A., LABAZUY P., ROUSSET D. & VINCENT P.M. (1990). – Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). – *Oceanol. Acta*, vol. spécial **10**.
- LÉNAT J.-F., FITTERMAN D., JACKSON D.B. & LABAZUY P. (2000) – Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). – *Bull. Volcanol.*, **62**, 75-89.
- LÉNAT J.-F. & LABAZUY P. (1990). – Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. In : J.F. LÉNAT Ed., Le volcanisme de la Réunion, monographie. – Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, 379 p., 43-74.
- LÉNAT J.-F., MALENGREAU B. & GALDEANO A. (2001) – A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). – *J. Geophys. Res.*, **106**, B5, 8645-8663.
- LÉNAT J.-F., VINCENT P.M. & BACHÉLERY P. (1989). – The offshore continuation of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **36**, 1-36.
- LIPMAN P.W., LOCKWOOD J.P., OKAMURA R.T., SWANSON D.A. & YAMASHITA K.M. (1985). – Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **1276**, 45 p.
- LIPMAN P.W., NORMARK W.R., MOORE, J.G., WILSON J.B. & GUTMACHER C.E. (1988). – The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii. – *J. Geophys. Res.*, **93**, B5, 4279-4299.
- LIPMAN P.W., RHODES J.M. & DALRYMPLE G.B. (1990). – The Ninole basalt – Implications for the structural evolution of Mauna Loa volcano, Hawaii. – *Bull. Volcanol.*, **53**, 1-19.
- LOPEZ D.L. & WILLIAMS S.N. (1993). – Catastrophic volcanic collapse : Relation to hydrothermal processes. – *Sciences*, **260**, 1794-1796.
- MALENGREAU B., LÉNAT J.-F. & BONNEVILLE A. (1994). – Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de polarisation spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **165**, 3, 221-232.
- MALENGREAU B., LÉNAT J.-F. & FROGER J.L. (1999). – Structure of Reunion island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **88**, 131-146.
- MAILLOT E. (1999). – Les structures intrusives des volcans boucliers océaniques, île de La Réunion (Océan Indien). Approche structurale et expérimentale. – Thèse de doctorat, Université de la Réunion.
- MARTI J., ABLAY G.J. & BRYAN S. (1996). – Comment on "The Canary islands : an example of structural control on the growth large oceanic-island volcanoes", by J.-C. Carracedo. – *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **72**, 143-149.
- MARTI J., HÜRLIMANN M., ABLAY G.J. & GUDMUNDSSON A. (1997). – Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. – *Geology*, **25**, 879-882.
- MC DOUGALL I. (1971). – The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion (Indian Ocean). – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 3, 261-288.
- MC GUIRE W.J., PULLEN A.D. & SAUNDERS S.J. (1990). – Recent dyke-induced large scale block movement at Mount Etna and potential slope failure. – *Nature*, **343**, 357-359.

- MC GUIRE W.J., MURRAY J.B., PULLEN A.D. & SAUNDERS S.J. (1991). – Ground deformation monitoring at Mount Etna; evidence for dyke emplacement and slope instability. – *J. Geol. Soc. London*, **148**, 577-583.
- MERLE O. & BORGIA A. (1996). – Scaled experiments of volcanic spreading. – *J. Geophys. Res.*, **101**, 13805-13817.
- MOORE J.G. (1964). – Giant submarine landslides on the Hawaiian ridge. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **501-D**.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., HOLCOMB R.T., LIPMAN P.W., NORMARK W.R. & TORRESAN M.E. (1989). – Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. – *J. Geophys. Res.*, **94**, B12, 17465-17484.
- NATIVEL P. (1978). – Volcans de La Réunion – Pétrologie – Faciès zéolite (Piton des Neiges), Sublimés (La Fournaise). – Thèse, Université de Paris-sud, 2 volumes.
- OLLIER G., COCHONAT P., LÉNAT J.F. & LABAZUY P. (1998). – Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems : example of La Fournaise volcano, Reunion island, Indian Ocean. – *Sedimentology*, **45**, 293-330.
- RANÇON J.P. (1982). – Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermal récent dans l'île de La Réunion. – Thèse, Université de Paris-sud – Orsay.
- SIEBERT L. (1984). – Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, 163-197.
- UI T. (1983). – Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 135-150.
- UI T., YAMAMOTO H. & SUZUKI-KAMATA K. (1986). – Characterization of debris avalanche deposits in Japan. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 231-243.
- UPTON B.G.J. & WADSWORTH W.J. (1972). – Aspects of magmatic evolution on Reunion island. – *Phil. Roy. Soc. London*, **A 271**, 105-130.
- VAN WYK DE VRIES B. & BORGIA A. (1996). – The role of basement in volcano deformation. In : MCGUIRE W.J. *et al.* (Eds.), Volcano instability on the Earth and other planets. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **110**, 95-110.
- VAN WYK DE VRIES B. & FRANCIS P.W. (1997). – Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. – *Nature*, **387**, 387-390.
- VINCENT P.M. & KIEFFER G. (1978). – Hypothèse sur la structure et l'évolution du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion), après les éruptions de 1977. – *6<sup>e</sup> Réunion. Ann. Sc. Terre*, Orsay (Soc. Géol. France, Ed), p. 407.
- VOIGHT B. & ELSWORTH D. (1997). – Failure of volcano slopes. – *Geotechnique*, **47**, 1-31.
- ZLOTNICKI J., FEUILLARD M. & HAMMOUYA G. (1994). – Water circulations on La Soufrière volcano inferred by self-potential surveys (Gua-deloupe, Lesser Antilles). Renew of volcanic activity ? – *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 797-813.