



Université de La Réunion – Laboratoire GéoSciences Réunion – IPGP

THESE

Présentée à l'Université de La Réunion
Pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité Volcanologie

Par

Marie CHAPUT

Déformation et activité intrusive des volcans boucliers

Du terrain à la modélisation numérique

(Piton des Neiges – La Réunion)

Soutenue le 18 avril 2013, devant un jury composé de :

Catherine ANNEN	Research Fellow, University of Bristol	<i>Rapporteur</i>
Olivier LACOMBE	Professeur, IStEP, Université Pierre et Marie Curie	<i>Rapporteur</i>
Patrick BACHELERY	Professeur, LMV, Université Blaise Pascal	<i>Examineur</i>
Xavier GUIDELLEUR	Professeur, IDES, Université Paris Sud	<i>Examineur</i>
Laurent MICHON	HDR, LGSR, Université de La Réunion	<i>Directeur</i>
Vincent FAMIN	Maître de Conférences, LGSR, Univ. de La Réunion	<i>Co-Directeur</i>

A mes parents,

A Andrée,



F. Cassien, del et lith.

1871

Imp. A. Roussin (Réunion).

PITON DES NEIGES, VUE PRISE DU BORD DU CIRQUE DE CILAOS, PRÈS LA CAVERNE DU FOUR

Grand Bénard.

Gros morue.

Piton rouge, 3069 mètres.

« S'ils sont bien ramonés, les volcans brûlent doucement et régulièrement, sans éruptions. Les éruptions volcaniques sont comme des feux de cheminée. Évidemment sur notre terre nous sommes beaucoup trop petits pour ramoner nos volcans. C'est pourquoi ils nous causent des tas d'ennuis. »

Le Petit Prince - St Exupéry.

Remerciements

Et voilà que s'achèvent les trois années les plus riches et les plus folles de ma vie... Trois années qui sont passées à une vitesse dingue mais au cours desquelles j'ai rencontré nombre de personnes incroyables qui m'ont accompagné sur une partie ou tout au long du chemin de cette belle aventure de thèse.

Je souhaite dans un premier temps remercier très chaleureusement mes deux rapporteurs de thèse, Catherine Annen et Olivier Lacombe ainsi que les membres de mon jury Patrick Bachèlery et Xavier Quidelleur, pour le temps qu'ils ont accordé à la lecture détaillée de mon manuscrit. Merci pour vos remarques, vos commentaires et vos conseils, justes et pertinents, qui, même après la soutenance, m'ont permis de pousser encore plus loin ma réflexion et mon raisonnement.

Les chefs ! Vincent et Laurent ! Ahh que de choses à dire sur ces deux fondus de la recherche, ces deux pros de la science ! Mes deux mentors, grâce à vous, le petit padawan que j'étais est devenu jeune Jedi... Merci pour ces trois ans intenses et passionnants, merci pour ce terrain de jeu phénoménal que vous m'avez permis d'étudier, merci pour votre confiance, pour votre présence, pour votre énergie, pour toutes les connaissances acquises à vos côtés mais aussi pour votre patience ! Merci également pour tous les moments partagés sur le terrain ensemble, à me transmettre le virus de la structurale, où découvertes incroyables, frénésie de mesures et débat parfois houleux se sont mêlés à des baignades inopinées ou à des traversées de « pont » (devrais-je dire passerelle étroite, branlante et rouillée ?) que même le plus téméraire des aventuriers aurait rechigné à franchir. Je ne vous serais jamais assez reconnaissante de m'avoir offert la chance de réaliser cette thèse et du temps que vous m'avez accordé.

Restons dans le labo, que dis-je ? Cette petite famille, dans laquelle j'ai été tout de suite bien accueillie et immédiatement à l'aise ! Un grand merci aux deux femmes sans qui ce labo ne pourrait tourner rond : Françoise et Geneviève ! Merci Françoise pour ta bonne humeur, ton sourire tes petites attentions ! Merci Gene pour ton aide précieuse au début de ma thèse, pour ta rage de vaincre et ton énergie sans faille. Je remercie également l'ensemble des membres de Géosciences Réunion qui font l'identité et le caractère unique de ce labo et avec qui j'ai passé de très bon moments de science et de rigolade : Vincent, Laurent, Nico, Guilhem, Anthony, Jean-Lambert, Claude, Fabrice et Eric.

Au cours de ces trois ans, j'ai également rencontré une belle bande de thésards aussi doués et passionnés que délurés et prompt à faire la fête. Un immense merci à toute cette

joyeuse troupe, Mag, Ben, Jaco, Zarah, Thib, Julie L., Marion, Manu, Julie M., Carole, Pierre et Anli pour tous ces grands moments passés ensemble. Merci Carole de m'avoir accompagnée à maintes reprises sur le terrain et d'avoir découvert avec moi les beautés de Mafate ! Une mention spéciale à Julie Morin pour m'avoir accueillie, logée et sortie à mon arrivée sur l'île !! Une mention très très spéciale à Thib et Ju, le noyau dur, les derniers des Mohicans, pour tous ces moments bière/bouchons chez Barry, bière/pizza chez Tocco et bière/session balcon chez Julie où on s'est livré, où l'on a craqué et où surtout, on s'est bien marré. Ma Ju, je ne te remercierais jamais assez de m'avoir recueillie chez toi, d'avoir pris le temps de m'écouter et de me soutenir. Nous en avons tissé des liens des plus forts, tiré une complicité des plus belles et une confiance des plus solides ! Pour tout cela, Merci !

Je souhaite également dire un immense merci à Virginie Pinel, pour m'avoir accueillie à trois reprises au sein de l'ISTerre à Chambéry. Cette collaboration, qui j'espère ne s'arrêtera pas là, a été des plus enrichissantes pour moi. Merci pour ta disponibilité, pour ces discussions passionnantes et pour toutes les connaissances que tu m'as transmises, qui m'ont permis de me former à la modélisation numérique ! Je remercie également Jean-Luc Got, pour nos échanges pointus sur la mécanique, qui, s'ils m'ont parfois poussé dans mes retranchements, m'ont permis de progresser énormément en peu de temps. Enfin, je souhaite remercier Philippe Mairine pour m'avoir très gentiment transmis ses données mesurées dans les ravines du Trou et des Avirons et qui m'ont permis d'élargir un peu plus le jeu de données sur le Piton des Neiges.

Enfin, la science ne fait pas tout dans la vie et j'ai eu la chance d'être entourée par un groupe d'amis que beaucoup pourraient envier. Merci à Camille, Eric, Mathilde, Johan, Elise, François, Elo, Jeremy, Thibault, Julie, Ben, Marion et Khalid, Mag et Pierre, mes amis de La Réunion. Que de bons souvenirs passés avec vous, aux quatre coins de l'île, sous le soleil ou sous la pluie, à faire le taxi à 6h du mat', à se faire bannir d'un gîte, à mettre de côté sa dignité pour les soirées déguisées des Z'épinard, à refaire le monde aux Pot'irons ou à faire le ravito ou les pom girls sur les sentiers de la Mascareignes!

Merci aussi à tous les potos et amis de Montagne Réunion avec qui j'ai passé d'incroyables moments sur les parois et sur les blocs de La Réunion et qui m'ont beaucoup, beaucoup aidé à m'aérer l'esprit les week-end : Vincent F., Vincent R., Khan, Sophie, Michou, Stéphane, Olivier, Florence, Delphine, Lionel, Valérie et Nico et tous ceux que j'oublie forcément. Un clin d'oeil tout spécial à « Chuck N. » et sa « Chuckette », les passionnés fous pour qui « la douleur n'est qu'une information (ou presque) » ! Que de moments intenses vécus avec eux !!

Une grande pensée également au groupe des Poulettes clermontoises : Fanny, Carole, Hanika, Pascaline, Gwenn et Karen ! Merci à vous toutes pour cette amitié sans faille malgré

notre dispersion aux quatre coins du monde ! Chaque retrouvaille est un pur moment de bonheur ! Merci également à Marlène, mon amie de toujours. On ne se voit malheureusement pas assez souvent mais nous rattraperons très bientôt notre retard ! Merci en tout cas d'avoir toujours été là, quoi qu'il arrive!

Une pensée spéciale pour Flo, qui m'a accompagné dans cette aventure volcanique, bien avant la thèse. Même si nos voies ont divergé depuis, merci de m'avoir suivie, encouragée et supportée dans ma passion. Si j'en suis là aujourd'hui, c'est aussi grâce à toi.

Enfin, je dédie l'ensemble de ce travail à ma famille et mes parents. Merci à mes parents, mes frères, mes belles-sœurs, mes neveux et nièces et toute la famille (et il y a du monde) pour ces petits moments de bonheur passés ensemble chaque fois que l'on se voit, qui mettent du baume au cœur et qui font simplement du bien ! Du plus profond du cœur, merci tout spécialement à mes parents, d'avoir depuis le début accepté mes choix, d'avoir cru en moi, d'avoir toujours été présents pour m'encourager, m'accompagner et me conseiller dans les moments de doute. Merci pour votre amour, votre tendresse et votre bienveillance ! Cette réussite, c'est à vous que je la dois !!

A la mémoire d'Andrée, ma grand-mère, qui avec tout l'amour et la générosité d'une mère m'a aidé à grandir et à m'épanouir depuis mon enfance jusqu'à l'aboutissement de cette thèse.

Résumé

Les volcans boucliers basaltiques se déforment sous leur propre poids, tout particulièrement en période d'éruption. A Hawaii, cette déformation co-éruptive est en majeure partie expliquée par un plan de décollement à la base des édifices, dont le glissement serait associé à la force de poussée des intrusions dans les « rift zones » (i.e. concentration de dykes subverticaux dans les zones de faiblesse de l'édifice). Cependant, cette explication n'est pas valable pour beaucoup d'autres volcans basaltiques, où l'existence d'un décollement est peu probable.

Nous avons profité de l'incision intense du Piton des Neiges (La Réunion) par l'érosion pour observer la structure interne d'un volcan basaltique, et comprendre, par le terrain et la modélisation numérique, comment la déformation d'un tel édifice s'articule avec son activité magmatique.

Notre étude structurale révèle que trois populations d'intrusions perpendiculaires (deux subverticales et une subhorizontale) coexistent, et que les principales zones de faiblesses sont des « sill zones » (i.e. concentrations d'intrusions subhorizontales). Parallèlement, notre étude des déformations, essentiellement cassantes, révèle que deux extensions perpendiculaires dominant dans l'édifice, avec l'apparition de régimes localement décrochants et même compressifs à proximité des sill zones. Les directions de déformations et les directions d'intrusions sont compatibles et coïncident aussi avec la direction d'écoulement des grandes avalanches de débris qui ont affectée le Piton des Neiges au cours de son histoire.

A partir de ces données de terrain, nous proposons un modèle de déformation du Piton des Neiges où les intrusions dans l'édifice génèrent des cycles de permutations de contraintes. Le stade ultime de chaque cycle serait la mise en place de sills en régime compressif. En testant numériquement l'effet de telles injections sur la déformation d'un édifice, nous montrons que les sills peuvent être un facteur majeur d'instabilité, capable de conduire à des déstabilisations de flanc telles que les avalanches observées. Notre modèle conceptuel, déduit du terrain et quantifié par la modélisation, constitue ainsi une alternative au modèle de déformation hawaïen, applicable sur des édifices tels que le Piton de la Fournaise (La Réunion), Tenerife (Canaries) et Fernandina (Galapagos). Notre étude démontre enfin l'intérêt essentiel d'étudier les systèmes anciens pour mieux comprendre les volcans actifs.

Mots clés: intrusions subhorizontales, permutations de contraintes, déformation, modélisation numérique, Piton des Neiges, La Réunion.

Abstract

Basaltic shield volcanoes deform under their own weight, especially during eruptive periods. In Hawaii, this co-eruptive deformation is mainly explained by slip events on a basal decollement plane, related to the forceful intrusion of magma into “rift zones” (i.e. high concentration of subvertical dikes in weakness areas). However, this explanation is not valid on many other basaltic shields where the existence of basal decollements is unlikely.

We used the deep incision of Piton des Neiges volcano (La Réunion) to observe the internal structure of a basaltic shield. By coupling a field work and a numerical study, we aimed at understand how deformation interacts with magmatic activity on such an edifice.

Our structural study reveals that three populations of perpendicular intrusions coexist and that the main weakness areas are “sill zones” (i.e. high concentration of low-dipping intrusions). In parallel, our study of brittle deformation structures shows that two perpendicular extensional stress fields dominate in the edifice and that strike-slip and compressional regimes appear near sill zones. The directions of deformation are compatible with the orientations of intrusions and are also consistent with the directions of emplacement of large debris avalanches, which occurred on Piton des Neiges during its evolution.

From these field data, we propose a deformation model of Piton des Neiges volcano where magma intrusion in the edifice generates cycles of stress permutations. The ultimate stage of each cycle consists in sill intrusion under a compressional regime. The numerical simulations, testing the influence of such injections on edifice deformation, reveal that sills can be major instability factors, capable of triggering large flank collapses. Our conceptual model, inferred from field work and quantified by numerical models, thus constitutes an alternative to the Hawaiian model of deformation, applicable on edifices like Piton de la Fournaise (La Réunion), Tenerife (Canary) or Fernandina (Galapagos). Our study finally demonstrates the essential interest of studying old eroded systems to understand active volcanoes.

Key words: low-dipping intrusions, stress permutations, volcano deformation, numerical modeling, Piton des Neiges, La Réunion

Sommaire

Remerciements

Résumé

Abstract

Introduction **1**

Chapitre I – Les volcans boucliers basaltiques océaniques – Etat des connaissances **7**

<i>I.1. Caractéristiques générales</i>	8
I.1.1. Origine géodynamique des volcans boucliers basaltiques	8
I.1.2. Modèle d'évolution des volcans boucliers basaltiques	9
I.1.3. Caractéristiques morpho-structurales des édifices	13
<i>I.2. Les systèmes intrusifs des volcans boucliers</i>	14
I.2.1. Les rift zones hawaïennes	15
I.2.2. Les rift zones triaxiales : exemple des îles ouest des Canaries	18
I.2.3. Les systèmes intrusifs radiaux : La Gomera, Fogo, Saint Vincent	21
I.2.4. Les rift zones annulaires : exemple des Galapagos	22
I.2.5. Quel type de rift zone pour La Réunion ?	23
I.2.6. Synthèse	24
<i>I.3. La déstabilisation des volcans boucliers</i>	25
I.3.1. Les glissements de flanc lents	26
<i>I.3.1.1. Description générale</i>	26
<i>I.3.1.2. Caractéristiques structurales des glissements lents</i>	27
<i>I.3.1.3. Dynamique de glissement</i>	28
I.3.2. Les déstabilisations rapides	29
<i>I.3.2.1. Description générale</i>	29
<i>I.3.2.2. Caractéristiques texturales et structurales des dépôts d'avalanches de débris</i>	30
<i>I.3.2.3. Dynamique de transport et de dépôt</i>	33
<i>I.3.2.4. Géométrie de la zone source</i>	34
I.3.3. Origine des instabilités de flanc, lentes ou rapides	35
I.3.4. Particularités des déstabilisations sur les volcans boucliers océaniques	36
<i>I.3.4.1. Les déstabilisations des boucliers hawaïens</i>	39
<i>I.3.4.2. Les déstabilisations des îles Canaries</i>	40
<i>I.3.4.3. Les déstabilisations de l'île de La Réunion</i>	42
<i>I.4. Conclusion</i>	43

Chapitre II – L'île de La Réunion, un volcan bouclier jeune et érodé **45**

II.1. L'édifice Réunionnais	46
II.1.1. Contexte géodynamique régional	46
II.1.2. Structure et morphologie générales de l'édifice Réunion	48
II.2. Le Piton des Neiges – Géologie et évolution morpho-structurale	52
II.2.1. Stades d'évolution magmatique du Piton des Neiges	52
II.2.2. Structure interne et systèmes intrusifs	54
II.2.2.1. Apport des études géophysiques	54
II.2.2.2. Géométrie des systèmes intrusifs	57
II.2.2.3. Le Gabbro de Salazie et le détachement d'Ilet à Vidot	61
II.2.3. Les faciès bréchiqes subaériens	63
II.2.3.1. Les brèches de fond de Cirques	63
II.2.3.2. Les brèches d'avalanche de débris hors Cirques	75
II.2.4. Les flancs sous-marins du Piton des Neiges	80
II.2.5. Les modèles d'évolution du Piton des Neiges : avalanches de débris vs. érosion régressive	81
II.2.5.1. Modèles d'évolution anciens	81
II.2.5.2. Modèles d'évolution récents	84
II.3. Le Piton de la Fournaise – L'édifice actif de La Réunion	89
II.3.1. Evolution magmatique et structurale	89
II.3.2. Structure interne, systèmes intrusifs et formations sous-marines	92
II.3.3. Activité et déformations récentes	94
II.4. Conclusion	98

Chapitre III – Etude des formations de fond de Cirques – Nouvelles interprétations **99**

III.1. Introduction	100
III.2. Formations bréchiqes et volcaniques remarquables intra-Cirques	101
III.2.1. Les brèches du Cirque de Salazie	101
III.2.2. Les brèches et la rift zone du Cirque de Mafate	107
III.2.2.1. Description des unités bréchiqes de Mafate	107
III.2.2.2. La rift zone du Bras de Sainte-Suzanne	123
III.2.3. Les brèches du Cirque de Cilaos	125
III.3. Synthèse sur les déstabilisations de flancs du Piton des Neiges et implications structurales	136

**Chapitre IV – Intrusions, déformation et paléo-contraintes au Piton des Neiges –
Interactions mécaniques et implications structurales** **141**

<i>IV.1. Introduction</i>	142
<i>IV.2. Caractéristiques générales des intrusions et des déformations du Piton des Neiges</i>	143
IV.2.1. Intrusions	143
IV.2.1.1. Intrusions du stade basique	144
IV.2.1.2. Intrusions du stade différencié	147
IV.2.1.3. Répartition spatiale des intrusions	149
IV.2.2. Déformations	150
<i>IV.3. Intrusion et déformation : comparaison des données structurales</i>	151
IV.3.1. Article en préparation : « Deformation of basaltic shield volcanoes under co-intrusive stress permutations »	152
IV.3.2. Compléments de l'étude structurale	204
IV.3.2.1. Intrusions du Cirque de Cilaos	204
IV.3.2.2. Structures de déformation du Cirque de Cilaos	212
IV.3.2.3. Cohérence des données du Cirque de Cilaos avec le modèle de permutations de contraintes proposé dans Mafate et Salazie	215
IV.3.2.4. Intrusions et structures de déformation hors Cirques	218
<i>IV.4 Conclusion</i>	223

**Chapitre V - Influence de la mise en place d'un sill sur le glissement de flanc –
Apport de la modélisation numérique** **225**

<i>V.1. Etat des connaissances et objectifs</i>	226
V.1.1. Travaux antérieurs sur les relations intrusions/glissement de flanc	226
V.1.2. Objectifs	229
<i>V.2. Modélisation numérique de l'influence des sills sur la stabilité des volcans boucliers océaniques</i>	230
V.2.1. Méthodologie	230
V.2.1.1. Quelques mots sur la Méthode des Eléments Finis	230
V.2.1.2. Choix du modèle	231
V.2.2. Résultats des tests de sensibilité	241
V.2.2.1. Effet du choix du maillage sur la solution	241
V.2.2.2. Effet du choix du module d'Young sur la solution	242
V.2.2.3. Effet du choix des paramètres de friction sur la solution	245
V.2.3. Résultats des simulations	250
V.2.3.1. Déplacements sur un plan de détachement associé à l'injection d'un sill	250
V.2.3.2. Déplacements associés à l'injection d'une intrusion subhorizontale dans un édifice sans détachement	262
<i>V.3. Discussion et conclusion</i>	268

<i>V.4. Améliorations à apporter aux modèles</i>	274
Chapitre VI – Synthèse générale et conclusions	277
<hr/>	
<i>VI.1. Les données de terrain : une relation entre intrusion, déformation et déstabilisation</i>	279
VI.1.1. Deux rift zones perpendiculaires au Piton des Neiges	279
VI.1.2. Les intrusions subhorizontales sont dominantes en profondeur	279
VI.1.3. Trois directions d'intrusions perpendiculaires dans Salazie et Cilaos	280
VI.1.4. Les déformations sont compatibles avec les directions d'intrusions et concentrées dans les zones d'injections	281
VI.1.5. Les intrusions et la déformation sont associées à des avalanches de débris récurrentes sur le Piton des Neiges	283
<i>VI.2. Un modèle conceptuel : cycles de permutations de contraintes associées à l'activité intrusive des volcans boucliers</i>	286
<i>VI.3. L'apport de la modélisation : quantification des déformations liées aux sills</i>	288
<i>VI.4. Discussion : application du modèle à d'autres édifices</i>	288
<i>VI.5. Conclusions et perspectives</i>	292
Bibliographie	295
ANNEXES	315

Introduction

Contexte et objectifs de l'étude

Introduction

Les édifices volcaniques sont le siège d'instabilités de flancs qui ponctuent de manière récurrente leur évolution et affectent drastiquement leur morphologie et leur activité future. Ces instabilités, d'abord reconnues sur les stratovolcans, se manifestent généralement sous la forme de grands glissements lents ou d'effondrements rapides d'une partie ou de la totalité d'un flanc. Paradoxalement, ce sont les volcans boucliers basaltiques océaniques, édifices aux pentes faibles et à l'activité effusive dominante, sur lesquels ces phénomènes transportent les plus grands volumes de matériaux (plusieurs milliers de km³) sur les plus grandes distances. Les mécanismes à l'origine de la déstabilisation des boucliers basaltiques ont été étudiés de manière intensive depuis les années 80, sur l'archipel d'Hawaii mais également aux îles Canaries et à La Réunion (e.g. *Moore et al., 1989 ; Holcomb et Searle, 1991 ; Clague et Denlinger, 1994 ; Denlinger et Okubo, 1995 ; Delaney et al., 1998 ; Carracedo, 1999 ; Elsworth et Day, 1999 ; Hürlimann et al., 2000 ; Morgan et al., 2000, 2003 ; Clague et Moore, 2002 ; Mitchell et al., 2002 ; Lipman et al., 2003 ; Morgan et McGovern, 2005 ; Oehler et al., 2005 ; Famin et Michon, 2010*). A Hawaii, les déstabilisations de flancs semblent étroitement associées à l'existence combinée d'une intense activité magmatique au sein des rift zones et d'un plan de faiblesse basal, à l'interface entre le massif volcanique et la lithosphère océanique (Fig.1). En effet, la déformation de l'édifice générée par l'intrusion répétée de dykes dans les rift zones (*Swanson et al., 1976 ; Dieterich, 1988*) et par le fluage de corps cumulatifs à leur base (*Clague and Denlinger, 1994*) serait accommodée par ce plan de décollement basal et serait à l'origine de grandes instabilités de flancs (Fig. 1).

Cependant, sur d'autres volcans boucliers tels que ceux de l'archipel des Canaries, des Galapagos ou de La Réunion, l'existence de telles structures actives n'est pas confirmée (*Carracedo, 1999 ; deVoogd et al., 1999 ; Naumann et Geist, 2000 ; Mitchell et al., 2002 ; Morgan et McGovern, 2005 ; LeFriant et al., 2011*). La déformation, parfois importante, de ces édifices a donc été expliquée par des mécanismes différents invoquant généralement l'existence de plans de faiblesse internes (e.g. *Day et al. 1999b ; Carracedo et al. 1999 ; Hürlimann et al., 2000 ; Peltier et al., 2009*). Or, ces interprétations restent spéculatives car aucune observation directe de ces structures n'a pu être réalisée.

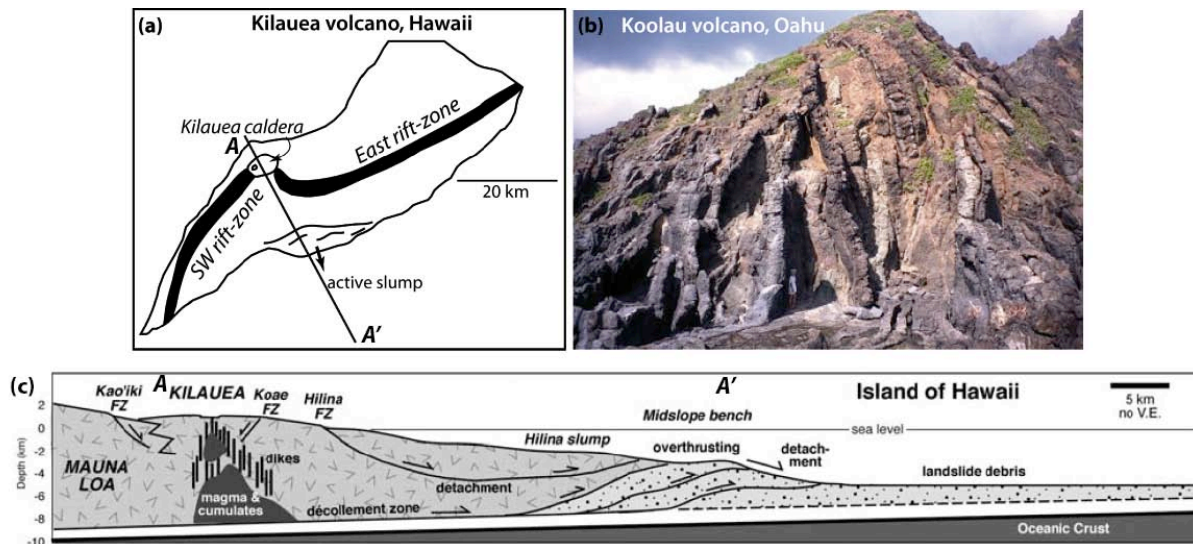


Figure 1: **(a)** Morphologie des rift zones hawaïennes du Kilauea et localisation du glissement actif sur le flanc sud de l'édifice. **(b)** Rift zone érodée de Koolau sur l'île d'Oahu montrant la grande densité d'intrusion au sein des rift zones. **(c)** Modèle de déformation du Kilauea, impliquant un intense activité intrusive dans les rift zones associée à un plan de décollement basal favorisant le spreading de l'édifice (d'après Morgan et McGovern, 2005).

A La Réunion, sur le massif érodé du Piton des Neiges, l'étude structurale de Famin et Michon (2010) a mis en évidence l'existence d'un plan de détachement majeur en profondeur, au sein du flanc nord de l'édifice. Ce détachement, intrudé par une imposante pile de sills, est le siège d'une importante déformation cisailante. Cette étude suggère que l'intrusion des sills dans le détachement a joué un rôle majeur dans la destabilisation de l'édifice. Deux mécanismes associés sont invoqués : un glissement rapide co-intrusif et une déformation lente inter-intrusive assistée par la présence de fluides hydrothermaux.

Si Famin et Michon (2010) suggèrent l'existence de relations fortes entre intrusions et déformation au Piton des Neiges, un modèle mécanique général permettant de contraindre les processus volcano-tectoniques internes et les interactions entre intrusions et déformation doit encore être trouvé.

C'est dans cette optique qu'a été menée cette thèse. De nombreuses interrogations constituent la base de ce travail. Elles concernent :

- (i) **Les destabilisations de flancs** : quels types d'instabilités ont affecté le Piton des Neiges ? Comment se répartissent les dépôts de destabilisation sur le massif et quelles sont leurs implications sur son évolution ?
- (ii) **Les intrusions magmatiques** : comment s'organisent et se répartissent les intrusions à l'échelle du massif du Piton des Neiges ? Définissent-elles des directions

préférentielles d'injections de type rift zone ? Quelle est la signification mécanique des différentes géométries d'intrusion et leur relation avec l'encaissant ?

- (iii) **La déformation** : comment s'organise et se répartit la déformation sur le Piton des Neiges ? Comment se manifeste-t-elle à l'échelle du massif ? Quelles sont les relations géométriques, chronologiques et mécaniques entre intrusions et déformation ?
- (iv) **Les contraintes tectoniques** : peut-on reconstruire les champs de contraintes associés aux structures de déformation et leur évolution dans le temps ? Quelles sont les relations entre champs de contraintes, intrusions et déstabilisations ?
- (v) **L'évolution des volcans boucliers** : peut-on proposer un modèle général d'évolution morpho-structurale du Piton des Neiges prenant en compte les relations mécaniques et physiques entre processus d'intrusion, contraintes et déstabilisation sur l'ensemble du massif ?

Pour répondre à l'ensemble de ces questions, nous considèrerons deux approches complémentaires:

Dans un premier temps, nous mènerons une étude structurale détaillée sur le massif du Piton des Neiges. Elle aura plusieurs objectifs :

- (1) Mettre en évidence les épisodes de démantèlement ayant affecté l'édifice. Pour cela, nous procéderons à l'analyse détaillée des caractéristiques texturales et structurales des formations bréchiques affleurant des les trois Cirques du Piton des Neiges.
- (2) Contraindre la répartition et la géométrie des intrusions recoupant l'édifice. La mesure systématique des intrusions, la définition de leur stade de mise en place et la recherche de critères de recoupement nous renseignera sur l'organisation du système intrusif profond du Piton des Neiges.
- (3) Caractériser la répartition, la nature et la densité des déformations sur le massif. Grâce à l'inversion des données de déformation, nous déterminerons le ou les champs de contraintes appliqués sur le Piton des Neiges au cours de son évolution.

A partir de ces trois premiers points, nous établirons un modèle conceptuel impliquant des interactions fortes entre instabilités de flancs, intrusions et déformation au cours des différentes phases d'activité du Piton des Neiges.

Dans un second temps, nous réaliserons une étude de modélisation numérique avec le logiciel multiphysique COMSOL. Nous chercherons alors à quantifier la capacité des intrusions subhorizontales à générer l'instabilité d'un édifice volcanique à travers des simulations impliquant ou non l'existence de plans de faiblesse internes. En se basant sur les caractéristiques

géométriques réalistes des intrusions issues de nos données de terrain, notre étude tentera également de reproduire les déformations de surface enregistrées lors d'une phase éruptive du du Piton de la Fournaise.

Enfin, grâce à l'approche croisée des études de terrain et de modélisation numérique nous proposerons un modèle d'évolution structurale du Piton des Neiges. A travers ce modèle, nous montrerons l'implication majeure des intrusions subhorizontales dans la déstabilisation des volcans boucliers sur lesquels le modèle de déformation hawaïen ne peut être considéré.

Ce manuscrit présente l'ensemble des résultats acquis au cours de cette thèse et s'organise comme suit :

Le **Chapitre I** fera l'état des connaissances sur les caractéristiques morphologiques et structurales des volcans boucliers basaltiques océaniques. A travers les exemples d'Hawaii, des îles Canaries et Galapagos, il montrera que les volcans boucliers sont des édifices complexes aux contextes régionaux variés et présentant des structures volcano-tectoniques aux géométries multiples. Dans ce chapitre, nous verrons également que les volcans boucliers sont le siège d'instabilités de flancs majeures, se manifestant sous la forme de grands glissements lents ou d'avalanches de débris.

Dans le **Chapitre II**, nous ferons le rappel des connaissances sur le volcanisme de La Réunion. La synthèse des principales études sur les systèmes intrusifs, la dynamique et les déstabilisations du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise nous permettra d'obtenir une vision générale des interprétations proposées sur l'évolution morpho-structurale de ces volcans boucliers.

Le **Chapitre III** présentera les résultats de nos observations de terrain sur les unités de brèches exposées dans le Trois Cirques du Piton des Neiges. La description des caractéristiques texturales, spatiales et stratigraphiques des brèches nous permettra de discuter de l'âge, de la direction d'écoulement et de l'extension des brèches. Nous apporterons alors de nouvelles interprétations sur leur origine et sur leurs implications dans l'évolution du Piton des Neiges.

Dans le **Chapitre IV**, les résultats de notre étude structurale seront exposés sous la forme d'un article en préparation pour soumission. Dans cet article, nous mettrons en avant la grande cohérence des données structurales dans les Cirques de Mafate et de Salazie. Nous proposerons alors un modèle mécanique conceptuel impliquant une forte interdépendance entre les intrusions, les champs de contraintes et les déstabilisations dans l'édifice au cours de

son stade basique. Les résultats complémentaires acquis dans le Cirque de Cilaos, ajoutés en fin de chapitre, nous permettrons d'envisager la généralisation du modèle sur l'ensemble du Piton des Neiges.

Enfin, le **Chapitre V**, axé sur l'étude de modélisation numérique, aura pour objectif principal de quantifier l'influence de l'intrusion d'un sill sur la stabilité d'un édifice en introduisant des paramètres réalistes issus de nos données de terrain. L'ensemble de ces résultats nous permettra alors d'envisager un modèle de fonctionnement des volcans boucliers invoquant l'influence majeure des sills dans la déstabilisation des édifices.

Une synthèse générale, fournie dans le **Chapitre VI**, reprendra l'ensemble de ces résultats et de nos interprétations. Elle discutera des implications de notre modèle sur l'évolution du Piton des Neiges mais également sur d'autres volcans boucliers. Elle montrera enfin la contribution significative de notre travail pour la compréhension des mécanismes internes sur les volcans boucliers.

CHAPITRE I

*Les volcans boucliers basaltiques
océaniques – Etat des connaissances*

Chapitre I – Les volcans boucliers basaltiques océaniques - Etat des connaissances

I.1. Caractéristiques générales

Les volcans boucliers basaltiques sont des édifices au profil surbaissé, aux pentes faibles, dont les dimensions importantes en font les massifs volcaniques les plus volumineux sur Terre. La majorité des volcans boucliers se situe en domaine océanique intraplaque (Hawaii, La Réunion, Maurice, Iles Canaries, Comores) et est associée à l'activité d'un point chaud, dont l'expression de surface est caractérisée par un chapelet d'îles généralement formées de plusieurs massifs volcaniques diachrones.

I.1.1. Origine géodynamique des volcans boucliers basaltiques

Les volcans boucliers basaltiques résultent d'un volcanisme de type point chaud. Les mouvements de convection du manteau permettent la remontée par différence de densité de matériel chaud et solide issu du manteau inférieur et sa fusion partielle au sein du manteau supérieur. En contexte océanique, ce magmatisme est à l'origine de l'édification de volcans boucliers sur le plancher océanique, formant des alignements volcaniques au gré du mouvement de la plaque sous-jacente. Si les points chauds sont des structures géologiques dont l'existence est incontestable, leur relation avec les panaches mantelliques reste un sujet largement débattu (Courtilot et al., 2003 ; DePaolo et Manga, 2003 ; Foulger et Natland, 2003). Courtilot et al. (2003) distinguent trois origines possibles pour les différents points chauds recensés sur Terre :

(1) une origine profonde, à l'interface entre le noyau externe et le manteau inférieur (couche D'', 2900 km). C'est le cas des panaches de La Réunion et d'Hawaii par exemple,

(2) une origine intermédiaire à la zone de transition entre le manteau inférieur et le manteau supérieur (Tahiti, Samoa, Pitcairn ...),

(3) une origine superficielle, liée à un contrôle tectonique à l'échelle de la lithosphère (Canaries, Comores).

Morgan (1971) a proposé que l'arrivée de la tête des panaches à la base de la lithosphère soit à l'origine d'importants épanchements laviques de type Trapps, la queue des panaches étant à relier à la formation des chaînes volcaniques. Cette hypothèse a permis à Morgan (1981) d'associer certains plateaux basaltiques à la trace de points chauds comme les Trapps du Deccan et l'alignement Mascareignes-Chagos-Laccadives (Courtilot, 1990 ; Mahoney et al., 2002).

1.1.2. Modèle d'évolution des volcans boucliers basaltiques

Depuis plusieurs décennies, les études menées sur les volcans boucliers de l'archipel d'Hawaii ont permis d'obtenir un aperçu détaillé de leur mode de fonctionnement. La présence de volcans à tous les stades d'évolution (depuis l'édifice sous-marin naissant jusqu'aux îles les plus anciennes) fait de cet archipel un objet quasiment unique sur Terre. Un modèle général d'évolution des volcans boucliers basaltiques a donc logiquement été établi à partir de l'exemple hawaïen (Peterson et Moore, 1987). Si, depuis, de nombreuses études ont montré que dans le détail, les boucliers basaltiques possèdent des caractéristiques évolutives propres, ce modèle reste encore largement appliqué. Il distingue quatre stades principaux d'évolution (Fig. I.1):

- **Stade initial (ou bouclier sous-marin) – Loihi, Hawaii** : il correspond à la construction sous-marine de l'édifice avec l'émission de laves alcalines, associées à de faibles taux de fusion partielle (Fig. I.1.1). A Hawaii, le seul édifice connu en cours d'édification sous-marine est le mont Loihi. Son étude a montré que le développement de rift zones, de calderas sommitales et d'instabilités de flancs est possible dès ce stade d'édification. Il apparaît que le taux d'effusion augmente rapidement au cours de ce stade et que la chimie des magmas évolue depuis des compositions alcalines vers des compositions tholeiitiques ou transitionnelles, avec l'émission de basaltes et de basaltes à olivine. L'édifice entre alors dans son stade bouclier (shield-building stage, Fig. I.1.2). Emises sous une importante tranche d'eau, les laves prennent la forme de pillow-lavas voire de coulées de type « pahoehoe ». Lorsque l'édifice approche de la surface, les manifestations volcaniques se font plus explosives et sont associées à des niveaux de hyaloclastites et de brèches d'explosion.

- **Stade bouclier émergé (subaerial shield building stage) – Kilauea / Piton de la Fournaise**: cette étape constitue la phase principale de construction de l'édifice en domaine sub-aérien (Fig. I.1.3). La croissance du volcan résulte de l'accumulation de coulées de lave fluides sur ses pentes et de l'intrusion de corps magmatiques sous forme de réservoirs, de dykes et de sills au sein de l'édifice. Au cours de ce stade, les taux d'émission magmatiques sont élevés. Ils

peuvent cependant varier de plusieurs ordres de grandeur selon les édifices : au Kilauea, Cayol et al. (2000) ont calculé des taux d'émission de 0,19 km³/an ; au Piton de la Fournaise, ce taux est estimé à 0,01-0,02 km³/an (Lénat et Bachèlery, 1987 ; Peltier, 2007) et au Karthala (Comores), à 0,001 km³/an (Bachèlery et Coudray, 1993). L'activité éruptive est essentiellement effusive et fissurale avec l'émission de coulées « pahoehoe » ou « aa ». Les fissures peuvent se répartir de manière radiale sur les flancs de l'édifice (La Gomera, Fernandina), de manière concentrique autour du sommet (Fernandina) ou encore se concentrer le long de rift zones linéaires et étroites (Mauna Loa, Kilauea). Plusieurs réservoirs magmatiques se développent au cours de l'édification du volcan. Ils se situent généralement à des niveaux superficiels dans l'édifice (entre -1 et -5 km) et à l'interface entre le massif volcanique et le plancher océanique. Ils constituent des zones de stockage magmatique favorisant l'évolution chimique du magma par processus de cristallisation fractionnée.

La croissance de l'édifice au cours du stade bouclier est également ponctuée par des phénomènes d'instabilités tels que :

- i. des effondrements verticaux à l'origine de la formation de calderas sommitales ou de *pit craters*. Ces effondrements sommitaux ou localisés sur les flancs sont associés à une vidange rapide des réservoirs magmatiques (éruption d'avril 2007 au Piton de la Fournaise ; Michon et al., 2007^a) ou à des phases explosives phréatiques ou phréatomagmatiques paroxysmales (Bachèlery, 1981).
- ii. des déstabilisations latérales catastrophiques, pouvant affecter tout ou partie du flanc du volcan. Ces déstabilisations sont récurrentes au cours de la vie de l'édifice mais semblent plus fréquentes au cours du stade bouclier, où l'activité magmatique atteint son maximum (Moore et al., 1989). Ces phases de démantèlement majeures jouent un rôle important dans l'évolution morpho-structurale de l'édifice mais peuvent également affecter son évolution magmatique et éruptive postérieure (e.g. Presley et al., 1997).

• **Stade de déclin (ou stade différencié ou capping stage)** – *Mauna Kea*: cette phase se traduit par une baisse de l'activité éruptive et du taux de production magmatique (Fig. I.1.4). Elle peut débiter après une période de repos et d'inactivité volcanique comme cela a été proposé au Piton des Neiges. Les laves émises possèdent des compositions plus alcalines et plus différenciées (hawaïites, mugarites, benmoreites, trachytes ; Frey et al., 1990). La différenciation magmatique suggère une diminution de l'alimentation profonde et une évolution des réservoirs vers des systèmes clos. Les éruptions deviennent plus explosives (dynamisme strombolien à plinien) et peuvent générer d'importants écoulements pyroclastiques voire ignimbritiques. Les produits émis au cours de cette phase représentent de faibles volumes (2% de l'édifice) et ont

tendance à napper finement les formations du stade bouclier. Dès le stade de déclin, le taux de construction volcanique va devenir inférieur au taux d'érosion qui va alors jouer un rôle majeur dans le démantèlement progressif de l'édifice. La phase d'érosion qui suit la fin de l'activité (Fig. I.1.5) peut s'accompagner de la formation d'une barrière récifale autour de l'île.

• **Stade de reprise de l'activité (ou renewed volcanism):** Une activité volcanique sporadique peut éventuellement reprendre pendant la phase d'érosion du bouclier (Fig. I.1.6). Cela a notamment été mis en évidence au Koolau (Oahu, Hawaii), au Haleakala (Maui, Hawaii) ou à l'île Maurice (*Moore et al., 2011*). Les laves émises sont très alcalines, sous-saturées en silice (basanites, téphrites, phonolites).

La subsidence et l'érosion continues de l'île vont progressivement réduire l'altitude de l'édifice jusqu'à sa disparition complète sous le niveau de la mer (stade atoll, si subsidence et croissance récifale, Fig. I.1.7) et son recouvrement par les sédiments marins (stade guyot, Fig. I.1.8).

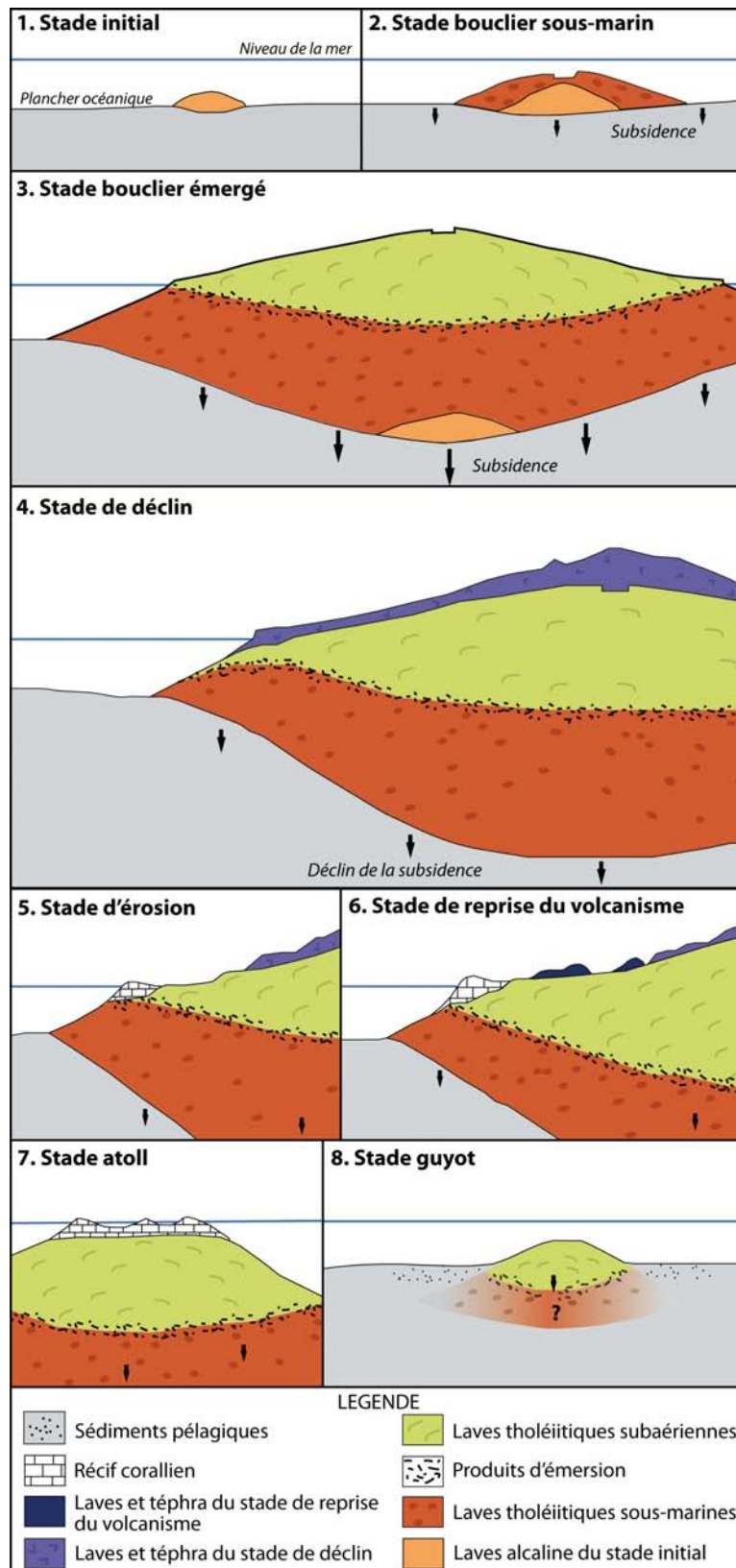


Figure I.1. : Etapes successives du modèle d'évolution des volcans boucliers hawaïens établi par Peterson et Moore (1987). Schéma modifié et adapté de Bachèlery (1999).

1.1.3. Caractéristiques morpho-structurales des édifices

Les volcans boucliers présentent un profil aplati et arrondi lié à la grande fluidité des laves émises, pouvant s'épancher sur de longues distances et sur de faibles épaisseurs. Cette caractéristique confère aux édifices des pentes subaériennes généralement inférieures à 15°. La morphologie des volcans boucliers est marquée par des structures caractéristiques telles que des zones d'injection préférentielles du magma (rift zones), des structures caldériques sommitales ou des flancs libres. Cependant, dans le détail, tout comme pour le modèle d'évolution, les caractéristiques morpho-structurales peuvent varier de manière significative d'un édifice à l'autre (*Rowland and Garbeil, 2000*). Ainsi, au sein de la famille des volcans boucliers, trois grandes catégories d'édifices s'individualisent (*Bachèlery, 1999*):

- **les boucliers de type « Islande »** : Sur cette île, où s'associe l'activité d'une dorsale océanique et d'un point chaud, les édifices sont de taille modeste et d'altitude généralement inférieure à 1000 m. Leurs pentes sont très faibles (<5°) et leur forme, conique et axisymétrique. Il s'édifie à partir de coulées de lave émises depuis un événement central (voire depuis des fissures radiales), parfois au cours d'un événement éruptif unique mais prolongé.

- **les boucliers de type « Hawaii »** : Les boucliers hawaïens sont les édifices volcaniques les plus volumineux identifiés sur Terre. Des édifices tels que le Mauna Kea, le Mauna Loa ou le Kilauea atteignent par exemple des hauteurs d'environ 9000 m au dessus du plancher océanique. Leurs pentes sont faibles, comprises entre 1 et 10° (*Peterson et Moore, 1987 ; Walker, 1990*). La caractéristique principale des boucliers hawaïen est l'existence de rift zones, où se concentrent la majorité des éruptions fissurales. Ces rift zones sont généralement très bien dessinées dans le paysage. Elles sont étroites (quelques km de large) mais peuvent atteindre plusieurs centaines de kilomètres de long et s'étendent fréquemment jusqu'en domaine sous-marin. Le sommet des boucliers hawaïen est marqué par la présence d'une caldera sommitale de plusieurs kilomètres de diamètre, résultant de la coalescence de plusieurs événements d'effondrement. Au sein de cette caldera peut s'édifier un cône central comme cela est observé au Piton de la Fournaise ou se former un lac de lave persistant (Halema'uma'u au Kilauea). A Hawaii, des glissements de flanc, orientés perpendiculairement à l'axe des rift zones ont été reconnus sur une large majorité d'édifices. Ces glissements peuvent être des processus de déformation lents (slump) comme sur le flanc sud du Kilauea ou rapides et catastrophiques (avalanches de débris). Les dépôts associés à ces glissements ont été reconnus en mer parfois jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres des côtes et impliquent entre une dizaine et plusieurs milliers de km³ de matériaux (*Moore et al. 1989*).

- **les boucliers de type « Galapagos »** : Ils présentent un profil caractéristique en forme de carapace de tortue, montrant un aplatissement important au niveau du sommet. Ce sont des édifices bien plus volumineux que les boucliers islandais, pouvant s'élever à plusieurs milliers de mètres d'altitude. Leurs pentes sont d'environ 15-20° et peuvent atteindre localement 30-35° (*Rowland and Garbeil, 2000*). Les boucliers de type « Galapagos » se singularisent par la présence combinée de fissures radiales sur les flancs et de fissures concentriques autour d'une caldera sommitale (*Chadwick et Howard, 1991*). L'exemple caractéristique se manifeste sur le volcan Fernandina. Sur cet édifice, l'organisation radiale et concentrique des fissures semble résulter de l'existence d'un réseau de sills en profondeur, se poursuivant vers la surface par un système d'intrusions et de fissures de type « ring-dikes » et « cone-sheets » (*Chadwick et al., 2011*).

Quel que soit leur type, les volcans boucliers se caractérisent par la présence d'importants systèmes intrusifs en subsurface, parfois profondément enracinés dans l'édifice. Les intrusions qui constituent ces systèmes sont généralement planaires et peu épaisses : on parle de « blade-like intrusions » ou de « sheeted intrusions ». Les différentes géométries de systèmes intrusifs observées sur les volcans boucliers sont présentées ci-dessous.

I.2. Les systèmes intrusifs des volcans boucliers

Les volcans boucliers sont caractérisés par l'existence d'axes préférentiels d'injection et de transfert du magma. Ces rift zones contrôlent généralement la forme et la structure de l'édifice volcanique. Le terme rift zone, tel qu'il a été défini sur les volcans hawaïen, fait communément référence à des structures linéaires, étroites, au sein desquelles le magma s'injecte sous forme d'intrusions subverticales parallèles. Cependant, sur d'autres édifices, les axes d'intrusions préférentiels présentent des caractéristiques géométriques et morphologiques très différentes des rifts hawaïens et, sur certains boucliers, les rift zones peuvent être absentes (*Walker, 1999*). Plusieurs facteurs tels que la contrainte gravitationnelle liée aux pentes de l'édifice, la présence de structures crustales ou l'existence d'une tectonique régionale active peuvent contrôler l'intrusion de magma dans l'édifice et le développement de rift zones (*Carracedo, 1996 ; Walker, 2000 ; Fernandez et al., 2006 ; Michon et al., 2007b ; Lénat et al., 2009*). Les paragraphes suivants présentent une synthèse des différentes géométries de « rift zones » observées sur les volcans boucliers basaltiques. La diversité des systèmes intrusifs et des mécanismes relatifs à leur

développement y est mise en évidence, démontrant la réponse unique de chaque édifice à la mise en place de magma en son sein.

1.2.1. Les rift zones hawaïennes

Sur les volcans hawaïens tels que le Mauna Loa ou le Kilauea, les rift zones se matérialisent par des rides très actives, étroites et linéaires, s'étendant sur une centaine de kilomètres depuis le sommet de l'édifice (Fig. I.2.b-c). La rift zone Est du Kilauea s'étend par exemple sur 50 km à terre et se poursuit en mer sur 90 km (Fig.I.2.c). En surface, les rift zones sont jalonnées par des fissures éruptives, des cônes scoriacés et des spatter cônes. Ces intrusions subparallèles se propagent latéralement depuis un réservoir magmatique superficiel situé sous le sommet de l'édifice et nourrissent les éruptions latérales des volcans hawaïens. Ainsi, la croissance endogène (intrusions) et exogène (coulées et cônes de scories) de l'édifice est étroitement liée à la présence de rift zones, expliquant ainsi la forme allongée, elliptique des édifices où ce type de ride active est reconnu.

La présence d'essaims de dykes formant d'importants complexes intrusifs sous les rift zones du Kilauea et du Mauna Loa a été suggéré par des études gravimétriques et de sismique réfraction (Zucca et Hill, 1980 ; Hill et Zucca, 1987). Ces travaux mettent en évidence la présence de roches denses à vitesses d'ondes P élevées sous le sommet et les rift zones, définissant une structure évasée à la base de l'édifice se biseautant à proximité de la surface. Les études de terrain et les forages réalisés sur certains édifices confirment cette interprétation : sur le massif érodé du Koolau (Oahu), Walker (1986, 1987) a mis en évidence l'existence d'un important complexe intrusif constitué d'au moins 7400 dykes parallèles sur une largeur de 3 à 5 km. Ce complexe intrusif est interprété comme l'expression de subsurface d'une rift zone hawaïenne, active lors du stade bouclier du volcan. De même, un forage réalisé dans la rift zone Est du Kilauea a recoupé un important complexe de dykes sur une épaisseur de 982 m, totalisant 53% de volume total du forage (Trusdell et al., 1990).

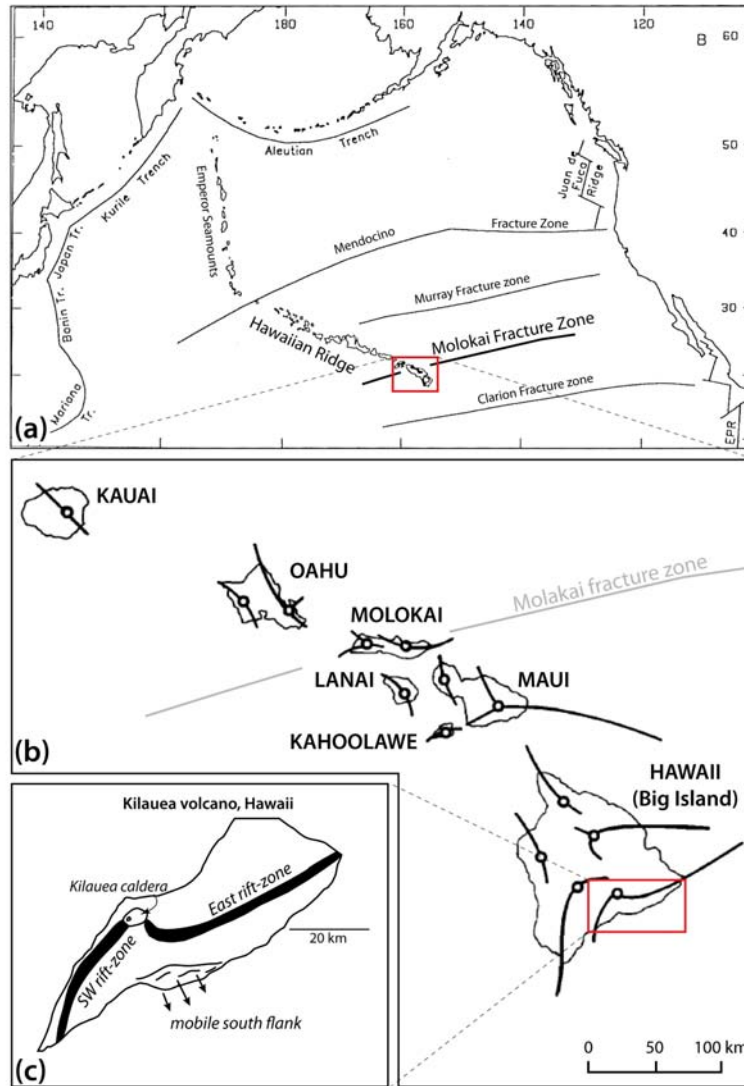


Figure 1.2. : **(a)** Contexte géodynamique de l'archipel hawaïien. Sa partie sud, orientée NW-SE, est recoupée par une faille transformante (Molokai fracture zone) au niveau de l'île de Molokai. D'après Rubin (1990). **(b)** Morphologie et orientation des rift zones des édifices les plus récents de la ride hawaïenne. Certaines rift zones semblent contrôlées par la présence de la faille transformante comme sur l'île de Molokai, d'autres sont orientées parallèlement à la direction générale de l'archipel (Kauai) et d'autres encore ne semblent pas ou peu affectées par les structures régionales (Big Island). Schéma modifié d'après Dieterich (1988). **(c)** Rift zones du Kilauea. La forme allongée de l'édifice est contrôlée par leur géométrie.

Deux facteurs principaux sont invoqués pour expliquer la position et l'orientation des rift zones sur l'archipel hawaïien :

- (1) la présence de structures crustales régionales,
- (2) l'organisation locale des contraintes sur l'édifice, associée à la présence de flancs libres.

D'après MacDonald (1972) et Walker (1990), la géométrie des rift zones hawaïennes serait dépendante de certaines structures crustales. En effet, Walker (1990) a remarqué qu'elles étaient alternativement parallèles à la direction du mouvement de la plaque Pacifique au dessus du point chaud et à l'orientation de failles transformantes majeures telle que la zone de fracture de Molokai (Fig. I.2a-b). Sur certains édifices de l'archipel, comme Kauai ou West Molokai, les rift zones semblent diffuses et relativement mal définies mais sont organisées selon une direction unique, cohérentes avec l'orientation générale de l'archipel hawaïen. Sur ces édifices dits « isolés » car non épaulés par d'autres massifs volcaniques, les structures régionales seraient alors le principal facteur contrôlant la géométrie et la morphologie des rift zones (Fiske et Jackson, 1972). Des rift zones dont l'orientation est contrôlée par des structures tectoniques majeures sont observées sur d'autres volcans hors de l'archipel hawaïen comme à Lanzarote ou à Grande Canarie (Marinoni et Pasquarè, 1994 ; Anguita et al., 1991).

Cependant, sur la grande majorité des volcans d'Hawaii, les mécanismes invoqués pour expliquer la présence de longues rift zones, impliquent des forces gravitationnelles liées à la topographie du massif et à l'existence de flancs libres (Fiske et Jackson, 1972, Dieterich, 1988). Des volcans comme le Mauna Loa ou le Kilauea ont crû sur les pentes d'autres massifs plus anciens qui épaulent une partie de l'édifice (Fig. I.3). En revanche, le flanc libre est soumis à un champ de contrainte favorable à l'apparition d'instabilités gravitationnelles impliquant des déplacements sur des plans de faiblesse subhorizontaux profonds (Dieterich, 1988). En diminuant le confinement latéral, le glissement du flanc libre favoriserait un régime de contraintes en extension dans la partie supérieure de l'édifice, permettant l'injection de dykes subverticaux et le développement des rift zones (Fiske et Jackson, 1972 ; Hill et Zucca, 1987 ; Dieterich, 1988). En retour, l'intrusion répétée de dykes dans les rift zones (Swanson et al., 1976) et le fluage de complexes cumulatifs à la base de l'édifice (Clague et Denlinger, 1994) contribueraient au maintien de l'instabilité gravitaire et à la persistance des déplacements horizontaux sur le flanc libre.

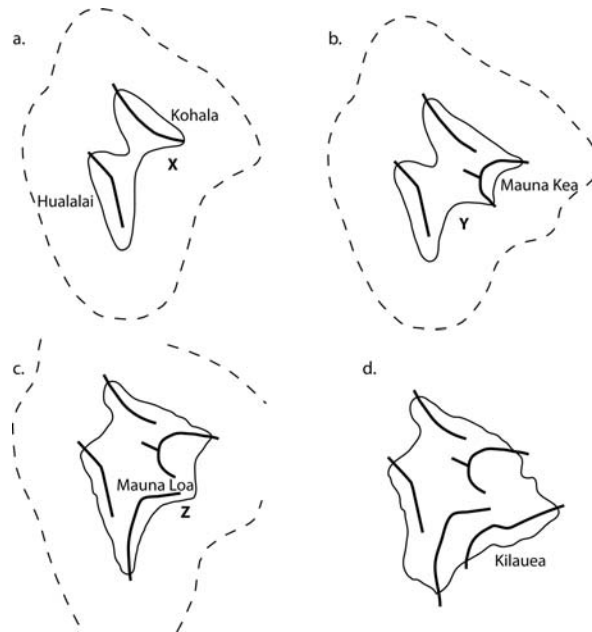


Figure 1.3. : Modèle de croissance successive (a. à d.) des édifices de l'île d'Hawaii d'après Fiske et Jackson (1972). L'orientation des rift zones (traits gras) sur ces édifices est contrôlée par la présence d'édifices plus anciens qui épaulent un flanc du massif naissant et par l'existence de flancs libres favorisant l'apparition d'instabilités gravitaires vers la mer. Les lettres X, Y, Z correspondent aux zones d'émersion supposées du Mauna Kea, du Mauna Loa et du Kilauea, respectivement.

1.2.2. Les rift zones triaxiales: exemple des îles Ouest des Canaries

Certains édifices de l'archipel des Canaries, situé à l'Ouest de la marge passive africaine, présentent des rift zones organisées selon trois axes d'injections préférentiels, disposés à 120° les uns des autres (Carracedo, 1994, 1996). Cette structuration particulière des rift zones est notamment observée à El Hierro, Tenerife ou La Palma (Fig. 1.4). A Tenerife, des études gravimétriques ont montré l'existence d'anomalies de densité sous les trois axes des rift zones, interprétées comme la présence d'une importante concentration de dykes (MacFarlane et Ridley, 1969).

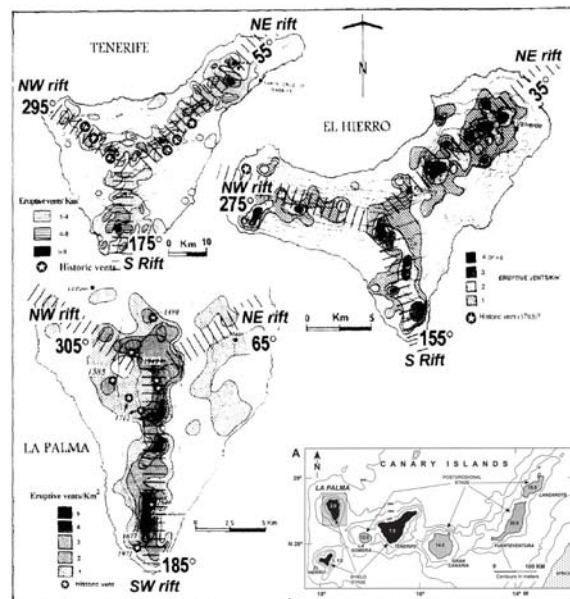


Figure I.4. : Géométrie triaxiale des rift zones de La Palma, Tenerife et El Hierro aux Canaries, influençant la morphologie générale de ces îles. D'après Carracedo (1996) et Carracedo (1999).

Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer la disposition en étoile de ces rift zones (Fig. I.5) et de nos jours encore, aucun modèle unificateur n'a été trouvé (Carracedo, 1994, 1996 ; Marti et al., 1996 ; Walter, 2003 ; Geyer et Marti, 2010).

◇ D'après Carracedo (1994, 1996), ces systèmes à trois rifts à 120° seraient la conséquence de l'ouverture d'un système de fractures (« least-effort fracture system ») formé en réponse au soulèvement de la croûte sous l'effet de la pression magmatique (« magma-induced upward loading », Fig. I.5.a). Cette hypothèse, mécaniquement peu réaliste telle qu'exposée par l'auteur, implique que les rift zones se développent tôt dans l'histoire du volcan et qu'elles sont, de ce fait, profondément enracinées dans l'édifice.

◇ A l'inverse, Walter (2003) propose un processus d'étalement gravitaire à l'origine des rift zones triaxiales (Fig. I.5.b), qui, dans ce cas, seraient des structures tardives, superficielles, n'ayant pas joué un rôle significatif dans la construction de l'édifice. L'étalement gravitaire (ou volcanic spreading ; Borgia, 1994) serait favorisé par la présence d'un horizon ductile à la base de l'édifice (sédiments pélagiques).

◇ Enfin, Marti et al. (1996) suggèrent un contrôle structural régional prédominant dans la formation des rift zones de Tenerife (Fig. I.5.c). L'existence même de la rift zone sud sur ce volcan est remise en cause (Marti et al., 1996 ; Geyer et Marti, 2010).

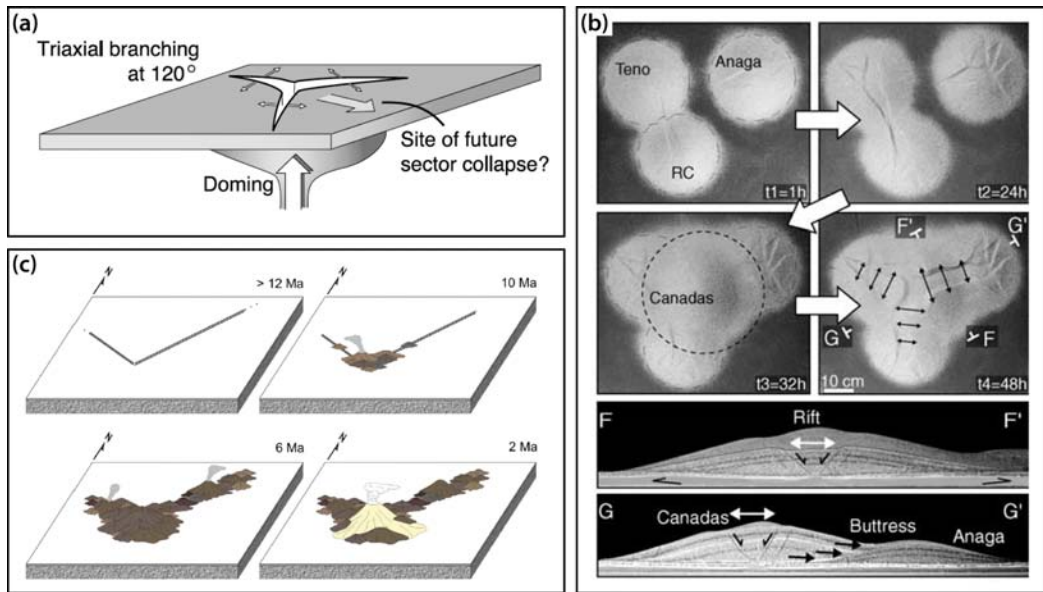


Figure I.5. : **(a)** Formation de rift zones triaxiales liée à la présence d'un panache mantellique sous la croûte et de l'apparition d'un système de fracture « de moindre effort ». Modèle de Carracedo (1994) ; Schéma de Walter et Troll (2003). **(b)** Formation des rift zones triaxiales de Tenerife par « volcanic spreading » d'après Walter (2003). **(c)** Evolution de Tenerife associée à la présence de structures crustales, d'après Geyer et Marti (2010).

D'autre part, à La Palma, l'érosion a révélé l'existence d'importantes épaisseurs de sills à la base de l'édifice (Staudigel et al., 1986 ; Fernandez et al., 2002). Ces sills, mesurant individuellement entre 0,4 et 1 m d'épaisseur, s'organisent en pile d'intrusion sur 1800 m d'épaisseur et seraient caractéristiques du stade d'émersion de l'édifice (Fig. I.6). Leur importance dans la croissance de l'édifice est soulignée par Staudigel et Schmincke (1984) et Staudigel et al. (1986).



Figure I.6. : Pile de sills basculée du complexe basal de La Palma (Staudigel et Schmincke, 1984).

1.2.3. Les systèmes intrusifs radiaux : La Gomera, Fogo, Saint Vincent

Certains volcans boucliers océaniques montrent une organisation radiale des intrusions sur leurs flancs (Fig. I.7). Ces intrusions peuvent se répartir de manière relativement homogène sur l'ensemble de l'édifice et ne forment alors pas de rift zones clairement définies. Cette structuration particulière confère aux édifices une forme subcirculaire comme à La Gomera aux îles Canaries (Ancochea et al., 2008). Une telle organisation des intrusions suggère l'absence de contrôle par la tectonique régionale ou par l'effet d'épaulement d'un édifice voisin. La mise en place du magma est contrôlée par la seule contrainte gravitationnelle liée à la topographie du massif. A La Gomera, Ancochea et al. (2008) distinguent quatre essaims de dykes radiaux, représentatifs de quatre phases successives d'évolution du volcan, marquées par une migration progressive du centre volcanique vers le SSE (Fig. I.7).

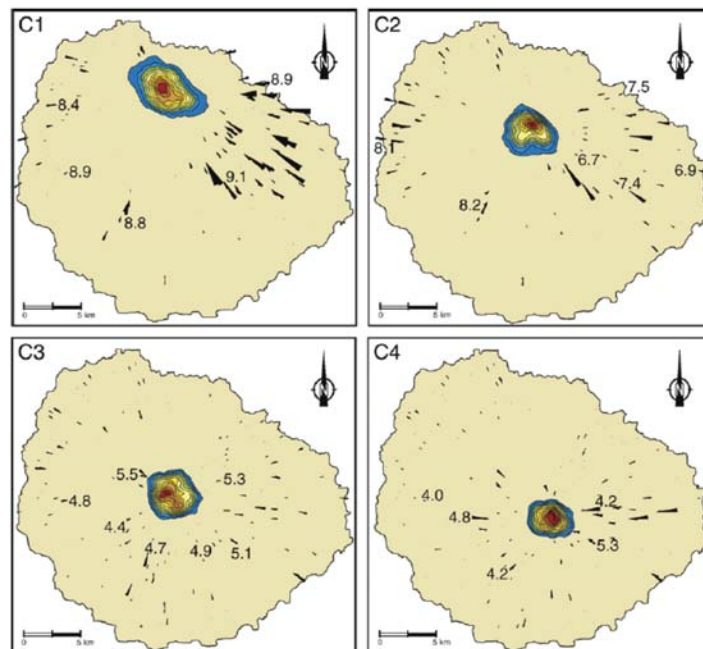


Figure I.7. : Essaims de dykes radiaux mis en évidence à La Gomera au cours de quatre phases d'évolution successives (C1 à C4) caractérisées par une migration du centre éruptif (Ancochea et al., 2008).

D'autre part, tout comme à La Palma, d'importantes concentrations de sills sont mises en évidence dans la partie interne de l'édifice de La Gomera. Ces piles de sills semblent également caractériser le stade d'émersion ainsi que les premiers stades de construction subaérienne de l'édifice et auraient significativement contribué à sa croissance endogène (Ancochea et al., 2008).

L'organisation des intrusions en systèmes radiaux est également observée au Cap Vert, sur le volcan Fogo (Day et al., 1999^a) et sur l'île de Saint Vincent où la présence de sills est aussi démontrée (Ancochea et al., 2010).

1.2.4. Les systèmes intrusifs annulaires: exemple des Galapagos

Les systèmes intrusifs annulaires sont des structures relativement rares sur les édifices volcaniques et sont essentiellement observées sur les volcans des îles Galapagos (Fernandina, Cerro Azul, Wolf, Darwin et Sierra Negra). Sur ces édifices, les flancs sont recoupés par des fissures éruptives disposées de manière radiale par rapport au sommet du massif volcanique (Fig. I.8). Autour du cratère ou de la caldera sommitale, les fissures s'organisent de manière concentrique, formant un réseau dense de fractures annulaires autour du sommet (Chadwick et Howard, 1991 ; Rowland et Garbeil, 2000 ; Naumann et Geist, 2000 ; Fig. I.8).

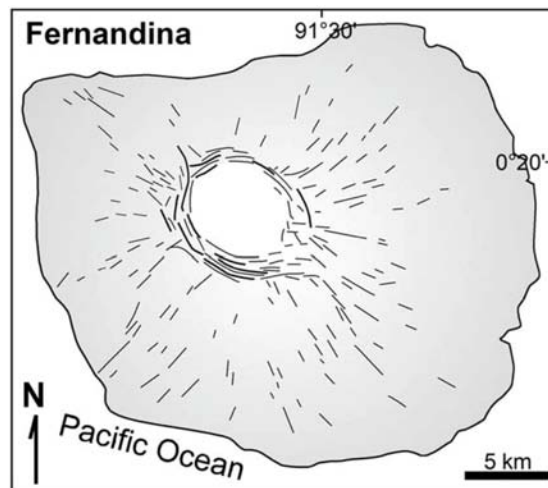


Figure I.8. : Organisation radiale et concentrique des fissures éruptives sur le volcan Fernandina aux Galapagos. Schéma de Acocella et Neri (2009).

En subsurface, les intrusions associées à ces fissures éruptives, de forme arquée et concentrique, forment des complexes intrusifs de type « cone sheets » ou « ring dikes systems ». Les intrusions sont peu épaisses (~1m) et présentent un fort pendage (60-90°) vers l'intérieur de la caldera (Chadwick et Howard, 1991). Les intrusions s'horizontaliseraient progressivement vers leur source, modélisé comme un réservoir superficiel de type sill situé à environ 1 km de profondeur (Chadwick et al. 2011, Fig. I.9).

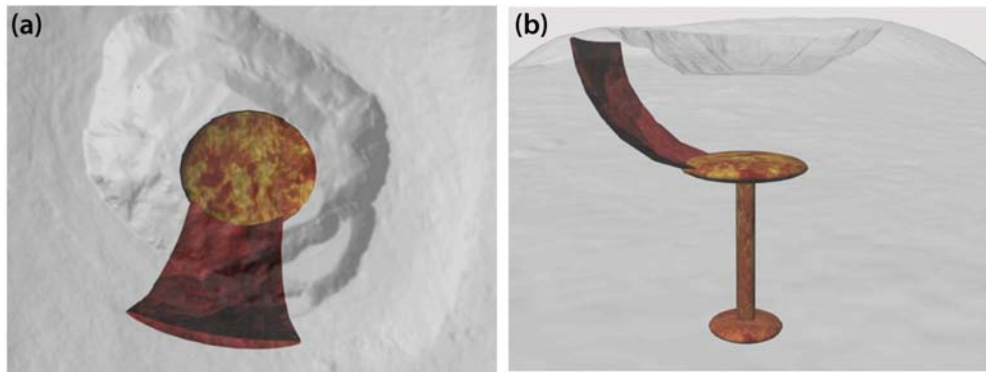


Figure 1.9. : Géométrie du système magmatique et de l'intrusion concentrique associée à l'éruption de Mai 2005 à Fernandina (Galapagos), modélisées par Chadwick et al. (2011). **(a)** Vue de dessus, **(b)** vue latérale. Le système magmatique possède la forme d'un sill situé à environ 1 km de profondeur sous la caldera.

L'apparition de fissures concentriques et radiales semblent étroitement associées dans le temps, suggérant un champ de contraintes dans l'édifice compatible avec le développement de ces deux structures (Chadwick et Dieterich, 1995). Ce champ de contraintes résulterait de l'action combinée des forces gravitationnelles (liées au poids de l'édifice) et de la surpression magmatique dans un réservoir de forme diapirique. D'autres auteurs invoquent également le rôle de la dépression topographique associée à la caldera dans la formation de fissures concentriques, qui favoriserait la réorientation radiale de la contrainte principale minimum (Munro et Rowland, 1996).

1.2.5. Quel type de rift zone pour La Réunion ?

Au Piton des Neiges, édifice de forme subcirculaire, l'existence d'une rift zone principale N120°E est proposée sur la base d'observations structurales (Chevallier, 1979). Cette structure est large, diffuse et ses contours plutôt flous. L'existence d'autres axes d'intrusions préférentiels, orientés N160°, N30°E, N70°E, N10°E et N45°E ont été suggérés par Chevallier et Vatin-Pérignon (1982) mais l'existence réelle de ces structures est controversée (Michon et al., 2007^b). D'autre part, d'importantes concentrations de sills ont été mises en évidence dans les zones internes du Piton des Neiges. La contribution de ces sills dans la croissance et la déformation de cet édifice est par ailleurs soulevée par plusieurs auteurs (Chevallier et Vatin-Perignon, 1982 ; Maillot, 1999 ; Famin et Michon, 2010). L'organisation des intrusions au Piton des Neiges rappelle les systèmes radiaux et les sills de La Gomera. Chevallier et Vatin-Pérignon (1982) interprètent la disposition radiale apparente des dykes du Piton des Neiges comme la conséquence du gonflement de l'édifice au cours du stade bouclier (cf. Chapitre II, Fig. II.9).

Le Piton de la Fournaise s'est construit sur le flanc est du Piton des Neiges. Il présente deux rift zones perpendiculaires orientées N25-30°E et N120°E relativement bien développées à proximité du sommet (*Bachèlery, 1981 ; Michon et al., 2009*). Cependant, ces rift zones s'élargissent et s'incurvent dans les parties distales de l'édifice où elles ne sont plus définies que par quelques fissures éruptives ou quelques cônes scoriacés. Les deux rift zones évasées sont incurvées vers la mer et circonscrivent le flanc Est, libre, du Piton de la Fournaise. Ce flanc libre est caractérisé par la présence d'une structure calderique ouverte vers l'est, témoin de la déstabilisation gravitaire du massif vers la mer (cf. Chapitre II, Fig. II.23). Cette organisation rappelle celle des volcans hawaïens où l'instabilité gravitaire associée à la présence d'un flanc libre est rattachée au développement des rift zones.

Cependant, Michon et al. (2007^b) proposent que les structures crustales proches de La Réunion (paléo-ride, failles transformantes et alignement volcanique), orientées N120°E, N30-35°E, N50-55°E et N70-80°E, conformément à la direction des axes d'intrusions principaux du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise, aient également influencé la mise en place du magma au sein de ces édifices (Cf. Chapitre II section 2.2.2). Ainsi, la morphologie des rift zones à La Réunion apparaît complexe et résulte très certainement de la combinaison de facteurs locaux et régionaux, conférant une structuration singulière aux systèmes intrusifs de ce massif. Une description détaillée des systèmes intrusifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise est par ailleurs présentée dans le chapitre suivant.

1.2.6. Synthèse

Le développement et la géométrie des rift zones sur les boucliers océaniques semblent être contrôlés par divers facteurs tels que la stabilité des flancs, la présence d'un édifice à proximité, la morphologie du réservoir magmatique, l'existence de structures crustales ou l'influence d'une tectonique régionale. C'est l'interaction entre ces différents paramètres et la prédominance de l'un par rapport aux autres qui va influencer la position, la géométrie et la morphologie des rift zones sur l'édifice. Le tableau suivant (Tab. I.1) fait la synthèse des grandes catégories de rift zones observées sur les volcans boucliers et des mécanismes proposés pour le développement de chacune d'entre elles.

Système intrusif	Facteurs invoqués	Exemples	Forme de l'édifice	Références
RZ Hawaïenne	<ul style="list-style-type: none"> • Contrainte gravitationnelle (<i>glissement flanc libre</i>) • Structures crustales, Tectonique 	<ul style="list-style-type: none"> • Kilauea, Mauna Loa, Koolau, Piton de la Fournaise (?) • Kauai, Molokai, Lanzarote 	<ul style="list-style-type: none"> • Allongée • Allongée ou Sub-circulaire (<i>Kauai</i>) 	<ul style="list-style-type: none"> • Dieterich (1988) • Fiske and Jackson (1972) • Marinoni et Pasquarè (1994) • Walker (1990) • Fiske and Jackson (1972)
RZ triaxiale	<ul style="list-style-type: none"> • «Magma induced uplift» • Volcanic spreading • Structures crustales 	La Palma, El Hierro, Tenerife	Triaxiale	<ul style="list-style-type: none"> • Carracedo (1994), (1996) • MacFarlane et Ridley (1968) • Walter (2003) • Marti et al. (1996)
Annulaire (+ intrusions radiales)	<ul style="list-style-type: none"> • Suppression magmatique (<i>réservoir type diapir ou sill</i>) • Effet local topographique (<i>caldera</i>) 	Galapagos (Fernandina, Cerro Azul...)	Subcirculaire	<ul style="list-style-type: none"> • Chadwick et al. (2011) • Chadwick et Dieterich (1995) • Chadwick et Howard (1991) • Munro et Rowland (1996)
Radial	<ul style="list-style-type: none"> • Contrainte gravitationnelle +/- structures crustales • Suppression magmatique 	La Gomera, Fogo, Saint-Vincent, Piton des Neiges (?)	Subcirculaire	<ul style="list-style-type: none"> • Ancochea et al (2008), (2010) • Day et al. (1999) • Chevallier et Vatin-Perignon (1982)
Piles de sills profondes	Contrainte compressive	La Palma, La Gomera, Piton des Neiges	-	<ul style="list-style-type: none"> • Ancochea et al (2008) • Staudigel et al. (1986) • Staudigel et Schmincke (1984)

Tableau I.1. Synthèse des différentes géométries de systèmes intrusifs observées sur les volcans boucliers et de leurs caractéristiques associées (RZ : rift zone).

Les rift zones jouent un rôle majeur dans la croissance et la morphologie générale des volcans boucliers. Avec l'exemple des rift zones hawaïennes, a également été soulevé le fait que les processus d'intrusions magmatiques pouvaient, en retour, contribuer à l'apparition d'instabilités gravitaires récurrentes sur les flancs de ces édifices. Les déstabilisations de flancs associées à l'activité magmatique sont également supposées aux Canaries, à La Réunion et semblent être des phénomènes récurrents dans l'histoire de ces volcans boucliers basaltiques. Dans la partie suivante, nous présentons les types d'instabilités majeurs qui affectent les boucliers basaltiques et les principaux mécanismes impliqués dans leur développement.

I.3. La déstabilisation des volcans boucliers

Les volcans boucliers basaltiques sont généralement caractérisés par des phénomènes d'instabilités sur leurs flancs. Ces instabilités sont définies par McGuire (1996) comme l'état critique à partir duquel une partie ou la totalité du flanc est proche de la rupture. La déstabilisation de flanc correspond au processus de démantèlement résultant de la rupture de la portion instable. Les dépôts associés à ces déstabilisations ont été reconnus dès les années 60 à Hawaii (Moore, 1964) et malgré leurs pentes faibles, c'est paradoxalement sur les volcans boucliers que les déstabilisations de plus grands volumes ont été mises en évidences.

Deux grands types de déstabilisations de flanc sont classiquement distinguées, en fonction de leur morphologie et du degré de dislocation des matériaux impliqués (Varnes, 1978), les glissements de flanc lents et les avalanches de débris. Ces deux processus peuvent aussi bien se produire sur les pentes émergées que sur les flancs sous marins et peuvent coexister sur un même édifice tout au long de son évolution.

I.3.1. Les glissements de flanc lents

I.3.1.1. Description générale

Les glissements lents sont des phénomènes rotationnels ou plans (Fig. I.10) impliquant d'importants volumes de matériaux (plusieurs milliers de km³) dont la cohésion interne est maintenue (Varnes, 1978 ; Moore et al. 1989). Le glissement n'est pas continu mais se produit de façon intermittente à un taux contrôlé par l'accumulation de coulées de lave sur les pentes et par l'intrusion de magma dans les rift zones (Moore et al. 1989). Les glissements lents affectent de larges portions de l'édifice et le rapport entre leur largeur et leur extension (W/L) est généralement supérieur à 1. Ce sont des structures dont l'enracinement est très profond et dont l'épaisseur est bien supérieure aux dépôts d'avalanches de débris (Moore et al., 1989). Enfin, ils sont caractérisés par un important escarpement au pied du dépôt, pouvant atteindre plus d'un kilomètre de haut (Fig. I.10, Varnes, 1978). A Hawaii, le glissement lent du flanc sud du Kilauea (Hilina slump) constitue un exemple caractéristique de slump actif, intimement associé à l'activité magmatique du Kilauea. Les relations entre le glissement d'Hilina et l'activité intrusive dans les rift zones du Kilauea sont, de ce fait, l'objet de nombreuses études depuis plus de trente ans (e.g. Swanson et al., 1976 ; Lipman et al., 1985 ; Dieterich, 1988 ; Ryan, 1988 ; Delaney et al., 1990, 1993 ; Clague and Denlinger, 1994 ; Denlinger and Okubo, 1995 ; Owen et al., 1995, 2000 ; Smith et al., 1999 ; Cayol et al., 2000 ; Morgan et al., 2003 ; Brooks et al., 2008 ; Montgomery-Brown et al., 2011)

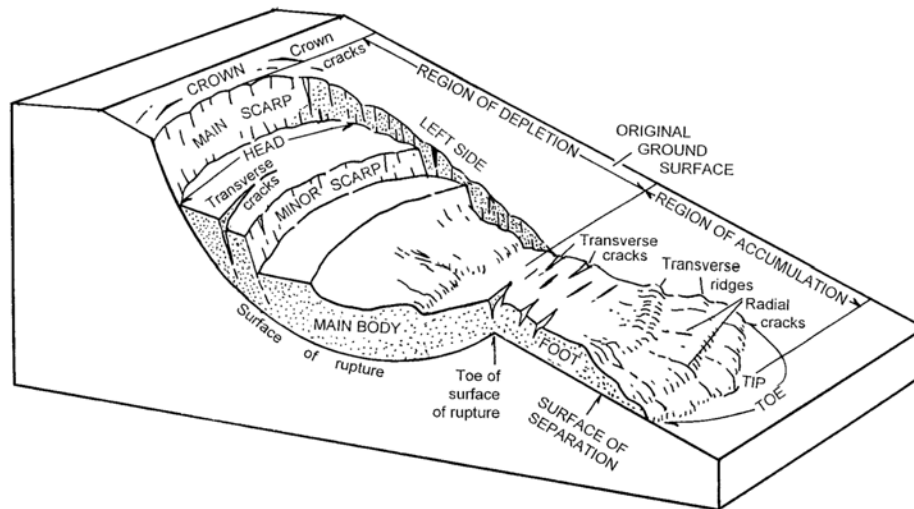


Figure I.10. Représentation schématique d'un glissement rotationnel de type slump et de ses principales caractéristiques morpho-structurales. Au cours du glissement, la masse en mouvement est découpée en larges blocs conservant leur cohésion. D'après Varnes (1978) et Smith et al. (1999).

I.3.1.2. Caractéristiques structurales des glissement lents

Les dépôts de glissements lents s'organisent sous forme d'une masse cohérente découpée en larges blocs par d'importantes failles ou rides transversales (Fig. I.10, Varnes, 1978; Smith et al., 1999). La continuité physique du dépôt constitue sa principale caractéristique : les glissements lents peuvent parcourir de longues distances (50-100 km) depuis leur source sans jamais perdre leur cohésion. De ce fait, l'absence de désagrégation des matériaux au cours du glissement induit l'absence de topographie chaotique à la surface du dépôt (Moore et al., 1989). Cette particularité permet la distinction claire entre les glissements lents et les avalanches de débris (cf. paragraphe I.3.2). Moore et al. (1989) montrent que les dépôts sont généralement épais (jusqu'à 10 km), présentent localement de fortes pentes et sont marqués par un escarpement abrupt (jusqu'à 1 km de haut) au front du glissement (Fig. I.10). Des structures compressives de type « bulges », plis et chevauchements sont parfois observés au front des glissements, contribuant à l'épaississement du dépôt (Fig. I.11, Morgan et al., 2000, 2003, Morgan et Clague, 2003). Une topographie chaotique, à hummocks, est parfois observée dans la partie distale du glissement. Elle résulte de phénomènes d'instabilités secondaires pouvant se produire au front du dépôt (Moore et al., 1989).

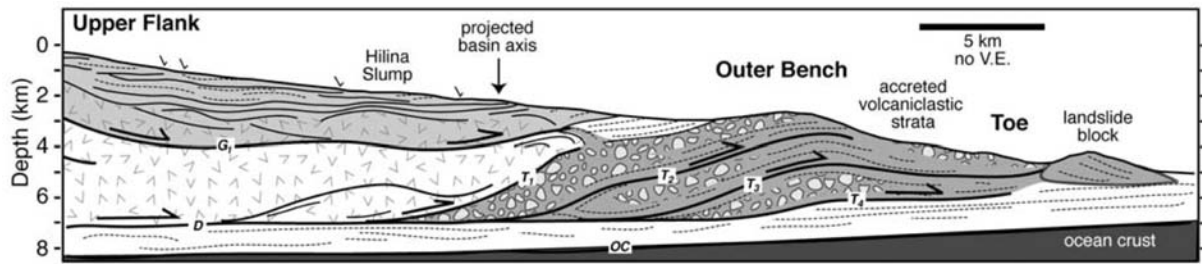


Figure I.11. : Coupe du slump d'Hilina, sur le flanc sud du Kilauea, montrant les structures compressives typiques observées au front du dépôt. Ce schéma montre également la présence d'un décollement basal profond (D) accommodant une partie de la déformation associée au spreading du flanc sud de l'édifice. D'après Morgan et al. (2003).

I.3.1.3. Dynamique de glissement

En contexte volcanique, la dynamique des glissements lents semble étroitement associée à l'activité magmatique et intrusive. Le mouvement du flanc se produit de manière intermittente à des taux variables au cours de l'histoire du volcan. Ainsi, le taux de déplacement moyen du flanc sud du Kilauea sur un siècle est d'environ 5-10 cm/an (Swanson et al., 1976) mais ce taux a connu des variations régulières puisque qu'il a atteint des valeurs de 20-50 cm/an sur la période 1970-1989 (Denlinger and Okubo, 1995) et a diminué à 10 cm/an entre 1990 et 1996 (Owen et al., 1995, 2000).

D'après Moore et al. (1989), le glissement est induit par l'instabilité gravitaire de l'édifice et par la force de poussée hydraulique associée à l'intrusion de dykes dans les rift zones. La relation entre le glissement du flanc sud du Kilauea, l'intrusion de magma dans les rift zones et la sismicité enregistrée sur l'édifice est l'objet de nombreuses études géophysiques et sismologiques (e.g. Swanson et al., 1976 ; Delaney et al., 1993 ; Denlinger and Okubo, 1995 ; Owen et al., 1995, 2000 ; Brooks et al., 2008 ; Montgomery-Brown et al., 2011). Ces études montrent que certaines phases de déformation sont associées à une importante sismicité. Par exemple, en 1975, le séisme de Kalapana, de magnitude $M7.2$, a été associé à 8 m de déformation horizontale. Cependant, d'autres épisodes de déformation sont complètement asismiques et sont appelés « slow slip events » (Cervelli et al., 2002 ; Montgomery-Brown, 2009). De plus, certains épisodes de glissement montrent une corrélation temporelle claire avec la mise en place de dykes dans les rift zones mais l'intrusion de magma n'est pas toujours associée à une déformation du flanc. La dynamique du glissement d'Hilina reste donc encore mal comprise de nos jours. Sa complexité apparente est notamment expliquée par l'existence d'un plan de décollement basal, situé à l'interface entre l'édifice et le plancher océanique, siège d'une importante microsismicité (Got et al., 1994) et semblant accommoder en grande partie la déformation de l'édifice (Cayol et al.,

2000). Le couplage entre ces deux structures est sujet à vifs débats car certains auteurs suggèrent un enracinement du glissement d'Hilina jusqu'au décollement (Lipman et al., 1985 ; Moore et al., 1989, 1994) alors que d'autres proposent un enracinement beaucoup plus superficiel (Fig. I.12, Swanson et al., 1976, Cervelli et al., 2002 ; Morgan et al., 2003 ; Morgan et McGovern, 2005).

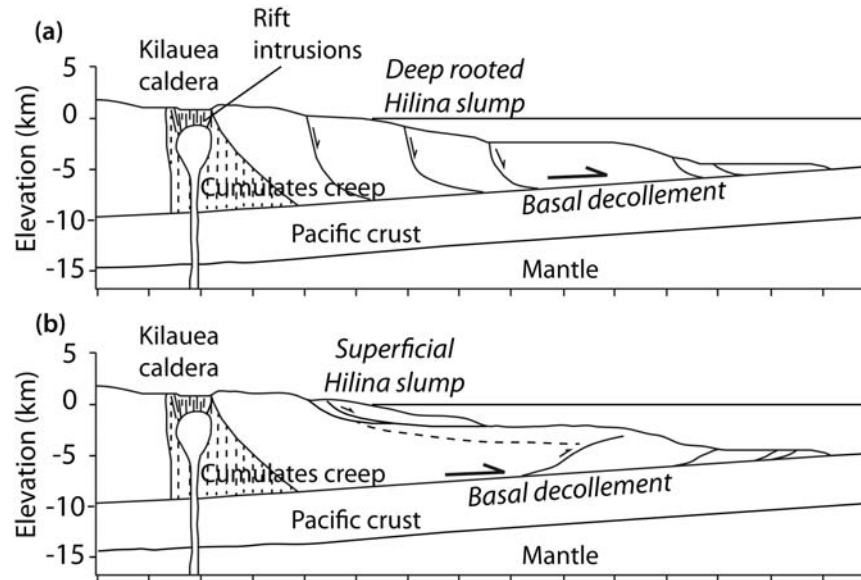


Figure I.12. : Coupe du flanc sud du Kilauea montrant les deux géométries proposées pour le glissement d'Hilina. **(a)** Modèle d'enracinement profond du slump jusqu'au décollement basal. **(b)** Modèle d'enracinement superficiel du slump et chevauchement basal. Les deux modèles invoquent l'influence d'un décollement basal et d'un fluage des cumulates d'olivine présents sous le Kilauea favorisant le glissement du flanc sud. Adapté d'après Owen et Burgmann (2006).

I.3.2. Les déstabilisations rapides

I.3.2.1. Description générale

En contexte volcanique, les déstabilisations rapides de grands volumes prennent la forme d'avalanches de débris. Ces phénomènes résultent de la déstabilisation de la totalité ou d'une partie du flanc d'un édifice (Ui, 1983, Siebert, 1984). Les mécanismes à l'origine des avalanches de débris sont restés mal compris jusqu'à l'éruption du Mont Saint Helens, en mai 1980, qui a permis l'observation directe de l'effondrement catastrophique de son flanc Nord. Les nombreuses études qui ont suivi cette éruption ont permis de reconnaître des dépôts d'effondrement de flanc sur de nombreux volcans à travers le monde, mettant ainsi en évidence le caractère récurrent des déstabilisations au cours de l'évolution des édifices volcaniques, quel que soit leur contexte géodynamique. Leur déclenchement soudain et leur mise en place très

rapide (Fig. I.13), à des vitesses pouvant atteindre 100 km/h, font des avalanches de débris des phénomènes extrêmement destructeurs. Elles impliquent généralement des volumes compris entre un et plusieurs milliers de km³. Elles possèdent une grande mobilité et peuvent parcourir plusieurs centaines de kilomètres depuis leur source (Siebert, 1984, Moore et al., 1989, Masson et al., 2002). Leur extension est également très importante par rapport à leur largeur à la source ($W/L < 1$), ce qui les différencie des glissements de flancs lents. Cependant, il est important de noter que les avalanches de débris se singularisent, non pas par leur extension ou leur volume, mais par (1) leur dynamique d'écoulement (écoulement laminaire, sec et rapide) et (2) les particularités texturales et structurales de leur dépôt (jigsaw cracks, hummocks...). Ces caractéristiques sont décrites en détail dans les sections suivantes.

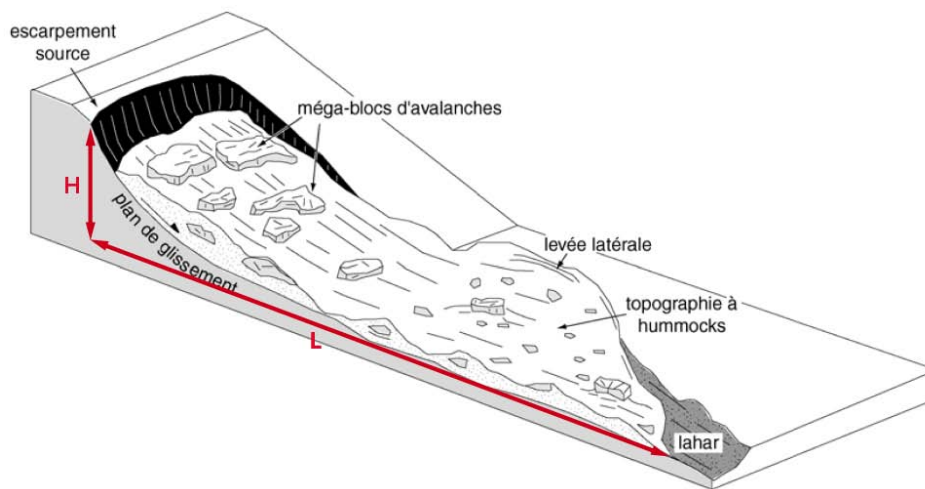


Figure I.13. : Représentation schématique d'une avalanche de débris. Les avalanches de débris correspondent au déplacement soudain et rapide d'une masse incohérente de roches. H : hauteur d'effondrement, L : distance parcourue par l'avalanche de débris. Schéma d'après Oehler (2005).

I.3.2.2. Caractéristiques texturales et structurales des dépôts d'avalanches de débris

Les dépôts d'avalanches de débris sont des brèches non classées, non stratifiées, constituées de clastes et de blocs fracturés de tailles variées, emballés dans une matrice à granulométrie plus fine (Fig. I.14. et Fig I.15.a-c, Siebert, 1984 ; Ui et al., 1986 ; Glicken, 1986 ; Ui et Glicken, 1986 ; Palmer et al., 1991 ; Schneider et Fisher, 1998). Ils se distinguent par la coexistence d'un faciès « bloc » et d'un faciès « matrice » (Crandell et al., 1984) ou « mélangé » (Glicken, 1991). Les blocs (ou mégablocs lorsqu'ils atteignent l'échelle kilométrique) représentent des « panneaux » du cône détruit, disséminés au sein de la matrice (Fig. I.14, I.15.a-c.). Cette dernière résulte de la pulvérisation des blocs et du mélange de particules au cours d'un transport dynamique.

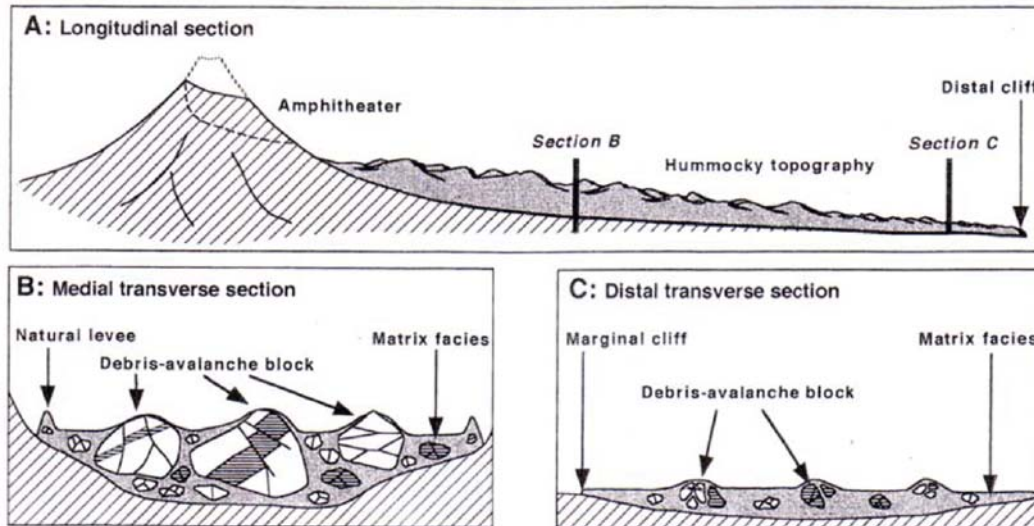


Figure I.14. : Sections longitudinales et transversales d'un dépôt d'avalanche de débris. (A) Section longitudinale de la zone source en amphithéâtre à la zone distale du dépôt montrant la topographie vallonnée à hummocks. (B) Section transversale de la partie médiane du dépôt montrant l'organisation latérale des blocs. (C) Section transversale de la partie distale. La taille des blocs d'avalanches de débris et des hummocks décroît de la source vers la zone distale du dépôt. D'après Ui et al. (2000).

Les dépôts d'avalanche de débris sont peu épais en comparaison des slumps. Leur épaisseur varie généralement entre 0,4 et 2 km à Hawaii mais des dépôts de quelques dizaines de mètres d'épaisseur seulement sont également observés au large de l'archipel (Moore et al. 1989). Aux Canaries, l'épaisseur caractéristique des dépôts d'avalanches ne dépasse pas quelques centaines de mètres (Watts et Masson, 1995 ; Urgeles et al, 1997, 1999 ; Masson et al, 2002). Les dépôts d'avalanches de débris présentent des similarités avec les dépôts de coulées de débris, de glissements lents ou de coulées pyroclastiques. Cependant, plusieurs critères morphologiques et texturaux les caractérisent :

- **Figures en jig-saw cracks** (Fig. I.15.d et e) : Il s'agit de figures d'éclatement des éléments contenus dans la brèche, liées aux vibrations internes et aux chocs entre les grains au cours d'un transport dynamique (Ui et al., 1986). Elles suggèrent également un phénomène de dilatance au cours de l'écoulement (Schneider et Fisher, 1998). Les blocs sont fracturés et éclatés mais conservent leur structure générale, de telle sorte qu'il est possible de reconstruire la géométrie initiale du bloc, tel un puzzle (Ui, 1983). Les injections de matrice au sein des blocs fracturés en jig-saw cracks sont fréquentes.

- **Préservation de la stratigraphie initiale** (Fig. I.15.f) : Au sein de certains blocs, parfois transportés sur plusieurs kilomètres, il est possible d'observer des unités peu perturbées, ayant conservé la texture et la stratification originelle de leur source (Hsü, 1975 ; Erismann, 1979 ;

Voight et al., 1981 ; Glicken 1991). Ceci suggère un comportement laminaire au cours de l'écoulement.

- **Mélange incomplet** : La juxtaposition d'unités matricielles de compositions et/ou de granulométries différentes est fréquemment observée au sein des brèches d'avalanches de débris et témoigne d'un mélange incomplet de la matrice. Cette particularité permet de distinguer clairement les dépôts d'avalanche des coulées de débris (Siebert, 1984).

- **Topographie à hummocks et rides** (Fig. I.13 et Fig. I.14) : La surface des dépôts d'avalanche de débris présente une topographie irrégulière prenant la forme d'une succession de petites collines coniques ou elliptiques, de taille variable (échelle métrique à kilométrique), appelées hummocks (Glicken, 1991 ; Ui, 1983 ; Siebert, 1984). Les hummocks sont généralement allongés dans la direction de l'écoulement et leur taille tend à augmenter vers l'intérieur du dépôt (Ui, 1981). Les hummocks présentent une structure interne complexe et chaotique, essentiellement composée de blocs lithiques à support matriciel ou bloc (Siebert, 1984). Outre la présence de hummocks, la morphologie de surface des avalanches de débris est également caractérisée par la présence de rides longitudinales, transverses et de levées latérales.

- **Organisation spatiale des éléments** (Fig. I.14) : La taille des éléments de la brèche tend à diminuer vers les régions distales, conséquence de la fragmentation progressive des blocs au cours de l'écoulement. Les plus gros blocs se concentrent au milieu de l'avalanche, tandis que les zones latérales présentent une granulométrie plus fine.

- Autres particularités : des **figures de fluidalité** observées au sein des dépôts témoignent d'un mécanisme de fluidisation de l'avalanche. A la base du dépôt, des **surfaces de friction** (plans striés, gouges, cataclases) sont parfois observées, et sont interprétés comme des figures de freinage et de dépôt en masse de l'avalanche (Schneider et Fisher, 1998 ; Bachèlery et al., 2003).

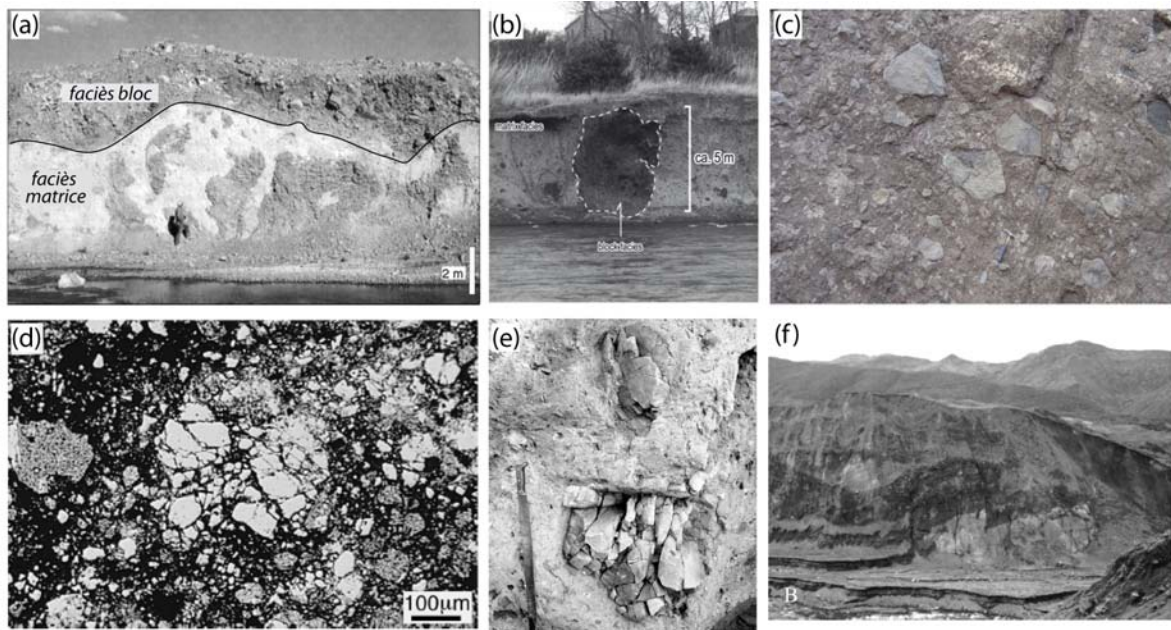


Figure 1.15. : Quelques caractéristiques texturales des avalanches de débris : **(a)** Association de faciès bloc et matrice dans un dépôt d'avalanche du Mont Shasta, USA (Crandell, 1989), **(b)** Bloc métrique emballé dans une matrice d'une avalanche au Mont Asama, Japon (Yoshida et Sugai, 2007), **(c)** Avalanche de débris (faciès mélangé) sur l'île de Saint Vincent, Cap Vert (Ancochea et al., 2010), **(d)** Fracturation en jig saw cracks d'un feldspath contenu dans la matrice d'une avalanche de débris du Cantal, France (Schneider et Fisher, 1998), **(e)** Bloc métrique fracturé en jig saw cracks, Volcan Baru, Panama (Herrick et Rose, 2009), **(f)** Préservation de la stratigraphie des coulées de lave dans l'avalanche du Mont Saint Helens, USA. Les éléments dans les coulées sont pulvérisés (Glicken, 1991).

I.3.2.3. Dynamique de transport et de dépôt

La préservation de segments massifs du cône effondré et de sa stratigraphie initiale au sein des dépôts de brèches d'avalanche de débris suggère un mode de transport non turbulent sous la forme d'une masse rigide (« plug flow », Glicken et al., 1981 ; Voight et al., 1981 ; Schneider et Fisher, 1998). Les avalanches de débris sont des écoulements granulaires secs rapides atteignant des distances supérieures à 10 km voire plusieurs centaines de kilomètres. Le rapport entre la hauteur d'effondrement H et la distance parcourue L (cf. Fig. I.13) donne une estimation du coefficient de friction apparent de l'avalanche. Le rapport H/L des avalanches de débris est en moyenne compris entre 0,02 et 0,15 (Hsü, 1975 ; Siebert, 1984), indiquant une grande mobilité comparable à celle des coulées pyroclastiques ($\sim 0,2$; Hayashi et Self, 1992). Les causes de cette mobilité restent cependant mal comprises. En effet, bien qu'il s'agisse d'un écoulement sec, la présence de figures de fluidalité dans les dépôts suggère un comportement fluidisé (Schneider et Fisher, 1998). Plusieurs mécanismes de lubrification et de fluidisation ont été

proposés (Legros, 2002): incorporation d'air sous l'avalanche (Schreve, 1966), vaporisation de l'eau contenue dans les pores (Habib, 1975), lubrification par fusion du substratum au passage de l'avalanche (Erismann, 1979) ou fluidisation mécanique liée à l'énergie vibratoire des grains (MacSaveney, 1978; Davies, 1982). Ce dernier modèle permet d'expliquer la mobilité des avalanches au sein de nombreux environnements (Schneider et Fisher, 1998). Il fait l'hypothèse qu'un grain en vibration dans l'avalanche est libre de tout contact physique (absence de friction) pendant un temps donné le séparant de sa prochaine collision avec un autre grain. A l'échelle de l'écoulement, de nombreuses particules se meuvent donc en l'absence de friction, causant la perte de cohésion de la masse en mouvement. Ainsi, plus le volume de l'avalanche est important, plus le nombre de particules « libres » est grand et plus l'avalanche perd en cohésion. Ce mécanisme expliquerait la corrélation positive mise en évidence entre le volume impliqué et la distance parcourue par les avalanches (Hsü, 1975, Ui, 1983, Siebert, 1984).

La présence de structures de friction à la base de l'avalanche (gouge, stries...) suggère un dépôt rapide « en masse » plutôt qu'un dépôt progressif grain par grain (Schneider et Fisher, 1998).

Enfin, si les avalanches de débris sont des écoulements secs, l'incorporation d'eau pendant ou après leur mise en place est fréquente. L'avalanche est alors remobilisée en écoulement secondaire, de type coulée de débris ou coulée hyperconcentrée, pouvant devenir turbulent lorsque la dilution est importante (écoulement dilué).

I.3.2.4. Géométrie de la zone source

La morphologie de l'édifice volcanique peut être drastiquement modifiée lors du déclenchement d'une avalanche de débris. La déstabilisation du Mont Saint Helens en 1980 a, par exemple, décapité le sommet du cône volcanique et laissé une cicatrice béante sur son flanc nord. La zone source des avalanches de débris prend la forme d'une structure en amphithéâtre (Fig. I.13), large de plusieurs kilomètres et profonde de plusieurs centaines de mètres (Siebert, 1984). Les failles bordières de la caldera d'avalanche sont généralement parallèles et s'évasent vers l'aval. Sur les volcans basaltiques océaniques, comme à Hawaii, aux Canaries, l'escarpement source peut se prolonger par une dépression ou un chenal sous-marin (e.g. Moore et Chadwick, 1995; Gee et al., 2001). Les calderas d'avalanche présentent un profil peu penté à leur base et une brusque rupture de pente à la tête de l'effondrement (Siebert, 1984). Cependant, il n'est pas toujours aisé de discerner les contours de l'escarpement source des déstabilisations de flancs lorsque celui-ci a été disséqué par l'érosion ou masqué par les produits de l'activité volcanique

ultérieure. Dans ce dernier cas, la caldera d'avalanche constitue une discontinuité structurale majeure, pouvant être réactivée lors de déstabilisations postérieures et/ou guider l'érosion future de l'édifice (Oehler *et al.*, 2004).

1.3.3. Origine des instabilités de flanc, lentes ou rapides

Les mécanismes à l'origine de la déstabilisation des édifices volcaniques sont encore mal compris de nos jours. L'instabilité d'un volcan résulte probablement de la combinaison de multiples facteurs dont la contribution relative est difficile à évaluer (Mitchell *et al.*, 2002). Ces facteurs peuvent être cependant classés en deux grands types : endogènes (liés à l'activité et à la structure de l'édifice) et exogènes (relatifs à l'environnement).

Les facteurs endogènes semblent jouer un rôle majeur dans la déstabilisation des édifices. Ils incluent de multiples processus tels que :

- Les **intrusions de dykes**, associées ou non à l'activité d'une rift zone (e.g. Swanson *et al.* 1976 ; Siebert, 1984 ; Dieterich, 1988 ; McGuire *et al.* 1991 ; Iverson, 1995 ; Elsworth *et Voight*, 1995 ; McGuire, 1996 ; Carracedo, 1996 ; 1999 ; Carracedo *et al.*, 2011). L'injection répétée de dykes selon une direction préférentielle induit une déformation dans la direction perpendiculaire à la direction d'intrusion et favorise la rupture du flanc libre de l'édifice. Les déstabilisations, de type slump ou avalanche, se produisent donc généralement dans la direction normale à la direction préférentielle d'intrusion, comme cela a été observé à Hawaii (Swanson *et al.*, 1976), à Stromboli ou au Japon (Siebert, 1984).

- **L'injection de sills** a également été proposé comme un facteur d'instabilité des édifices (Adushkin *et al.*, 1995 ; Delemen, 1995 ; Famin *et Michon*, 2010).

- La **surcharge** et **l'augmentation des pentes** de l'édifice au delà de la pente d'équilibre, lors de l'accumulation rapide de produits volcaniques peut contribuer au développement de glissements lents ou d'avalanches de débris.

- La présence de niveaux à **faible cohésion** au sein de l'édifice, tels que des zones d'altération hydrothermale, des horizons hyaloclastiques, volcanoclastiques ou des paléosols peuvent également être impliqués dans la génération de glissements lents ou d'avalanches de débris (Siebert, 1984 ; Day, 1996 ; van Wyk de Vries *et al.*, 2000 ; Kerle *et van Wyk de Vries*, 2001 ; Hurlimann *et al.*, 2001 ; Reid *et al.*, 2001 ; Masson *et al.*, 2002).

- Le fluage latéral de larges **cumulats d'olivines**. Ce mécanisme a été proposé pour expliquer la déstabilisation continue du flanc sud du Kilauea sur un plan de décollement basal à l'interface entre l'édifice et les sédiments pélagiques (Clague *et Denlinger*, 1994).

- Les **éruptions explosives** peuvent déclencher des déstabilisations majeures de type avalanches de débris (éruptions de type **Bandai** par exemple).
- L'intrusion décentrée d'un **cryptodôme** sous un flanc de l'édifice provoque la déformation, le gonflement et à terme la déstabilisation rapide du flanc (*Donnadieu et Merle, 1998*). L'avalanche est associée à la décompression brutale du système magmatique à l'origine d'un blast latéral (éruptions de type **Bezymianny** ou **Mont Saint-Helens**).
- L'augmentation de la **pression de pore** au sein des matériaux. Elle est généralement associée à l'activité intrusive et/ou hydrothermale (*Elsworth et Voight, 1995 ; Day, 1996*) mais également à des facteurs exogènes tels que les précipitations (*Kerle et van Wyk de Vries, 2001 ; Masson et al., 2002*).

Plusieurs facteurs exogènes peuvent également contribuer à l'instabilité des édifices volcaniques, tels que :

- **l'étalement gravitaire** (ou gravitational spreading, *Borgia, 1994*) du volcan sur un horizon ductile ou peu cohésif à sa base (*Borgia et al., 1992, 2000 ; Borgia, 1994 ; Merle et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et Francis, 1997, Oehler et al., 2005*). Ce mécanisme a été proposé pour les déstabilisations de flancs des strato-volcans (*van Wyk de Vries et Francis, 1997 ; van Wyk de Vries et al., 2001*). Sur les volcans boucliers, l'étalement gravitaire est généralement couplé à l'activité d'une rift zone (volcanic spreading, *Borgia, 1994 ; Delcamp et al., 2011*) et conduirait à la génération de glissements lents plutôt que d'avalanches de débris (*Lipman et al. 1985 ; Borgia et Treves, 1992*).
- **l'eustatisme**, notamment la diminution du niveau marin (*McGuire, 1996 ; Hürlimann et al., 1999*).
- **La sismicité**, d'origine volcanique ou associée à la tectonique régionale (*Voight, 1981 ; Voight et al., 1983 ; Lipman et al., 1985*).

1.3.4. Particularités des déstabilisations sur les volcans boucliers océaniques

Depuis les travaux de Moore (1964), les instabilités de flancs ont été reconnues sur de nombreux volcans boucliers comme Hawaii (*Moore et al., 1989*), La Réunion (*Lénat et al., 1989 ; Lénat et Labazuy, 1990 ; Bachèlery et al., 2003 ; Oehler et al., 2004, 2007*) ou les Canaries (*Carracedo, 1996, Krastel et al., 2001 ; Masson et al., 2002*). Ces travaux ont permis de généraliser

les phénomènes de déstabilisation de flanc sur les îles volcaniques et de soulever l'importance de ces processus dans l'évolution et la croissance des volcans boucliers.

Les avalanches de débris en domaine intraplaque océanique semblent impliquer des volumes plus importants de matériaux (10-5000 km³) que sur les stratovolcans où les dépôts excèdent rarement 10 km³ (Tab. I.2). Ainsi, le dépôt d'avalanche de Nuuanu au large de l'île d'Oahu (Hawaii) a mobilisé entre 3000 et 5000 km³ de matériaux (Tab. I.2) et constitue l'événement le plus important observé sur Terre (*Moore et al., 1994; Satake et al., 2002*). Les volumes gigantesques mis en jeu lors de la déstabilisation des volcans boucliers (glissements lents et avalanches) sont expliqués par la fréquence moins élevée et l'enracinement plus profond des effondrements, à l'inverse des stratovolcans où les fortes pentes induisent des instabilités gravitaires fréquentes mais plus superficielles.

De même, l'étude de l'extension des dépôts d'avalanches semble montrer une plus grande mobilité en contexte océanique (Tab. I.2). En effet, le coefficient de friction H/L des avalanches, proche de 0,1 en domaine continental est compris entre 0,02 et 0,08 en domaine insulaire (Tab. I.2).

Volcan affecté ou dénomination de l'événement	Age	S (km²)	V (km³)	H (km)	L (km)	H/L (coeff. friction)	Réf.
STRATO-VOLCANS CONTINENTAUX							
Mont St-Helens (Cascades, USA)	1980	64	2.5	2.55	24	0.11	a,b,c,d
Shiveluch (Kamchatka, Russie)	1964	98	1.5	2	12	0.17	a,b
Bezymianny (Kamchatka, Russie)	1956	30	0.8	2.4	18	0.13	a,b
Bandaï (Japon)	1888	34	1.5	1.2	11	0.11	a,b
Unzen (Japon)	1792	15	0.34	0.85	5.7	0.15	a,b
Chaos Craggs (Cascades, USA)	~1650	8	0.15	0.65	5	0.13	a,b
Iriga (Philippines)	1628?	65	1.5	1.05	11	0.1	a,b
Soufrière (Guadeloupe, France)	3 ka	25	0.5	1.35	>9.5	0.14	a,b
Colima (Mexique)	4 ka	900	10-15	4	40	0.1	a,b
Mont Meru (Tanzanie)	7.2 ka	1400	10-20	3.9	50	0.08	a,b
Socompa (Chili)	<10 ka	480-500	36	3	37	0.08	a,b,e
Mont Shasta (Cascades, USA)	300-380 ka	675	45	3.55	50	0.07	a,b,f
VOLCANS BOUCLIERS OCEANIQUES							
ARCHIPEL DES CANARIES:							
El Golfo (El Hierro)	13-17 ka	1500	150-180	5	65	0.076	g,h
Las Playas II (El Hierro)	145-176 ka	950	<50	4.5	50	0.09	h
El Julan (El Hierro)	>160 ka	1800	130?	4.6	60	0.077	h,i
Cumbre Nueva (La Palma)	125-536 ka	780	95	6	80	0.075	g,j
Playa de la Veta (La Palma)	800-1000 ka	2000	650?	6	80	0.075	g,j
Icod (Tenerife)	150-170 ka	1700	150?	6.8	105	0.065	g,k
Orotova (Tenerife)	540-690 ka	2100	500?	6.6	90	0.073	g,l,m
ARCHIPEL D'HAWAII:							
Alika I (Hawaii)	200-250 ka	2300	400	4.8	88	0.054	n,o,p
Alika II (Hawaii)	112-127 ka	1700	200	4.8	95	0.05	n,o,p
Wailau (Molokai)	1.5 Ma	13000	1500	~4.6	<195	0.02	o,q,r
Nuuanu (Oahu)	2.1-2.2 Ma	23000	3000-5000	~4.6	235	0.021	o,q,s
Kaena (Oahu)	3.6 Ma	3900	?	>3	90	0.03	o
North Kauai (Kauai)	~5 Ma	14000	1400	~4	140	0.028	o
South Kauai (Kauai)	~5 Ma	6800	?	~4	110	0.036	o

Tableau I.2: Tableau synthétique des avalanches de débris les plus importantes observées sur les stratovolcans et sur les boucliers d'Hawaii et des Canaries. D'après Oehler (2005). S : Surface couverte par les dépôts d'avalanches de débris en km² ; V : Volume de produits impliqués en km³, H : Hauteur de chute (différence d'altitude entre l'escarpement source et la base du dépôt d'avalanche de débris) en km, L : Distance parcourue en km. Le rapport H/L correspond au coefficient de friction. Références: a- Siebert (1984), b- Siebert et al. (1987), c- Lipman et Mullineaux (1981), d- Voight et al. (1981), e- van Wyk de Vries et al. (2001), f- Crandell (1989), g- Masson et al. (1998), h- Masson et al. (2002), i- Holcomb et Searle (1991), j- Urgeles et al. (1999), k-Cantagrel et al. (1999), l- Marti (1998), m- Watts et Masson (1995), n- Lipman et al. (1988), o- Moore et al. (1989), p-McMurtry et al. (1999), q- Satake et al. (2002), r- Clague et al. (2002), s- Moore et al. (1994).

I.3.4.1. Les déstabilisations des boucliers hawaïens

Les volcans hawaïens s'alignent le long d'une ride active sur plus de 2000 km, orientée WNW-ESE, témoin du mouvement vers l'WNW de la plaque au dessus du point chaud depuis au moins 28 Ma. Les édifices les plus récents se situent à l'extrémité ESE de la ride et forment l'île d'Hawaii (Big Island) et le mont sous-marin Loihi.

Moore (1964) distingue 68 slumps ou avalanches le long de la ride hawaïenne. Parmi eux, 17 évènements ont affectés les édifices entre Kauai et Hawaii et 9 déstabilisations sont identifiées pour la seule île d'Hawaii (Fig. I.16, Moore et al., 1989).

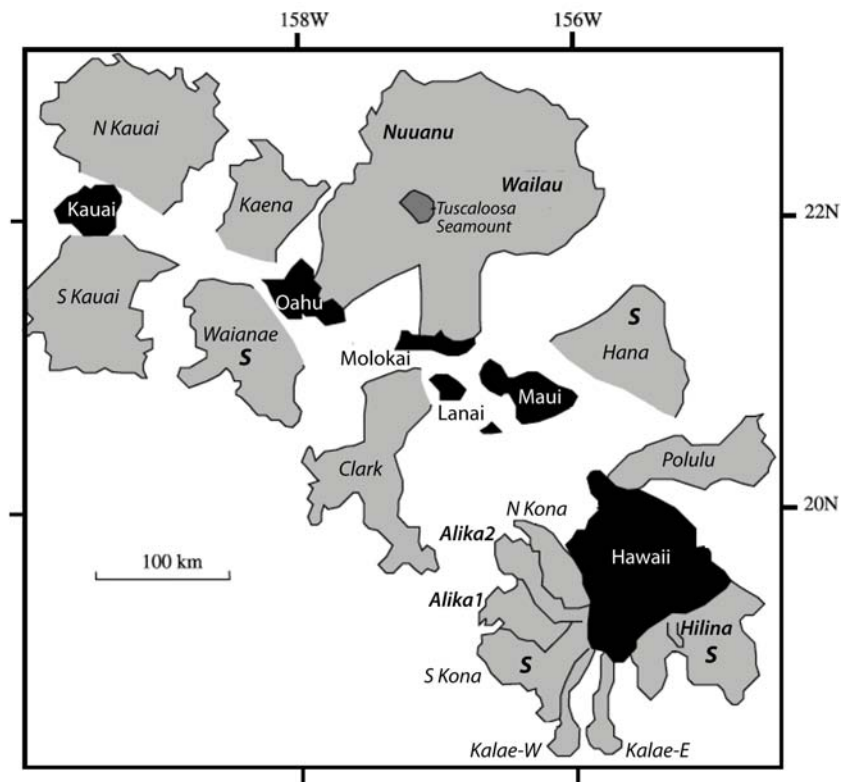


Figure I.16. : Extension sous marine des dépôts des principales déstabilisations de flanc des édifices hawaïens identifiées par Moore et al. (1989). La lettre S représente les dépôts de slumps. Schéma modifié de Moore et al. (1989) et Mitchell et al. (2002).

Les déstabilisations des volcans de l'archipel hawaïen constituent les évènements les plus volumineux et aux extensions les plus importantes recensés sur Terre. Ainsi, l'avalanche de débris de Nuuanu (Oahu) a atteint une distance de 235 km depuis sa source (Tab. I.2). Les avalanches de Wailau (Molokai) et du Nord de Kauai ont impliqué respectivement 1500 et 1400 km³ de matériaux et ont chacune parcouru plus de 140 km (Fig. I.16, Tab. I.2). Entre Kauai et Hawaii, sur les 17 déstabilisations identifiées, quatre seulement sont interprétées comme des glissements lents (Fig. I.16). Parmi eux, l'Hilina slump au Sud du Kilauea (Fig. I.16) couvre une

superficie de 5200 km² sur une largeur de 100 km. Les avalanches de débris sont plus nombreuses et onze ont été mises en évidence dans la zone. Elles ont affecté l'ensemble des îles de l'archipel hawaïen depuis Kauai jusqu'à Big Island. Parmi elles, les avalanches associées aux dépôts Alika 1 et Alika 2 (Fig. I.16) font probablement partie des avalanches de débris les plus récentes et auraient affecté le flanc ouest du Mauna Loa entre 100 et 13 ka (*Lipman et al., 1988*). Ces deux dépôts présentent de grandes similitudes avec les dépôts d'avalanches en domaine aérien, avec une morphologie à hummocks très marquée, des levées latérales suggérant un mode de mise en place rapide. L'épaisseur des deux dépôts est comprise entre 50 et 200 m et leur volume total est estimé à 200-800 km³ (Tab. I.2). Des dépôts de tsunami reconnus jusqu'à 375 m d'altitude à Lanai et datés à 101 ka (*Moore et Moore, 1988*) pourraient être associés à l'avalanche de débris Alika 2.

I.3.4.2. Les déstabilisations des îles Canaries

L'archipel des Canaries se situe sur les pentes continentales de la marge africaine. Il se compose de sept îles volcaniques principales orientées selon un axe général ENE-WSW. L'origine du volcanisme est attribuée à l'activité d'un panache mantellique associé à un système de failles crustales active (*Anguita et Hernan, 2000*).

Une vingtaine de déstabilisations de flancs, majoritairement des avalanches de débris, sont identifiées autour des principales îles de l'archipel (*Watts et Masson 1995 ; Krastel et al., 2001 ; Masson et al., 2002*). Les volcans de Tenerife, La Palma et El Hierro ont subi au moins 13 évènements majeurs, la plupart antérieurs à 2 Ma et huit ont affecté la seule île de Tenerife (Fig. I.17.a, *Marti et Gudmundsson, 2000 ; Krastel et al., 2001 ; Masson et al., 2002*). La plupart de ces avalanches de débris présentent une cicatrice d'effondrement subaérienne étroite et s'étendent sous forme d'un dépôt chaotique à hummocks jusqu'à 3000-4000 m de profondeur (Fig. I.17.b). L'avalanche la plus récente est probablement celle d'El Golfo sur El Hierro datée à environ 13-17 ka (*Urgeles et al., 1997*). La baie d'El Golfo est entourée par un escarpement en forme d'amphithéâtre de près de 15 km de diamètre et 1100 m de hauteur (Fig. I.17.b), correspondant à la tête de glissement (*Urgeles et al., 1997*). Au large de cette structure, des reliefs à hummocks témoignent de l'occurrence d'une avalanche de débris associée à cette cicatrice d'effondrement, impliquant un volume d'environ 150 km³ et s'étendant jusqu'à 65 km de sa source (Fig. I.17.b, Tab. I.2).

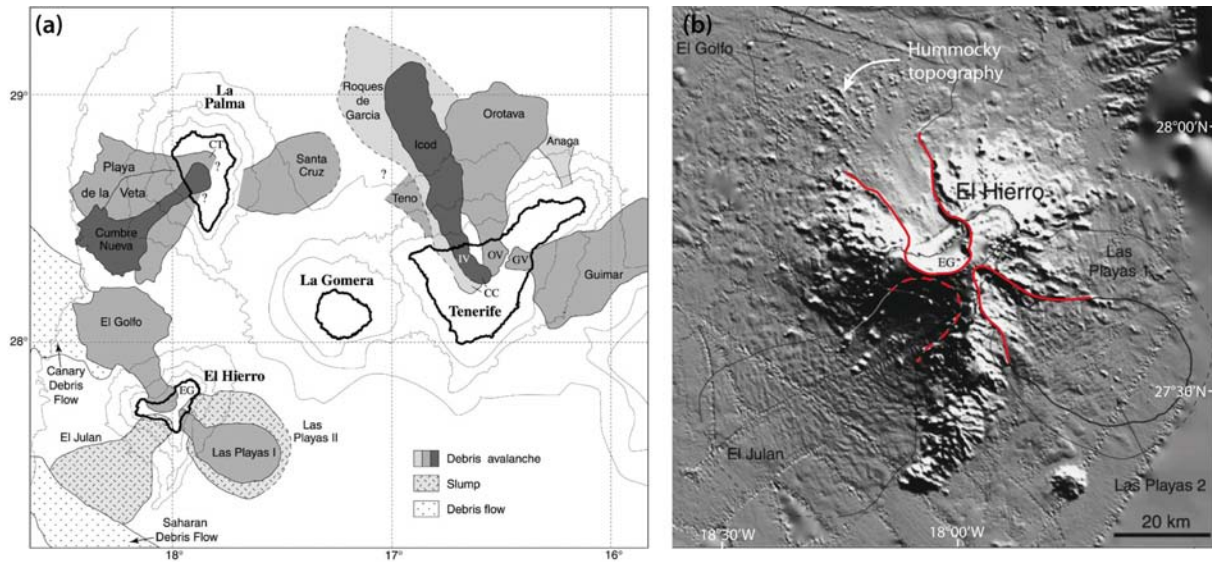


Figure 1.17. : **(a)** Déstabilisations de flancs des îles Ouest de l'archipel des Canaries : La Palma, Tenerife et El Hierro. D'après Masson et al. (2002). CC : Cañadas Caldera, IV : Icod valley, OV : Orotava valley. **(b)** Cicatrices d'effondrement (traits rouges) associées à la déstabilisation des flancs de El Hierro. L'évènement d'El Golfo est le plus récent et montre une structure en amphithéâtre (EG) et une topographie à hummock typique des avalanches de débris.

Au Nord de l'île de Tenerife, l'étude des dépôts volcanoclastiques sous-marins a permis d'identifier deux générations de glissements de flancs majeurs (Ablay et Hürlimann, 2000). La première génération, datée aux environs 3 Ma, aux prémices du stade de déclin de l'édifice, est responsable de l'accumulation de près de 700 km³ de matériel sur les pentes sous-marines. Cette déstabilisation, d'extension supérieure à 40 km, est à l'origine de la formation d'une caldera d'avalanche à cheval entre le domaine aérien et sous-marin. La seconde génération de glissements se compose de trois évènements principaux : le glissement de La Orotava âgé de 560 ka, le glissement de Icod daté à 180 ka (Tab. I.2) et l'effondrement de la Dorsale Est qui a mobilisé près de 100 km³ de matériaux. Les évènements de La Orotava et d'Icod correspondent à des avalanches de débris initiées en domaine émergé, sur le flanc Nord de l'édifice de Las Cañadas (Fig. I.17.a). Ils seraient à l'origine de la formation des vallées Orotava et Icod et auraient pu contribuer à la formation de la caldera de Las Cañadas (Watts et Masson, 1995 ; Ablay et Hürlimann, 2000), bien que cette dernière hypothèse semble remise en cause à l'heure actuelle (Marti, 1998 ; Marti et Gudmundsson, 2000 ; Galindo et al., 2005 ; Coppo et al., 2008). Sur le flanc est de Tenerife, l'avalanche de débris de Güimar (~830 ka) aurait provoqué un important ras de marée dont les dépôts seraient aujourd'hui exposés à plusieurs dizaines de mètres d'altitude sur l'île voisine de Grande Canarie (Paris et al., 2004 ; Pérez-Torrado et al., 2006 ; Giachetti et al., 2010)

Peu de glissements lents sont mis en évidence aux Canaries en comparaison des îles hawaïennes (Fig. I.17.a). Masson et al. (2002) expliquent cela par l'existence à Hawaii d'un important bombement topographique sous l'archipel et d'un taux de production magmatique bien plus élevé. Ainsi, les îles d'Hawaii sont maintenues à des altitudes plus importantes pendant de longues périodes, augmentant l'instabilité gravitaire des édifices et favorisant l'initiation de glissements lents. Cette hypothèse demeure cependant douteuse car (1) le bombement lithosphérique devrait également faciliter l'occurrence de déstabilisations rapides et (2) d'importantes flexures lithosphériques sont observées sous plusieurs îles hawaïennes dont Big Island. Une autre hypothèse invoque l'absence de décollement basal actif sous les volcans des Canaries (Carracedo, 1999; Mitchell et al., 2002; Morgan et McGovern, 2005), structure qui, comme nous l'avons vu, semble jouer un rôle majeur dans la déstabilisation lente des édifices récents de l'île d'Hawaii.

1.3.4.3. Les déstabilisations de l'île de La Réunion

Au large du Piton de la Fournaise, à l'Est de l'île de La Réunion, les différentes études océanographiques ont mis en évidence l'existence d'importants volumes de matériel volcano-détritique (~500 km³), interprétés comme les dépôts de plusieurs avalanches de débris (Lénat et al., 1989; Lénat et Labazuy, 1990; Labazuy, 1991, 1996). Ces dépôts forment un important *bulge* sous-marin, identifié comme le « *Eastern Submarine Bulge* » par Oehler et al. (2004). La partie aérienne du Piton de La Fournaise est caractérisée par la présence d'une caldera en U ouverte sur la mer, formant la structure de l'Enclos-Grand Brûlé (cf. Chapitre II). Cette structure a longtemps été attribuée à une ou plusieurs déstabilisations latérales du Piton de la Fournaise vers la mer (Bachèlery, 1981; Lénat et Labazuy, 1990). Cependant, cette structure semble ne pas se prolonger en mer (Saint-Ange et al., 2013) et résulterait majoritairement de processus d'effondrements verticaux (Michon et Saint Ange, 2008).

Au large du Piton des Neiges, les travaux de Lénat et Labazuy (1990), Bachèlery et al. (1996), de Voogd et al. (1999) et Oehler (2005) ont mis en évidence l'existence de trois grands *bulges* sous-marins, au Nord, à l'Ouest et au Sud de l'édifice. Ces bombements topographiques sont interprétés comme l'accumulation de débris issus du démantèlement récurrent du Piton des Neiges. Ces dépôts ont une structure désorganisée et chaotique, montrant parfois une surface à hummocks, caractéristiques de produits d'avalanches de débris (Lénat et Labazuy, 1990; de Voogd et al., 1999; Oehler, 2005; Oehler et al., 2007). Les différents travaux d'Oehler (Oehler et al., 2004, 2007; Oehler, 2005) suggèrent l'occurrence d'une trentaine de déstabilisation de flancs au cours de l'histoire du Piton des Neiges, la plupart sous forme

d'avalanches de débris. Cependant, les mécanismes de démantèlement à l'origine de ces formations sous-marines restent sujets à controverse. En effet, certains auteurs impliquent l'occurrence de glissements lents plutôt que d'avalanches de débris sur les flancs de l'édifice (LeFriant *et al.*, 2011). D'autres encore proposent que ces formations volcano-détritiques résultent uniquement de processus d'érosion régressive de l'édifice et de remaniement secondaire (Salvany *et al.*, 2012).

I.4. Conclusion

La caractéristique commune aux volcans boucliers est leur origine de point chaud, associée à un magmatisme basaltique et à un dynamisme effusif lors de leur phase principale de construction (*shield building stage*). L'importante activité intrusive en profondeur se manifeste par une importante activité magmatique de surface. Cependant, la géométrie des systèmes intrusifs sur les volcans boucliers est contrôlée par le contexte tectonique régional, par des facteurs locaux liés aux édifices eux même et par nombre d'interactions entre ces effets régionaux et locaux. Ainsi, de la combinaison de ces différents facteurs résulte cinq grandes catégories de systèmes intrusifs, pouvant s'organiser selon des axes préférentiels (rift zones) ou se répartir de manière plus homogène à l'échelle de l'édifice.

- **Les rift zones hawaïennes** : rides étroites, de plusieurs dizaines de kilomètres de long, formant une véritable épine dorsale sur l'édifice et contrôlant sa morphologie générale (forme allongée). Exemples : Kilauea, Mauna Loa.
- **Les rift zones triaxiales** : système radial organisé en trois branches disposées à 120° l'une de l'autre et contrôlant également la morphologie de l'édifice (forme en étoile). Exemples : El Hierro, Tenerife, La Palma.
- **Les systèmes intrusifs radiaux** : répartis soit de manière homogène sur les flancs, soit former plusieurs axes préférentiels larges, diffus et mal définis. Exemple : La Gomera, Fogo, Piton des Neiges (?).
- **Les systèmes intrusifs annulaires** : systèmes d'intrusions concentriques (*cone sheets et ring dikes*) disposées autour d'une caldera sommitale et associées à des systèmes d'intrusions radiales sur les flancs. Exemples : volcans des îles Galapagos.
- **Les systèmes d'intrusions subhorizontales** (sills) : observés en profondeur dans les édifices érodés, s'organisant sous forme de piles de sills épaisses intrudées au sein une discontinuité lithologique ou structurale majeure. Exemple : La Gomera, La Palma, Piton des Neiges.

Si les rift zones contribuent au développement et à la croissance des volcans boucliers, elles semblent également jouer un rôle important dans l'apparition d'instabilités gravitaires sur leurs flancs. Dans ce chapitre, nous avons mis en avant deux principaux types de déstabilisation qui affectent les flancs des volcans boucliers.

- **Les glissements lents**, généralement larges et pouvant atteindre une centaine de kilomètres de long. Ils sont essentiellement mis en évidence sur les boucliers hawaïens où ils semblent associés à l'existence d'un plan de décollement basal. Peu de glissements lents sont identifiés sur les volcans des Canaries et leur existence est évoquée au Piton des Neiges.
- **Les avalanches de débris** sont des déstabilisations soudaines et rapides de flancs, pouvant s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de long. Il s'agit d'écoulements laminaires secs, dont les dépôts montrent une organisation chaotique et un haut degré de bréchification. Elles affectent la morphologie de l'édifice en laissant une profonde cicatrice d'effondrement sur les flancs où elles se produisent. Les avalanches sont reconnues sur l'ensemble des boucliers basaltiques (Hawaii, Canaries, La Réunion...) et semblent jouer un rôle significatif dans l'évolution magmatique et structurale postérieure des édifices.

Ainsi, les volcans boucliers basaltiques sont marqués par la succession d'épisodes de croissance associés à une importante activité magmatique, d'épisodes de démantèlement associés à des déstabilisations de grande ampleur et d'épisodes d'érosion associés à des phases d'accalmie ou d'arrêt de l'activité. A La Réunion, deux massifs volcaniques coalescents, l'un endormi et érodé, l'autre, siège d'une intense activité magmatique, sont présents. Quelles informations tire-t-on de l'étude de ces deux systèmes juxtaposés sur l'évolution magmatique et volcano-tectonique de La Réunion ? Quelles similitudes ces volcans boucliers basaltiques présentent-ils avec les autres boucliers de point chaud et quelles singularités se manifestent sur ces édifices ? Pour répondre à ces interrogations, le chapitre suivant se propose d'établir l'état des connaissances sur le volcanisme de La Réunion à partir d'une synthèse bibliographique détaillée.

CHAPITRE II

*L'île de La Réunion, un volcan bouclier
jeune et érodé*

Chapitre II – L'île de La Réunion, un volcan bouclier jeune et érodé

A La Réunion, l'existence de deux volcans boucliers coalescents, l'un en dormance (Piton des Neiges) et l'autre en activité (Piton de la Fournaise), fait de ce massif volcanique un objet d'étude exceptionnel. En effet, au Piton des Neiges, l'incision profonde et rapide de l'édifice a mis à jour d'importantes quantités d'intrusions magmatiques, d'anciens réservoirs fossilisés et des structures tectoniques majeures. Malgré cet accès exceptionnel à la structure interne d'un volcan, le Piton des Neiges demeure cependant très peu étudié. A l'inverse, à l'Est de l'île, le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs au monde et fait l'objet de nombreux travaux de suivi géophysique, structural et géochimique. L'étude couplée de ces deux systèmes volcaniques « jumeaux » permet la comparaison entre des processus observés en surface et les processus internes révélés par l'analyse des structures profondes. L'obtention de cette vision intégrée et globale est donc un atout majeur pour la compréhension des mécanismes volcano-tectoniques se produisant sur les volcans boucliers. Ce chapitre dresse le bilan des connaissances établies jusqu'à aujourd'hui sur l'activité volcano-tectonique de La Réunion. Il pointe également les nombreuses inconnues et divergences subsistantes, notamment sur les événements de déstabilisation ayant affecté le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise au cours de leur évolution.

II.1. L'édifice Réunionnais

II.1.1. Contexte géodynamique régional

La Réunion est un volcan bouclier basaltique du Sud-Ouest de l'Océan Indien, localisée à environ 750 km à l'Est de Madagascar. Avec les îles Maurice et Rodrigues, La Réunion forme l'archipel des Mascareignes. L'origine de ces îles est fréquemment attribuée à l'activité d'un point chaud dont l'activité initiale aurait formé les Trapps du Deccan en Inde il y a environ 65 Ma (Fig. II.1, *Courtilot et al., 1986*). Certains auteurs, cependant, attribuent l'activité de la ride

des Mascareignes à un point chaud différent de celui à l'origine des Trapps (e.g. *Burke, 1996*). L'activité ultérieure du point chaud serait également à l'origine de l'alignement des archipels des Laccadives, des Maldives (60 Ma), des Chagos (50-40 Ma) et enfin des Mascareignes (30 Ma), dont La Réunion (5 Ma) constitue la dernière manifestation subaérienne d'activité (*Courtillot et al., 1986 ; Duncan et al., 1989*). La position actuelle du point chaud, longtemps estimée à 300 km au Sud-Ouest de La Réunion (*Bonneville et al., 1988*) a été récemment réévaluée grâce à des données d'anisotropie sismique et se situerait en fait à 100-200 km au Nord de La Réunion (*Barruol et Fontaine, 2013*).

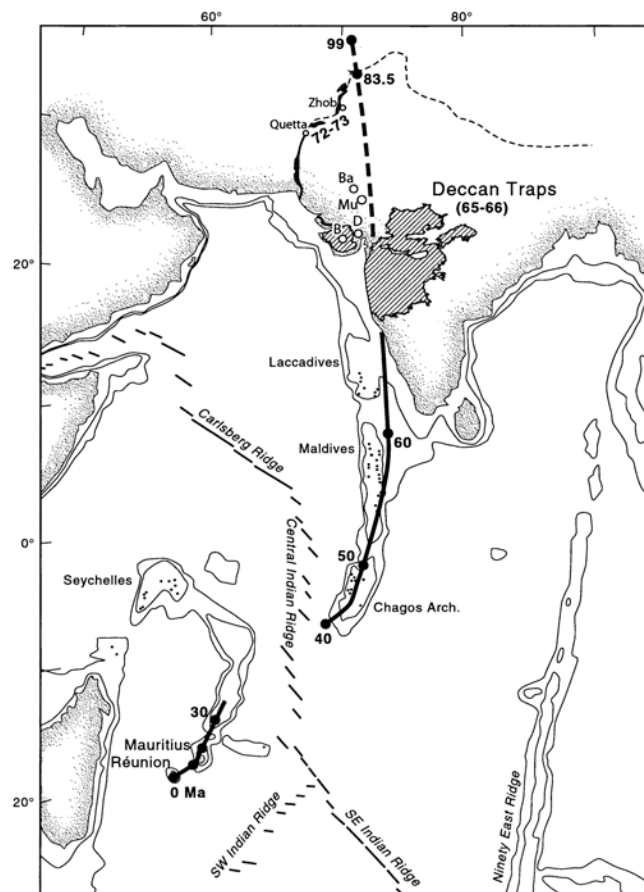


Figure II.1: Alignements volcaniques associés à l'activité du point chaud de La Réunion et au mouvement des plaques Indienne et Somalienne vers le Nord depuis au moins 65 Ma. Ages en millions d'années, Ma. D'après *Mahoney et al. (2002)*.

Le massif volcanique de La Réunion repose à environ 4000 m de profondeur sur un plancher océanique Paléocène. L'édifice est bordé par un segment de paléo-rift océanique N120°E au Sud et par les failles transformantes N30°E de Maurice au SE et de Mahanoro-Wilshaw au NW (*Schlich et al., 1990*). Des structures crustales mineures orientées N55-60°E et N70-80°E, dont l'origine reste mal contrainte, sont également observées à proximité de l'édifice

de La Réunion (Fretzdorff et al., 1998 ; Lénat et al., 2001 ; Michon et al., 2007^b). L'absence de sismicité régionale significative dans la zone du bassin des Mascareignes suggère que ces structures tectoniques sont peu actives voire inactives actuellement.

Plusieurs études géophysiques démontrent l'absence de flexure lithosphérique sous La Réunion, à l'inverse d'autres boucliers océaniques tels que Hawaii (Watts et al., 1985), les Marquises (Filmer et al., 1993) ou le Cap vert (deVoogd et al., 1999 ; Gallart et al., 1999). Lénat et al. (2009) suggèrent que cette absence de flexure est liée à la canalisation de la tête du point chaud entre les structures tectoniques bordant La Réunion, favorisant le « support dynamique » de la lithosphère. Michon et al. (2007^b) proposent, quant à eux, que l'absence de flexure est la conséquence des effets combinés d'une érosion thermique liée aux faibles vitesses de déplacement de la plaque et d'un sous-plaquage magmatique. Les données sismiques s'accordent en effet sur l'existence d'un corps sous-plaqué à l'interface croûte-manteau, de 140 km de large et 3 km d'épaisseur, caractérisé par de faibles vitesses sismiques et centré sous la partie Sud Ouest de l'île de La Réunion (Gallart et al., 1999 ; Charvis et al., 1999).

II.1.2. Structure et morphologie générales de l'édifice Réunion

L'édifice volcanique de La Réunion possède une forme conique dont le diamètre à la base varie de 200 à 240 km. D'une altitude totale de près de 7 km, le sommet de l'île culmine à 3070 m au niveau du Piton des Neiges. L'absence de flexure lithosphérique a conduit à la réévaluation du volume total de l'édifice. Précédemment estimé à 240 000 km³ par Lénat et Labazuy (1990), considérant une flexure de 4 km sous l'édifice, le volume de La Réunion a été recalculé à environ 75 000 km³ par deVoogd et al. (1999) puis à 51 500 km³, grâce des données des campagnes océanographiques FOREVER et ERODER (Catry, 2011).

Le relief immergé de La Réunion représente environ 97% du volume total de l'édifice. Depuis les années 1980, plusieurs campagnes océanographiques ont permis un affinage des connaissances de la bathymétrie générale de La Réunion. La première campagne de prospection MD82, menée en 1982 sur le Marion Dufresne a permis d'obtenir une première carte générale des pentes sous-marines (Averous, 1983). Les travaux de Labazuy (1988, 1996) ont permis l'édition de deux MNT de la bathymétrie générale, à 1000 m puis 250 m de résolution. Trois ensembles topographiques distincts caractérisent les pentes de l'édifice (Labazuy, 1988 ; Labazuy, 1996 ; Lénat et Labazuy, 1990).

- la zone émergée aux pentes moyennes inférieures à 12°,
- la zone intermédiaire, correspondant aux flancs immergés et à la topographie irrégulière,
- la zone externe, aux pentes faibles, représentant la couverture sédimentaire à une profondeur moyenne de 4000 m.

La topographie irrégulière des flancs immergés se caractérise par la présence de quatre lobes sous marins en forme d'éventails, à l'Est, au Sud, à l'Ouest et au Nord de l'île, d'abord décrit par Labazuy (1988) puis précisés par Oehler (2005) grâce à l'étude de données marines multifaisceaux. Ces bombements topographiques sous marins, de 20 à 30 km de large au niveau de la côte, s'évasent pour atteindre 100-150 km dans leurs parties les plus distales à environ 80 km au large de l'île (Fig. II.2). L'origine de ces reliefs à la topographie chaotique a été interprétée comme des dépôts de déstabilisation de flancs de type slumps et/ou avalanches de débris (Lénat et Labazuy, 1990 ; deVoogd et al., 1999 ; Oehler, 2005 ; Le Friant et al., 2011). Ces formations sont généralement séparées par de larges systèmes turbiditiques (Saint-Ange et al., 2011 ; Sisavath et al., 2011).

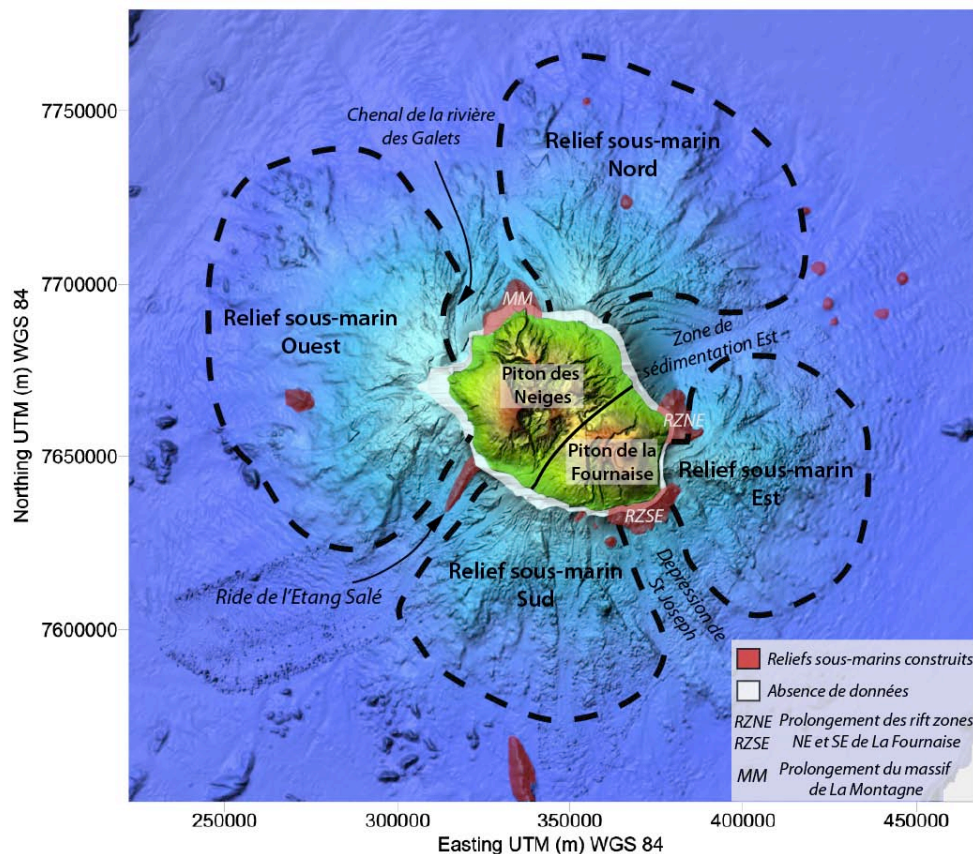


Figure II.2 : Bathymétrie détaillée des flancs sous marins de La Réunion, constitués de quatre lobes séparés par des dépression topographiques. Modifié d'après Oehler (2005) et Gailler (2010). Plusieurs reliefs sous-marins construits sont mis en évidence, correspondant soit à des cônes isolés, soit à la prolongations de rift zones subaériennes en mer.

Si la majorité des flancs sous-marins de La Réunion est constituée de dépôts volcanoclastiques, quelques formations volcaniques construites peuvent être également distinguées. Deux types de constructions volcaniques sont mises en évidence par les données bathymétriques : des monts sous-marins isolés et des structures de type « rift zones », prolongations en mer des rift zones subaériennes (Fig. II.2, *Lénat et Labazuy, 1990 ; Oehler et al., 2007 ; Gailler et Lénat, 2010*).

Contrairement à l'édifice total de base circulaire, l'île de La Réunion possède une forme elliptique allongée selon un axe N120°E de dimension 50x70 km (Fig. II.3). Sa superficie est d'environ 2500 km² et son volume représente entre 3 et 4% du volume total de l'édifice (*deVoogd et al., 1999 ; Catry, 2011*). L'île est formée de la juxtaposition de deux massifs volcaniques : le Piton des Neiges, occupant les 2/3 Ouest de l'île, et le Piton de la Fournaise à l'Est (Fig. II.3).

Le Piton des Neiges, aujourd'hui profondément incisé par l'érosion, a connu une longue période d'activité subaérienne, débutée il y a plus de 2,1 Ma (*McDougall et al., 1971 ; Quidelleur et al., 2010*). La dernière manifestation d'activité au Piton des Neiges est estimée entre 31 et 22 ka (*Gillot et Nativel, 1982 ; Delibrias et al. 1983 ; Kluska, 1997*). Sa morphologie actuelle se caractérise par la présence de trois larges dépressions creusées autour du sommet de l'édifice, les Cirques de Mafate au Nord-Ouest, de Salazie au Nord-Est et de Cilaos au Sud (Fig. II.3). Un quatrième Cirque, le Cirque des Marsouins, à l'Est de Salazie, a été en partie comblé lors des dernières phases d'activité du volcan et forme aujourd'hui la plaine de Bébour-Belouve (Fig. II.3. ; *Kieffer, 1990 ; Deniel et al., 1992*). D'importants volumes de brèches affleurent dans les Cirques. Leur origine reste débattue (cf. sections II.2.2 à II.2.5) bien que de nombreux auteurs s'accordent sur une mise en place au cours d'épisodes de déstabilisation en masse de l'édifice. L'origine des Cirques reste également controversée de nos jours. Ainsi, certains auteurs proposent une origine purement érosive (*Salvany et al., 2012*), lorsque d'autres suggèrent une interaction forte entre évènements volcano-tectoniques majeurs et érosion au cours de l'évolution de l'édifice (*Chevallier, 1979 ; Kieffer, 1990 ; Van Vyk de Wries et al., 2001 ; Oehler et al. 2005 ; Oehler et al., 2007 ; Gailler, 2010*). Ces considérations sur l'évolution géomorphologique du Piton des Neiges feront l'objet d'une section détaillée dans un paragraphe ultérieur (cf. section II.2.5)

Le Piton de la Fournaise, actuellement en activité, a débuté sa croissance sur le flanc Est du Piton des Neiges entre 530 ka et 450 ka (*Gillot et Nativel, 1982 ; Kluska, 1997 ; Smietana, 2011*) et a donc connu une période d'activité commune avec ce dernier. L'édifice aurait subi au moins quatre épisodes d'effondrements de flanc rapides (*Gillot et al., 1994 ; Merle et al., 2010*) à

l'origine de la formation de plusieurs calderas emboîtées (cf. Chapitre II). La caldera de l'Enclos-Grand Brûlé, formée il y environ 4500 ans (Bachèlery, 1981) serait la dernière évidence de ces déstabilisations successives. Des études récentes remettent cependant en cause l'interprétation de la caldera de l'Enclos-Grand Brûlé en tant que caldera d'avalanche (Michon et Saint-Ange, 2008; Saint-Ange et al., 2013) et proposent que la dépression résulte majoritairement de processus d'effondrements verticaux. Cette dépression en U, ouverte sur la mer à l'Est, concentre la grande majorité des éruptions actuelles du Piton de la Fournaise (Fig. II.3). Le cône central de La Fournaise, situé au sein de la caldera de l'Enclos, est formé de deux cratères principaux, le cratère Bory, point culminant de l'édifice à 2631 m et le cratère Dolomieu, effondré lors de l'éruption majeure d'avril 2007.

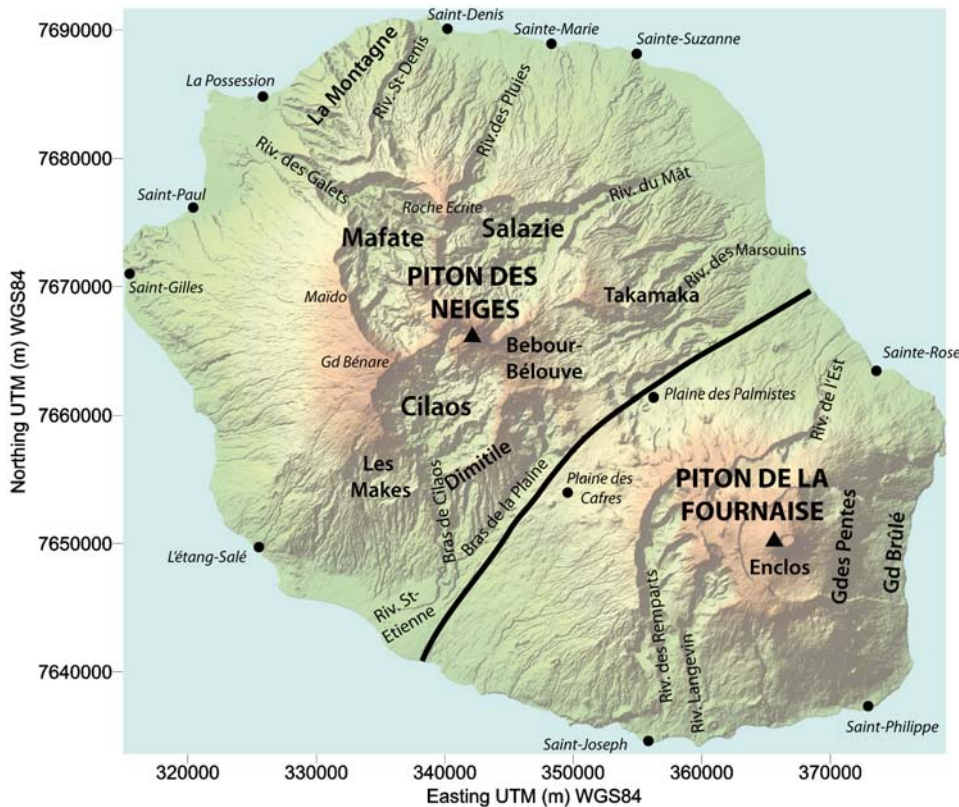


Figure II.3 : Carte de l'île de La Réunion, montrant les deux massifs volcaniques, la Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise ainsi que les principaux sommets et les principales rivières et localités de l'île cités dans le texte.

II.2. Le Piton des Neiges – Géologie et évolution morpho-structurale

II.2.1. Stades d'évolution magmatique du Piton des Neiges

Jusque récemment, l'activité subaérienne de La Réunion, débutée avec l'émersion du Piton des Neiges, était datée à environ 2,1 Ma (McDougall et al., 1971 ; Quidelleur et al., 2010) au niveau du massif de La Montagne, au Nord de l'île (Fig. II.4.a). De nouvelles datations réalisées dans le Cirque de Salazie, dans la zone centrale de l'édifice, suggèrent à présent un âge plus ancien d'au moins 2,6 Ma (Berthod, 2012).

Les différentes unités lithologiques reconnues sur le Piton des Neiges avant cette réévaluation de l'âge du massif subaérien ont permis d'établir une évolution en quatre phases principales (Fig. II.4.b, Upton and Wadsworth, 1972^a ; Billard et Vincent, 1974).

- La **Phase I**, ante-2,1 Ma, correspond à la série des Océanites anciennes. Elle consiste en l'édification sous-marine du bouclier grâce à l'émission de coulées de basaltes à phénocristaux d'olivines (basaltes à olivine et océanites). Cette série est décrite dans les lits des grandes rivières, sous formes de coulées intensément bréchifiées, altérées et zéolitisées (Chevallier, 1979). La nature sous-marine de ces formations a été cependant remise en cause par les études ultérieures.

- La **Phase II**, entre 2,1 Ma et 430 ka correspond à la série des Océanites récentes. Il s'agit du stade d'émersion et d'édification du volcan bouclier avec l'émission d'importants volumes de basaltes transitionnels, aphyriques ou riches en macrocristaux d'olivine. D'une épaisseur totale pouvant atteindre 1000 m, cet ensemble de coulées forme l'ossature du Piton des Neiges et représentent environ 65% du volume total de l'île (Chevallier, 1979).

Les phases I et II représentent le stade bouclier du Piton des Neiges. Une période de quiescence et d'érosion de 80 ka suit la phase II et préfigure l'initiation du stade différencié, constitué de deux périodes d'activité distinctes.

- La **Phase III** correspond à la première période différenciée du Piton des Neiges, de 350 à 230 ka. Elle consiste en l'épanchement de basaltes différenciés sur une épaisseur d'environ 700 m. Les laves émises lors de cette phase sont majoritairement des basaltes à phénocristaux de plagioclases (« roches pintades »). D'après Gillot et Nativel (1982), la phase III du Piton des Neiges représenterait environ 10% du volume de l'édifice subaérien.

- La **Phase IV** (230-29 ou 22 ka) est le stade ultime de l'évolution du Piton des Neiges et représente moins de 10% du volume de l'édifice. L'activité, ponctuée d'épisodes explosifs

majeurs, se fait plus sporadique. L'émission de basaltes à plagioclasses s'accompagne de la mise en place de mugéarites, de benmoréites, de trachytes et de comendites. Une première phase pyroclastique (nuées ardentes trachytiques) est à l'origine de la formation de la Dalle Soudée du Maïdo il y a environ 221 ka (Fig. II.4.a, Kluska, 1997). Une éruption ignimbritique, dont les dépôts sont retrouvés en plaquage le long des rempart des Cirques (exemple du rempart est du Cirque de Salazie, Plateau Wickers) constitue le deuxième épisode pyroclastique principal il y a 190-180 ka (Fig. II.4, Gillot et Nativel, 1982 ; Kluska, 1997). L'âge de la dernière manifestation éruptive datée au Piton des Neiges est de 22 ka (Delibrias et al., 1983).

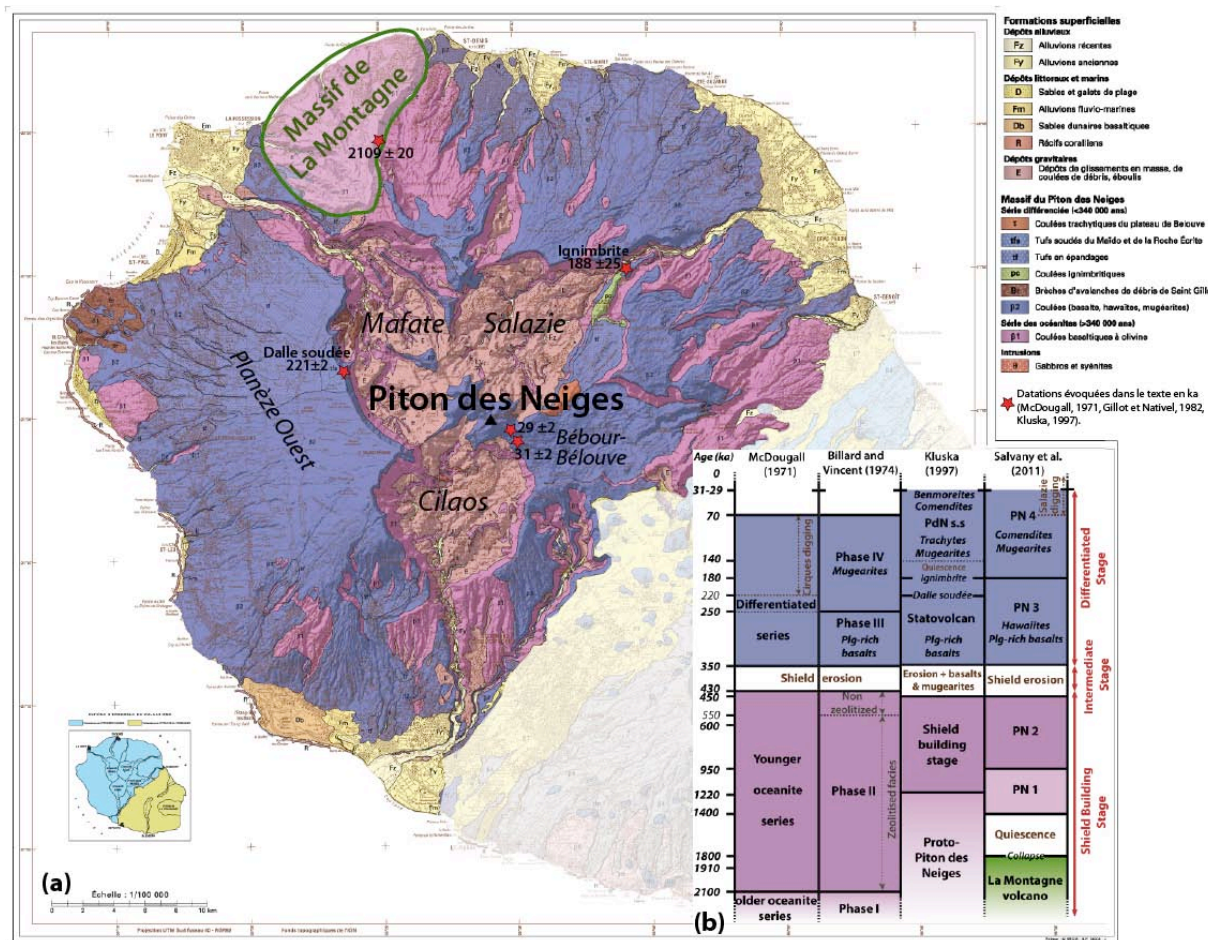


Figure II.4. : (a) Carte géologique au 1/100 000e du Piton des Neiges – BRGM 2006. (b) Logs des principales phases d'évolution du Piton des Neiges obtenus à partir des études stratigraphiques, lithologiques et géochronologiques successives. Synthèse à partir des travaux de McDougall (1971), Upton et Wadsworth (1972^{a,b}), Billard et Vincent (1974), Gillot et Nativel (1982), Kluska (1997), Salvany (2009) et Salvany et al. (2012).

L'évolution du stade basique au stade différencié au Piton des Neiges a été interprétée comme la conséquence de l'arrêt de l'alimentation mantellique et d'une évolution en système fermé à partir de 350 ka (Rocher, 1988 ; Deniel et al., 1992 ; Kluska, 1997).

Certains aspects relatifs à la chronologie et à la nature des unités de la phase basique du Piton des Neiges seront discutés et réévalués dans la suite de ce mémoire.

II.2.2. Structure interne et systèmes intrusifs

II.2.2.1. Apport des études géophysiques

De nombreuses études gravimétriques, magnétiques et sismiques, réalisées en mer et à terre, se sont attachées à définir la structure interne du massif du Piton des Neiges (e.g. Lénat et Labazuy, 1990 ; Malengreau et al., 1999 ; Lénat et al., 2001 ; Gailler et al., 2009 ; Gailler, 2010 ; Gailler et Lénat, 2010). Les cartes d'anomalies de Bouguer construites successivement par Lesquer (1990), Malengreau et al. (1999) et Gailler (2010) révèlent l'existence d'une importante anomalie de densité positive au Piton des Neiges, centrée au niveau du Cirque de Salazie (Fig. II.5.a, anomalie A). L'anomalie se poursuit vers le Cirque des Marsouins jusqu'à la Plaine des Palmistes (Fig. II.5.a, anomalie B). Cette anomalie serait liée à la présence d'un large complexe intrusif, profondément enraciné au sein de l'édifice volcanique (Malengreau et al., 1999 ; Lambert, 2003 ; Gailler, 2010) et affleurant à la faveur des rivières encaissées du Cirque de Salazie (Upton et Wadsworth, 1972^b ; Demange et al., 1989). Les modèles 2D de Demange et al. (1989) et de Malengreau et al. (1999) suggèrent que le complexe hypovolcanique, composé de gabbros et métagabbros (masse volumique $\rho=3100$ et 3350 kg.m^{-3} , respectivement) est enraciné à plusieurs kilomètres sous le niveau de la mer, et s'étend sur 20-25 km de long et 10-13 km de large (Fig. II.5.b et Fig. II.6). La présence de ce corps dense profond est attestée par les données de forages réalisés dans le Cirque de Salazie dans le cadre de l'exploration géothermique du Piton des Neiges (Demange et al., 1989). Dans le modèle de Gailler (2010), la limite d'extension du corps dense semble globalement coïncider avec les bordures des Cirques actuels. Gailler (2010) et Gailler et Lénat (2010) proposent ainsi que la morphologie actuelle des cirques soit la conséquence de la subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges.

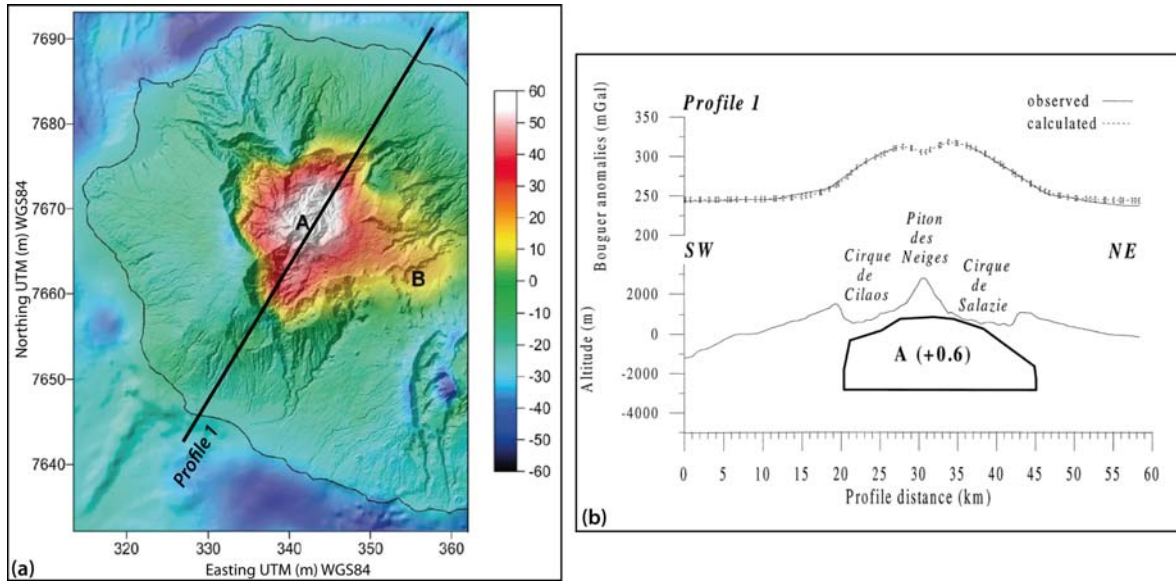


Figure 11.5: **(a)** Carte d'anomalie de Bouguer du Piton des Neiges calculée pour une densité de correction de $2,67.10^3 \text{ kg.m}^{-3}$, montrant l'anomalie majeure au niveau du Cirque de Salazie (A) et sa continuité vers le Cirque des Marsouins et la Plaine des Palmistes (B). Le profil 1 correspond à la coupe de la figure b. Modifié d'après Gailler (2010). **(b)** Modèle gravimétrique 2D sur un profil NE-SW du Piton des Neiges montrant la géométrie de l'anomalie A (correction de densité $2,7.10^3 \text{ kg.m}^{-3}$). Modifié d'après Malengreau et al. (1999).

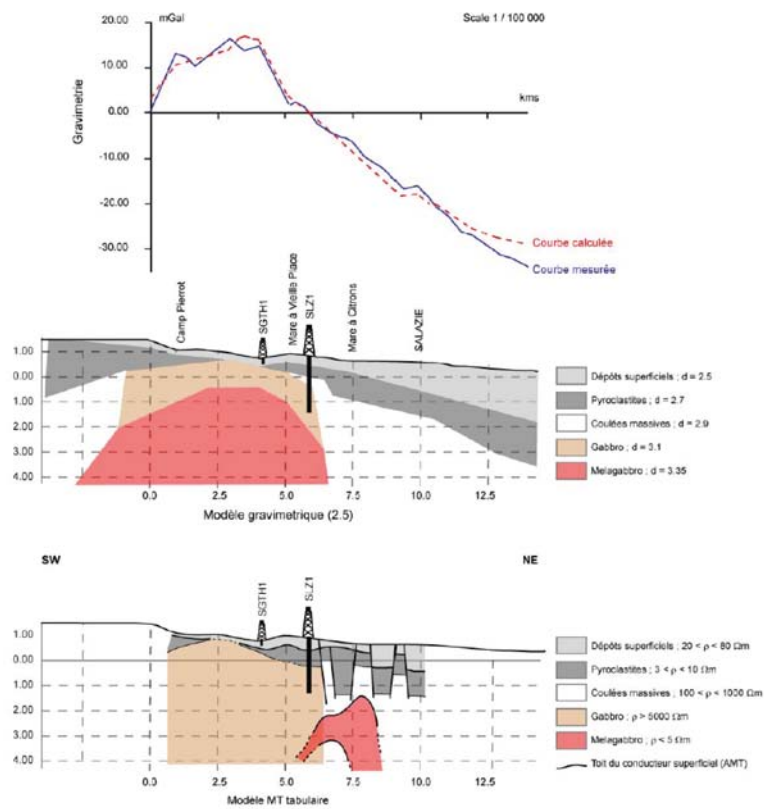


Figure 11.6 : Modèles gravimétrique et magnétotellurique du corps dense du Piton des Neiges. SLZ1 localise le forage géothermique de Salazie. D'après Demange et al. (1989).

L'étude des anomalies magnétiques permet d'estimer l'âge des formations constitutives du massif du Piton des Neiges. En effet, l'inversion géomagnétique de Brunhes-Matuyama qui s'est produite il y a 780 ka permet la distinction entre les formations anciennes (> 780 ka) à aimantation inverse, et les formations récentes (< 780 ka) à aimantation normale. Les cartes d'anomalies magnétiques de Lénat et al. (2001) et Gailler (2010) mettent évidence une anomalie positive (aimantation normale) majeure au niveau du flanc ouest du Piton des Neiges, des reliefs centraux et du rempart est du Cirque de Cilaos (Fig. II.7, anomalie B). Cette anomalie positive est cohérente avec l'âge des formations, appartenant à la série différenciée du Piton des Neiges et postérieure à l'inversion magnétique Brunhes (McDougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1982 ; Kluska, 1997). Trois anomalies négatives sont associées au massif de La Montagne au Nord (Fig. II.7, anomalie C), au massif du Dimitile au Sud (Fig. II.7, anomalie D) et à la zone de Takamaka-Plaine des Palmistes (Fig. II.7, anomalies G), en accord avec l'âge ancien de ces formations (McDougall, 1971 ; Kluska, 1997 ; Salvany, 2009). En mer, la ride de l'Etang-Salé présente également une aimantation négative (Fig. II.7, anomalie E), témoignant de l'âge ancien de cette structure, récemment datée à 2,5 Ma (Smietana, 2011). Les formations bréchiques observées dans les Cirques sont considérées comme transparentes d'un point de vue magnétique. Le signal magnétique négatif enregistré dans cette zone pourrait donc être associé à la présence sous-jacente des formations anciennes de la série des océanites (Gailler, 2010). D'autre part, Lénat et al. (2001) mettent en avant la forte aimantation du cœur de l'édifice réunionnais. Ceci impliquerait, selon eux, que les flancs immergés soient principalement constitués de matériaux désorganisés, issus de phénomènes de démantèlement de grande ampleur. Cette interprétation est en accord avec les données bathymétriques et sismiques (Lénat et Labazuy, 1990 ; deVoogd et al., 1999 ; Oehler, 2005), les données de forage (Demange et al., 1989) et le modèle d'évolution du Piton des Neiges développé par Oehler (2005).

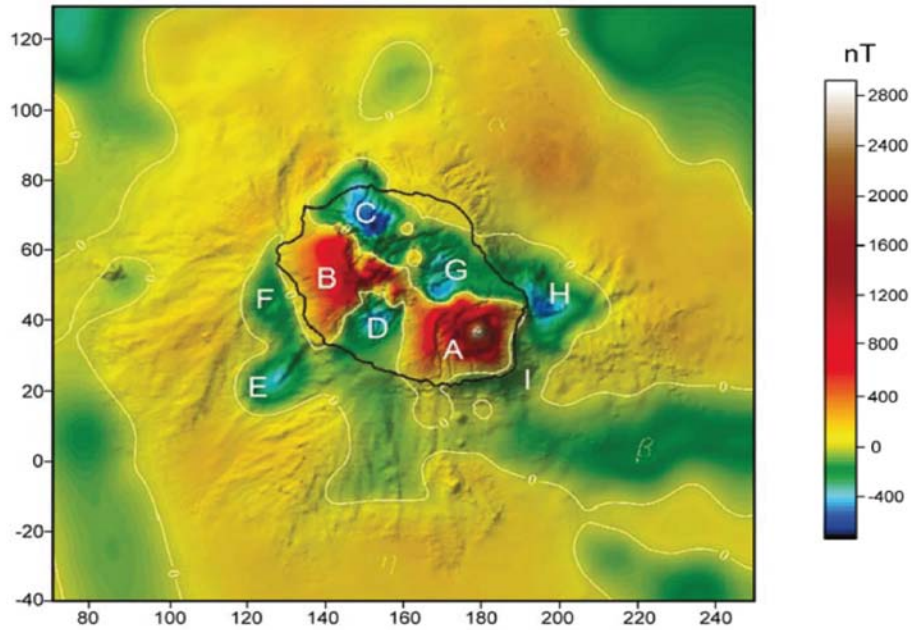


Figure II.7 : Carte des anomalies magnétiques réduites aux pôles, compilée à 3500 m d'altitude du massif de La Réunion. Coordonnées en km (Gauss Laborde). D'après Lénat et al. (2001).

II.2.2.2. Géométrie des systèmes intrusifs

Malgré l'accès exceptionnel à la structure interne du Piton des Neiges fourni par l'érosion des Cirques, seules quelques études se sont attachées à décrire la géométrie détaillée des systèmes intrusifs profonds du Piton des Neiges (Upton et Wadsworth, 1969 ; Chevallier, 1979 ; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982 ; Maillot, 1999).

Chevallier (1979) et Chevallier et Vatin Pérignon (1982) mettent en évidence deux grands ensembles d'intrusions mis en place respectivement au cours du stade d'émersion et du stade bouclier de l'édifice (Figs. II.8 et II.9):

- **Les intrusions de la série ancienne** (stade d'émersion) recoupent les « brèches primitives » de fond de cirque (cf. section II.2.3.1) selon trois directions principales N120°E, N30°E et N70°E (Fig. II.8). Les intrusions prennent fréquemment la forme de coupole, les dykes s'inclinant progressivement pour passer en sills. La direction d'intrusions N120°E est dominante et constituerait l'axe d'injection majeur, actif tout au long de l'histoire du Piton des Neiges. Elle est décrite sur une large bande recouvrant la majorité des trois Cirques. Trois niveaux de sills appartenant à l'ensemble N120°E sont observés dans les Cirques : au toit du Coteau des Orangers (dans Cilaos, à 900 m d'altitude), dans les rivières du Mât et de Fleurs Jaunes (dans Salazie, à 700 m d'altitude) et en aval du Bronchard (dans Mafate, à 700 m d'altitude). La direction N30°E est caractérisée par des essaims de dykes et de sills dans Cilaos et par un

système de fractures se poursuivant dans Salazie (Fig. II.8). Dans Cilaos, les dykes N30°E s'horizontalisent pour former une pile de sills affleurant le long de la route d'Ilet à Cordes, vers 1300 m d'altitude. Sans pouvoir donner de chronologie certaine, Chevallier (1979) propose que ces sills N30°E soient antérieurs aux intrusions N120°E. Dans Salazie, les intrusions, observées dans la rivière Fleurs Jaunes, sont rares et plutôt orientées N10°E. Dans Mafate, seules quelques intrusions N30° sont mises en évidence, recoupées par les sills N120°E. Enfin, la direction N70°E, bien développée dans Cilaos (Fig. II.8), correspond à des intrusions à pendage sud, passant en sills vers le Nord vers 700 m d'altitude. Elles seraient d'après Chevallier (1979), postérieures aux intrusions N120°E. Dans Salazie, seuls quelques filons et fractures N70°E sont observés. Cette direction est absente dans le Cirque de Mafate. La géométrie en coupole des intrusions au cours de la phase I du Piton des Neiges est expliquée par Chevallier (1979) et Chevallier et Vatin-Pérignon (1982) par un mécanisme de subsidence en chaudron lié à la diminution de la pression magmatique dans l'édifice.

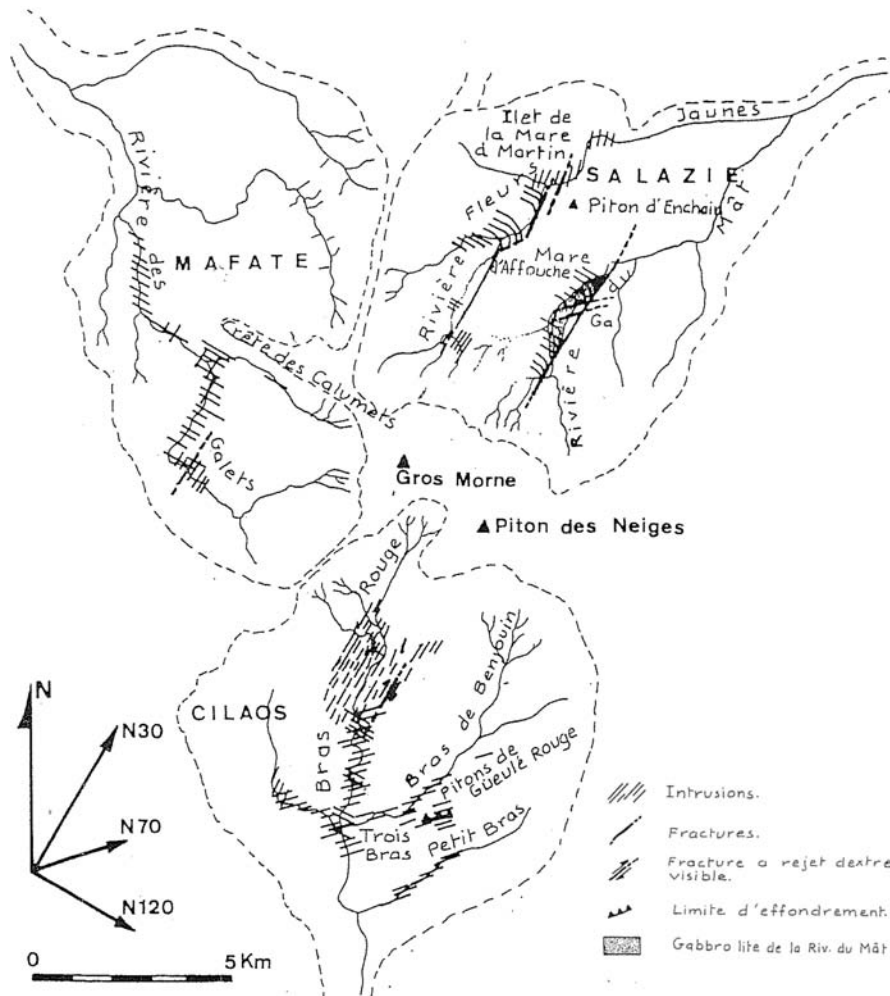


Figure II.8 : Carte des directions principales d'intrusions recoupant la série primitive du Piton des Neiges, d'après Chevallier (1979).

• **Les intrusions du stade bouclier** du Piton des Neiges (Phase II) s'orientent selon un axe principal N120°E associé à un système de rifts secondaires radiaux orientés N160°E, N45°E et N10°E (Fig. II.9). Le rift N120°E est essentiellement mis en évidence sur le massif de La Montagne et dans le Cirque de Mafate (Fig. II.9). Il n'est pas visible dans Salazie ni dans Cilaos. Le système N160°E affleure sur la route du littoral entre Saint-Denis et la Grande Chaloupe et jusqu'au bord nord-ouest de Salazie (Fig. II.9). Les intrusions sont majoritairement des océanites et des basaltes à olivine. D'après les données bathymétriques, ce système se prolongerait en mer. Le système N45°E est représenté seulement par une vingtaine d'intrusions de basalte à olivine mesurées au niveau de l'exutoire du Cirque de Salazie (Fig. II.9). Enfin, le système N10°E affleure majoritairement dans Cilaos (Fig. II.9). Les intrusions sont des basaltes à olivine et des basaltes aphyriques dont la densité maximum est observée au niveau du Morne de Gueule Rouge. La formation de ce système radial diffus est associé au gonflement de l'édifice lors de son stade bouclier, lié à une source magmatique ponctuelle au sein de l'édifice (Chevallier, 1979 ; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982).

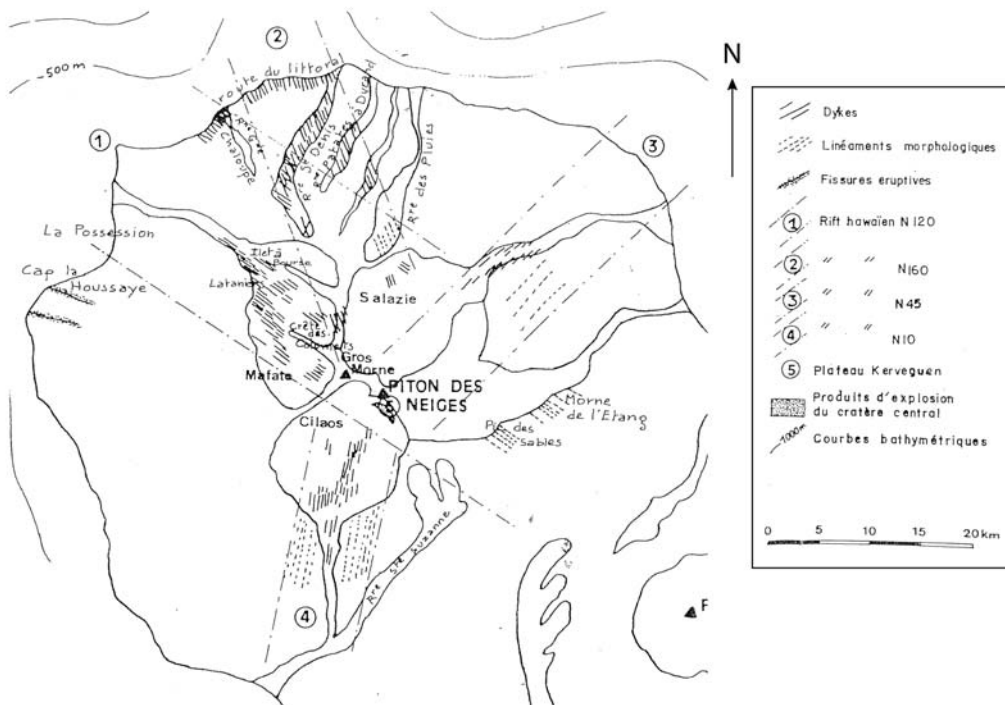


Figure II.9 : Système intrusif radial recoupant les séries du stade bouclier du Piton des Neiges, d'après Chevallier (1979).

Les travaux de Maillot (1999), focalisés sur le Cirque de Cilaos, précisent quelque peu la géométrie des intrusions dans ce Cirque. Un axe d'injection principal N55°E est mis en évidence, associé à deux directions secondaires N30°E et N15°E. Trois axes mineurs N75°E, N165°E et

N115°E sont également observés. Maillot (1999) remet en cause la prépondérance de l'axe N120°E dans Cilaos soulevée par Chevallier (1979) pendant la phase I, puisque cette direction d'injection semble minoritaire au vu de ses données. Les intrusions verticales sont peu abondantes dans Cilaos. En effet, 65% des intrusions mesurées ont un pendage inférieur à 60°. Conformément aux observations de Chevallier (1979), Maillot (1999) repère de nombreux niveaux de sills de 10 à 20 m d'épaisseur, à différentes profondeurs. Cependant, ces sills ne sont pas caractéristiques du stade basaltique, comme le suggère Chevallier (1979), puisque Maillot (1999) décrit de nombreux sills de composition différenciée, mis en place tardivement dans l'histoire du Piton des Neiges.

En résumé, les intrusions du Piton des Neiges semblent s'organiser de manière radiale par rapport au sommet de l'édifice. Une direction N120°E domine à l'échelle du massif accompagnée de directions secondaires N10-15°E, N30°E, N45-55°E, N70-75°E et N160-165°E. Selon Chevallier (1979), ces directions radiales sont à rattacher à des effets locaux, liés au soulèvement de l'édifice. Cependant, Michon et al. (2007^b) ont mis en évidence une corrélation frappante entre la direction des principales structures crustales autour de La Réunion et l'orientation de certains axes d'intrusions préférentiels au Piton des Neiges, suggérant un contrôle de l'orientation des rift zones à l'échelle régionale (Fig. II.10):

- L'orientation N120°E de la rift zone principale correspond à l'axe de la ride océanique fossile située au SW de l'île,
- La direction N30°E marquée par la rift zone de l'Etang-Salé et les intrusions de Cilaos s'accorde avec l'orientation des failles transformantes bordant le plateau des Mascareignes,
- La direction N70-75°E identifiée dans Cilaos et Salazie est cohérente avec l'orientation d'une structure crustale située à l'Est du massif réunionnais,
- L'axe N45-55°E au Nord de Salazie et dans Cilaos est en accord avec la direction de rides volcaniques situées au Sud de l'édifice.

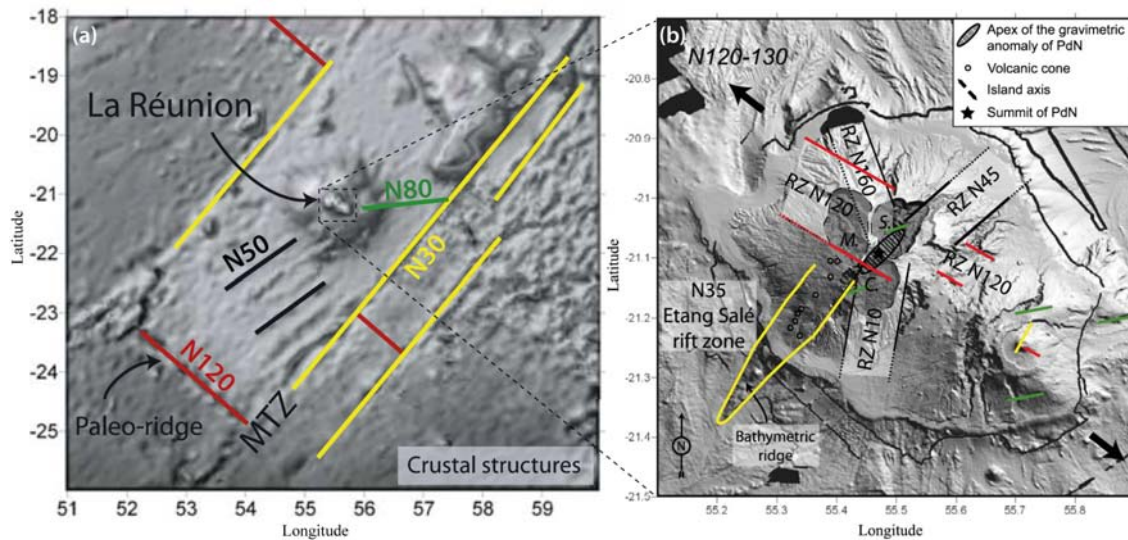


Figure II.10: **(a)** Orientation des structures crustales autour de La Réunion. MTZ: Mauritius Transform Zone. **(b)** Orientation des principaux axes d'intrusions sur l'île de La Réunion d'après Chevallier (1979), cohérente avec les directions des structures régionales. Modifié d'après Michon et al., 2007^b).

II.2.2.3. Le Gabbro de Salazie et le détachement d'Ilet à Vidot

Un important affleurement de gabbro est visible dans le Cirque de Salazie, dans la Rivière du Mât, sur environ 2 km. Ce gabbro représenterait le toit du vaste complexe intrusif du Piton des Neiges mis en évidence par les travaux gravimétriques (Demange et al. 1989 ; Malengreau et al. 1999) et le forage d'exploration géothermique de Salazie. A l'affleurement, le gabbro présente un litage magmatique franc, alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de gabbro, d'ultrabasite et d'anorthosite (Upton et Wadsworth, 1972^b ; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982). Cette stratification résulterait d'un processus rythmique de cristallisation et sédimentation des cristaux d'olivines, de clinopyroxènes et de plagioclases au sein d'une chambre magmatique active au cours du stade basaltique du Piton des Neiges. Le litage, de direction moyenne N110°E, possède un pendage de 20-30° vers le Sud (vers l'intérieur du massif), pouvant suggérer un basculement du corps gabbroïque au cours de l'histoire du Piton des Neiges (Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982). Le gabbro est recoupé par des intrusions de compositions basique et différenciée (Famin et Michon, 2010) et par un réseau de fractures N70°E à pendage sud (Chevallier, 1979). Un niveau de brèches d'avalanche de débris à éléments basiques recouvre le corps gabbroïque de la rivière de Mât (Fig. II.11 ; Famin et Michon, 2010). Ces brèches, observées sur l'ensemble du Cirque de Salazie par Famin et Michon (2010), représentent l'unité de brèches noires décrites par Arnaud (2005, cf. paragraphe II.2.3.1). Les indicateurs cinématiques au sein de l'avalanche témoignent d'un écoulement vers le Nord, probablement au cours du stade bouclier du Piton des Neiges (Famin et Michon, 2010). Un important niveau d'intrusions,

constitué de 50 à 70 sills jointifs est mis en place au contact entre le gabbro et l'avalanche de débris (Fig. II.11). D'une épaisseur de 20 cm à 1,5 m, ces sills ont un pendage de 15-25° vers le Nord (externe). Il s'agit principalement de basaltes à olivine et d'océanites, associés à quelques sills de composition différenciée. Une récente étude (Berthod, 2012) a mis en avant le caractère postérieur de l'avalanche par rapport aux sills. Au contact de ces sills, le gabbro présente une importante déformation cisailante vers le Nord et une altération hydrothermale poussée dans le faciès schiste vert (serpentine, chlorite). De nombreuses failles normales à plans striés minéralisés recourent le gabbro et les sills et témoignent d'une extension vers le Nord (Fig. II.11). Les sills, également altérés dans le faciès schistes vert, possèdent des degrés variables de fracturation en fonction de la chronologie de leur mise en place. Aujourd'hui à l'affleurement, le contact entre le gabbro et la brèche d'avalanche, intrudé par les sills, aurait constitué un plan de détachement majeur au cœur de l'édifice volcanique, actif dès le stade bouclier du Piton des Neiges (Fig. II.11, Famin et Michon, 2010). L'injection de sills aurait alors joué un rôle important dans la déformation du massif en favorisant le glissement co-intrusif du flanc nord du Piton des Neiges. La circulation de fluides hydrothermaux dans le détachement aurait également contribué au fluage lent du massif vers le Nord. Le couplage de ces deux mécanismes serait donc à l'origine de la déformation lente du flanc nord du Piton des Neiges et a probablement favorisé le déclenchement d'un épisode d'effondrement catastrophique (Famin et Michon, 2010).

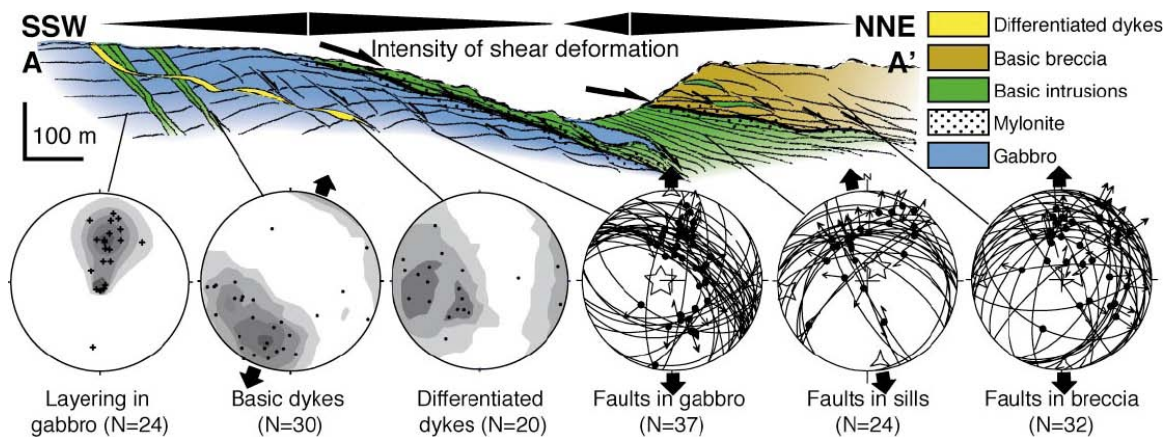


Figure II.11. Coupe du détachement de Salazie situé au contact entre un gabbro lité et une brèche d'avalanche de débris et intrudé par une pile de sills basique. Les poles des intrusions, le litage du gabbro et les indicateurs cinématiques issus des mesures de failles mettent en évidence une déformation vers le Nord (Famin et Michon, 2010).

II.2.3. Les faciès bréchiques subaériens

Sur le massif du Piton des Neiges, de nombreuses formations bréchiques ont été identifiées par les études géologiques successives, au coeur des trois Cirques, dans le lit des rivières et sur la bordure littorale. D'abord interprétées comme des produits associés à l'émersion du volcan et des produits de remaniement résultant de l'érosion du massif (Bussière, 1959 ; Upton et Wadsworth, 1969 ; Billard et Vincent, 1974 ; Chevallier, 1979), ces brèches ont été en partie réinterprétées comme des dépôts d'avalanche de débris par les travaux les plus récents (Bachèlery et al., 1996 ; Maillot, 1999 ; Fèvre et al., 2001 ; Bret et al., 2003 ; Bachèlery et al., 2003 ; Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005). Les paragraphes suivants présentent les principaux affleurements de brèches d'avalanches de débris reconnus au Piton des Neiges et les différentes interprétations proposées quant à leur origine.

II.2.3.1 Les brèches de fond de Cirques

D'importants volumes de brèches ont été identifiés au cœur des Cirques de Mafate, Salazie et Cilaos entre 400 et 2000 m d'altitude. Bussière (1959) décrit ces formations comme des « matériaux volcaniques détritiques à éléments grossiers », recouvrant la quasi-totalité des Cirques et reposant sur un substratum lavique fortement zéolitisé. Il interprète ces brèches comme des dépôts d'effondrements locaux, conséquence de l'érosion rapide des parois des Cirques. Dix ans plus tard, Upton et Wadsworth (1969) décrivent une série fortement altérée et zéolitisée où se superposent des niveaux laviques à structure ellipsoïdale ou en coussin et des brèches volcaniques constituées de roches fragmentées. Ils attribuent cette formation à la série des océanites anciennes, émise lors d'éruptions sous-marines au cours de la phase d'émersion du Piton des Neiges. La position actuelle des brèches jusqu'à 2000 m d'altitude est alors expliquée par la surrection du massif par des mouvements tectoniques de la croûte océanique. La cartographie de La Réunion par Billard et Vincent (1974) a permis la distinction de deux ensembles au sein des brèches de fond de Cirques. L'ensemble inférieur, formé d'agglomérats et de brèches basaltiques chloritisés et zéolitisés, affleure dans les ravines et les rivières encaissées des Cirques. Elles se situeraient en position stratigraphique inférieure par rapport aux laves du massif de La Montagne datées à 2,1 Ma (McDougall, 1971). Billard et Vincent (1974) regroupent donc cet ensemble au sein de la phase I d'évolution, antérieure à 2,1 Ma. L'ensemble supérieur, superficiel, est très largement représenté dans les trois Cirques. Il est décrit comme un ensemble de produits de remaniement associé à l'érosion tardive des Cirques.

En 1979, Chevallier fournit la première étude géologique et structurale détaillée du Piton des Neiges. Les formations bréchiques de fond de Cirques, nommées série des « brèches primitives », sont associées à la phase I d'évolution du Piton des Neiges. Selon Chevallier (1979), les brèches primitives sont classées en deux types de formations : une formation d'origine volcanique, elle-même scindée en deux ensembles, et une formation d'origine détritique composée de produits de remaniement.

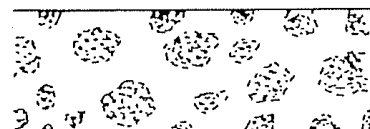
- **Formation d'origine volcanique** : Elle comprend le substratum relatif et un ensemble de brèches pyroclastiques sus-jacent. Le substratum relatif est constitué de coulées pahoehoe sub-aériennes (et non de pillow lava) reconnues au fond des vallées encaissées des trois Cirques, entre 400 et 800 m d'altitude. Chevallier (1979) distingue trois faciès de dégradation progressive de ces coulées (Fig. II.12) : (1) un faciès préservé avec de coulées en tubes à structure amygdale ou concentrique, (2) un faciès démantelé où les blocs de lave sont éclatés et séparés de quelques centimètres, tout en préservant leur structure générale (*Rq* : cette structure rappelle les figures en jigsaw cracks des avalanches de débris) et (3) un faciès auto-bréchifié où les formations laviques présentent une désagrégation avancée et sont décrites comme des brèches monogéniques à blocs zéolitisés centimétriques à décimétriques. Les brèches pyroclastiques qui surmontent le substratum relatif sont identifiées dans les trois Cirques entre 700 et 1500 m d'altitude. Elles sont décrites comme un ensemble bréchiqe désorganisé, sans litage ni granoclassement, constitué de blocs de composition et de taille variées emballés dans une matrice indurée et altérée. Elles sont entrecoupées de coulées pahoehoe au faciès plus ou moins dégradé et de niveaux de tufs scoriacés de quelques mètres d'épaisseur. Chevallier (1979) interprète les coulées du substratum relatif et les brèches pyroclastiques comme les produits des premières manifestations subaériennes d'activité du Piton des Neiges, succession d'épisodes effusifs, phréatomagmatiques et explosifs antérieurs à 2,1 Ma.



Stade 1 - coulées pahoehoe entières



Stade 2 - coulées pahoehoe démantelées



Stade 3 - coulées pahoehoe autobréchifiées

Figure II.12 : Les trois faciès de dégradation des coulées pahoehoe du substratum relatif décrits par Chevallier (1979).

- **Formation d'origine détritique** : ces brèches dites « modernes » sont des produits superficiels de remaniement de type brèches de pente et coulées de boue. Elles constituent la majeure partie des brèches de fond de Cirques. Tout comme les interprétations précédentes, Chevallier (1979) attribue ces brèches au creusement par érosion des trois Cirques.

A partir des années 90, la reconnaissance de produits de glissements de flanc au large de La Réunion (Lénat et Labazuy, 1990) puis les descriptions successives des faciès bréchiques subaériens ont permis de reconsidérer la nature et l'origine des brèches de fond de Cirques (Bachèlery et al., 1996 ; Maillot, 1999 ; Bachèlery et al., 2003 ; Bret et al., 2003 ; Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005).

Dans le Cirque de Cilaos, Maillot (1999) distingue clairement deux niveaux de brèches. Un premier niveau, constitué de produits de remaniement (éboulis, coulées de boue, alluvions), est attribué au groupe des brèches modernes de Chevallier (1979). Le second niveau est identifié entre 400 et 1500 m d'altitude, majoritairement dans la rivière Bras Rouge. Trois affleurements « type » de cette formation sont décrits par Maillot (1999).

- Au niveau des *Trois Bras*, à 450 m d'altitude, un affleurement de coulées pahoehoe compactées et zéolitisées sur 20 m d'épaisseur (Fig. II.13.a, site A), semble correspondre au substratum relatif défini par Chevallier (1979). Maillot (1999) remet en cause les interprétations précédentes et interprète cette formation comme des méga-blocs d'avalanches d'échelle kilométrique.

- A proximité de *La Chapelle*, à 750 m d'altitude, Maillot (1999) décrit un affleurement de brèches « hétérogènes, constitué de blocs de composition et de taille variées, emballés dans une matrice indurée et fragmentée » (Fig.II.13.a, site B). Les brèches ne présentent aucun litage ni granoclassement. Les éléments, de forme sub-anguleuse, sont tous de composition basaltique. Les blocs, de nature polygénique ou monogéniques, sont composés de fragments de basalte zéolitisés, de basalte à olivine, de fragments d'intrusions et/ou de brèches. De taille métrique, ils possèdent une forme lenticulaire et une texture plus ou moins bréchifiée. L'ensemble de la brèche est intensément hydrothermalisé (serpentine et chlorite). Cette unité est localement recouverte par les brèches modernes ou des coulées de 20-50 m d'épaisseur.

- Enfin, au niveau du *pont de Bras Rouge* sur la route d'Ilet à Cordes à environ 1180 m d'altitude, Maillot (1999) décrit un faciès de brèches très sombres, massives, constituées d'éléments anguleux de composition variée emballés dans une matrice peu abondante et

zéolitisée (Fig. II.13.a, site C). Ce faciès constitue « des panneaux de grande taille, plus ou moins en relief et fort pendage vers l'aval de la rivière Bras Rouge », typique d'un faciès d'avalanche proximal.

De par leur similitudes avec les dépôts d'avalanche de débris définis par Ui (1983), Siebert (1984) et Bachèlery et al. (1996), Maillot (1999) interprète les formations du Bras Rouge de Cilaos comme des brèches d'avalanche de débris. Les coulées compactées identifiées en aval du Bras Rouge et les panneaux indurés du pont de Bras Rouge correspondraient alors à des méga-blocs transportés intacts dans l'avalanche de débris (Fig. II.13.b). Les brèches décrites en aval de la Chapelle représenteraient quant à elles le faciès « matrice » de l'avalanche (Fig. II.13.b). Les brèches du Bras Rouge attestent de l'occurrence d'un ou plusieurs événements de déstabilisation du flanc sud du Piton des Neiges. Les coulées d'océanites surmontant ces brèches sont datées à 1,06 et 1,22 Ma (McDougall, 1971) et témoignent ainsi d'une déstabilisation de l'édifice antérieure à 1,2 Ma. Les données obtenues par Maillot (1999) ne lui ont pas permis, cependant, de proposer une direction de mise en place pour cette avalanche.

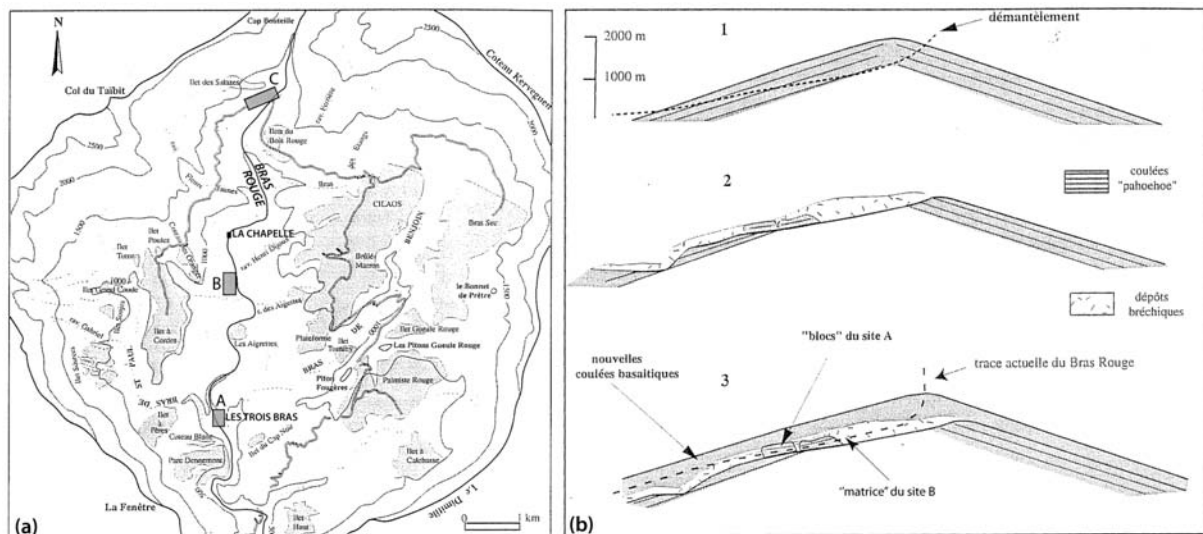


Figure II.13. : **(a)** Localisation des affleurements de brèches de la rivière Bras Rouge dans le Cirque de Cilaos décrits par Maillot (1999). **(b)** Modèle schématique d'évolution du flanc Sud du Piton des Neiges. D'après Maillot (1999).

Les travaux successifs de Arnaud (2005), Oehler (2005) et Lacquement et Nehlig (2008) ont permis d'envisager une généralisation des brèches d'avalanche de débris dans les trois Cirques. Ces travaux suggèrent ainsi qu'une large majorité des brèches de fond de cirques sont des dépôts d'avalanches de débris, associés à des produits de destruction et/ou de remaniement (coulées de débris, coulées hyperconcentrées, éboulis, colluvions, alluvions). Nous présentons ici

les principales unités de brèches d'avalanche de débris reconnues dans les trois Cirques du Piton des Neiges et deux dépôts d'avalanches affleurant hors cirques et dont les caractéristiques sont synthétisées dans le Tableau II.1 ci-dessous.

Avalanche de débris	Âges proposés	Direction d'écoulement	Extension hors Cirque	Volume / Surface	H/L	Composition
Salazie						
Grand Ilet	>430 ka ⁽¹⁾	Nord	Oui	1 km ³ / 5 km ²	0,09	Basique
	580-450 ka ⁽²⁾	Nord	Oui			
	28 ka ⁽³⁾	Est	Non			
Mare à Poule d'Eau (MAPE)	350-95,5 ka ⁽²⁾ 28 ka ⁽³⁾	Nord	Non	2,4 km ³ / 12 km ²	0,12	Différenciée +/- basique
Ilet à Vidot	post-MAPE ^(2,3)	Nord	Non	0,14 km ³ / 1,6 km ²	0,15	Différenciée
Brèches Noires	950-580 ka ⁽²⁾	Nord	Non	0,02 km ³ / 2 km ²	0,08	Basique
	>600-430 ka ⁽¹⁾		Oui			
	28 ka ⁽³⁾		Non			
Cilaos						
Cilaos s.s	>1,2 Ma ^(1,4)	Sud	Oui	3,6 km ³ / 17 km ²	0,08	Basique
	1 Ma-600 ka ⁽²⁾	Sud-Ouest	Oui			
	140 ka ⁽³⁾	Sud	Non			
Palmiste Rouge	<170 ka ⁽²⁾	Sud	Non	0,3 km ³ / 2 km ²	0,15	Basique
Ilet à Cordes / Bras de Benjoin	65 ka ⁽³⁾	Sud	Non	-	-	Différenciée
Mafate						
Orangers	>452 ka ^(1,2,3,5,6)	Nord-Ouest	Oui	-	-	Basique
Aurère	50 ka ⁽³⁾	Ouest	Non	-	-	Basique+Diff.
Riv. des Galets	29 ka ⁽³⁾	Ouest	Non	-	-	Différenciée
Marla-La Nouvelle	4 ka ⁽³⁾	Nord	Non	5 km ³ / 25 km ²	-	Basique+Diff.
Hors Cirques						
Cap La Houssaye	>452 ka ^(1,5,6)	WNW	-	16-500 km ²	-	Basique
Sainte-Suzanne	>230 ka ⁽¹⁾	Nord	-	25 km ²	-	Basique

Tableau II.1. : Tableau synthétique des principales avalanches de débris identifiées à terre au Piton des Neiges. Pour certaines avalanches, plusieurs âges et directions d'écoulement ont été proposés selon les auteurs : ⁽¹⁾ Oehler (2005), ⁽²⁾ Arnaud (2005), ⁽³⁾ Lacquement et Nehlig (2008), ⁽⁴⁾ Maillot (1999), ⁽⁵⁾ Bachèlery et al. (2003), ⁽⁶⁾ Bret et al. (2003). Le rapport H/L (hauteur de chute / extension du dépôt) correspond au coefficient de friction de l'avalanche de débris calculé par Arnaud (2005).

Les Brèches d'avalanche de Salazie

◇ La Brèche de Grand Ilet

Arnaud (2005) décrit cet ensemble à l'Ouest du Cirque, de Camp Pierrot à Mare à Martin, entre 550 et 1100 m d'altitude (Fig. II.14). La brèche, de composition essentiellement basaltique (Arnaud, 2005 ; Lacquement et Nehlig, 2008), est altérée mais peu ou pas zéolitisée. Deux faciès distincts, « blocs » et « matrice », typiques des brèches d'avalanche, sont identifiés au sein de cet ensemble. Le faciès à blocs domine dans la partie interne du dépôt. Il est constitué de blocs de laves pluri-métriques à pluri-décamétriques, fracturés et pulvérisés en jig-saw cracks. Le faciès matriciel est observé dans la zone externe du dépôt. La matrice, non classée, non stratifiée, contient essentiellement des clastes inférieurs au mètre. L'âge de l'évènement à l'origine des

brèches de Grand Ilet est débattu : selon Arnaud (2005) et Oehler (2005), il serait antérieur à 430 ka (stade basique) alors que Lacquement et Nehlig (2008) proposent un âge de 28 ka, soit à la toute fin d'activité du Piton des Neiges (Tab. II.1). Le volume actuel des brèches de Grand Ilet est estimé à 1 km³ (Arnaud, 2005) et couvre une surface d'environ 5 km² (Lacquement et Nehlig, 2008). Cependant, leur extension pourrait ne pas se limiter au Cirque de Salazie (Arnaud, 2005) et l'avalanche pourrait avoir atteint la mer vers le Nord (Fig. II.14, Tab. II.1). Oehler (2005) relie cet événement à la structure caldérique de Salazie, centrée sur le cirque du même nom.

◇ **La Brèche de Mare à Poule d'Eau**

Cette formation occupe la moitié est du Cirque, entre 500 et 1000 m d'altitude. Située en position stratigraphique supérieure par rapport aux brèches de Grand Ilet, elle s'étendrait de Hell-Bourg à Salazie au Nord-Est et jusqu'à Mare à Martin au Sud-Ouest (Fig. II.14). D'après Arnaud (2005), la brèche serait exclusivement constituée d'éléments de composition différenciée (basalte à plagioclases, hawaiiites, mugéarites). Cette observation est cependant contestée par Oehler (2005) qui démontre la présence d'éléments basiques au sein de cet ensemble. De nombreux blocs pluri-décamétriques sont emballés dans une matrice silteuse à sableuse et présentent fréquemment un faciès à jig-saw cracks. Le Piton d'Enchain, dont la stratigraphie actuelle est basculée de 30° vers le Sud-Ouest, est interprété comme un méga-bloc appartenant à cette unité d'avalanche. Le volume actuel de la brèche de Mare à Poule d'eau est estimé à environ 2 km³. Arnaud (2005) propose un âge postérieur à 350 ka pour cette brèche (Tab. II.1). Lacquement et Nehlig (2008) proposent quant à eux un âge de 28 ka pour cet événement, contemporain des brèches de Grand Ilet (Tab. II.1). La présence de coulées de phase II formant le rempart nord-est du Cirque impliquerait l'absence d'extension hors Cirque de cette avalanche (Arnaud, 2005).

◇ **La Brèche d'Ilet à Vidot**

Cette formation bréchique forme une ride dans la partie amont du Cirque, entre Ilet à Vidot et Grand Sable (1080-1350 m d'altitude, Fig. II.14). Il s'agit d'une unité très locale, située en position stratigraphique supérieure par rapport aux deux ensembles précédents (Arnaud, 2005). La brèche est composée d'éléments anguleux de composition essentiellement différenciée, emballés dans une matrice sableuse à argileuse. Quelques blocs pluri-décamétriques présentent un faciès à jig-saw cracks. Cet événement, de volume (0,1 km³) et

d'extension modérés (1,6 km²), serait postérieur à 350 ka et à l'évènement de Mare à Poule d'eau (Arnaud, 2005 ; Lacquement et Nehlig, 2008, Tab. II.1).

◇ **Les Brèches Noires**

Dans Salazie, Arnaud (2005) décrit une formation de « Brèches Noires », affleurant sur plus de 2 km², notamment dans la rivière du Mât (Fig. II.14). Situées entre le substratum lavique et les brèches de Mare à Poule d'eau, ces brèches sont interprétées par Arnaud (2005) comme des brèches de remaniement (coulées de débris) traduisant une phase d'érosion ancienne du bouclier du Piton des Neiges entre 950 et 580 ka (Tab II.1). Lacquement et Nehlig (2008) identifient plutôt cette unité comme la semelle de l'avalanche de débris de Mare à Poule d'eau (Tab. II.1). L'étude structurale détaillée des Brèches Noires par Famin et Michon (2010) s'accorde sur l'origine avalancheuse de cette unité. Cependant leur analyse pétrologique et structurale suggère que cette unité, de nature exclusivement basaltique, serait découplée de la brèche de Mare à Poule d'eau. L'avalanche se serait écoulée vers le Nord, au cours du stade basique du Piton des Neiges, avant la formation du rempart nord de Salazie dont les datations en base de rempart (1050-1270 m d'altitude) donnent un âge de 341-326 ka (Salvany, 2009) et se serait probablement étendue jusqu'en mer (Tab. II.1).

Les Brèches d'avalanche de Cilaos

◇ **La Brèche de Cilaos s.s**

De composition basaltique, cet ensemble couvre la quasi-totalité du Cirque (Fig.II.14). La brèche est très altérée, zéolitisée, fracturée et déformée. Deux faciès principaux sont observés dans cette formation. Le faciès bloc, à structure massive, est constitué de méga-blocs laviques pouvant atteindre une taille kilométrique et intrudés par de nombreux dykes et sills. Ce faciès est notamment décrit par Arnaud (2005) au Morne de Gueule Rouge et au lieu-dit « La boucle » (Fig. II.14). Le faciès dit « mélangé », identifié notamment au Pavillon, se caractérise par un aspect brechique moins grossier, comportant quelques rares mégablocs. Ceux-ci sont intensément déformés, fracturés et présentent fréquemment une structure à jig-saw cracks. Le passage entre les deux faciès se fait généralement de manière diffuse. L'ensemble est affecté par de nombreuses failles listriques et par des intrusions fortement altérées. Cette formation est assimilée à la brèche d'avalanche décrite par Maillot (1999) dans la rivière Bras Rouge. Arnaud (2005) propose que cet évènement, dont le volume actuel est estimé à 3 km³, se soit écoulé vers le Sud-Ouest au cours du stade bouclier du Piton des Neiges, après 1 Ma (Fig. II.14, Tab. II.1). En

effet, la direction d'écoulement de l'événement aurait été contrainte par la présence du massif du Dimitile, daté à environ 1 Ma (McDougall, 1971) et, selon Arnaud (2005), antérieur à l'avalanche. Cependant, Oehler (2005) conteste cette affirmation, aucun argument probant ne démontrant l'antériorité du Dimitile par rapport à l'avalanche, ce dernier pouvant simplement s'être construit postérieurement. L'avalanche de débris pourrait donc être antérieure à 1 Ma, hypothèse compatible avec l'âge supérieur à 1,2 Ma proposé par Maillot (1999). Arnaud (2005) et Oehler (2005) s'accordent cependant sur une extension hors Cirque de l'avalanche qui a probablement atteint la mer. En revanche, les brèches d'avalanches reconnues comme l'unité de Cilaos par Lacquement et Nehlig (2008) seraient selon eux, issues d'une déstabilisation vers le Sud au cours du stade différencié (140 ka), en lien avec un épisode pyroclastique majeur (Tab. II.1). D'après ces auteurs, l'effondrement serait à l'origine de la formation du Cirque de Cilaos mais les brèches seraient restées confinées au sein de la dépression et ne se seraient pas étendues plus en aval.

◇ **La Brèche de Palmiste Rouge**

Cet ensemble est reconnu et décrit par Arnaud (2005). D'extension et de volume modérés (0,1 km³), il est localisé au niveau du « micro-cirque » de Palmiste Rouge, au Sud du Cirque de Cilaos (Fig.II.14). La brèche présente un faciès très proche des dépôts de l'avalanche de Cilaos. La déstabilisation à l'origine de la brèche de Palmiste Rouge serait orientée vers le Sud et aurait remobilisé une partie des brèches de Cilaos. Cet événement très récent (postérieur à la phase IV) serait resté confiné à l'intérieur du Cirque de Cilaos (Tab. II.1).

◇ **Les brèches d'Ilet à Cordes et du Bras de Benjoin**

Ces deux unités sont individualisées par Lacquement et Nehlig (2008). Les brèches, à stratification subhorizontale, contiennent uniquement du matériel différencié très fracturé. Les déstabilisations associées à ces formations bréchiques se seraient produites vers le Sud au cours du stade différencié, il y a environ 65 ka (Tab. II.1).

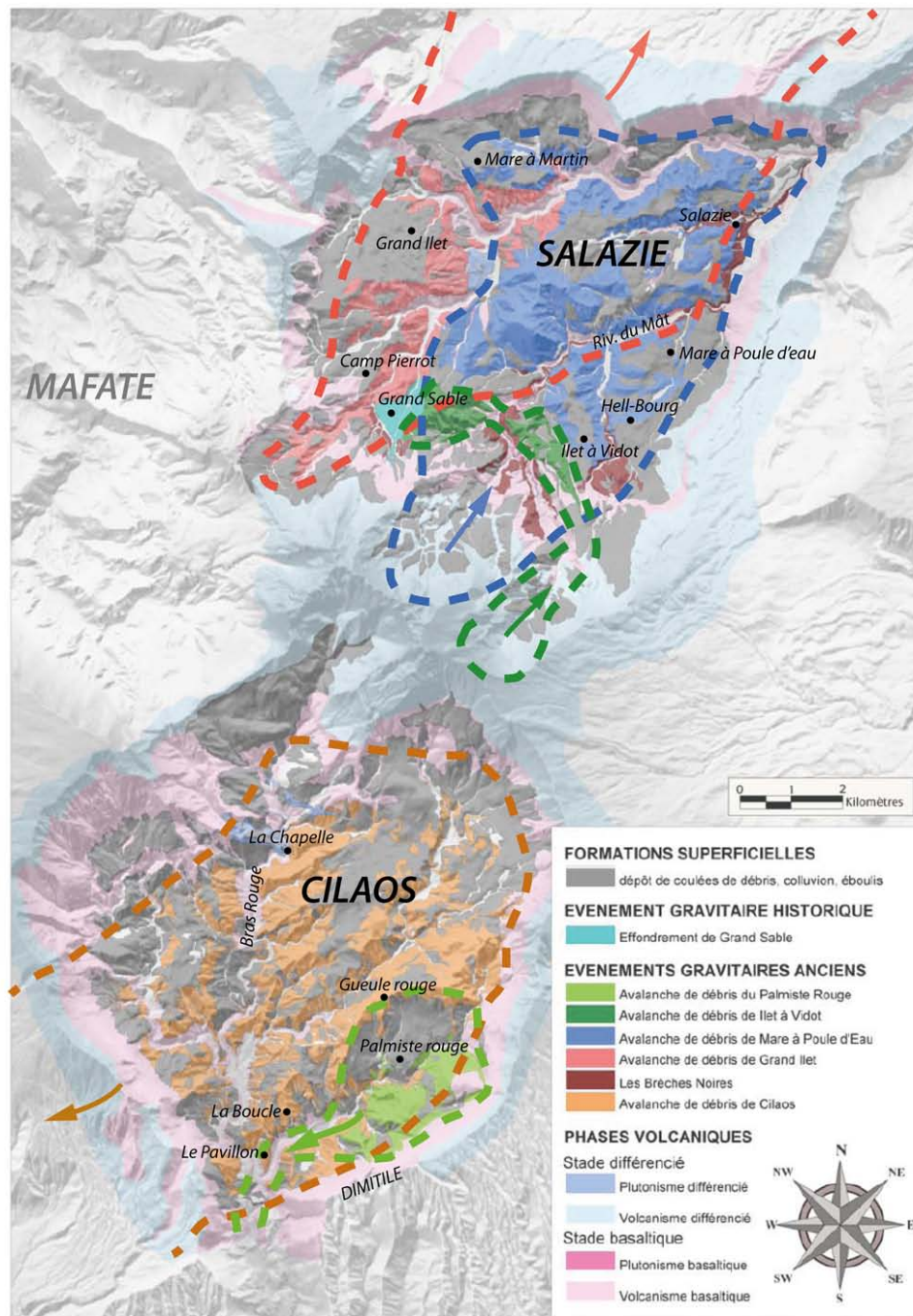


Figure II.14 : Cartographie des avalanches de débris et des produits de remaniement dans les Cirques de Salazie et Cilaos et cicatrices d'avalanches proposées par Arnaud (2005). Modifié d'après Arnaud (2005).

Les Brèches d'avalanche de Mafate

Très peu d'études décrivent les brèches d'avalanche présentes dans le Cirque de Mafate. Arnaud (2005) identifie plusieurs unités à Marla, à l'Ilet des Orangers et dans le Bras de Sainte-Suzanne mais ne fournit pas de description détaillée. Dans le rempart ouest du Cirque, à

proximité du captage des Orangers, Bret et al. (2003) décrivent une unité de brèche d'avalanche à la lithologie similaire des brèches du Cap La Houssaye (cf. paragraphe II.2.4.2), d'une épaisseur minimum de 800 m. Elle constituerait la continuité amont des brèches du littoral ouest de l'île. Un affleurement de brèches d'avalanche au lieu-dit «Ti Col – La Brèche» en contrebas du Maïdo est également assimilé à cette unité (Bret, 2002). Seuls Lacquement et Nehlig (2008) proposent une description de plusieurs unités de brèches d'avalanche dans le Cirque de Mafate (Fig. II.15).

◇ **La Brèche des Orangers**

Cette unité correspond aux brèches précédemment identifiées par Bret (2002), Bret et al. (2003), Bachèlery et al. (2003) et Arnaud (2005) dans le rempart nord-ouest de Mafate, à proximité de l'îlet des Orangers. Elles sont également interprétées par Lacquement et Nehlig (2008) comme le produit d'une déstabilisation vers le Nord-Ouest il y a environ 450 ka (Tab. II.1) et associées aux brèches d'avalanches présentes sur le littoral ouest de l'île (brèches du Cap La Houssaye). Cet ensemble est présent sous une brèche plus récente au niveau du Piton Roche Plate (800-100 m d'altitude) et arme les reliefs du Nord-Ouest du Cirque (Crête des Orangers, Le Bronchard, base de l'îlet de La Nouvelle) jusqu'à l'îlet des Lataniers (Fig. II.15). La brèche passe clairement sous le rempart nord-ouest du Cirque où elle est recouverte par des coulées de basalte à olivine, témoignant d'une mise en place au cours du stade basique du Piton des Neiges.

◇ **La Brèche d'Aurère**

Cette unité couvre la moitié nord-est du Cirque, à partir de la crête des Calumets (Fig. II.15). D'une centaine de mètres d'épaisseur en moyenne, ce dépôt forme les substrats d'Aurère, d'îlet à Malheur, d'îlet à Bourse et de Grand Place et la partie supérieure des reliefs du secteur (Fig. II.15). Elle repose sur des basaltes à olivine zéolitisés et remanie des laves des séries basique et différenciée. Au sein d'une matrice sablo-cendreuse, les méga-blocs sont cependant essentiellement de composition basique. D'après Lacquement et Nehlig (2008), l'avalanche de débris à l'origine des brèches se serait produite il y a environ 50 ka (Tab. II.1).

◇ **La Brèche de la Rivière des Galets**

Il s'agit d'une brèche à matrice non consolidée et riche en blocs différenciés, tapissant la surface entre le Piton Tortue et le Piton des Calumets (Fig. II.15). D'une épaisseur inférieure à 50

m, cet ensemble remanie la brèche d'Aurère et plusieurs unités de coulées de débris. Il est daté à environ 29 ka par Lacquement et Nehlig (2008).

◇ **La Brèche de Marla-La Nouvelle**

Cette formation est identifiée dans la partie sud du Cirque (Fig. II.15). Son épaisseur, de 400 m en zone proximale, au niveau de la Plaine des Tamarins, s'amenuise jusqu'à atteindre 100 m en zone distale, aux environs de Roche Plate. La partie amont du dépôt est constituée de méga-blocs jointifs de basalte à olivine à la stratification préservée. A partir de La Nouvelle et vers le Nord-Ouest, le faciès matrice devient peu à peu dominant. A Roche Plate, l'unité est uniquement constituée d'une matrice à matériel différencié. Cette avalanche est située aux environs de 4000 ans par l'intermédiaire d'une datation ^{14}C d'alluvions sus-jacents au niveau de la Plaine aux Sables (Cruchet et al., 2008 ; Lacquement et Nehlig, 2008) et se serait écoulée vers le Nord au sein du Cirque de Mafate (Tab II.1).

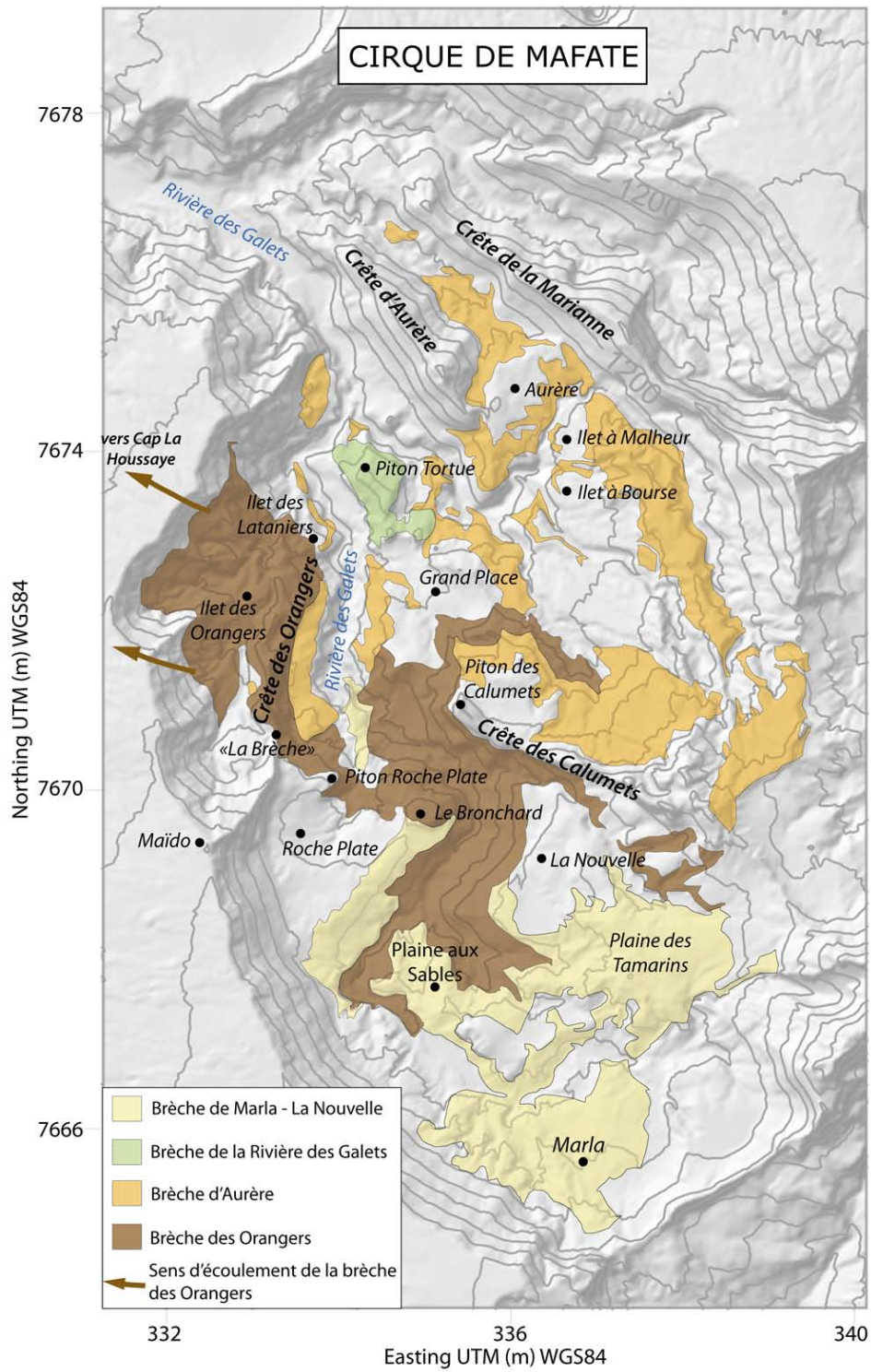


Figure II.15 : Cartographie simplifiée des unités de brèches d'avalanche de débris reconnues dans le Cirque de Mafate. Modifié d'après la carte géologique au 1/10 000^e de Mafate (Lacquement et Jaques, 2008 ; Lacquement et Nehlig, 2008).

II.2.3.2. Les brèches d'avalanche de débris hors cirques du Piton des Neiges

Les Brèches du Cap la Houssaye

L'affleurement de brèches d'avalanche le plus remarquable sur les flancs du Piton des Neiges se situe sur le littoral ouest de l'île, au niveau du Cap la Houssaye et de Saint-Gilles (Fig. II.16, Fig.II.17). D'abord considérées comme des brèches d'explosion, issues d'éruptions phréatomagmatiques violentes (*Billard et Vincent, 1974 ; Chevallier, 1979*), cette formation est réinterprétée comme des dépôts d'avalanches de débris successives par *Bachèlery et al. (1996, 2003)*.

Affleurant sur une surface d'environ 16 km² sur le littoral ouest entre la ravine Bernica au Nord et la ravine de l'Ermitage au Sud, les brèches d'avalanches du Cap la Houssaye forment une série de collines isolées et de rides allongées NW-SE jusqu'à 250-300 m d'altitude (Fig. II.16). Au-delà, elles sont recouvertes par des coulées de la série différenciée du Piton des Neiges, datées à 271 ka (*McDougall, 1971*). Les levés bathymétriques au large de la côte ouest montrent l'existence d'un plateau surélevé puis d'une croupe jusqu'à 2500 m de profondeur présentant une morphologie typique à hummocks (*Lénat et Labazuy, 1990 ; Labazuy, 1991*). Cet éperon sous-marin, également décrit par *Oehler (2005)* sous le nom de relief sous-marin ouest, représenterait le prolongement des brèches du Cap la Houssaye en mer. La surface totale de ces brèches d'avalanches pourrait alors être supérieure à 500 km² (*Bachèlery et al., 1996*). A terre, des études géomagnétiques (CSAMT) non publiées confirment la continuité des brèches du Cap la Houssaye sous les coulées différenciées depuis la côte jusqu'au sommet de la planèze ouest, au niveau du Maïdo. Cette extension en altitude est par ailleurs attestée par la reconnaissance d'une brèche polygénique de lithologie comparable à celle des brèches du littoral, affleurant dans la falaise surplombant le Cirque de Mafate, au niveau de la Crête des Orangers (i.e. Brèche des Orangers ; *Bret et al., 2003 ; Bachèlery et al., 2003 ; Lacquement et Nehlig, 2008*). Quatre unités distinctes de brèches sont mises en évidence le long du littoral, localement séparées par des coulées basaltiques (Fig. 16.a). Ces quatre unités sont de composition exclusivement basique et présentent toutes une association d'un faciès bloc et matrice bien marquée (Fig. 16.d et e).

L'unité inférieure BrI (*Bachèlery et al., 2003*) se distingue clairement des trois autres unités d'un point de vue textural et pétrologique. Cette unité affleure sur 20-30 m d'épaisseur entre le Cap Marianne et le Cap la Houssaye (Fig. 16.a). Sa base n'étant pas visible, son épaisseur totale reste inconnue. Elle est recouverte par des coulées de basalte à olivine (unité L1) datées à 452 ka et 435 ka (*McDougall, 1971*). Cette brèche de teinte grise, friable et hétérogène, est caractérisée par une altération hydrothermale poussée, marquée par une zéolitisation et une argilisation importante de la matrice et des blocs. Les éléments constituant cette unité

comprennent des blocs d'une brèche polygénique indurée et hydrothermalisée. Ces brèches remaniées par l'avalanche possèdent des similitudes frappantes avec les brèches de fond de Cirques. La matrice présente une grande variété d'éléments rocheux basaltiques (basalte à olivines, océanites, gabbro) aux degrés d'altération divers, ainsi que de nombreux fragments minéraux de zéolite et d'olivine.

Les trois unités de brèches supérieures, BrII, BrIII et BrIV présentent des caractéristiques texturales et pétrologiques très similaires. Moins hétérogènes, plus riches en matrice que l'unité BrI, ces unités sont marquées par une quasi-absence de zéolite et par une distinction très nette entre les faciès bloc et matrice (Fig.16.d). Les blocs sont de taille métrique à plurimétrique (Fig.16.f), de couleur sombre et montrent des indices d'éclatement et de désintégration *in situ* (jig-saw cracks, Fig. 16.h). La matrice, à granulométrie fine, de couleur jaunâtre, est friable et peu cohésive. Elle résulte de la pulvérisation et de la dispersion d'éléments rocheux préexistants. La matrice montre également la présence de quelques éléments grenus (gabbros et ultrabasites) ainsi que des figures de fluidalité et un litage entre les différentes unités (Fig. 16.c). Une striation N320° puis N270°, conforme à la pente générale du flanc, est observée à la surface de la coulée L1 (Fig.16.b). Elle témoigne de phénomènes de friction à la base de l'écoulement selon une direction moyenne Nord-Ouest. D'autre part, au contact entre les unités supérieures, Bachèlery et al. (2003) observent des lentilles de cisaillement et des cataclases fines, interprétées comme des figures de freinage de la masse glissée (Fig.16.c). La dernière unité de brèche BrIV est localement recouverte par une coulée d'océanite épaisse (unité L4), dernière manifestation basaltique du secteur. Une coulée de basalte à plagioclase (unité L5) recouvre la coulée L4 et est datée à 350 ka (McDougall, 1971 ; Gillot et Nativel, 1982). Les unités de brèches BrII à IV se sont donc mises en place à la fin du stade bouclier entre 435 ka et 350 ka.

Bachèlery et al. (2003) proposent une origine profonde pour l'unité BrI, échantillonnant le cœur hydrothermalisé du Piton des Neiges et affectant un large secteur ouest de l'édifice entre 1 Ma et 452 ka (Oehler, 2005). En revanche, les trois unités de brèches supérieures auraient une origine plus superficielle, en domaine peu profond. L'existence de coulées interstratifiées entre chaque unité de brèches témoigne du caractère polyphasé des brèches du Cap La Houssaye, ces dernières s'étant mises en place sous forme de déstabilisations successives, dans une structure d'effondrement ouverte vers l'Ouest.

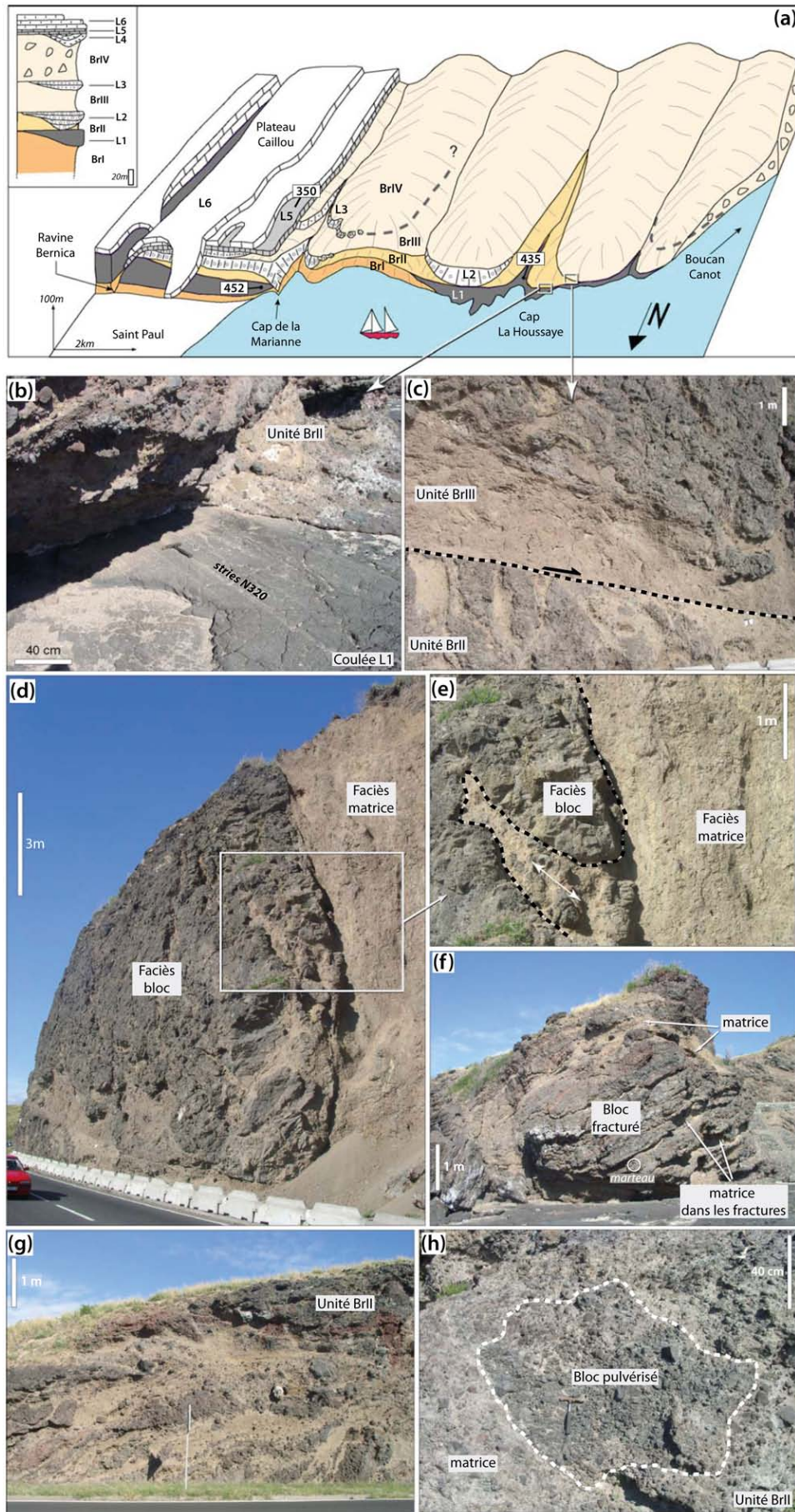


Figure II.16 (page précédente): **(a)** Log stratigraphique et bloc diagramme interprétatif des unités bréchiques et laviques dans le secteur du Cap la Houssaye. Les âges sont en ka. **(b)** Stries de rabotage observées en surface de la coulée L1, liées à la mise en place de la brèche BrII. **(c)** Surface de friction entre les unités bréchiques BrII et BrIII. Les blocs de l'unité Br II sont décapités. **(d)** et **(e)** Faciès bloc et matrice caractéristiques des brèches d'avalanches de débris, observés dans l'unité BrII. **(f)** Bloc pluri-métrique fracturé de l'unité BrII. **(g)** Figures d'étirement, de fluidalité et de pulvérisation des blocs au sein de l'unité BrII. **(h)** Bloc pulvérisé au sein de l'unité BrII. Schémas et photos modifiés d'après Bachèlery et al., 2003 et Oehler, 2005.

Les Brèches de Sainte-Suzanne

Les Brèches de Sainte-Suzanne affleurent sur une surface totale de 25 km², sur le littoral Nord de l'île entre les villes de Sainte-Suzanne et Saint-André (Fig. II.17). Elles sont localement recouvertes par les coulées tardives de phase IV du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974). Suite aux observations préliminaires de Bret et al. (2003), quatre affleurements principaux, situés entre 20 et 150 m d'altitude, ont été décrits par Oehler (2005). Ces brèches montrent l'association d'un faciès bloc et d'un faciès matrice et une morphologie de surface à hummocks, caractéristiques des dépôts de brèches d'avalanches de débris. Les dépôts présentent une altération très poussée qui rend leur étude texturale et structurale délicate. Cependant, sur les différents affleurements, la matrice, de couleur marron à brune, est non classée et non stratifiée. Elle comprend des clastes centimétriques à décimétriques de nature relativement homogène (basalte aphyrique plus ou moins vacuolaire). La matrice emballe des blocs de nature essentiellement bréchique, dont la taille, métrique à décamétrique, augmente avec l'altitude. Les blocs présentent divers degrés de désagrégation mais sont le plus souvent diaclasés et pulvérisés. Si la topographie à hummocks disparaît à l'Ouest de Sainte-Suzanne, les forages réalisés dans la zone révèlent l'existence de faciès bréchiques pouvant atteindre 90 m d'épaisseur jusqu'à Sainte-Marie. Oehler (2005) propose d'assimiler les formations bréchiques de Sainte-Marie aux dépôts de brèches d'avalanche de Sainte-Suzanne. La formation s'étendrait alors sur un total de 15 km sur le littoral nord de l'édifice. Les brèches de Sainte-Suzanne se seraient déposées suite à un ou plusieurs événements de déstabilisation, antérieurs à 230 ka (Oehler, 2005). Les dépôts se seraient étendus en mer (Bret et al., 2003) et formeraient les unités orientales du relief sous-marin nord décrites par Oehler (2005). Le rattachement de cette formation à une unité de brèche de fond de cirque n'est pas démontré et aucune cicatrice d'avalanche n'est clairement mise en évidence pour cet événement.

Les autres brèches d'avalanches de débris

Plusieurs unités de brèches d'avalanches de débris ont été reconnues dans les principales rivières du massif par Fèvre et al. (2001), Bret et al. (2003), et Oehler (2005). Situées dans la rivière des Pluies et la ravine Patate à Durand au Nord, dans la rivière des Galets au Nord-Ouest et à la confluence entre la rivière Saint-Etienne et le Bras de la Plaine au Sud (Fig. II.17), ces niveaux de brèches reflètent des événements de déstabilisation superficiels et localisés. Bien que proposée, la relation génétique n'a par ailleurs pas été clairement établie entre ces unités et les brèches de fond de cirques, les brèches du Cap la Houssaye ou de Sainte-Suzanne. Ces déstabilisations de faible ampleur ont peu affecté la structure et la morphologie du Piton des Neiges au cours de son évolution et ne seront donc pas présentées en détail dans ce mémoire.

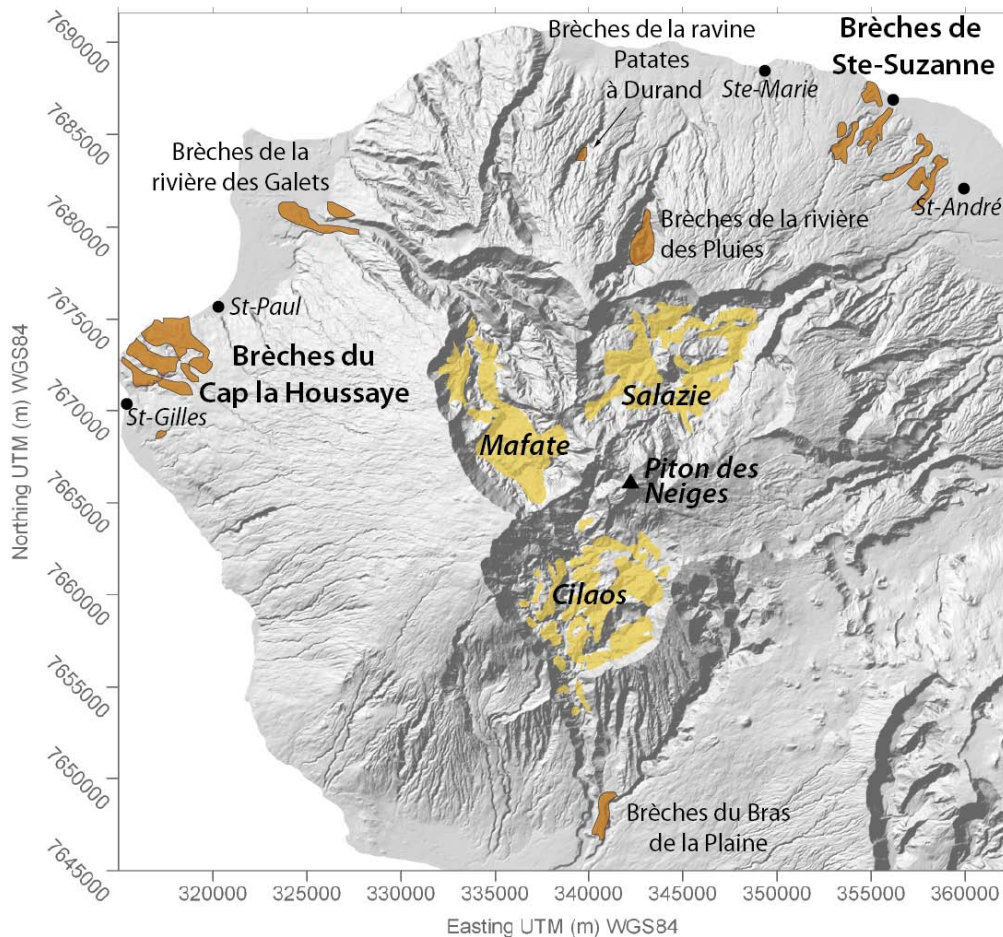


Figure II.17: Cartographie des principales unités de brèches d'avalanche de débris affleurant sur les flancs subaériens du Piton des Neiges. Les brèches d'avalanches exposées dans les Cirques sont représentées en jaune pâle. Modifié d'après Oehler (2005).

II.2.4. Les flancs sous-marins du Piton des Neiges

Les études sismiques et géophysiques menées au large de l'île de La Réunion s'accordent à démontrer que les flancs de l'édifice sont essentiellement constitués de dépôts volcanoclastiques et présentent très peu de reliefs construits (Labazuy, 1991 ; Lénat et Labazuy, 1990 ; deVoogd et al., 1999 ; Oehler, 2005 ; Le Friant et al., 2011 ; Saint-Ange et al., 2011). Ces formations détritiques forment quatre grands lobes sous-marins (Oehler et al., 2004, 2007 ; Oehler, 2005), recoupés par des vallées sous marines. En accord avec les données sismiques de deVoogd et al. (1999), ces lobes sous-marins ont été interprétés par Lénat et Labazuy (1990) puis par Oehler (2005) et Oehler et al. (2007) comme l'accumulation de produits d'avalanches de débris subaériennes et de déstabilisations sous-marines. Le Friant et al. (2011) proposent que les dépôts chaotiques des flancs sous-marins du Piton des Neiges résultent plutôt d'un processus de déformation lent de type *slump* accompagnant le « *spreading* » de l'édifice. Cette déformation lente aurait généré de nombreuses instabilités sous-marines conduisant dans certains cas à la formation de courants de turbidité. Au Sud de l'île, le relief sous marin Sud est recoupé par un large système turbiditique directement connecté à la rivière Saint-Etienne et au bassin versant de Cilaos (Saint-Ange et al., 2011). Ce système recoupe des dépôts d'avalanche de débris antérieurs à 500 ka (Oehler et al., 2007), s'étend jusqu'à la plaine abyssale à 4000 m de profondeur et couvre une surface d'environ 15 000 km² (Saint-Ange, 2009 ; Sisavath et al., 2011). La grande taille du système turbiditique de Cilaos par rapport à la faible surface du bassin versant témoigne d'un processus d'érosion à long terme via d'importants écoulements hyperpycniaux. Quatre autres systèmes turbiditiques, de taille moindre, ont été mis en évidence au cours des campagnes océanographiques FOREVER et ERODER1 (Saint-Ange, 2009 ; Sisavath et al., 2011). Il s'agit du fan de Mafate connecté à la rivière des Galets à l'Ouest, du fan de Saint-Denis connecté au Nord à la rivière Saint-Denis, du fan de Salazie à l'Est, de sources multiples mais relié au bassin versant du Cirque de Salazie, et enfin du fan de Saint-Philippe en lien avec le Piton de la Fournaise.

Quelques reliefs construits sont également reconnus sur les flancs sous-marins du Piton des Neiges. A proximité de l'île, ces constructions volcaniques représentent essentiellement la continuité immergée des rift-zones sub-aériennes de l'édifice. Au Nord, du massif de La Montagne, un éperon surélevé est interprété comme la partie sous-marine de la rift zone N160°E, dont les dykes sont visibles au niveau de la route du littoral et de la rivière Saint-Denis. A l'Ouest du massif, la ride de l'Etang-Salé forme un relief étroit et allongé dans la direction N30°E. Cette ride se trouve dans le prolongement d'une série de fissures et de cônes volcaniques tardifs alignés le long la ravine des Avirons et visibles jusqu'au sommet de la planèze. La ride de l'Etang-Salé est donc assimilée à la prolongation sous-marine d'une rift zone orientée N30°E. Un

dragage effectué sur cette formation au cours de la mission océanographique ERODER2 a permis de dater un échantillon en place à 2,5 Ma (*Smietana, 2011*). Cette rift zone a donc probablement fonctionné de manière très précoce et a été active jusqu'à un stade d'évolution tardif du Piton des Neiges.

II.2.5. Les modèles d'évolution du Piton des Neiges : avalanche de débris vs. érosion régressive

II.2.5.1. Modèles d'évolution anciens

Le modèle de Chevallier (1979) et Chevallier et Vatin-Perignon (1982)

Grâce à ses travaux de thèse, Chevallier (1979) fut le premier à fournir une étude et une interprétation volcano-structurale complète et détaillée à l'échelle du massif du Piton des Neiges. Selon Chevallier (1979) et Chevallier et Vatin-Pérignon (1982), les quatre phases principales d'évolution du Piton des Neiges évoquées précédemment (*McDougall, 1971; Billard et Vincent, 1974*) possèdent des caractéristiques structurales propres, associés à des événements tectoniques majeurs :

L'émergence du bouclier (Phase I ou Océanites anciennes) se produit le long d'un axe structural majeur orienté N120°E, associé à un système de failles décrochantes N30°E et de fissures en échelon N70°E (Fig. II.18.A). L'alternance de produits bréchifiés et de coulées en tubes observée dans le fond des cirques (série des brèches primitives), est interprétée comme les produits d'éruptions phréatomagmatiques et de coulées subaériennes émis lors de l'émergence du volcan il y a plus de 2,1 Ma. La géométrie des intrusions (cf. paragraphe II.2.2.2) associée à cette phase suggère un mécanisme de subsidence de l'édifice en « chaudron » (Fig. II.18.A).

La phase II du Piton des Neiges (ou Océanites récentes), toujours associée à l'axe majeur N120°E, voit également le développement de trois axes structuraux mineurs N160°E, N45°E et N10°E, formant un système d'intrusions radiales autour du sommet, situé au niveau actuel du Plateau Kerveguen (Fig. II.18.B). La fin de ce stade est marquée par la formation d'une large caldera, d'environ 30 km de diamètre, ouverte sur la mer vers l'Ouest. La rivière Saint-Denis au Nord, le Morne du Bras des Lianes et l'Ilet Patience à l'Est, le massif du Dimitile au Sud et la zone de Dos d'âne au Nord-Ouest constitueraient les anciennes limites de cette caldera

d'effondrement (Fig. II.18.B). Les bordures de la caldera auraient ensuite guidé l'érosion lors de la phase de quiescence qui sépare le stade bouclier du stade différencié.

Le premier stade de la phase différenciée du Piton des Neiges (Phase III, 350-70 ka) se caractérise par une migration du centre volcanique vers le Rond du Bras Rouge, à l'extrémité nord de Cilaos (Fig. II.18.C). L'axe majeur N120°E migre vers le Sud-Est au cours de cette phase et contrôle le début d'activité du Piton de la Fournaise (Fig. II.18.C). La fin de ce stade (70 ka) est marquée par la formation d'une seconde caldera d'effondrement associée à une activité explosive. Un système de « *cone sheets* » et de failles bordières délimiteraient cette caldera de 10-15 km de diamètre environ (Fig. II.18.C). Les intrusions de syénite de La Chapelle, dans Cilaos, la zone de failles du Bonnet de Prêtre (Cilaos), du Taïbit (crête entre Cilaos et Mafate), du Col de Fourche (crête entre Salazie et Mafate) et le bloc basculé du Piton d'Enchain constitueraient les témoins actuels des limites de la caldera (Fig.II.18.C).

La dernière phase d'activité du Piton des Neiges (en fin de Phase IV, 70-50 ka) se concentre au sein de la caldera. Un important système d'intrusions radiales converge vers le cratère sommital du rond du Bras Rouge, de 2 km de diamètre, associé à une chambre magmatique superficielle (Fig. II.18.D).

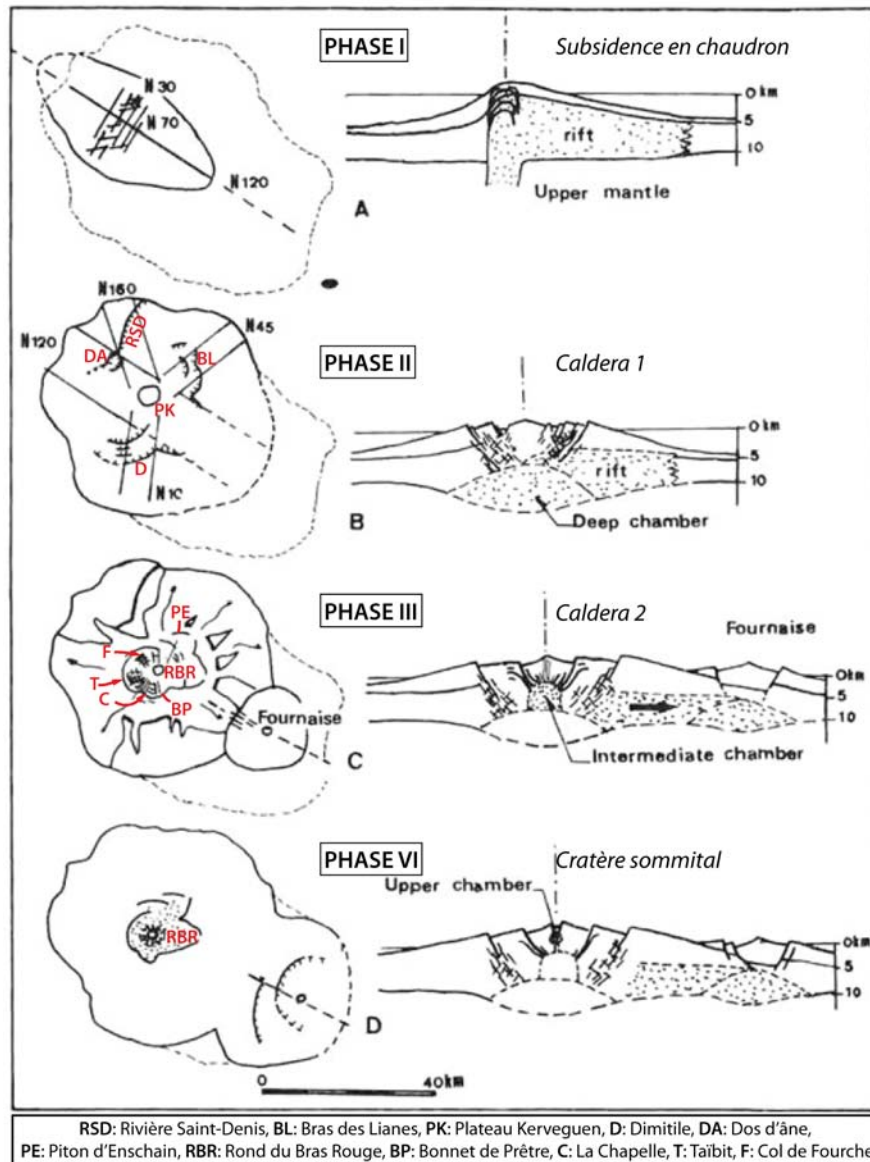


Figure II.18: Evolution volcano-tectonique du Piton des Neiges au cours de ses différentes phases d'activité selon Chevallier (1979) et Chevallier et Vatin-Pérignon (1982). Modifié d'après Chevallier et Vatin-Pérignon (1982).

Le modèle de Rocher (1988)

Les interprétations de Rocher (1988) sur l'évolution volcano-tectonique du Piton des Neiges diffèrent significativement du modèle précédent. L'étude géologique détaillée du Cirque de Salazie et l'apport de données complémentaires dans les cirques de Mafate, Cilaos et des Marsouins, ont conduit Rocher (1988) à proposer la formation d'une unique structure caldérique au cours de l'évolution de l'édifice. Cette caldera « de subsidence », de 9-11 km de diamètre et centrée sur l'extrémité sud de Salazie se serait formée il y a 220 ka, à la fin de la première phase différenciée (350-220 ka) du Piton des Neiges. Le complexe annulaire de Salazie

et les intrusions de syénite observées dans la rivière Bras Rouge de Cilaos seraient les témoins des bordures de cette caldera. Entre 220 et 150 ka, une phase d'érosion importante serait à l'origine du creusement des proto-Cirques de Salazie et des Marsouins (Rocher 1988 ; Gillot et Nativel, 1982). La dernière phase d'activité se situe entre 180 et 22 ka avec l'occurrence d'un événement tectonique majeur à 70 ka, conduisant à la formation d'un graben N30°E au niveau de l'actuel Cirque de Salazie. La phase d'accalmie proposée par Rocher (1988) est cependant en désaccord avec les données marines de Fretzdorff et al. (2000) mettant en évidence une importante activité explosive à partir de 260 ka avec un paroxysme situé entre 180 et 150 ka. La fin de l'activité du Piton des Neiges se serait concentrée au niveau du cratère central du Rond du Bras Rouge entre 70 et 30 ka puis aurait migré vers deux centres éruptifs distaux situés au niveau de La Roche écrite et du Cap Anglais, pour enfin se conclure vers 22 ka (Delibrias et al., 1983).

II.2.5.2. Modèles d'évolution récents

Modèle « Avalanches de débris »

Dans les années 1990, la reconnaissance d'importants dépôts d'avalanches de débris, au large et sur les flancs émergés de La Réunion a permis l'émergence de nouveaux modèles d'évolutions du Piton des Neiges, axés sur des phénomènes récurrents de déstabilisation de flancs. Nous l'avons vu précédemment, Maillot (1999) fut l'une des premières à proposer l'occurrence d'effondrements catastrophiques de l'édifice grâce à la description des brèches d'avalanche de Cilaos, sans toutefois proposer de directions d'écoulement. Ces brèches d'avalanche seraient les témoins d'une déstabilisation entre 2,1 et 1,2 Ma, concluant le premier stade d'édification du bouclier (Kluska, 1997). L'étude détaillée de la bathymétrie sous-marine et des formations bréchiqes subaériennes d'Oehler (2005) a permis de généraliser le mécanisme d'effondrement de flancs à l'ensemble du Piton des Neiges. En effet, Oehler (2005) propose l'occurrence d'au moins 34 épisodes de déstabilisation du massif, de volume et d'extension variables, tout au long de son histoire (Fig. II.19). Cinq évènements subaériens majeurs, se produisant au cours du stade bouclier du Piton des Neiges, peuvent cependant être distingués.

Un premier épisode de déstabilisation d'un volume supérieur à 100 km³ se serait produit vers 2 Ma (Fig. II.19.b) et aurait affecté une large portion du flanc nord de l'édifice depuis le massif de la Montagne jusqu'à Takamaka (structure de Bébour-Marsouins; Fig. II.19.a). En mer, les produits de cette déstabilisation formeraient le soubassement du relief sous marin Nord. Au cours du forage géothermique de Salazie, des niveaux de brèches profonds, situés à une

profondeur proche du niveau de la mer, ont été identifiés. Ces unités pourraient correspondre aux dépôts « subaériens » de cette déstabilisation.

Un second évènement déstabilisant le flanc nord de l'édifice se serait produit entre 2 et 1 Ma (Fig. II.19b). Emboîtée dans la structure de Bébou, la caldera d'avalanche serait bordée par le massif de La Montagne et le rempart oriental de Salazie (structure de Mafate, Fig. II.19.a). Son volume serait cependant inférieur à la déstabilisation précédente, impliquant entre 10 et 100 km³ de matériaux. L'accumulation en mer des dépôts d'avalanche pourrait former la totalité des formations médianes du relief sous-marin Nord. Les dépôts d'avalanche identifiés par Famin et Michon (2010) dans Salazie pourraient correspondre aux témoins subaériens de cette déstabilisation ou à une déstabilisation postérieure (ex. structure de Salazie).

A la même période, entre 2 et 1,2 Ma (Fig. II.19.b), le flanc sud du Piton des Neiges aurait également subi un effondrement majeur de volume supérieur à 100 km³. Orientée vers le Sud, l'avalanche serait à l'origine de l'unité des brèches de Cilaos s.s, décrites par Maillot (1999) et Arnaud (2005). La structure de Bras de la Plaine (Fig. II.19.a), bordant la Plaine des Makes à l'Ouest, le rempart nord de Cilaos et la zone amont du Bras de la Plaine à l'Est, constituerait le témoin de la cicatrice d'avalanche. Les produits se seraient accumulés en mer, formant la majeure partie du lobe sous marin Sud (Oehler, 2005).

Entre 1 Ma et 452 ka (Fig. II.19.b), la déstabilisation d'une large portion du flanc ouest du Piton des Neiges serait à l'origine des brèches anciennes du Cap La Houssaye (BrI), des brèches du rempart ouest du cirque de Mafate et peut-être des brèches observées dans Mafate au niveau du Bronchard (Bret et al., 2003, Bachèlery et al., 2003, Fèvre et al., 2003, Oehler, 2005). La cicatrice d'avalanche longerait la crête des Calumets dans Mafate au Nord et entaillerait le massif du Dimitile au Sud (Structure de Cilaos ; Fig. II.19.a). En mer les dépôts se seraient accumulés au niveau du relief sous-marin Ouest.

Enfin, un épisode de démantèlement, emboîté dans les structures de Bébou et de Mafate, déstabilise une troisième fois le flanc nord du Piton des Neiges avant la formation du rempart nord de Salazie. Sur la base des observations de Billard et Vincent (1974) et de l'estimation des taux de construction de Kluska (1997), Oehler (2005) estime le début d'édification du rempart nord à 600-430 ka et date l'avalanche de débris au cours cette même tranche d'âge (Fig. II.19.b). Depuis, les datations réalisées dans le rempart nord donnent des âges de 341-326 ka à la base de celui-ci (Salvany, 2009) et étendent donc la gamme d'âge possible de cette avalanche. Cet effondrement, centré sur le Cirque de Salazie, est bordé par la

rivière des Pluies à l'Ouest et la rivière du Mât à l'Est (Structure de Salazie ; Fig. II.19.a). La brèche de Grand Ilet (Arnaud, 2005) et/ou les Brèches Noires (Famin et Michon, 2010) pourraient constituer les dépôts subaériens de cette déstabilisation, d'un volume compris entre 10 et 100 km³. Au large, les produits formeraient les unités orientales du relief sous-marin Nord.

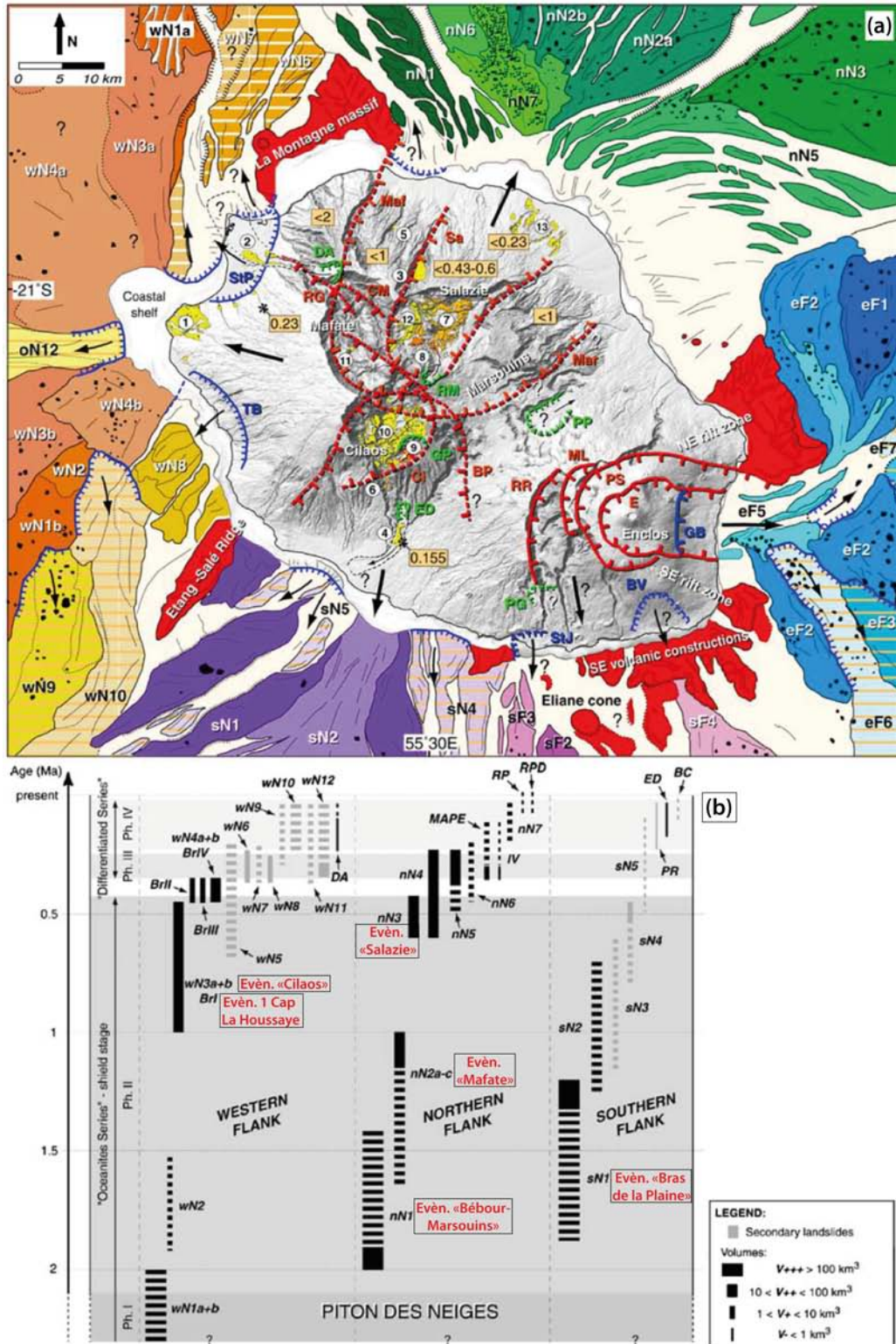


Figure II.19 (page précédente) : **(a)** Cicatrices des principales déstabilisations reconnues par Oehler (2005) et cartographie des dépôts d'avalanche de débris aériens et sous-marins associés. **Mar** : Structure de Bébou-Marsouins, **Maf** : Structure de Mafate, **BP** : Structure du Bras de la Plaine, **Ci** : Structure de Cilaos, **Sa** : Structure de Salazie. **(b)** Log chronostratigraphique des épisodes de déstabilisations du Piton des Neiges. Modifié d'après Oehler et al. (2007).

Au cours du stade différencié du Piton des Neiges, Oehler (2005) identifie plusieurs dizaines d'évènements, dont le volume décroît généralement avec le temps (Fig. II.19.b). D'autre part, la moitié des déstabilisations identifiées au cours du stade différencié est associée au processus de recul de falaise bordant les dépressions creusées par l'érosion. Oehler (2005) propose l'existence d'une relation génétique entre la formation et la géométrie des Cirques et les déstabilisations majeures du Piton des Neiges. En effet, les anciennes cicatrices d'avalanche auraient :

- été réactivées lors de processus volcano-tectoniques postérieurs : caldera d'effondrement (Chevallier, 1979), étalement gravitaire (Van Wyk de Vries et al., 2001 ; Oehler et al., 2005), subsidence du complexe hypovolcanique (Gailler, 2010),
- guidé l'érosion, facilitant ainsi le creusement des Cirques.

L'étude d'Oehler (2005) souligne donc l'importance des processus de déstabilisation de flancs dans l'évolution structurale du Piton des Neiges. Les anciennes structures tectoniques auraient ensuite guidé l'érosion, à l'origine de la morphologie des Cirques actuels.

Sur la base des études géologiques et géophysiques successives, de nombreux auteurs s'accordent sur l'occurrence de plusieurs déstabilisations majeures au cours de l'évolution du Piton des Neiges (Lénat et Labazuy, 1990 ; Maillot, 1999 ; deVoogd et al., 1999 ; Lénat et al., 2001 ; Bret et al., 2003 ; Fèvre, 2005 ; Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005 ; Gailler et Lénat, 2010 ; Famin et Michon, 2010). Cependant, le nombre, l'extension et le volume des avalanches ainsi que la géométrie des cicatrices de glissement et le sens des glissements restent des paramètres encore relativement mal contraints.

Modèle « Erosion régressive »

Les travaux de Salvany et al. (2012), basés sur les études antérieures de Gillot et al. (1994) et Kluska (1997), s'axent principalement sur l'analyse géomorphologique et géochronologique du secteur nord-est du Piton des Neiges (Salvany, 2009). Ils rejettent l'hypothèse d'une évolution du Piton des Neiges par épisodes d'effondrement successifs (Oehler et al., 2004, 2007 ; Oehler, 2005) et proposent un modèle alternatif majoritairement associé à un

processus d'érosion régressive du massif volcanique tout au long de son histoire. Le seul évènement d'effondrement catastrophique correspondrait à la déstabilisation vers l'Est d'un premier édifice, le volcan de La Montagne, indépendant du Piton des Neiges, il y a environ 1,8 Ma (Gillot *et al.*, 1994). Les brèches du Cap La Houssaye, du Nord de Mafate et de Salazie seraient les témoins de cet épisode. Le massif actuel de La Montagne correspondrait à la partie résiduelle de cet ancien édifice effondré. L'absence de datations entre 1,8 et 1,4 Ma ont conduit Salvany *et al.* (2012) à situer le début d'activité du Piton des Neiges il y a 1,4 Ma, après une phase de quiescence et/ou d'activité sous-marine.

La phase de construction du bouclier (PN1 et PN2 ; Salvany, 2009) s'étend de 1,4 Ma à 430 ka. Elle est interrompue par une période de calme éruptif et d'érosion entre 950 et 600 ka (Fig. II.20). Un premier paleo-cirque se serait creusé sur le flanc est pendant cette période. Une seconde phase d'érosion entre 430 et 340 ka, séparant les stades basique et différencié, aurait permis l'incision de plusieurs paleo-rivières et du paleo-cirque des Marsouins (Fig. II.20).

Le stade différencié serait caractérisé par une compétition entre creusement et remplissage de ces paléo-dépressions. Entre 340 et 220 ka, le creusement du paleo-cirque de Salazie débute pendant que celui des Marsouins se poursuit. Ces deux dépressions s'agrandissent lors de la phase d'érosion entre les deux phases du stade différencié PN3 et PN4 (180-140 ka, Fig. II.20). La dernière phase d'activité du Piton des Neiges (PN4) entre 140 et 29 ka comble en partie les paleo-Cirques de Salazie et des Marsouins. A partir de 7 ka, la partie nord-ouest du paleo-Cirque de Salazie aurait subi une nouvelle incision, formant l'actuel Cirque de Salazie (Fig. II.20). Le creusement des Cirques de Mafate et Cilaos aurait également été initié au cours du stade terminal d'activité du Piton des Neiges (PN4).

D'après Salvany *et al.* (2012), le creusement et l'élargissement des Cirques se feraient essentiellement par un processus de recul des falaises (érosion régressive) dont les brèches de fond de Cirques représenteraient les dépôts. D'autre part, Salvany *et al.* (2012) affirment qu'il n'existe aucune évidence de formation d'une caldera au cours de l'évolution du Piton des Neiges, en accord avec Kluska (1997). Le modèle de Salvany (2009) et Salvany *et al.* (2012) suggère donc que l'évolution du Piton des Neiges depuis 1,4 Ma aurait consisté uniquement en une alternance de phases de construction et d'érosion, sans occurrence de déstabilisations majeures (Fig. II.20).

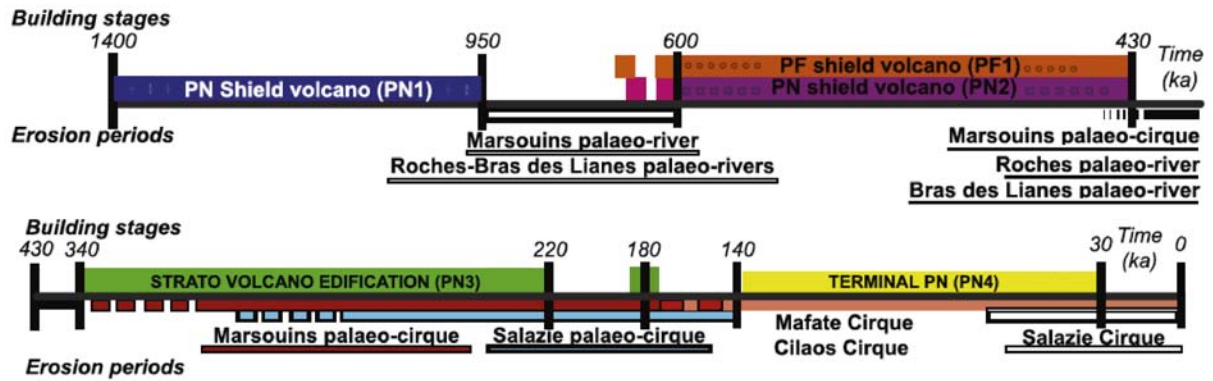


Figure 11.20 : Echelle chronologique de Salvany et al. (2012) montrant l'évolution morphostructurale du Piton des Neiges associée aux différentes phases d'édification (PN1 à PN4). PF : Piton de la Fournaise. Modifié d'après Salvany et al. (2012).

La présentation de ces différents travaux démontre la difficulté d'établir un modèle unificateur d'évolution du Piton des Neiges dont les anciennes structures ont été en partie effacées par l'érosion. Malgré la reconnaissance de dépôts d'avalanche de débris sur les flancs sous-marins, sur les pentes subaériennes et dans les Cirques du Piton des Neiges, l'occurrence de déstabilisations de flancs majeures, ou leur extension en mer, restent encore discutée par certains auteurs (Salvany et al., 2012, Le Friant et al., 2011). Le mode de formation des Cirques est également un sujet encore largement débattu. Ces problématiques seront abordées de nouveau les chapitres suivants, à la lumière des nouvelles données fournies par cette étude (cf. chapitres III et IV).

II.3. Le Piton de la Fournaise - l'édifice actif de La Réunion

II.3.1. Evolution magmatique et structurale

Le Piton de la Fournaise s'est édifié il y a environ 450 ka, à l'Est du Piton des Neiges sur les restes d'un ancien volcan démantelé, le Volcan des Alizés (Lénat et al., 2001). Bien que peu d'évidences de l'existence du Volcan des Alizés soient visibles en surface, les études géophysiques et les données de forage réalisées sur le massif du Piton de la Fournaise s'accordent sur la présence d'un large corps dense à environ 1 km de profondeur sous le flanc est de l'édifice. Ce complexe hypovolcanique, décentré par rapport au sommet du Piton de La Fournaise actuel, est attribué au fonctionnement du Volcan des Alizés, probablement actif de

manière conjointe avec le Piton des Neiges. Au cœur de la rivière des Remparts qui recoupe le massif du Piton de la Fournaise, des coulées de basalte à plagioclases datées à 527 ka (*Gillot et al., 1990*), témoignent d'une phase d'activité tardive d'un édifice volcanique (Fig. II.21). Ces laves sont recouvertes par des coulées de basalte à olivine, caractéristiques du stade d'évolution basique. Malgré cette anomalie stratigraphique, les basaltes à plagioclase de la rivière des Remparts ont précédemment été reliés à l'activité de la Fournaise (*Gillot et al. 1990*). Une récente étude pétrologique et géochimique préfère cependant attribuer ces laves au fonctionnement tardif du Volcan des Alizés (*Smietana, 2011*). Dans son modèle, Smietana (2011) suggère que le Volcan des Alizés a subi un effondrement majeur vers 450 ka et que le Piton de la Fournaise s'est édifié sur les restes de l'édifice démantelé à cette même période.

L'édification du massif du Piton de la Fournaise est scindée en deux périodes distinctes : le Bouclier Ancien et le Bouclier Récent (Fig. II.21, *Bachèlery et Mairine, 1990*). La transition entre ces deux périodes est caractérisée par la migration du centre éruptif de la Plaine des Sables vers le cône actuel de la Fournaise il y a environ 65 ka (*Merle et al., 2010*).

(i) La période du **Bouclier Ancien** (530-65 ka) se subdivise en deux séries, séparées par la formation de la caldera d'effondrement des Remparts (Fig. II.21).

- ◇ La « série ancienne », datée entre 530 et 290 ka (*Gillot et al., 1990*) comprend la série des basaltes alcalins à plagioclases de la rivière des Remparts (530-450 ka) et la série des basaltes transitionnels à olivine sus-jacents (450-290 ka). Cependant, comme mentionné ci-dessus, l'appartenance des laves à plagioclases au volcanisme de la Fournaise reste encore débattue et pourrait correspondre à la fin d'activité du Volcan des Alizés (*Smietana, 2011*).
- ◇ La « série du volcan de Mahavel » est datée de 290 ka à 150 ka. Les laves émises lors de cette phase, basaltes à olivine, océanites et basaltes aphyriques, toutes de nature transitionnelle, comblent la paléo-rivière des Remparts (*Bachèlery et Mairine, 1990*).

(ii) L'initiation du **Bouclier Récent** de la Fournaise vers 150 ka est marquée par la formation d'une nouvelle caldera, la caldera du Morne Langevin (*Merle et al., 2010*). La période du bouclier récent est caractérisée par l'émission de basaltes à olivines, d'océanites et de basaltes aphyriques transitionnels au cours de trois séries distinctes, séparées par des effondrements caldériques successifs (Fig. II.21, *Merle et al., 2010*) :

- ◇ La série du Morne Langevin (150-60 ka) se situe entre la formation de la caldera du Morne Langevin et de la caldera de la Plaine des Sables.

- ◇ La série de la Plaine des Sables (60-4,5 ka), caractérisée par la migration du centre éruptif de la Plaine des Sables vers le cône actuel du Piton de la Fournaise (Merle et al., 2010) et qui se termine par la formation de la caldera de l'Enclos Fouqué.
- ◇ La série de l'Enclos Fouqué de 4,5 ka jusqu'à l'actuel.

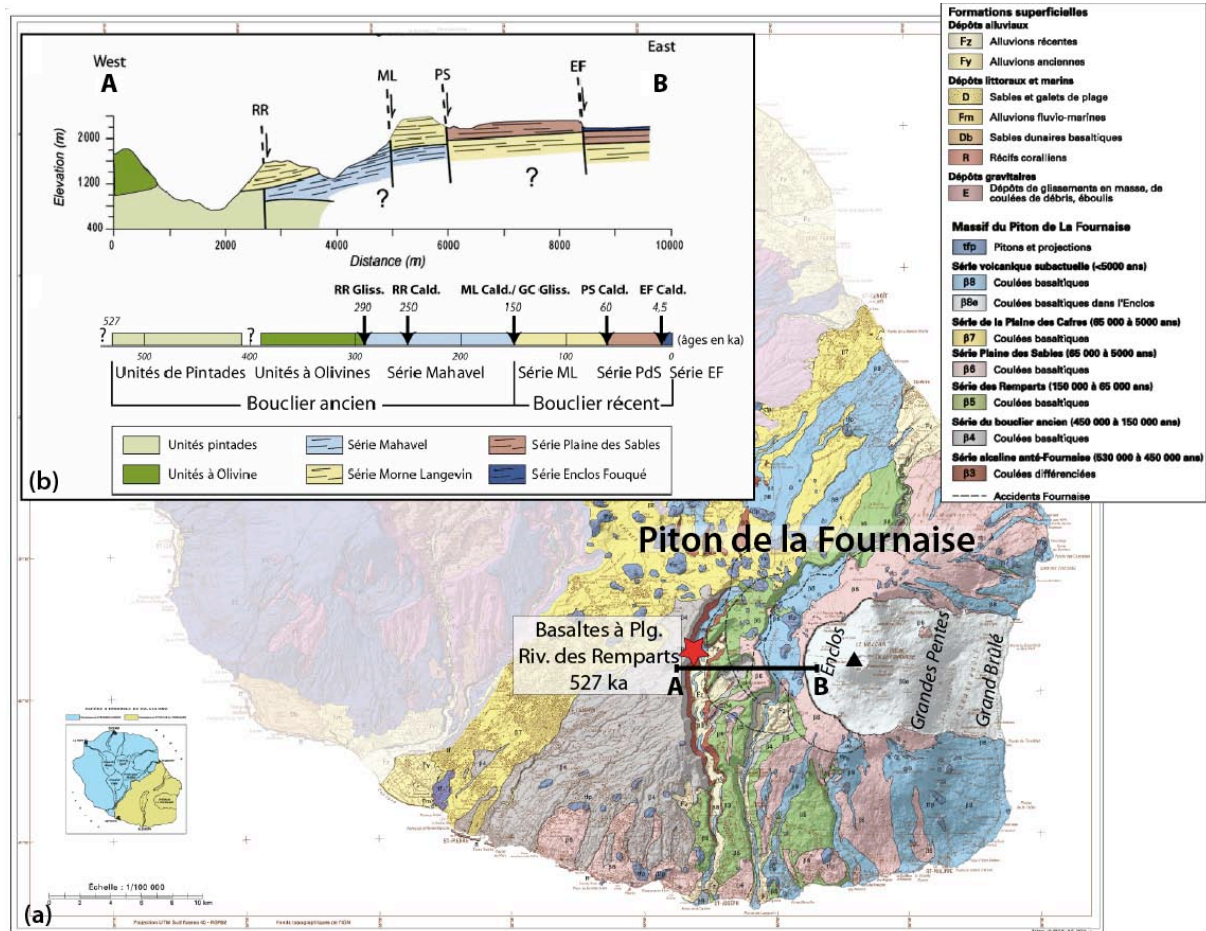


Figure II.21 : **(a)** Carte géologique au 1/100000^e du massif du Piton de la Fournaise – BRGM 2006. L'échantillon de la série différenciée de la rivière des Remparts daté à 527 ka est localisé par l'étoile rouge. **(b)** Modèle structural d'évolution du Piton de la Fournaise le long d'une coupe A-B, d'après Merle et al. (2010) et Smietana (2011). RR : Rivière des Remparts ; ML : Morne Langevin ; PS et PdS. : Plaine des Sables ; EF : Enclos Fouqué. Coordonnées en UTM (km) WGS84.

L'évolution du Piton de la Fournaise est donc caractérisée par une migration de l'activité vers l'Est au cours du temps, associée à la formation de calderas emboîtées de tailles décroissantes. La caldera de l'Enclos Fouqué (ou Enclos), en forme de fer à cheval ouvert sur la mer vers l'Est, concentre la majorité des éruptions historiques et actuelles du Piton de la Fournaise. La caldera de l'Enclos est constituée, d'Ouest en Est, de trois zones à la morphologie distincte (Fig. II.21) :

- une zone amont, l'Enclos s.s., à la topographie relativement plane, au sein de laquelle s'est édifié le cône central,
- une zone intermédiaire, les « Grandes Pentès », marquée par une rupture de pente très forte, cette dernière pouvant atteindre 30° (*Michon et Saint-Ange, 2008*),
- une zone distale, le « Grand Brûlé », formée par des deltas de lave pouvant atteindre la mer, aux pentes comprises entre 4 et 8° (*Michon et Saint-Ange, 2008*).

Le sommet du cône central de la Fournaise est formé de deux cratères principaux : le cratère Dolomieu à l'Est et le cratère Bory à l'Ouest. L'éruption d'Avril 2007 a conduit à l'effondrement du Dolomieu et à la formation d'une caldera sommitale d'1 km de diamètre et d'environ 300 m de profondeur (*Michon et al., 2007^a*).

L'activité éruptive actuelle du Piton de la Fournaise se caractérise par des éruptions fissurales, émettant des coulées de lave fluides et des fontaines de lave pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur. Depuis 2000, une trentaine d'éruptions ont été enregistrées à la Fournaise, en faisant l'un des volcans les plus actifs au monde après le Kilauea à Hawaii.

II.3.2. Structure interne, systèmes intrusifs et formations sous-marines

Les études géophysiques au Piton de la Fournaise ont montré l'existence de deux corps denses sous l'édifice. Le complexe hypovolcanique du Grand Brûlé est attribué au fonctionnement du Volcan des Alizés (*Lénat et al., 2001 ; Gailler et al., 2009*). Le forage réalisé en 1985 dans le Grand Brûlé (*Lerebour, 1987*) a montré la présence d'un complexe gabbroïque et peridotitique (succession de gabbros à olivine, wherlites et dunites) à partir de 838 m de profondeur et jusqu'à l'arrêt du forage à 3003 m de profondeur, soit 2831 m sous le niveau de la mer (*Rançon et al., 1989 ; Lerebour, 1987*). Une seconde anomalie de densité positive, de forme plus ou moins circulaire, est identifiée à cheval entre la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué (Fig. II.22 ; *Gailler et al., 2009*). Ce corps dense est interprété comme un complexe hypovolcanique d'environ 5 km de diamètre appartenant au Bouclier Ancien de la Fournaise (*Gailler et al., 2009*). La présence de xénolites de gabbro et de péridotites dans les produits éruptifs de cette zone tend par ailleurs à conforter cette hypothèse. D'autre part, la majorité du massif aérien de la Fournaise est caractérisé par une anomalie magnétique positive, suggérant un âge postérieur à l'inversion Bruhnes-Matuyama datée à 780 ka (*Lénat et al., 2001*).

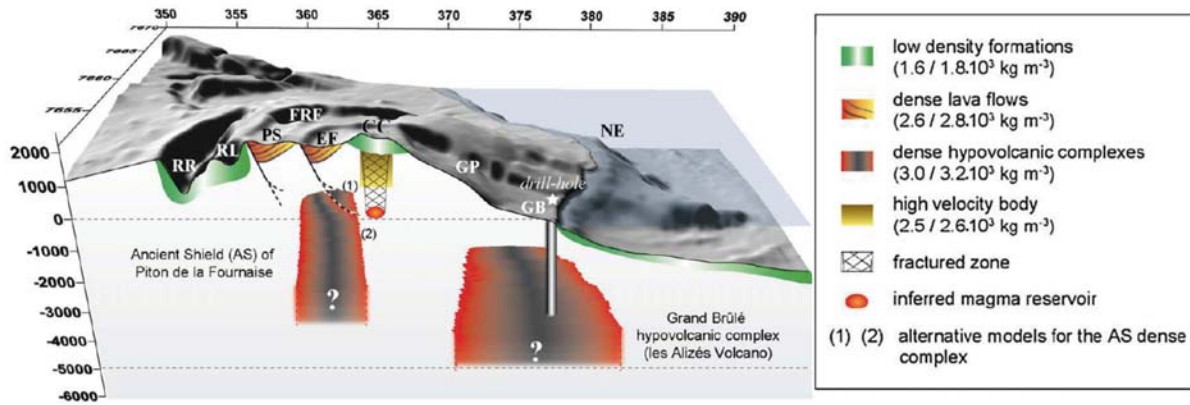


Figure II.22: Modèle interprétatif de la structure interne du Piton de la Fournaise issu des données de gravimétrie et montrant la localisation des deux principaux complexes intrusifs du massif. D'après Gailler et al. (2009). RR : Rivière des remparts ; RL : rivière Langevin ; PS : Plaine des Sables ; FRF : Fond de la rivière de l'Est ; EF : Enclos Fouqué ; CC : cône central, GP : Grandes Pentès ; GB : Grand Brûlé ; NE : rift zone NE. Coordonnées en UTM (km) WGS84.

Deux rift zones principales concentrent la majorité de l'activité intrusive et éruptive du Piton de la Fournaise. Au niveau du cône, ces deux rift zones, orientées N25-30°E et N120°E, ont les caractéristiques des rift zones hawaiiennes et leur direction est cohérente avec les structures crustales majeures (Michon et al., 2007^b ; cf. Figure II.10). Cependant, hors de l'Enclos, les rift zones deviennent diffuses, s'élargissent et s'arquent pour atteindre la mer de part et d'autre de la caldera. Un troisième axe d'injection orienté N120°E, relativement diffus lui aussi, caractérise l'axe de migration de l'activité entre le Piton des Neiges, la Plaine des Cafres, la Plaine des Sables et le cône central du Piton de la Fournaise (Bachèlery, 1981 ; Michon et al., 2009). Les campagnes bathymétriques et océanographiques réalisées au large du Piton de la Fournaise montrent la prolongation des rift zones de l'édifice en mer, sous la forme de deux larges massifs construits à la morphologie plus ou moins érodée (Lénat et al., 1990 ; Smietana, 2011). Les dragages effectués lors des campagnes ERODER2 et GEISER2 sur les rift zones sous-marines ont permis de prélever des échantillons en place datés à $3,77 \pm 0,08$ Ma et $3,34 \pm 0,07$ Ma (Smietana, 2011). Ces datations accroissent significativement la gamme d'âge connue des laves de La Réunion et la signature géochimique de ces échantillons diffère de celle des laves du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Ces laves atypiques sont donc associées à un volcanisme différent et antérieur à celui du Piton de la Fournaise et pourraient appartenir au Volcan des Alizés (Smietana, 2011). La partie sous-marine construite du Piton de la Fournaise (rift-zones nord-est et sud-est) est caractérisée par une anomalie magnétique négative, témoin d'un âge antérieur à 780 ka, confirmant ainsi l'hypothèse de formations laviques anciennes sous le Piton de la Fournaise actuel (Malengreau et al., 1999 ; Lénat et al., 2001 ; Gailler et al., 2009 ; Gailler, 2010).

Dans la prolongation de l'Enclos Fouqué, les pentes sous-marines du Piton de la Fournaise sont formées par l'accumulation d'importants dépôts volcanoclastiques, interprétés comme des dépôts d'avalanche de débris (Lénat et Labazuy, 1990 ; Lénat et al., 1990 ; deVoogd et al., 1999 ; Oehler et al., 2007 ; LeFriant et al., 2011). Contrairement aux dépôts chaotiques des pentes sous-marines du Piton des Neiges qui ne s'étendent pas au-delà de la base de l'édifice, les brèches d'avalanche de débris sous-marines du Piton de la Fournaise sont visibles sur la plaine abyssale jusqu'à 130 km au large de l'île (LeFriant et al., 2011). Un échantillon d'origine subaérienne, dragué au sein de ces formations bréchiques, au cours de la mission MD59-Fournaise 2 en 1988, a été daté à 1,8 Ma (Lénat et al., 2009). Il atteste de l'effondrement d'un massif plus ancien que le Piton de la Fournaise. Lénat et al. (2009) et Smietana (2011) attribuent cet événement au démantèlement du volcan des Alizés.

II.3.3. Activité et déformations récentes

L'activité récente du Piton de la Fournaise se concentre essentiellement au niveau de l'Enclos Fouqué. Plusieurs éruptions « hors Enclos » se sont cependant produites le long des rift-zones NE et SE au cours des 40 dernières années, comme en 1977, en 1986 ou en 1998. Au sein de l'Enclos, l'activité se caractérise par des éruptions fissurales le long d'axes préférentiels orientés N25-30°E et N120°E (Fig. II.23 ; Michon et al., 2009).

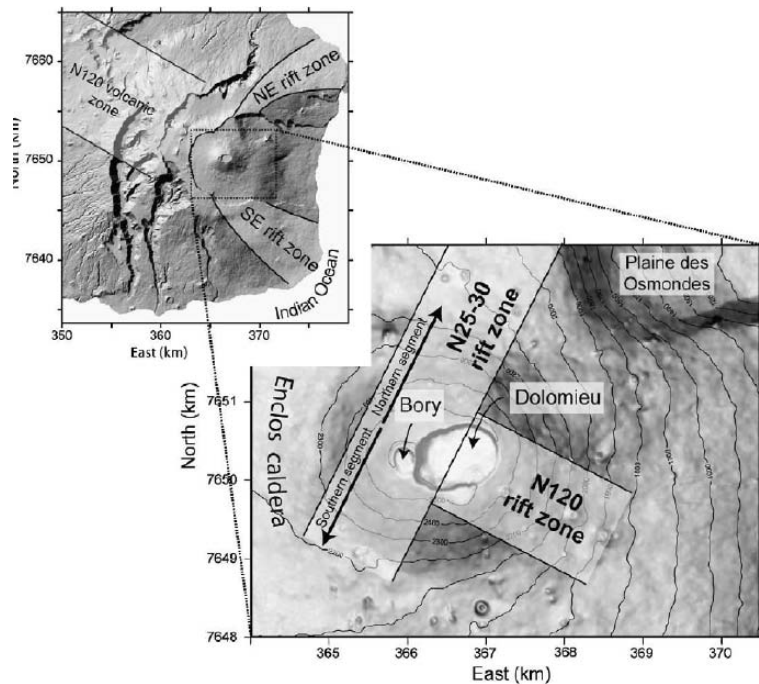


Figure II.23. : Rift zones du Piton de la Fournaise, à l'échelle du massif et à proximité du sommet. D'après Michon et al., 2009.

Depuis 1998, Peltier (2007) distingue trois types d'éruptions en fonction de leur localisation par rapport au sommet de l'édifice.

- Les éruptions sommitales, qui se concentrent dans le cratère Dolomieu. Elles sont caractérisées par l'émission de faibles volumes de magma (exemple de l'éruption d'août 2006).
- Les éruptions latérales proximales, qui se produisent sur les flancs du cône central du Piton de la Fournaise avec l'ouverture de fissures en échelon (exemple de l'éruption d'août 2004).
- Les éruptions distales, qui se déroulent à des altitudes inférieures à 2000 m à plus de 4 km du sommet. Elles sont généralement associées à l'émission d'importants volumes d'océanites (exemple de l'éruption d'avril 2007).

Les intrusions à l'origine des éruptions au Piton de la Fournaise sont modélisées sous forme de dykes subverticaux se propageant latéralement depuis une zone de stockage magmatique superficiel situé sous le sommet (Peltier et al., 2005 ; Peltier et al., 2007). Cependant, certaines éruptions distales, notamment celle de janvier 2004 et d'avril 2007 ont engendré une déformation de surface compatible avec l'intrusion d'un sill en subsurface. D'autre part, les éruptions distales semblent étroitement liées à une déstabilisation lente du flanc est vers la mer. Au cours de l'éruption d'avril 2007, un déplacement horizontal vers l'Est de 1,4 m a été enregistré par les données InSAR (Froger et al., 2010). Depuis la fin de l'éruption, les données GPS et InSAR s'accordent sur l'existence d'un glissement continu du flanc est vers la mer à un taux moyen de 3 cm/an (Brenquier et al., 2012 ; Froger et al., in prep. ; Got et al., soumis). La déstabilisation du flanc est, libre, du Piton de la Fournaise n'est cependant pas un phénomène récent dans l'évolution du Piton de la Fournaise. L'existence de la caldera de l'Enclos, ouverte sur la mer et de produits d'avalanches de débris au large de cette structure semble témoigner de phénomènes d'instabilités récurrents sur le Piton de la Fournaise. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la formation et la géométrie de la caldera de l'Enclos-Grand Brûlé (Fig. II.24).

- D'après Bachèlery (1981), la caldera de l'Enclos-Grand Brûlé résulterait de deux processus distincts : la coalescence de calderas d'effondrement verticaux en amont (Enclos) et la déstabilisation latérale du flanc en aval (Grand Brûlé). La zone de forte pente entre l'Enclos et le Grand Brûlé constituerait la tête du glissement.
- Le modèle de Labazuy (1996) implique une déstabilisation de grande ampleur de toute la zone Enclos - Grandes Pentes - Grand Brûlé, en partie responsable des dépôts

d'avalanche de débris présents sur les flancs sous-marins du Piton de la Fournaise. Ce modèle a été repris plus récemment par Oehler et al. (2004).

- Merle et Lénat (2003) proposent l'implication du système hydrothermal et d'un décollement profond pour expliquer la formation de la caldera. Le glissement du Grand Brûlé sur un horizon altéré à l'interface entre le complexe intrusif du volcan des Alizés et les coulées du Piton de la Fournaise aurait induit un effondrement vertical dans la zone sommitale (Enclos) et la déformation du système hydrothermal.
- Michon et Saint-Ange (2008) remettent en cause l'implication d'effondrements latéraux lors de la formation de la caldera. Ils suggèrent que le Grand Brûlé résulte de la subsidence du complexe intrusif sous-jacent et que la caldera de l'Enclos Fouqué se soit formé en conséquence du fluage du système hydrothermal du Piton de la Fournaise. D'après Michon et Saint-Ange (2008) le fluage du système hydrothermal serait à l'origine des fortes pentes dans la zone située entre l'Enclos et le Grand Brûlé.

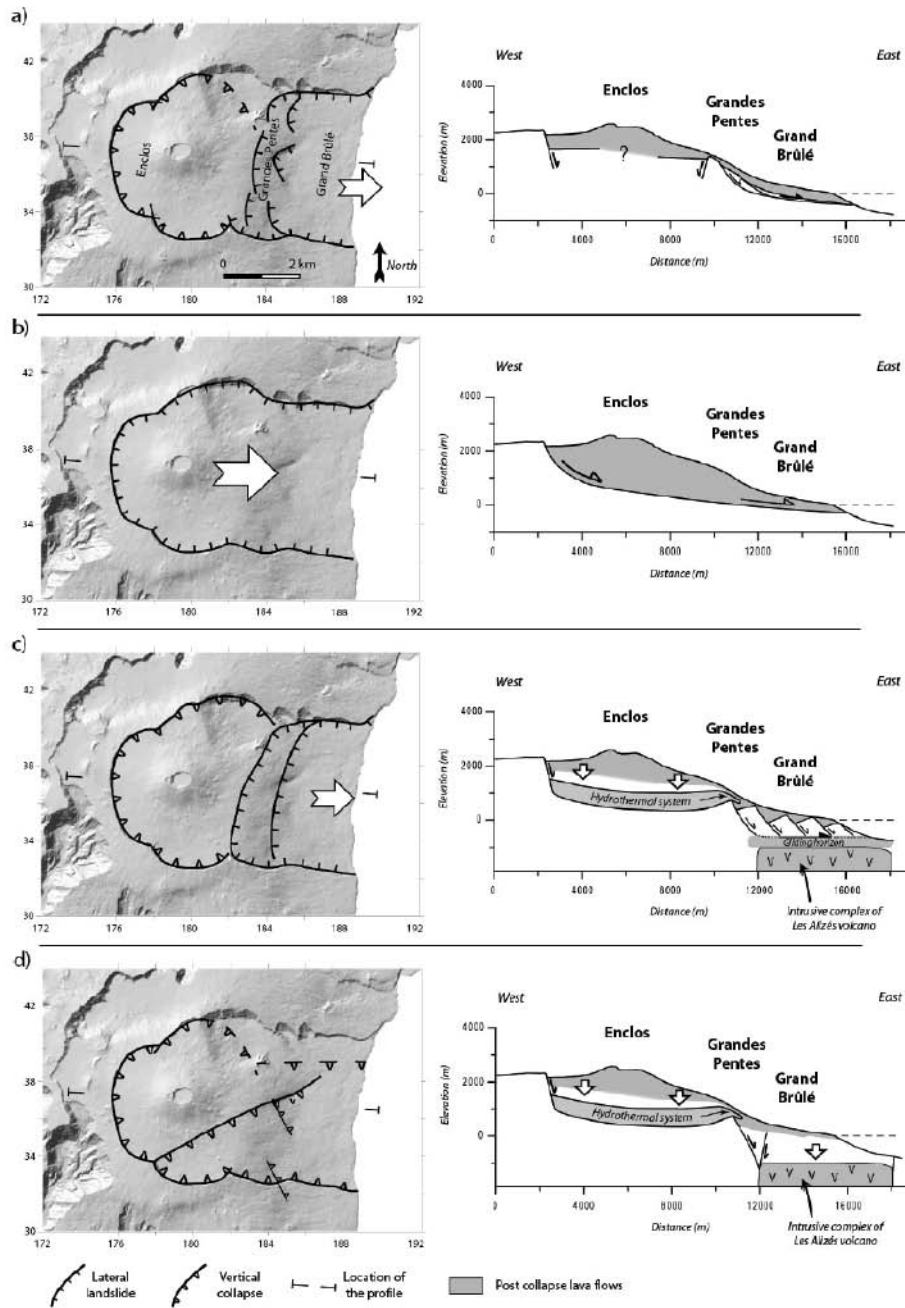


Figure II.24 : Modèles interprétatifs de la formations de la caldera de l'Enclos-Grand Brûlé. **(a)** Modèle de Bachèlery (1981), **(b)** modèle de Labazuy (1996) repris par Oehler et al. (2004), **(c)** modèle de Merle et Lénat (2003) et **(d)** Modèle de Michon et Saint-Ange (2008) Coordonnées en Gauss Laborde Réunion. D'après Bachèlery et Michon (2010).

II.4. Conclusion

La Réunion est un massif volcanique jeune soumis à une érosion intense sous un climat tropical. L'érosion du Piton des Neiges présente l'intérêt majeur d'exposer la **structure interne** de cet édifice où affleurent des structures relativement préservées. L'accès exceptionnel fourni par le creusement des trois Cirques nous renseigne sur la **géométrie du système intrusif profond**. D'autre part, la reconnaissance de dépôts de brèches d'avalanches de débris dans les Cirques, sur le littoral et sur les flancs sous-marins nous informe sur les **processus de déstabilisation** ayant affecté de l'édifice et sur l'occurrence d'effondrements latéraux rapide et en masse au cours de l'évolution du Piton des Neiges. Enfin, la découverte récente d'un plan de détachement interne à l'édifice, intrudé par une imposante pile de sills et siège d'une importante déformation ductile et fragile pose la question des **modes de déformation des volcans boucliers** et de la relation entre cette déformation et la mise en place d'intrusions magmatiques au sein de l'édifice.

Au Piton de la Fournaise, l'étude de la déformation de surface actuelle, suggère l'existence d'un **plan de faiblesse subhorizontal favorisant le glissement du flanc est vers la mer**. Ce glissement lent semble en partie associé à l'activité magmatique, notamment lors des éruptions distales.

Si, à partir des observations de surface, déformation lente, activité magmatique et déstabilisations semblent des phénomènes étroitement associés sur les volcans boucliers, les **mécanismes et les interactions structurales entre ces phénomènes sont encore peu compris**, par manque d'observation des processus internes. C'est pourquoi, dans le prochain chapitre nous présentons une étude structurale détaillée du Piton des Neiges, basée sur les premiers travaux de Famin et Michon (2010) dans le Cirque de Salazie, afin de mieux appréhender les mécanismes de déformation et d'intrusions dans les zones internes des volcans boucliers basaltiques.

CHAPITRE III

*Etude des formations de fond de
Cirques – Nouvelles interprétations*

Chapitre III - Etude des formations de fond de Cirques – Nouvelles interprétations

III.1. Introduction

L'érosion intense des trois Cirques du Piton des Neiges a exposé des formations anciennes et fournit un accès exceptionnel à la structure interne de l'édifice. Parmi les rares études qui se sont attachées à étudier les formations de fond de Cirques (*Chevallier, 1979 ; Maillot, 1999 ; Arnaud, 2005 ; Oehler, 2005 ; Lacquement et Nehlig, 2008*), un consensus émerge sur la présence d'importants volumes de brèches d'avalanches de débris au sein des Cirques. Cependant, les interprétations tentant de reconstituer l'histoire des déstabilisations du Piton des Neiges à travers ces dépôts d'avalanche de débris sont toutes relativement divergentes et aucun modèle unificateur n'est pour l'instant accepté. En effet, la faible continuité des dépôts à travers les Cirques, leurs remaniements potentiels et le relief extrêmement accidenté rendent délicat la reconnaissance des faciès, leur classification et leur cartographie.

L'étude de la déformation et des systèmes intrusifs du Piton des Neiges menée au cours de ce travail a impliqué l'identification, la description et la cartographie des différentes formations de fond de Cirques. Cette caractérisation des unités profondes du Piton des Neiges a également consisté à rechercher des évidences cinématiques du sens d'écoulement des brèches exposées et à déterminer l'âge de mise en place de ces dépôts. Le croisement de nos observations de terrains réalisées dans les Cirques de Salazie, Mafate et Cilaos et de données de datations anciennes et récentes (*McDougall, 1971 ; Kluska, 1997 ; Cruchet et al., 2008 ; Salvany, 2009 ; Berthod, 2012*) apporte de nouvelles contraintes sur l'organisation structurale et sur la cinématique des unités de brèches. Ces nouvelles contraintes sont synthétisées dans ce chapitre. Elles nous permettent de préciser ou d'invalider les interprétations précédemment formulées et d'en proposer de nouvelles sur l'évolution morpho-structurale du Piton des Neiges.

Dans ce chapitre ne seront présentées que les formations présentant un intérêt pour la reconstruction de l'évolution du Piton des Neiges ou dont l'étude apporte de nouvelles

contraintes structurales et/ou chronologiques. Les formations superficielles récentes de type brèches de pentes, alluvions, colluvion, coulées de boue ne seront donc que très peu abordées.

III.2. Formations bréchiques et volcaniques remarquables intra-Cirques

III.2.1. Les brèches du Cirque de Salazie

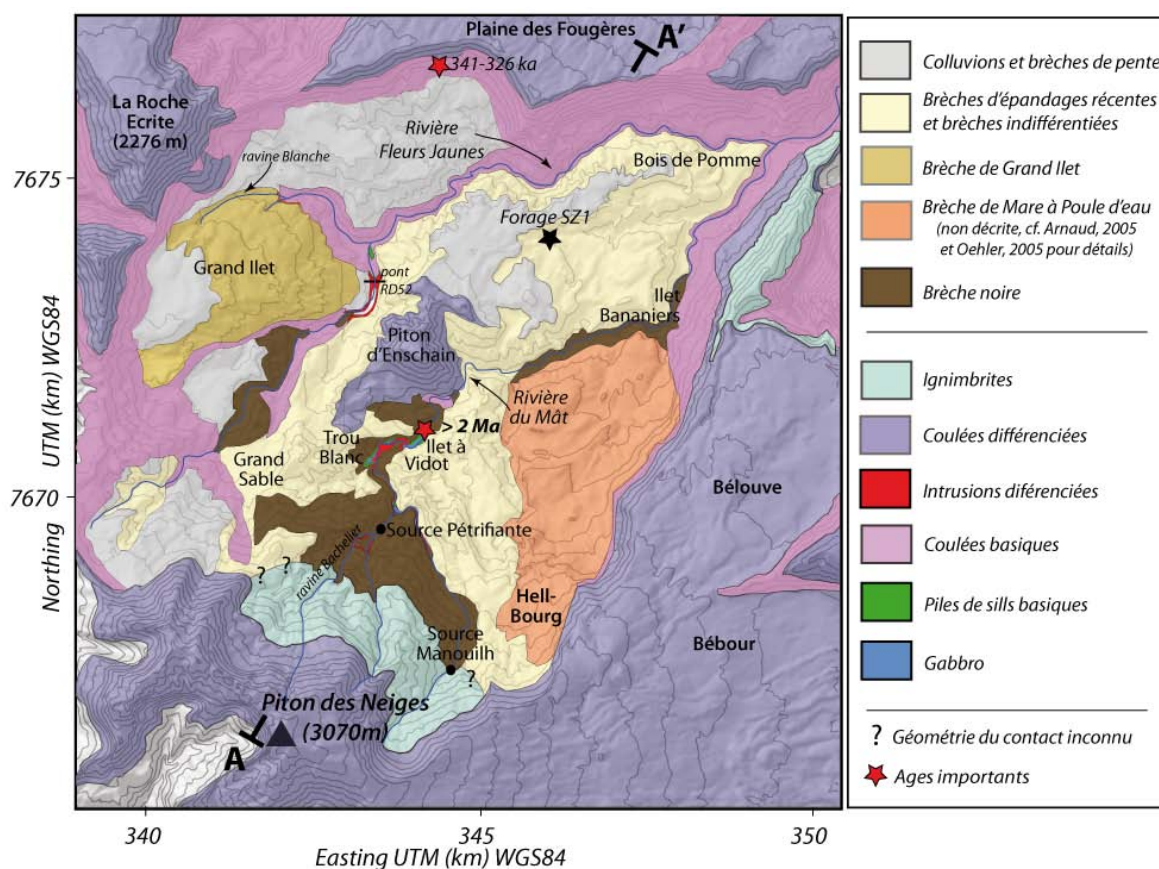


Figure III.1 : Cartographie simplifiée du Cirque de Salazie et des différentes unités de brèches y affleurant.

La Brèche Noire : La Brèche Noire a fait l'objet des études détaillées de Famin et Michon (2010) puis de Berthod (2012). La description de l'unité présentée ci-dessous se réfère donc essentiellement à ces travaux et est complétée par nos propres observations de terrain. La Brèche Noire constitue une unité sombre, très indurée et compactée (Fig. III.2), présentant une importante altération hydrothermale dans le faciès schistes verts (chlorite et serpentine). Elle est caractérisée par l'absence de stratification et de mélange et par un faciès matriciel

dominant. La brèche est polygénique et composée uniquement d'éléments de composition basique (basaltes aphyriques, à olivines, océanites, gabbro) et zéolitisés. Les éléments sont de taille centimétrique à pluri-métrique, de forme généralement sub-anguleuse. Ces derniers présentent fréquemment des structures en jig-saw cracks (Fig. III.2.c), notamment à proximité de la base de l'avalanche. Quelques mégablocs pluri-décamétriques sont observés dans l'avalanche et peuvent présenter un contact faillé avec la matrice. Ce type de structure a notamment été observé dans la rivière du Mât à 640 m d'altitude. De nombreuses structures de déformation tels que des plans de failles minéralisés striés, des plans de cisaillement (Fig. III.2.a, b), des éléments déformés et étirés (Fig. III.2.a) et des figures de fluidalité sont également observés dans la brèche et suggèrent une direction d'écoulement vers le Nord (Famin et Michon, 2010). La semelle de la Brèche Noire peut être marquée par une importante déformation cisailante à l'état ductile attestant d'un processus de fluidisation à la base de la brèche lors de sa mise en place. Enfin, la Brèche Noire est fréquemment recoupée par des intrusions magmatiques, de compositions basique et différenciée. Une épaisse intrusion de syénite recoupe notamment la brèche entre 850 et 750 m d'altitude dans la rivière du Mât (syénite de Trou Blanc, Fig. III.1, Fig. III.4a).

L'unité de Brèche Noire est reconnue de 1290 m d'altitude au Sud-Est du Cirque (Source Manouilh) à 400 m d'altitude au niveau de l'Ilet Bananiers, près de l'exutoire du Cirque (Fig. III.1). D'après Arnaud (2005), la Brèche Noire serait exposée jusqu'à 300 m d'altitude à la confluence entre la rivière Fleurs Jaunes et la rivière du Mât (Bois de Pomme), mais cette observation n'a pas été vérifiée. La Brèche Noire constitue l'unité de brèche la plus profonde observée dans le Cirque de Salazie. Elle recouvre soit des coulées de lave basiques à faible pendage Nord (observées dans la rivière Fleurs Jaunes entre 710 et 740 m d'altitude), soit des piles de sills basiques, décrites par Famin et Michon (2010) dans la rivière du Mât, à 850 m et 670 m d'altitude (Fig. III.2.d). L'étude de Berthod (2012) suggère que ces sills sont antérieurs à la Brèche Noire. La Brèche Noire recoupe des coulées d'océanites au niveau d'un contact structural majeur orienté N130° 55°E, situé à 1250 m d'altitude, à l'extrémité sud du Cirque (ravine Bachelier, amont source pétrifiante, Fig. III.2.e, f ; Fig. III.4a). Lorsque le toit de la brèche est exposé, celui-ci est recouvert soit par:

- des coulées de lave basiques, à proximité du contact structural précédemment cité (1250 m d'altitude, Fig. III.4a) et à 400 m d'altitude, dans le rempart nord-est du Cirque (Ilet Bananiers, cascade du Voile de La Mariée),
- une intrusion ignimbrétique à 1180 m d'altitude (ravine Bachelier, amont source pétrifiante, Fig. III.4a),

- des coulées différenciées au niveau du Piton d'Enchain, à 650 m d'altitude (rivière du Mât, Fig. III.4a),
- des sills de composition basique et différenciée, dans la rivière Fleurs Jaunes, à 680 m d'altitude (pont de la RD52),
- ou enfin par des formations bréchiques postérieures (Fig. III.4a et b).

L'extension distale et latérale de la Brèche Noire demeure plus spéculative. Aucune évidence de la présence de la Brèche Noire n'est trouvée dans la partie nord-est de Mafate accolée à Salazie mais la plus faible incision de cette partie du Cirque de Mafate ne permet pas d'atteindre des niveaux structuraux équivalents. D'autre part, il n'existe pas à l'heure actuelle d'évidence directe du passage de la Brèche Noire sous le rempart Nord de Salazie, daté à 341 ka (Salvany, 2009). Cependant, les investigations menées dans la galerie de basculement des eaux « Salazie Amont », sous la Plaine des Fougères ont permis d'identifier une unité de brèche à éléments basiques d'épaisseur inconnue à environ 350 m d'altitude (PM 550, Fig. III.23). Cette altitude est tout a fait compatible avec l'altitude minimale de la Brèche Noire dans Salazie. Les deux brèches, toutes deux recouvertes par des coulées pahoehoe basiques, pourraient ainsi se situer au même niveau stratigraphique.

Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur un sill recouvert par la Brèche Noire (et probablement antérieur, Berthod, 2012) et sur des intrusions recoupant l'unité donnent respectivement des âges de $2,64 \pm 0,55$ Ma et de $2,13 \pm 0,41$ à $2,38 \pm 0,47$ Ma (Berthod, 2012).

L'ensemble des critères texturaux et structuraux déterminés dans cette unité, nous permettent d'interpréter la Brèche Noire comme une brèche d'avalanche de débris, en accord avec Famin et Michon (2010) et Berthod (2012). Son épaisseur est estimée à environ 200 m. La zone source de cette avalanche se situerait à proximité du contact structural brèche/coulée identifié vers 1250 m d'altitude et l'avalanche se serait mise en place vers le Nord (Fig. III.4a). Les âges des dykes recoupant la brèche permettent d'estimer l'âge de mise en place de l'avalanche entre 2 et 3 Ma. Si cet âge permet d'anticiper le début de l'histoire subaérienne du Piton des Neiges de près d'1 Ma, il met également en évidence l'occurrence de déstabilisation majeures dès cette époque et suggère l'existence d'un édifice au volume déjà imposant. La présence de la brèche sous les coulées du rempart nord-est de Salazie, attribuées à la phase PN2 (600-430 ka) par Salvany (2009) suggère une extension de l'avalanche hors de la limite actuelle du Cirque (Fig. III.4a). D'autre part, la présence de brèches d'avalanche à proximité du littoral NNE de La Réunion (Brèche de Sainte-Suzanne, Bret et al., 2003 ; Oehler, 2005, Fig. III.23) et de dépôts d'avalanches en mer (relief sous-marin Nord, Oehler et al., 2007) témoigne de l'occurrence d'évènements catastrophiques orientés vers le Nord dans cette partie du

massif. Les cicatrices d’avalanche des Marsouins et de Mafate (Oehler, 2005) se situent dans la gamme d’âge minimum de mise en place de la Brèche Noire (2 Ma). Il est donc possible que la déstabilisation du flanc Nord à l’origine de la Brèche Noire soit également responsable de la formation des calderas d’avalanche des Marsouins ou de Mafate, englobant l’ensemble du flanc nord et NNE du Piton des Neiges.



Figure III.2: **(a)** Plan strié et élément étiré dans le Brèche Noire. **(b)** Matrice déformée et altérée (teinte verdâtre) et bloc lavique sain dans la Brèche Noire. **(c)** Élément fracturé en jig-saw cracks au sein de la matrice **(d)** Contact entre la Brèche Noire et le sill supérieur de la pile de sill de la rivière du Mât (650 m d’altitude). **(e)** et **(f)** Contact supérieur entre la Brèche Noire et les coulées de lave basique observé dans la ravine Bachelier à 1250 m d’altitude. Ce contact entre ces deux unités est faillé et présente un jeu certainement normal.

La Brèche de Grand Ilet : L’affleurement principal se situe sur la RD52 menant à Grand Ilet à environ 880 m d’altitude et correspond à l’affleurement décrit par Arnaud (2005) comme le stratotype « Grand Ilet ». Cette unité de brèche est faiblement indurée (Fig. III.3.a, d). Elle est formée de passées de brèche basique et contient également des éléments de composition différenciée (basalte à phénocristaux de plagioclase, Figure III.3.b). L’ensemble de la brèche, hétérogène et constituée de blocs emballés dans une matrice sableuse à graveleuse, présente une intense déformation fragile (failles normales métriques, Fig. III.3.a) et une importante altération hydrothermale (chlorite, serpentine). Des textures fluidisées et structures en jig saw cracks affectent les éléments, quelle que soit leur composition. Aucune intrusion recoupant cette unité de brèche n’est observée.

La Brèche de Grand Ilet forme la majeure partie de l’ilet du même nom et est identifiée entre 700 m et 950 m d’altitude environ (Fig. III.1). Elle recouvre des coulées pahoehoe basiques (visibles dans la ravine Roche à Jacquot et la rivière Fleurs Jaunes) et la Brèche Noire (dans la rivière Fleurs Jaunes en amont du pont de la RD52, Fig. III.1). La base de la brèche est caractérisée par la présence de plusieurs sills dont certains sont de composition différenciée (trachyte, Figure III.3.c).

La Brèche de Grand Ilet est interprétée comme une brèche d’avalanche de débris. Cette avalanche se serait produite tardivement, après 350 ka (Phase III, IV, voire post-activité), et s’est probablement écoulée vers l’Est-Nord-Est, en utilisant les sills comme base de glissement. De nos jours, une déformation lente et continue, de plusieurs centimètres voire dizaines de centimètres par an est enregistrée au niveau de Grand Ilet, orientée vers le Nord-Est ou vers l’Est (i.e. vers le bord libre de l’ilet, *Garnier et al., 2008*). Les sills semblent là aussi jouer le rôle de semelle à ce glissement lent (*Garnier et al., 2008*). Contrairement à l’interprétation d’Arnaud (2005), l’âge du rempart nord du Cirque de Salazie (341 ka ; *Salvany, 2009*) contraint l’extension latérale de la brèche et suggère que l’avalanche est restée confinée dans le Cirque.

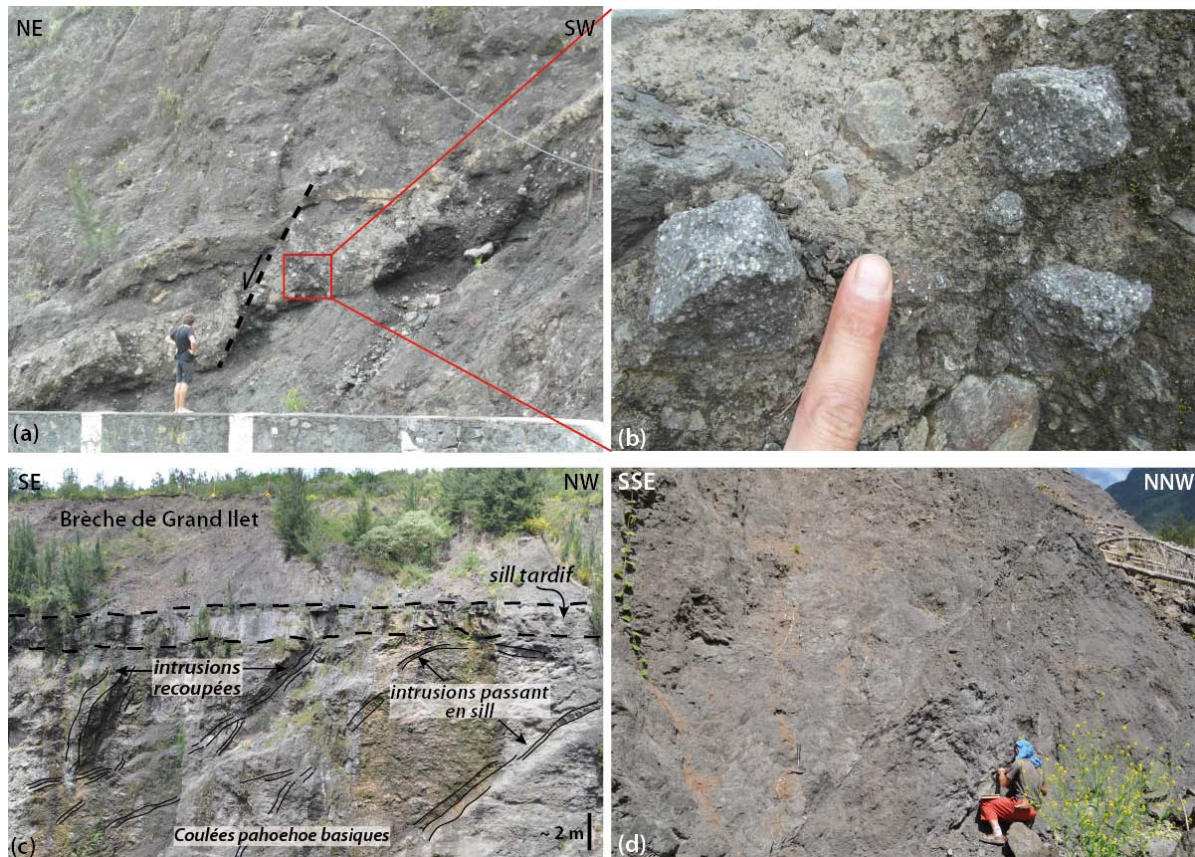


Figure III.3 : **(a)** La Brèche de Grand Ilet affleurant sur le bord de la route entre la rivière Fleurs Jaunes et le village de Grand Ilet. Cet affleurement est caractérisé par la présence de passées de composition uniquement basique et de passées à composition différenciée plus indurées. L'ensemble est recoupé par des failles normales métriques et a subi une importante altération hydrothermale (Ph. P. Belle). **(b)** Basalte à phénocristaux de plagioclase (roches pintade) au sein de la brèche de Grand Ilet suggérant une mise en place au cours de la phase différenciée du volcan (Ph. P. Belle). **(c)** Contact coulées/brèche vu depuis la ravine blanche au Nord de Grand Ilet. Le contact est intrudé par un sill trachytique. **(d)** La Brèche de Grand Ilet affleurant dans la ravine Blanche. Dans cette zone, la brèche a une composition uniquement basique.

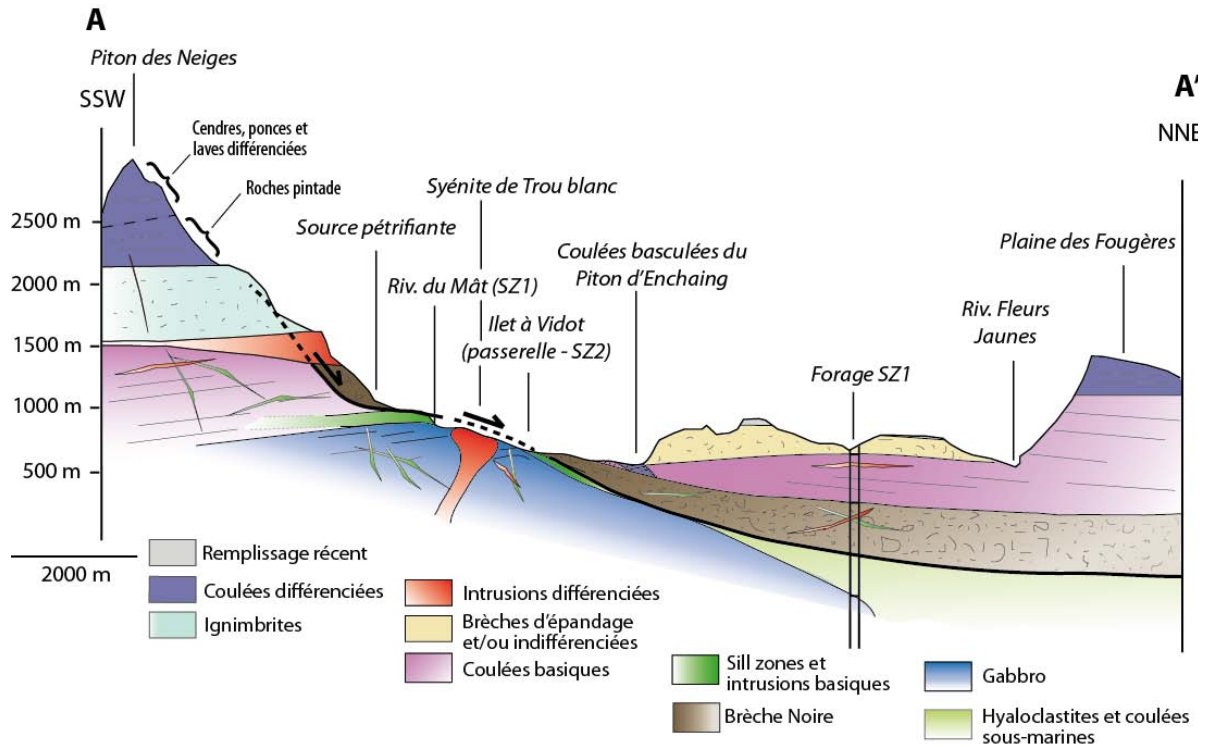


Figure III.4 : Coupe interprétative NNE-SSW du Cirque de Salazie. Cette coupe a pu être réalisée grâce à une l'expédition canyon au Piton des Neiges en octobre 2009 et intègre les données issues du forage de Salazie (Demange et al., 1989).

III.2.2. Les brèches et la rift zone du Cirque de Mafate

III.2.2.1. Description des unités bréchiques de Mafate

Parmi les rares descriptions des brèches exposées dans le Cirque de Mafate, seuls Lacquement et Nehlig (2008) proposent des âges et des directions d'écoulement pour plusieurs unités, reconnues essentiellement dans la moitié sud du Cirque. Cependant, nos observations de terrain et nos interprétations diffèrent significativement de leurs propres descriptions.

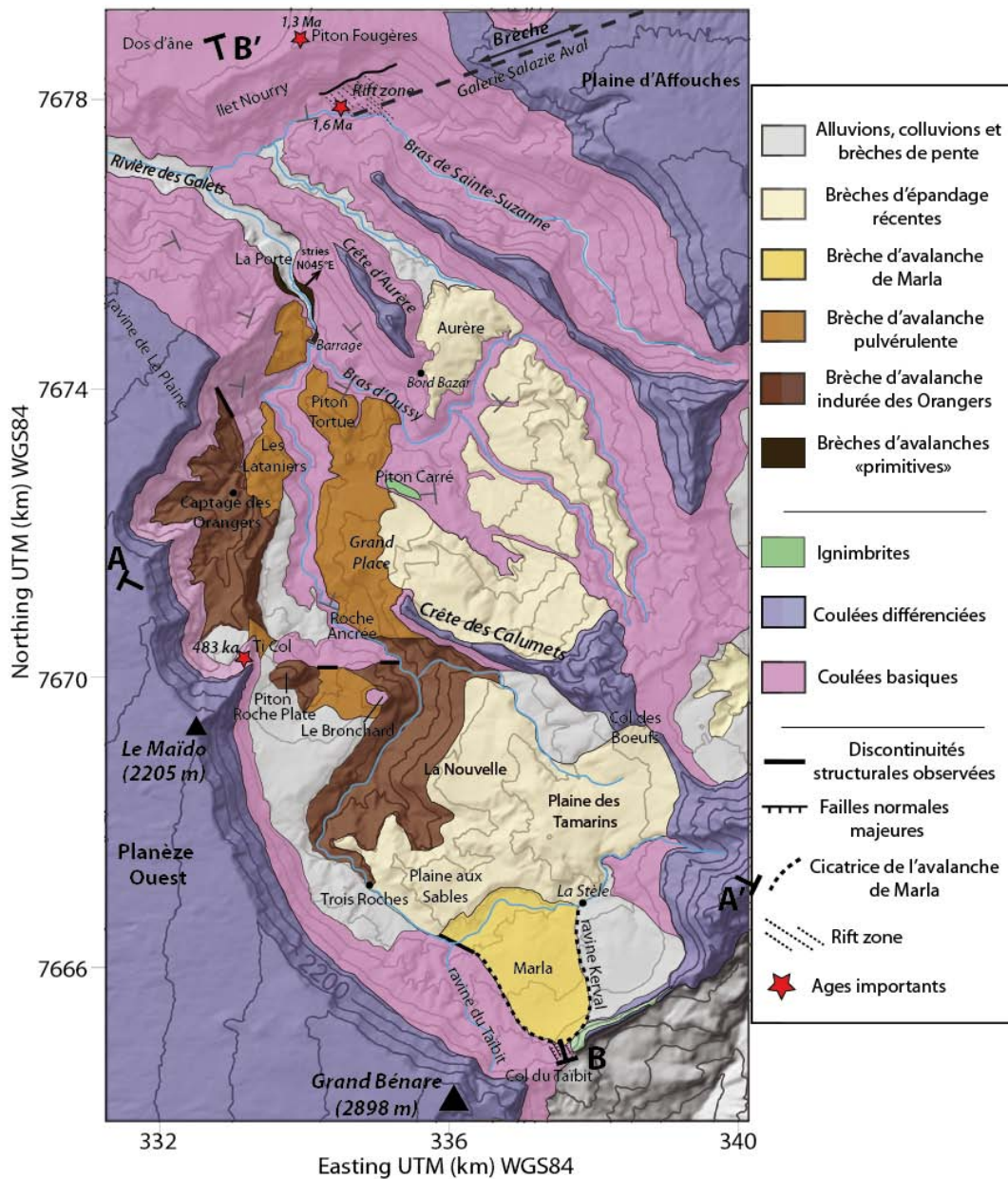


Figure III.5 : Cartographie simplifiée du Cirque de Mafate et des principales unités de brèches. Les profils des coupes A-A' et B-B' présentées en figures III.10 et III.15 sont localisés.

Les brèches « primitives » : Entre 320 et 300 m d'altitude, dans la rivière des Galets (entre le barrage et « La Porte », Fig. III.5) deux unités de brèches affleurent sur une soixantaine de mètres d'épaisseur et sont localement intercalées avec des coulées de lave basiques. Les brèches « primitives » sont de couleur marron à noire, sont très altérées et moyennement à fortement indurées (Fig. III.6.a, c) et sont dominées par un faciès matriciel. Les éléments sont zéolitisés, de nature exclusivement basique, de taille centimétrique à décimétrique et de forme subanguleuse. Des structures en jig-saw cracks sont observés, notamment en rive gauche au niveau de « La Porte ». Au niveau du barrage, les figures en jig-

saw cracks sont très rares et les blocs sont peu fracturés. Le dépôt peut également présenter une stratification grossière qui n'est plus observée en aval (Fig. III.6b). Enfin, à ce niveau, l'unité est recoupée par une quinzaine d'intrusions de basalte à olivine. Ces deux unités de brèches se situent au Nord de la limite d'effondrement associée à la brèche des Orangers (~1 Ma, Fig. III.5) et se situent clairement en position stratigraphique inférieure. Elles constituent les unités lithologiques les plus profondes dans le Cirque de Mafate (Fig. III.15).

Au niveau du barrage, en rive droite, le contact entre coulées et brèches, marqué par une surface de cuisson rougeâtre se verticalise dans la zone amont de l'affleurement (Fig. III.6.b, c). Au niveau de La Porte, en rive droite également, la coulée de lave en contact subhorizontal avec l'unité de brèche supérieure présente une surface striée. Ces stries sont orientées N45°E (Fig. III.6.d, e).



Figure III.6 : Les brèches « primitives » **(a)** A « La Porte », vue sur la rive gauche de la rivière des Galets, la présence d'une coulée de lave intercalée entre les deux unités de brèches. **(b)** Contact subhorizontal entre les brèches primitives et une coulée de lave basique au niveau du barrage de la rivière des Galets. **(c)** Contact subvertical entre cette coulée et les brèches. Cette photo a été prise quelques mètres en amont de la précédente. **(d)** et **(e)** Stries de friction sur la surface d'une coulée de lave surmontée par la brèche d'avalanche « primitive » supérieure.

Entre ces deux affleurements, les brèches primitives sont fréquemment plaquées par une autre formation bréchique contenant des éléments différenciés (basaltes à phénocristaux de plagioclases) et interprétée comme des dépôts de coulées de débris récentes.

Les brèches primitives sont recouvertes par des coulées de lave basique formant la crête d'Aurère. Ces coulées présentent des valeurs de pendage très homogène, de 10-15° vers le NE (Fig. III.7, Fig. III.15).

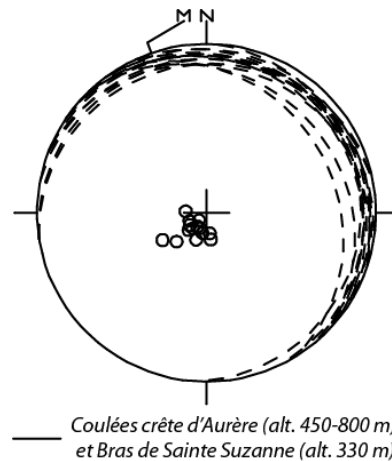


Figure III.7 : Stéréodiagramme représentant les plans de stratification et les pôles associés des coulées de lave basiques de la crête d'Aurère et du Bras de Sainte-Suzanne. Ces coulées sont en position stratigraphique supérieure par rapport aux brèches primitives. Leur pendage dominant vers le NE suggère l'existence d'une paléo-dépression dans cette direction lors de leur mise en place (Projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

D'autre part, dans la galerie Salazie Aval (recoupant le massif de la Plaine d'Affouches et de la Roche Ecrite entre le Bras de Sainte-Suzanne et la Rivière des Pluies à environ 350 m d'altitude), Bret (2002) reconnaît une unité de brèche basique entre les Points Métriques 2000 et 2800 (Fig. III.5). Cette brèche est composée d'éléments altérés emballés dans une matrice silteuse à sableuse zéolitisée. De nombreuses surfaces striées y sont observées et les éléments sont fréquemment fracturés en jig-saw cracks. Bret (2002) propose plusieurs interprétations quant à l'origine de cette brèche, et parmi elles, une origine de type avalanche de débris.

Nous interprétons ces brèches « primitives » comme deux unités de brèches d'avalanches de débris. Au niveau du barrage, les brèches présentent un faciès plus proche d'un écoulement hyperconcentré de type coulée de débris, suggérant l'incorporation d'eau lors de l'écoulement ou un remaniement postérieur. La présence de coulées de lave basiques intercalées implique l'occurrence d'au moins deux événements d'effondrements successifs. Les stries à la surface des coulées témoignent d'importants phénomènes de friction à la base de

l'unité de brèche primitive supérieure et suggèrent une direction d'écoulement vers le SW ou le NE. La direction des stries N45°E est parfaitement en accord avec la position des brèches décrites par Bret (2002) dans la Galerie Salazie Aval au NE du Cirque (Fig. III.5). Par ailleurs, le pendage des coulées sus-jacentes suggère l'existence d'une dépression ouverte vers le NE. Nous proposons donc que les brèches primitives soient les témoins d'une déstabilisation du flanc Nord du Piton des Neiges vers les NE. Ces brèches passeraient alors sous le rempart nord de Mafate (Fig. III.15) dont l'unité supérieure est datée à 1,3 Ma (Piton Fougères, Salvany, 2009). D'autre part, une intrusion recoupant les coulées sus-jacentes est datée à 1,6 Ma (Bras de Sainte-Suzanne ; Kluska, 1997). Ces âges témoigneraient donc d'une déstabilisation antérieure à 1,6 Ma. L'âge et l'orientation de ces deux déstabilisations successives sont compatibles avec les cicatrices d'avalanches des Marsouins et de Mafate proposées par Oehler (2005).

La Brèche des Orangers : le seul consensus sur les brèches du Cirque de Mafate concerne la brèche exposée dans le rempart nord-ouest du Cirque au niveau du captage de la Canalisation des Orangers (Figs. III.5, III.9, III.12). Cette brèche est une unité sombre, fortement indurée, compacte et zéolitisée (Fig. III.8). L'unité ne présente pas de stratification générale. Elle est composée uniquement d'éléments de composition basique d'origine lavique ou bréchique de forme subanguleuse. Les éléments de la matrice sont de taille décimétrique à métriques présentant fréquemment des structures en jig-saw cracks (Fig. III.8.c) ou des textures de fluidalité. Des mégablocs pouvant atteindre des tailles pluri-décamétriques sont également observés (Fig. III.8.a, d). Ces derniers, malgré leur intense fracturation, peuvent conserver leur stratigraphie initiale générale (Fig. III.8.d). Ce type de structure est notamment observé sur la face nord-ouest de l'îlet de La Nouvelle, où localement, la stratification des blocs présente de très forts pendages (60°W). La brèche est recoupée par quelques rares intrusions basiques (Fig. III.8.g, Fig. III.12) et par peu de failles.

La Brèche des Orangers affleure sur une épaisseur d'environ 550 m dans le rempart nord-ouest du Cirque de Mafate, entre 1200 et 650 m d'altitude (Fig. III.5, Fig. III.9). Elle est également reconnue dans la moitié sud-ouest du Cirque, à des altitudes comprises entre 1355 m (Piton Bérone – crête des Orangers) et 650 m à sa base (Fig. III.5). Cette dernière repose sur des coulées de lave pahoehoe déformées, visibles dans la ravine Grand-Mère (Fig. III.8.b). Un contact similaire entre la brèche et des coulées basiques (formant un large plateau à 600 m d'altitude) est suspecté au pied de la crête des Orangers mais se trouve masqué par des dépôts de pente (Fig. III.12).

Le toit de la Brèche des Orangers est recouvert par plusieurs unités (Fig. III.10, III.12, III.15).

- Des coulées de basalte à olivine dans le rempart, au sommet du Bronchard et aux Trois Roches. Le contact subhorizontal entre la brèche et les coulées est situé à 1200 m pour ces trois affleurements. Au niveau des Trois Roches, le contact est cependant intrudé par un sill différencié. Les coulées ont été datées à 483 ka dans le rempart ouest, à 1560 m d'altitude (McDougall, 1971),

- Une brèche pulvérulente basique au Ti Col (1293 m),
- Une unité de brèche d'épandage récente à 1300 m d'altitude (ilet de La Nouvelle)

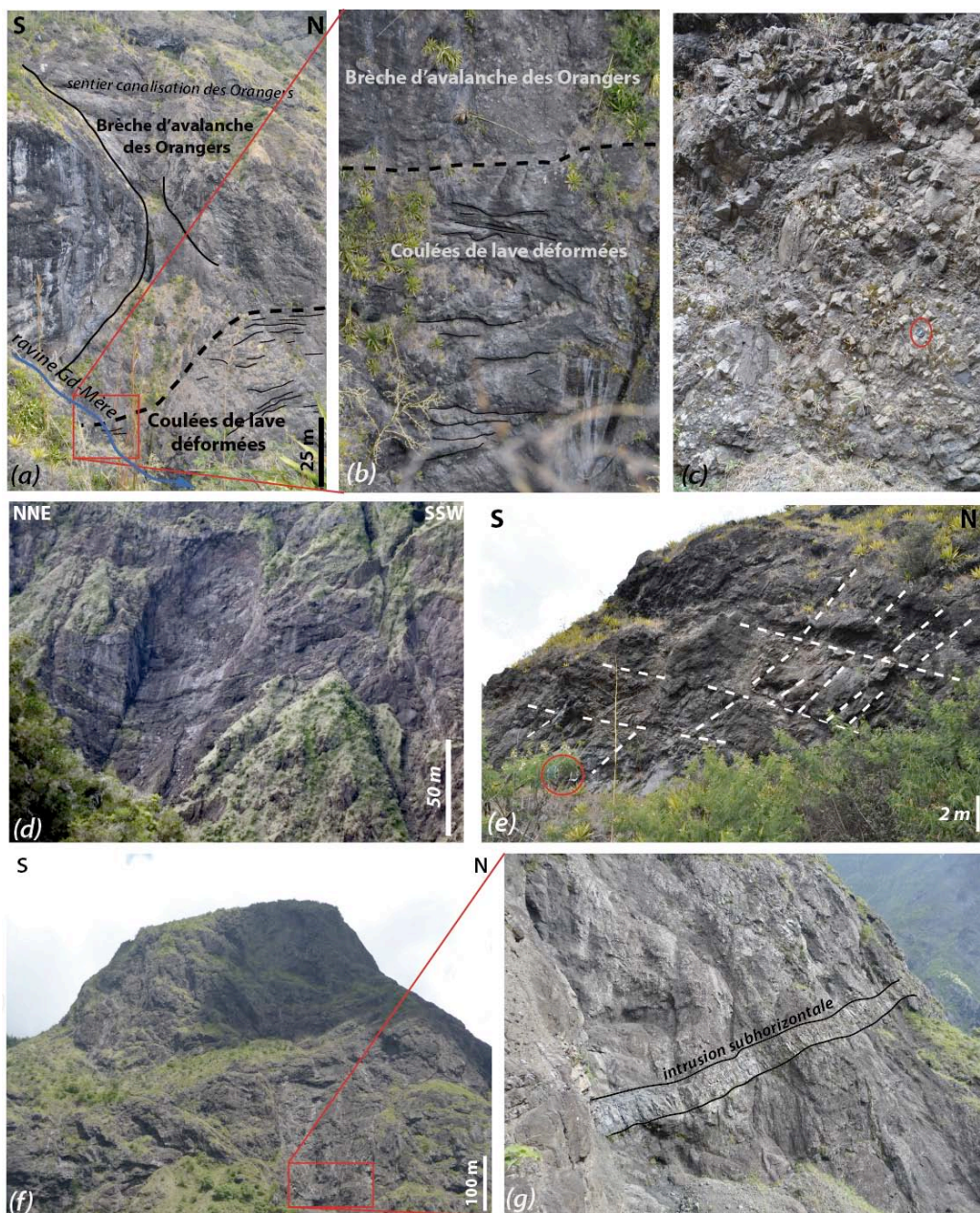


Figure III.8 (page précédente): La Brèche des Orangers dans le Cirque de Mafate. **(a)** Vue sur la brèche exposée dans le rempart NW du Cirque au niveau du sentier de la Canalisation des Orangers. La brèche est constituée de larges mégablocs d'avalanche emballés dans une matrice fine indurée. Un litage est parfois discernable, témoin de la présence de blocs de coulées de lave dans la brèche. **(b)** Vue zoomée sur le contact entre la brèche et les coulées de lave sous-jacentes, observé à 650 m d'altitude. **(c)** Figures en jig-saw cracks dans l'avalanche affleurant sur le sentier de la Canalisation des Orangers. L'échelle (centimétrique) est entourée d'un cercle rouge. **(d)** Vue sur la Brèche des Orangers formant l'ilet de La Nouvelle depuis le Bronchard (rive gauche de la rivière des Galets). La stratigraphie des coulées de lave emballées dans la brèche est encore parfois visible. **(e)** Faciès proximal latéral de la brèche des Orangers : les blocs laviques, dont la stratigraphie est encore visible par endroit, sont recoupés par deux familles de plans de cisaillement (tirets blanc). Ce faciès confiné est très pauvre en matrice. Echelle (géologues) cerclée de rouge. **(f)** Vue sur le Bronchard depuis la rive droite de la rivière des Galets, montrant une brèche sombre et indurée aux caractéristiques similaires de la brèche des Orangers. **(g)** Détail de la photo précédente montrant une intrusion subhorizontale de composition basique recoupant la brèche des Orangers.

Au pied du Bronchard (730 m d'altitude), la Brèche des Orangers présente un contact subvertical majeur avec les coulées de lave basique. Ce contact, non accessible à la mesure, est faillé et présente des stries métriques à jeu supposé sénestre.

La Brèche des Orangers recoupe des coulées pahoehoe anciennes, altérées et zéolitisées (Fig. III.9). Le contact latéral entre ces deux unités est facilement observable sur le sentier de la Canalisation des Orangers (position GPS (UTM WGS84) X: 7673249 m, Y: 333080 m, Z: 770 m). Ce contact n'est pas franc et se suit sur une vingtaine de mètre. Sur cette distance, la déformation et la fracturation des coulées de lave s'intensifient progressivement en direction de la brèche. Dans la brèche, à proximité immédiate du contact, deux familles de plans de cisaillement (l'une subhorizontale, l'autre pentée à 45°) sont observées (Fig. III.8.e). Par ailleurs, dans cette zone, la brèche présente très peu de matrice et les éléments, de nature lavique, sont intensément fracturés et cisailés (Fig. III.8.c). Ces faciès seraient typiques des zones confinées, proches de la base et/ou de la bordure des avalanches de débris (JL. Schneider, comm. pers.).

Nous nous accordons donc ici avec l'ensemble des études précédentes et interprétons la Brèche des Orangers comme une brèche d'avalanche de débris. La taille et la densité des méga-blocs d'avalanche dans Mafate (exemple du méga-bloc de La Nouvelle, Fig. III.8.d) suggèrent un faciès d'avalanche proximal ; la brèche au niveau de la Canalisation des Orangers constituant son faciès proximal latéral. La présence de l'avalanche dans le rempart ouest de Mafate suggère une mise en place vers l'Ouest (Fig. III.10). A l'extrémité Nord de la planèze ouest de l'édifice, une limite structurale entre des formations du stade basique (massif de Sans-Souci, 945 ka, Kluska, 1997) et des formations appartenant aux phases différenciées du Piton des Neiges (234-128 ka, McDougall, 1971 ; Deniel et al., 1992) semble exister à proximité de la

ravine de la Plaine (Fig. III.23). En effet, le contact presque rectiligne entre les unités basiques et différenciées suggère que ces dernières sont venues combler un creux topographique limité au Nord par le paléo-relief de Sans Souci. Ce paléo-relief pourrait être associé à la présence d'une ancienne limite d'effondrement ouverte vers l'Ouest et associée à la Brèche des Orangers (Fig. III.23). Ce rempart aurait alors favorisé le remplissage de la dépression par les coulées tardives d'un côté et préservé à l'affleurement les coulées ancienne de l'autre. Cette bordure septentrionale de la cicatrice d'avalanche est en accord avec la limite dessinée par Lacquement et Nehlig (2008). Sa limite méridionale, est en revanche moins bien contrainte et ce point sera abordé en détail plus loin. De nombreux auteurs ont rattaché cette unité à l'unité de Brèche I du Cap La Houssaye, au vu de leur similitudes texturales (Bret et al., 2003 ; Bachèlery et al., 2003 ; Arnaud, 2005 ; Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2007 ; Lacquement et Nehlig, 2008, Fig. III.23) et nous nous accordons avec cette interprétation.

L'avalanche se serait mise en place au cours du stade basique du Piton des Neiges, avant 483 ka (McDougall, 1971). En considérant un taux de construction moyen du Piton des Neiges au stade bouclier de 0,4 cm/an (Kluska, 1997), l'âge de la coulée d'océanite à 483 ka située à 1560 m d'altitude dans le rempart sous le Maïdo (McDougall, 1971) et l'altitude de la Brèche des Orangers au niveau du Ti Col (1200-1360 m), l'avalanche serait même antérieure à 573-533 ka. De plus, à l'extrémité nord du sentier de la Canalisation des Orangers, sur le massif de Sans-Souci, Kluska (1997) date la dernière coulée d'océanite du secteur (transition « basique/différencié », 700 m d'altitude) à 945 ka. Dans cette zone, le pendage des coulées est de 10-20° vers l'Ouest. En considérant un pendage de 10°, l'estimation, par des moyens purement géométriques, de l'altitude de la coulée à 945 ka au niveau la brèche de la Canalisation des Orangers donne des valeurs comprises entre 1500 et 1750 m. Ces altitudes se situent bien au dessus du toit de la Brèche des Orangers (1200 m). Un même calcul avec une valeur de pendage extrême à 5° donne des altitudes entre 1100 et 1225 m, soit approximativement au toit de la brèche. Si elles ne sont pas discriminantes et si elles sont soumises à une barre d'erreur importante, ces observations suggèrent que l'avalanche est antérieure à 945 ka (Fig. III.9) et nous conduisent à proposer un âge de l'avalanche de débris des Orangers aux alentours de 1Ma.

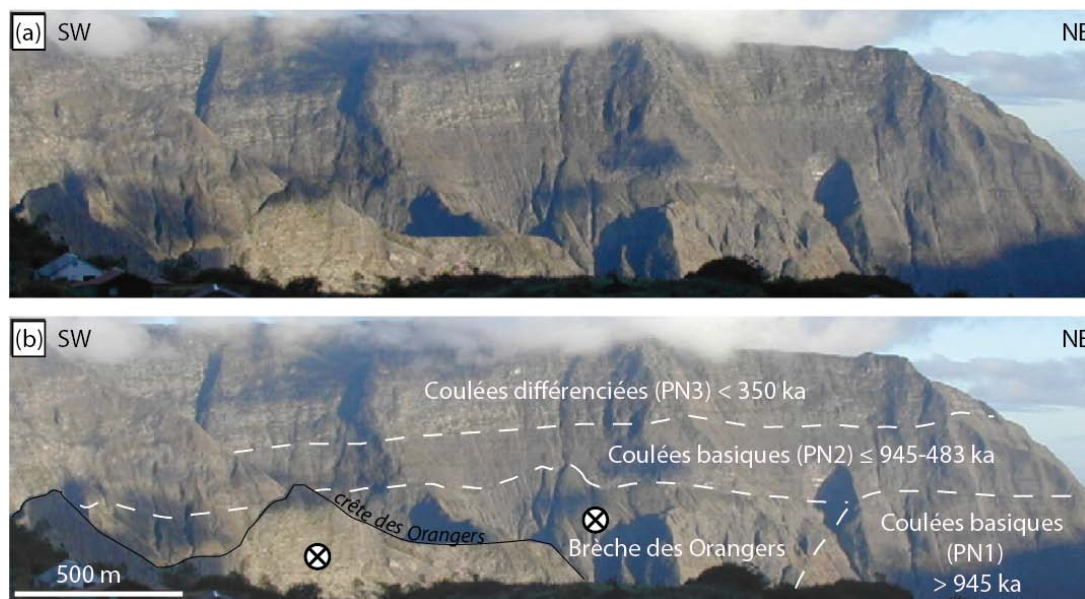


Figure III.9 : Panorama sur le rempart nord-ouest du Cirque de Mafate vu depuis Grand Place, montrant l'organisation des coulées de lave et de la Brèche des Orangers. Au premier plan, la crête des Orangers est également formée par l'unité de brèche (Modifié de Lacquement et Nehlig, 2008).

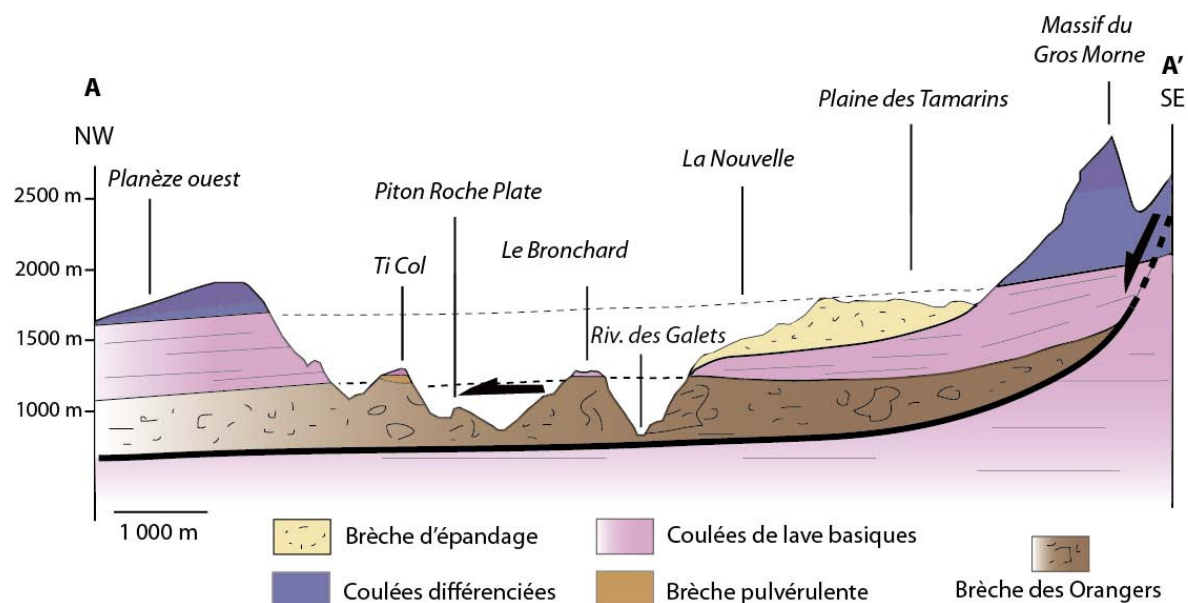


Figure III.10 : Coupe interprétative NW-SE du Cirque de Mafate dans l'axe supposé de l'avalanche de débris des Orangers.

La Brèche « pulvérulente » : Cette brèche est par définition peu indurée, de couleur beige clair et se caractérise par un faciès matriciel dominant donnant un aspect troglodyte à l'ensemble (Fig. III.11.a, b, c). L'unité est également caractérisée par une absence de stratification et de mélange et aucune intrusion recoupant la brèche n'a été observée. Elle est

constituée d'éléments de composition exclusivement basique, fortement zéolitisés, de taille centimétrique à pluri-décamétrique au maximum pour les rares méga-blocs observés (Fig. III.11.e). Des structures en jig-saw cracks et des figures de fluidalité sont fréquemment visibles au sein de la matrice (Fig. III.11.d). Les éléments fluidisés et étirés au sein de la brèche suggèrent une mise en place selon une direction NNO à NO. L'unité de brèche, bien que constituée d'éléments zéolitisés, est elle-même peu altérée.

Cette unité est reconnue dans le quart nord-ouest du Cirque de Mafate, entre 1293 m d'altitude (Ti Col) jusqu'au lieu-dit « Les Hirondelles » à 400 m d'altitude (Figs. III.5 et III.15). La brèche d'avalanche pulvérulente présente une épaisseur comprise entre 200-250 m au (Ti Col) et 400-450 m (Piton Tortue et Grand Place). Sa base est fréquemment exposée et repose soit sur la brèche d'avalanche des Orangers (Ti Col, Captage des Orangers, crête des Calumets, Figs. III.12, III.15) soit sur des coulées pahoehoe basiques zéolitisées entre 700 et 300 m d'altitude (ravine Roche Plate, Roche Ancrée, Les Hirondelles, Fig. III.11.e, f, Fig. III.15). Le sommet de la Brèche pulvérulente est recouvert au niveau du Ti Col par les coulées d'océanites datées à 483 ka (McDougall, 1971, Fig. III.12). A ce niveau, le sommet de la Brèche pulvérulente est stratifié, suggérant un remaniement en coulée de débris, orientée vers le Sud. Elle est également recoupée par des failles à jeu normal et à pendage Nord, ne recoupant pas les coulées de lave sus-jacentes.

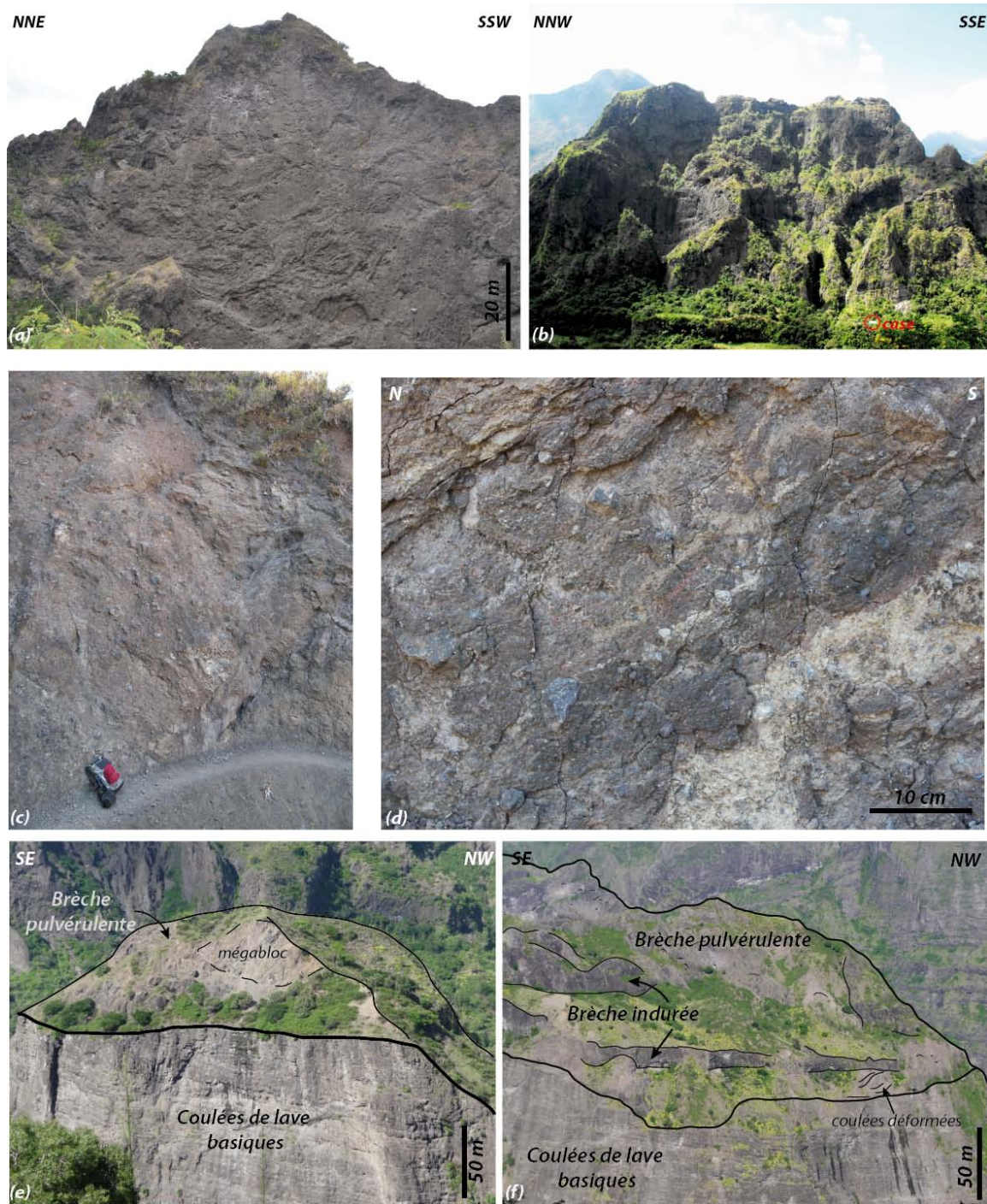


Figure III.11: La brèche « pulvérulente ». **(a)** Faciès matriciel friable formant une grande falaise en rive droite de la ravine Grand-Mère, vu depuis le sentier de la Canalisation des Orangers. Des figures de fluidalité sont nettement visibles au sein de cette brèche, ce qui la distingue notamment de la Brèche des Orangers. **(b)** Aspect troglodyte de la brèche pulvérulente exposée sur la face ouest du Piton Tortue, vu depuis l'Îlet des Lataniers. Le plateau où se situe la case servant d'échelle constitue le contact entre la brèche pulvérulente et les coulées sous-jacentes. **(c)** Brèche pulvérulente sur la face ouest du Bronchard (sentier Dacerle) **(d)** Détail de la brèche pulvérulente montrant des éléments étirés au sein de la matrice. **(e)** Contact entre les coulées de lave pahoehoe basiques en rive gauche du bras d'Oussy et la brèche pulvérulente. Un mégabloc pluri-décamétrique de nature lavigue est clairement emballé dans la matrice. **(f)** Face NE du Piton Tortue vue depuis le sentier de Bord Bazar. La brèche pulvérulente emballe des méga-blocs bréchiques indurés et nappe les coulées de lave basiques.

La Brèche pulvérulente ne semble pas exposée dans les remparts bordant le cirque et son extension hors cirque n'est donc pas prouvée.

Les caractéristiques texturales de la brèche pulvérulente sont cohérentes avec un écoulement de type avalanche de débris. Cette avalanche aurait une direction d'écoulement initiale NNO-NO et son extension serait restée limitée à la surface actuelle du Cirque. Son organisation stratigraphique dans le Cirque suggère un nappage des reliefs pré-existants par l'avalanche. L'avalanche se serait mise en place au cours du stade basique du Piton des Neiges, postérieurement à l'avalanche des Orangers (~1 Ma) et avant 483 ka (*McDougall, 1971*). L'estimation des taux de construction citée précédemment suggérerait même un âge antérieur à 550 ka.

La Brèche d'avalanche pulvérulente décrite ci-dessus est englobée dans l'unité d'avalanche des Orangers par Lacquement et Nehlig (2008), excepté au Piton Tortue où les auteurs la décrivent comme une unité de brèche d'avalanche isolée (Brèche de la Rivière des Galets). La brèche d'avalanche de la rivière des Galets est décrite par ces auteurs comme une brèche récente (35-28 ka), riche en blocs différenciés, d'une épaisseur maximum de 50 m. Or,

- (1) Nos investigations n'ont pas mis en évidence l'existence d'éléments différenciés dans cette brèche.
- (2) Sur le terrain, la brèche formant le Piton Tortue est continue jusqu'au sommet et est donc d'une épaisseur bien supérieure à 50 m (Fig. III.5, Fig.III.11.b, f)
- (3) Sa reconnaissance sous les coulées basiques au Ti Col contredit l'interprétation d'une mise en place très récente (Fig. III.12).

Nos observations sont donc en désaccord avec les interprétations de Lacquement et Nehlig (2008) concernant la brèche du Piton Tortue. D'autre part, les différences importantes de textures et de structures (couleur, induration de la matrice, altération, recoupement par des intrusions, taille des éléments) entre la brèche d'avalanche des Orangers et la brèche pulvérulente rendent difficiles leur assimilation à une seule et même unité d'avalanche.

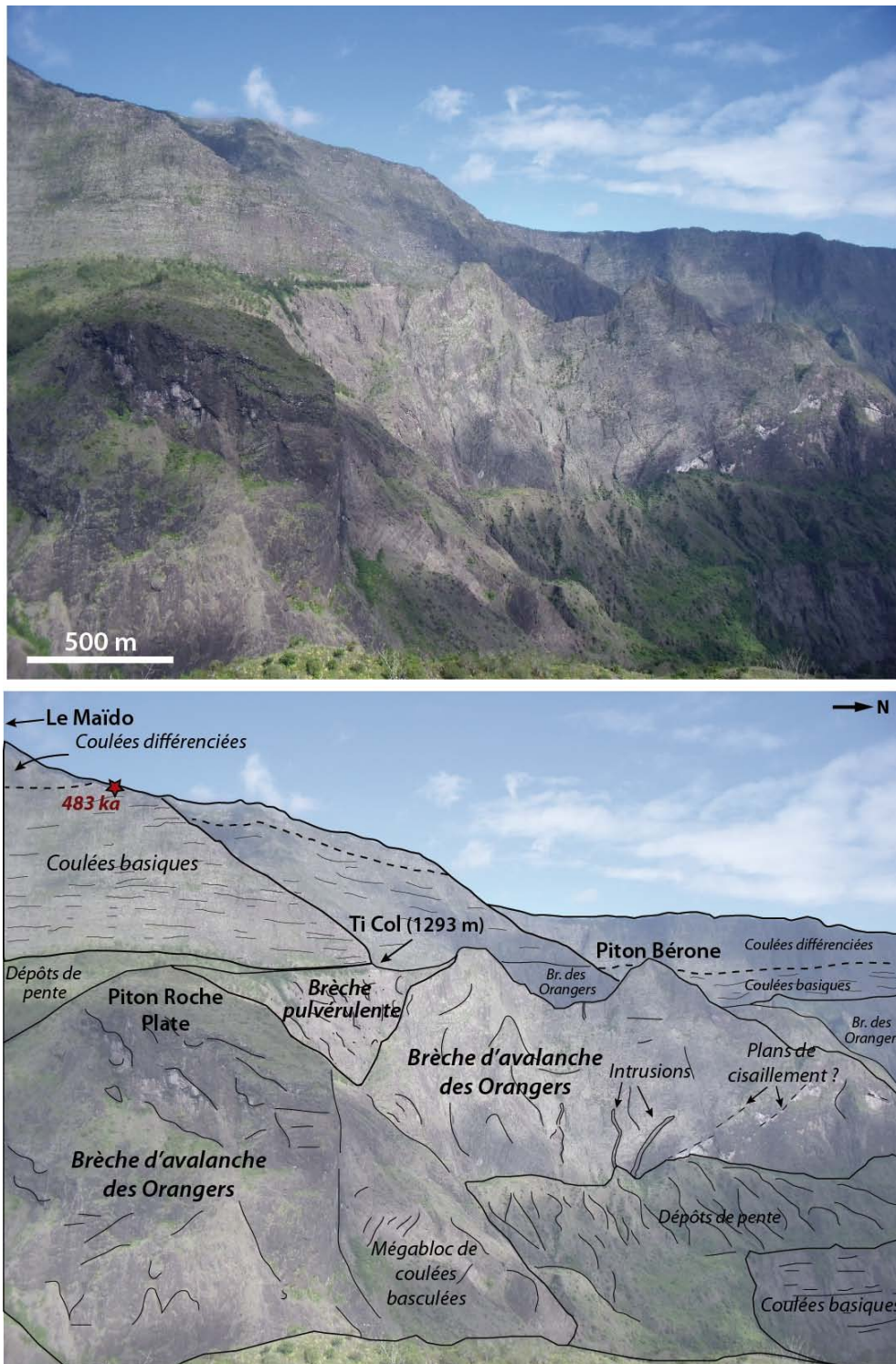


Figure III.12. : Panorama sur le Piton Roche Plate, le Ti Col et le rempart du Maïdo et schéma interprétatif montrant l'organisation des brèches d'avalanche de débris affleurant dans la zone.

La brèche d'épandage de la Plaine des Tamarins et la Brèche de Marla :

L'îlet de La Nouvelle, constitué à sa base par la brèche d'avalanche indurée des Orangers, est formée à son sommet (entre 1300 et 1450 m d'altitude) par une unité bréchique dont l'origine reste mal contrainte (Fig. III.5). Cette brèche est retrouvée sur le sentier descendant de la Plaine des Tamarins (1800 m) vers Marla, jusqu'en aval de la passerelle de « La Stèle » à 1400 m d'altitude. Contenant de grandes quantités d'éléments différenciés et des échardes de bois (Fig. III.13), cette unité stratifiée ne possède pas les caractéristiques d'une brèche d'avalanche (pas de jig-saw cracks par exemple) et ressemble plutôt à une unité d'épandage (i.e. de recouvrement) très récente formant la surface de la Plaine des Tamarins (Figs. III.5 et III.10) et associée à une succession d'éboulements initiés au Col des Bœufs/Col de Fourche dont les dépôts ont été par la suite remaniés.

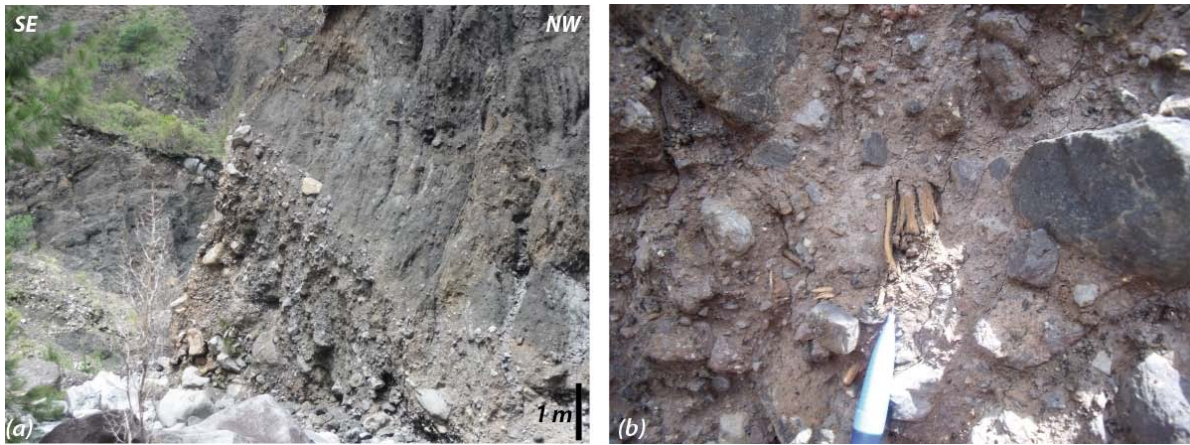


Figure III.13 : **(a)** Aspect à l'affleurement de la brèche des Tamarins. Cette brèche d'épandage est formée de la superposition d'unités bréchiques de type éboulis et brèches de pente aux éléments plus ou moins grossiers. **(b)** Détail de la brèche des Tamarins montrant l'incorporation d'échardes de bois témoignant du caractère très récent de cette unité.

Juste en aval, sous cette brèche d'épandage, à 1390 m d'altitude (à la confluence entre la rivière des Galets et la ravine Kerval) est exposée une formation bréchique formant l'îlet de Marla et de Maison Laclos (Fig. III.5).

La Brèche de Marla contient un méga-bloc de taille pluri-hectométrique d'origine lavique, dont la stratigraphie a été préservée malgré une fracturation et une bréchification intenses (Fig. III.14.a, b). Une intrusion subhorizontale de couleur claire recoupe les coulées du méga-bloc et présente elle aussi une fracturation en jig-saw cracks (Fig. III.14.a). Les faciès plus matriciels à l'affleurement montrent une faible induration et une couleur grisâtre (Fig. III.14.c, d). Les éléments emballés dans la matrice sont très majoritairement de composition basique et généralement très altérés (chlorite, serpentine). Les seuls éléments différenciés présents dans

la brèche sont observés au niveau de sa bordure latérale (voir ci-dessous). De nombreux éléments étirés et fluidisés sont observés et les structures en jig-saw cracks sont extrêmement abondantes (Fig. III.14.d).

Cette brèche, d'environ 200 m d'épaisseur repose sur des coulées de lave basiques, visibles au niveau d'affleurements isolés aux pieds est et nord de l'ilet (Fig. III.15). A l'extrémité ouest de l'ilet, à 1350 m d'altitude, la brèche recoupe clairement les coulées de lave. Dans une petite ravine (dernière ravine rejoignant la rivière des Galets avant le méandre de la ravine du Taïbit), un contact très net, entre les coulées de lave en rive gauche et la brèche, en rive droite, est observé (Fig. III.14.e). Un dyke différencié à la patine blanchâtre est raboté et en partie bréchifié par le passage de la brèche (Fig. III.14.f). Ce dyke présente une surface striée parallèle au contact coulée/brèche. Les stries sont orientées N125°E et des fragments du dyke sont retrouvés au sein de la brèche à proximité.

La brèche affleure également en rive droite de la rivière des Galets et forme la partie Sud de l'ilet de la Plaine aux Sables (Fig. III.5). En revanche, cette brèche n'est plus identifiée à partir du Bronchard à 800 m d'altitude.

La brèche formant l'ilet de Marla possède les caractéristiques typiques d'un faciès proximal d'avalanche de débris. S'il a subi un faible transport, le méga-bloc de Marla a été soumis à des vibrations et des chocs importants entre les éléments (Fig. III.14.c, d). Malgré l'intense bréchification de ce méga-bloc, l'avalanche de débris a probablement été de faible extension et de faible volume. La cicatrice de l'avalanche est bien visible dans le paysage, formant une structure en U entre la ravine Kerval à l'Est et la ravine située au pied de la crête descendant du Col du Taïbit (Fig. III.5). Elle atteste de la faible extension latérale de l'avalanche de Marla et d'un écoulement orienté vers le Nord. L'absence de la brèche de Marla au Nord du Bronchard semble s'accorder avec de faibles volumes de matériaux impliqués dans l'avalanche. La bréchification et la striation de l'intrusion différenciée suggèrent que l'avalanche s'est produite après le stade basique du Piton des Neiges, i.e. après 350 ka. Les datations sur des sédiments argileux situés au niveau de la Plaine aux Sables contraignent l'âge minimum de l'avalanche à 3520 ± 70 ans BP (cf. chapitre II ; *Cruchet et al., 2008*).

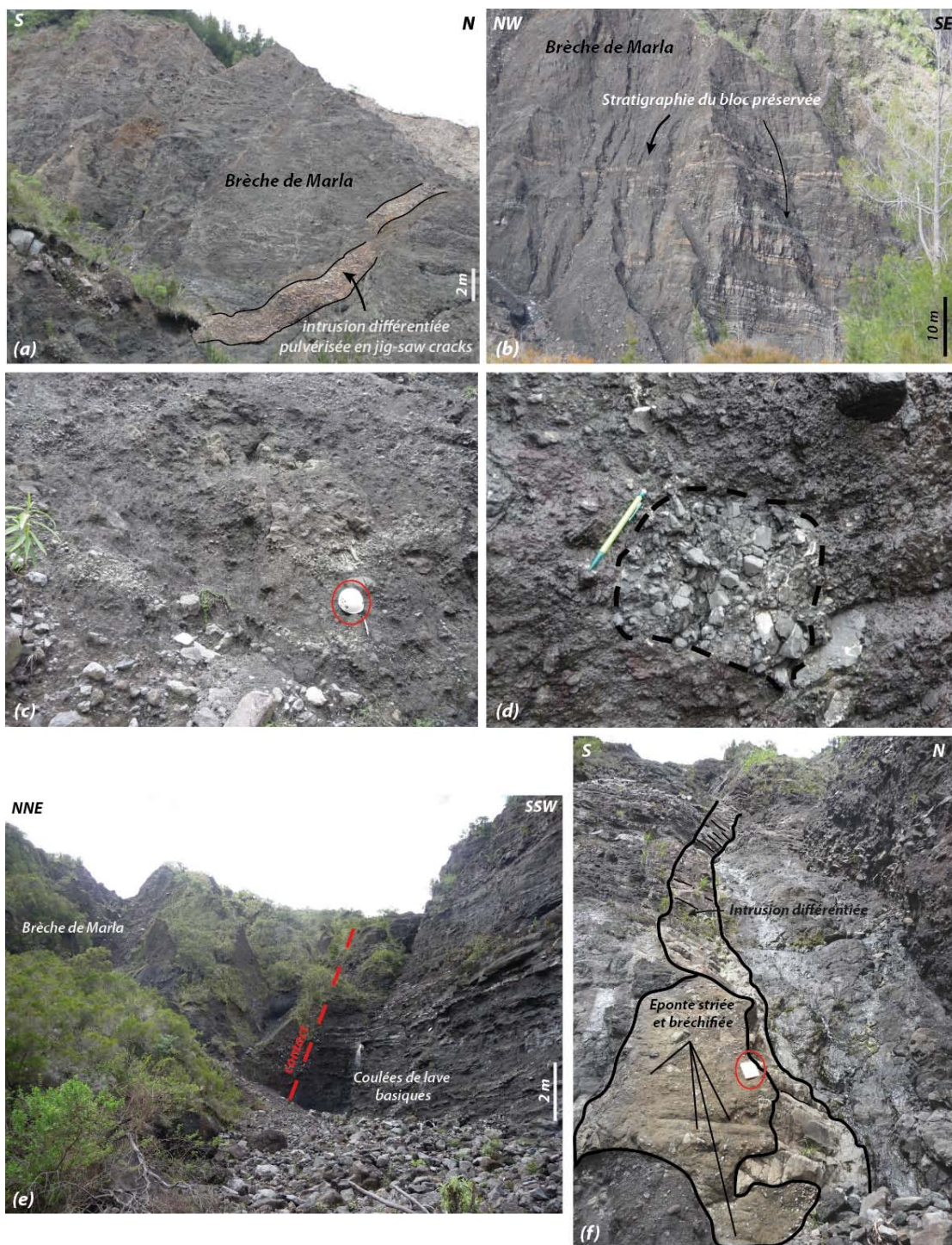


Figure III.14 : La brèche d'avalanche de Marla. **(a)** et **(b)** Vue d'ensemble de la brèche montrant la préservation de la stratigraphie initiale des formations du mégabloc (ici des coulées de lave). L'intrusion magmatique conserve également sa structure générale mais se trouve complètement broyée et fracturée en jig-saw cracks. **(c)** Détail de la brèche d'avalanche. A petite échelle, la stratigraphie n'est plus visible et les éléments sont pulvérisés. **(d)** Bloc présentant un aspect fracturé en jig-saw cracks. **(e)** Contact latéral Ouest entre la brèche de Marla et les coulées de lave qu'elle recoupe. La zone exacte du contact est supposée car celui-ci est partiellement recouvert par des brèches de remaniement et des éboulis. La ravine s'est creusée au niveau de ce contact. **(f)** Eponte d'un dyke différencié rabotée et striée par le passage de l'avalanche de débris de Marla à proximité du contact brèche/coulée.

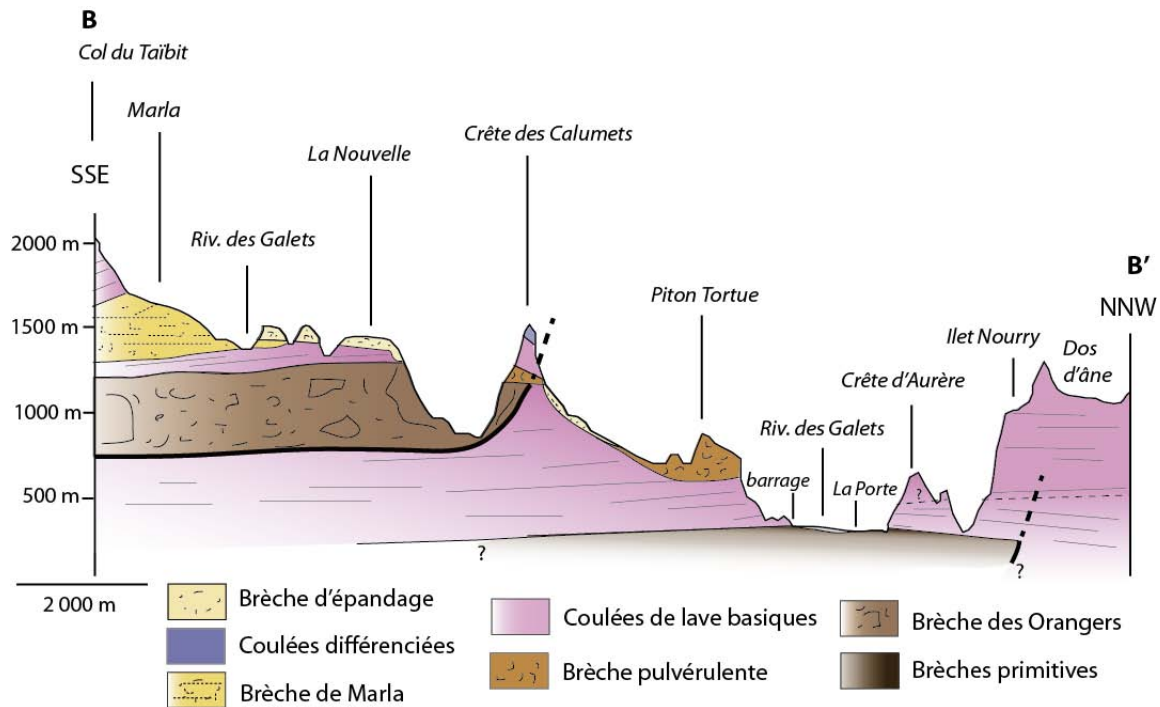


Figure III.15 Coupe longitudinale SSE-NNW interprétative du Cirque de Mafate montrant l'organisation des différentes unités de brèches dans le Cirque.

III.2.2.2. La rift zone du Bras de Sainte-Suzanne

Les parties est et nord du Cirque de Mafate, de la Crête d'Aurère à la Crête des Calumets sont majoritairement constituées de coulées de lave basiques, associée à des brèches de pente et d'épandage récentes, formant la surface des ilets de la zone (Fig. III.5). A l'Est des crêtes d'Aurère du Piton Carré et des Calumets, nous ne reconnaissons aucune unité d'avalanche de débris.

Dans le Bras de Sainte-Suzanne, à l'extrémité nord du Cirque, une zone à forte concentration d'intrusions a été mise en évidence. Ces intrusions sont des dykes basiques subverticaux observés dans le rempart sous Dos d'âne et la Plaine d'Affouches (entre l'Ilet Nourry et la cascade Bassin Poisson, Fig. III.5 et Fig. III.16). Plus d'une centaine d'intrusions a pu être mesurée dans le Bras de Sainte-Suzanne (cf. chapitre IV). Celles-ci sont concentrées en essaims à orientation très homogène N120-140°E et forment une rift zone d'environ 500 m de large recoupant les coulées de lave basiques du Piton des Neiges. Dans le rempart, à 500-600 m d'altitude, un contact irrégulier entre l'unité de coulées de lave inférieure, recoupée par la rift zone et une unité de coulées de lave supérieure, non affectée par la rift zone, est nettement visible (Fig. III.16). Une datation K-Ar réalisée au sommet du rempart surmontant la rift zone

(Piton Fougères, 1467 m), donne un âge minimum de 1,3 Ma pour les coulées de l'unité supérieure (Salvany, 2009).

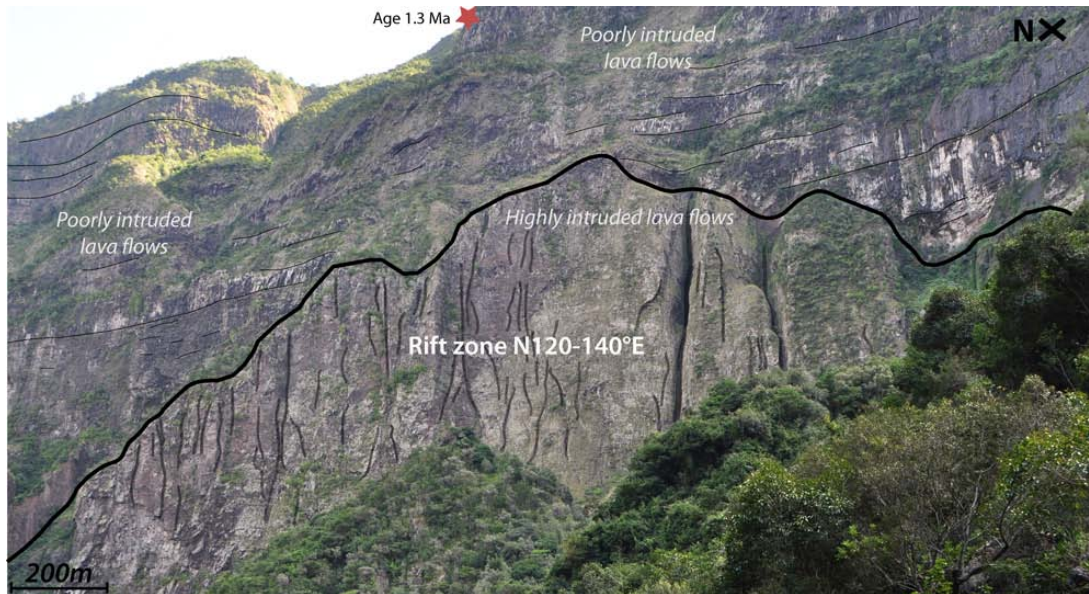


Figure III.16 : Rift zone du Bras de Sainte-Suzanne et contact franc entre les coulées inférieures intrudées et les coulées supérieures non intrudées, dont l'âge minimum est d'1,3 Ma.

D'autre part, dans les annexes des travaux de Kluska (1997), un âge de 1,6 Ma a été déterminé sur une intrusion de la rift zone du Bras de Sainte-Suzanne. Cet âge n'est pas discuté dans la thèse de Kluska (1997) et n'est jamais repris dans les travaux de datation ultérieurs (Salvany, 2009 ; Quidelleur, 2010 ; Salvany et al., 2012). La question de sa validité peut donc se poser. En tenant compte de cet âge, la rift zone du Bras de Sainte-Suzanne, orientée N120-140°E (i.e. dirigée vers le sommet du Piton des Neiges) aurait fonctionné au moins entre 1,6 et 1,3 Ma. L'âge de la rift zone N160°E de La Montagne (2,2-2 Ma ; McDougall, 1971) suggère même que son activité soit antérieure. Entre 1,6 et 1,3 Ma, un événement majeur s'est produit (effondrement ?), recoupant la rift zone et conduisant à l'arrêt de son fonctionnement. Cet événement peut difficilement être rattaché à la déstabilisation à l'origine des brèches primitives car ces dernières se situent en position stratigraphique inférieure par rapport aux laves recoupées par la rift zone (Fig.III.15). D'autres causes sont donc à rechercher. Elles pourraient impliquer des événements de déstabilisation plus récents mais cette hypothèse requiert de plus amples investigations de terrain.

L'occurrence d'un événement majeur entre 1,6 et 1,3 Ma pose également la question des mécanismes associés à l'arrêt du fonctionnement de la rift zone de La Montagne et de l'alimentation des éruptions sur ce massif. En effet, les âges des laves et de la rift zone du massif de La Montagne se situent tous entre 2,2 et 2 Ma (McDougall, 1971 ; Salvany, 2009 ;

Quidelleur, 2010). Un effondrement de flanc à 1,6-1,3 Ma interroge alors sur l'origine du hiatus d'âges entre 2 Ma et 1,6 Ma sur le massif de La Montagne : lacune d'échantillonnage, arrêt de l'activité de la rift zone de La Montagne et concentration sur la rift zone de Sainte-Suzanne, ou datation non valide ? A l'heure actuelle, aucun argument ne permet de trancher parmi ces hypothèses.

III.2.3. Les brèches du Cirque de Cilaos

L'essentiel des formations exposées dans le Cirque de Cilaos est d'origine bréchique et nos investigations nous ont conduit à reconnaître deux principales unités de brèches dans le Cirque (Fig. III.17).

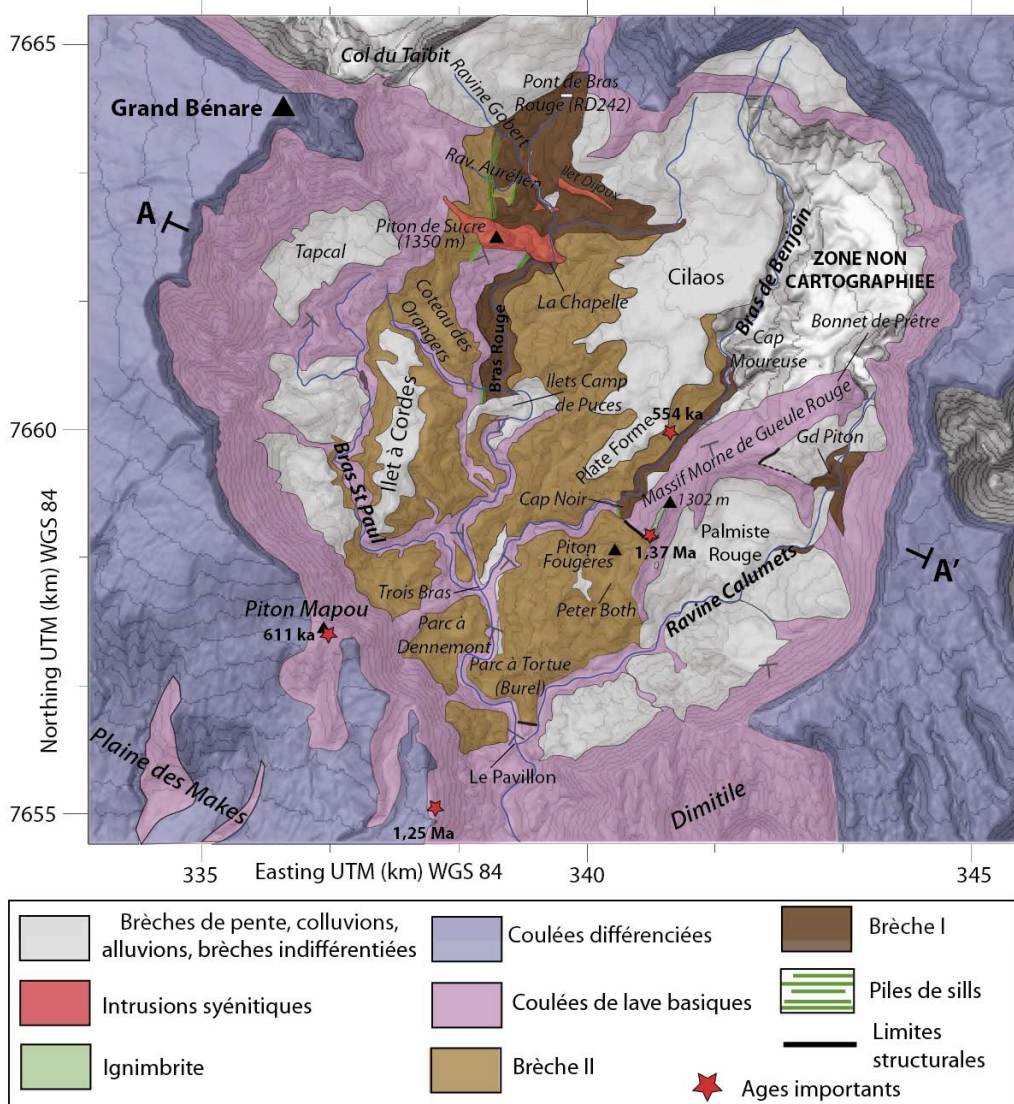


Figure III.17 : Cartographie simplifiée du Cirque de Cilaos et de ses principales unités de brèches.

La Brèche I: La Brèche I du Cirque de Cilaos est fortement indurée et compactée, de couleur sombre à noire (Fig. III.18). Elle est constituée exclusivement d'éléments de composition basique. La Brèche I est caractérisée par l'association d'un faciès bloc et d'un faciès matrice bien distincts (Fig. III.18.a). Les blocs sont de nature polygénique et incorporent des fragments de coulées de lave (basaltes à olivine, basaltes aphyriques), d'intrusions (basaltes aphyriques, à olivine, gabbro) et de niveaux de brèches plus anciens. Ils sont généralement de taille pluri-décamétrique et de forme subanguleuse. Les éléments de la matrice sont sub-anguleux à arrondis et de taille centimétrique à décimétrique (Fig. III.18.c). Certaines passées ne montrent aucune trace de fracturation des éléments. D'autres exposent des éléments étirés et pulvérisés en jig-saw cracks (Fig. III.18.e). La matrice et les blocs sont fortement zéolitisés et montrent souvent une couleur verdâtre sombre et des surfaces lustrées, suggérant la présence de minéraux secondaires de chlorite et de serpentine (Fig. III.18.c). La brèche dans son ensemble est recoupée par de nombreuses intrusions subverticales à subhorizontales (Fig. III.18.a et b), de composition essentiellement basique associée à quelques intrusions différenciées, dont la syénite de La Chapelle (Fig. III.17). Deux intrusions épaisses de gabbro recoupent également la brèche. Une importante déformation fragile affecte la Brèche I. Les plans de failles sont le plus souvent remplis de minéraux secondaires du faciès schistes vert (calcite, serpentine, chlorite) dont les fibres de croissance témoignent du sens de jeu de faille. La Brèche I peut présenter un faciès extrêmement massif, induré et compacté, dont les éléments sont difficilement discernables. Ce faciès est observé sur la route d'Ilet à Corde D242 (pont de Bras Rouge, 1174 m) et dans la ravine des Calumets (1200 m, Fig. III.18.f)

La Brèche I affleure entre 1300 m d'altitude (amont route D242) et 610 m d'altitude (Ilets Camp de Puces). Elle est majoritairement mise en évidence dans la vallée de la rivière Bras Rouge (Fig. III.17) où elle affleure de manière relativement continue. Elle est également reconnue à l'Est du Cirque dans le Bras de Benjoin (entre le Cap Moureuse et le Cap Noir, 950-740 m d'altitude) et dans la ravine de Calumets (du Grand Piton à Palmiste Rouge, 1200-860 m d'altitude, Fig. III.17). A ce niveau, le passage de la Brèche I dans le rempart SE du Cirque est suspecté.

La Brèche I repose sur des coulées de lave basiques zéolitisées (Figure III.22, Fig. III.17) pouvant être observées :

- dans le fond de la rivière Bras Rouge, sur un petit affleurement, à 700 m d'altitude,
- dans le fond du Bras de Benjoin, à 950 m d'altitude,

- dans le Bras de Benjoin, à 740 m d'altitude, au niveau du cassé de la cascade Cap Noir. A ce niveau, le contact est intrudé par plusieurs sills, non accessibles à la mesure.

La Brèche I est recouverte par des coulées de lave basiques en place ou par la Brèche II décrite ci-dessous (Fig. III.22). Le contact brèche/coulées supérieures est exposé:

- en rive droite de la rivière Bras Rouge, à 850-900 m d'altitude (La Chapelle) et à 710-790 m (sentier Ilet à Cordes et coteau des Orangers). Le contact y est intrudé par une pile de sill (pile 3) de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, décrite dans le Chapitre IV (Fig. IV.4).
- en rive gauche du Bras de Benjoin, à 800 m d'altitude. A ce niveau, la brèche forme la base du massif de Morne de Gueule Rouge (Fig. III.18.d) et les coulées qui la recouvrent ont un pendage sud à sud-est (Fig. III.20a).



Figure III.18 : Brèche I du Cirque de Cilaos. **(a)** Rive droite du Bras Rouge sous l'extrémité sud du Coteau des Orangers. La brèche est composée des faciès bloc et matrice typiques des avalanches de débris. Les blocs sont composés d'une formation bréchique plus ancienne et de coulées de laves. L'ensemble est recoupé par de nombreuses intrusions subverticales à subhorizontales. **(b)** Faciès très induré de la Brèche I dans le Bras Rouge montrant la teinte sombre et le recoupement par une intrusion basique aphyrique. **(c)** Faciès matriciel moins induré mais altéré et fracturé. **(d)** Vue sur la base du Morne de Gueule Rouge depuis le sentier de la cascade Cap Noir montrant la présence de la Brèche I (blocs déformés et matrice) sous les coulées de lave basiques. **(e)** Intrusion pulvérisée en jig saw cracks emballée dans la Brèche I à proximité du Pont de Bras Rouge. **(f)** Faciès induré de la brèche affleurant au niveau du rempart des Calumets, similaire à l'affleurement C décrit par Maillot (1999) en rive droite du pont de Bras Rouge (cf. Chapitre II).

La Brèche I affleurant dans le Bras Rouge disparaît vers 600 m d'altitude (Ilets du Camp de Puces). Le contact entre la Brèche I et les coulées affleurant plus en aval y est masqué par des dépôts de brèches de remaniement plus récentes ; l'organisation stratigraphique entre la Brèche I et les coulées n'est donc pas claire dans cette zone (Fig.III.17). Dans le Bras de Benjoin, au Cap Noir, la Brèche I disparaît brutalement au niveau d'un contact subvertical faillé majeur entre la Brèche I et la Brèche II, observé en rive gauche à 770 m d'altitude (sur le sentier entre la cascade Cap Noir et Peter Both, Fig. III.17).

Enfin, entre La Chapelle (900 m d'altitude) et le sentier d'Ilet à Cordes (680 m d'altitude) plusieurs affleurements au sein de la brèche montrent une nette stratification. Les plans de stratification mesurés présentent un léger pendage (0-18°) vers l'Ouest, i.e. dans une direction perpendiculaire à l'écoulement actuel de la rivière Bras Rouge (Fig. III.19).

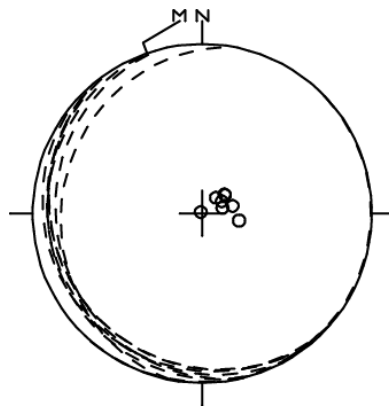


Figure III.19 : Stéréodiagramme représentant les plans de stratification et les pôles associés, mesurés au sein de la Brèche I de Cilaos en aval de La Chapelle. Ceux-ci sont cohérents avec un sens d'écoulement vers l'Ouest et le Sud-Ouest (Projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

La Brèche I de Cilaos présente toutes les caractéristiques texturales d'une brèche d'avalanche de débris et des similitudes importantes avec la Brèche des Orangers de Mafate et la Brèche I du Cap La Houssaye. Son épaisseur est estimée entre 50 m (La Chapelle et Cap Noir) et 150 m (sous le coteau des Orangers en rive droite du Bras Rouge). Sa position entre deux unités de coulées de lave basiques, son recouvrement par de nombreuses intrusions basiques et la présence de mégablocs de brèches plus anciennes en son sein suggèrent l'occurrence d'effondrements successifs au cours du stade basique du Piton des Neiges. La présence de niveaux stratifiés dans la Brèche I suggère un remaniement de la surface de l'avalanche en coulées de débris. L'orientation et le pendage de ces coulées de débris à la perpendiculaire de la pente générale actuelle s'accordent avec l'existence d'un creux topographique ouvert vers l'Ouest (Fig. III.22a, Fig. 23). D'autre part, les coulées de lave situées en position stratigraphique supérieure à la Brèche I dans la rivière Bras Rouge possèdent des pendages

clairement orientés vers l'Ouest (Fig. III.20.b). Nous interprétons la présence de ce creux topographique comme une cicatrice d'avalanche de débris, associé à l'effondrement du flanc sud-ouest du Piton des Neiges vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Cependant, aucune évidence claire du passage de l'avalanche sous le rempart Ouest du Cirque n'a pu être observée et de plus amples investigations de terrain au pied de ce rempart difficile d'accès, seraient nécessaires pour confirmer cette interprétation.

Nous n'interprétons pas le Morne de Gueule Rouge comme un mégabloc d'avalanche (Lacquement et Nehlig, 2008 ; Arnaud, 2005). En effet, celui ci ne présente pas de bréchification particulière témoignant d'un transport dynamique au sein de l'avalanche (comme cela est observé pour l'avalanche de Marla ou des Orangers par exemple). Les coulées du Morne de Gueule Rouge auraient simplement recouvert la Brèche I au cours d'une phase effusive postérieure à l'effondrement. Ces coulées auraient rempli une paléo-vallée formée près de la cicatrice d'avalanche, expliquant ainsi leur pendage vers le Sud (Fig. III.20a). Elles auraient par la suite subi une inversion de relief au cours de l'érosion du massif, à l'origine de la formation de la crête entre le Morne de Gueule Rouge et le Bonnet de Prêtre entre 1200 et 1700 m d'altitude.

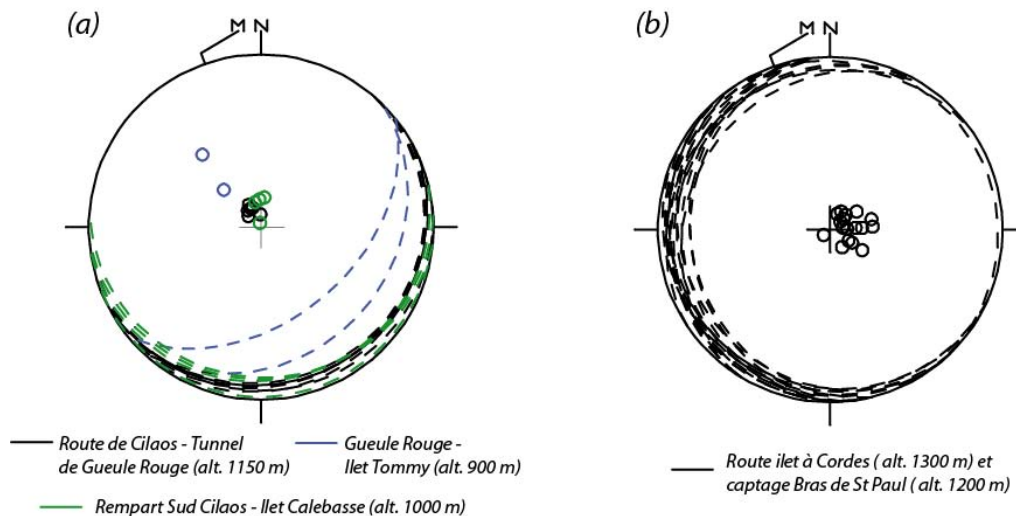


Figure III.20 : **(a)** Plans de stratification et pôles associés des coulées de lave basiques formant le Massif du Morne de Gueule Rouge (en noir et bleu) et le rempart sud-est de Cilaos (en vert). **(b)** Plans de stratification et pôles associés des coulées de lave basiques en position stratigraphique supérieure à la Brèche I de Cilaos. (Projections de Schmidt, hémisphère inférieure).

Sur le Morne de Gueule Rouge, une coulée d'océanite a été datée à 1,369 Ma +/- 19,5 ka par la méthode K-Ar (Cruchet et al., 2008, Fig. III.17). Ces coulées recouvrant la Brèche I, cet âge suggère que l'avalanche de débris est antérieure à 1,3 Ma. Ceci est en accord avec l'hypothèse de Maillot (1999) et d'Oehler (2005) suggérant un âge supérieur à 1,22 Ma pour la brèche

d'avalanche du fond de Bras Rouge. La Brèche I de Cilaos correspond donc à une succession d'effondrements vers l'Ouest initiés il y a au moins 1,3-1,2 Ma. La bordure sud de la caldera d'avalanche se situerait entre les Ilets du Camp de Puce et le rempart sud de Cilaos (Fig. III.20b). Les coulées formant le sommet de la Chaîne du Bois de Nèfles, au Sud-Est de la Plaine des Makes, datées à 1,247 Ma (*Salvany, 2009*), s'accordent avec l'âge supposé des déstabilisations.

L'unité de Brèche I décrite ici correspond à la partie basale de la brèche d'avalanche de Cilaos décrite par Lacquement et Nehlig (2008 ; nommée BrAvC₂ selon leur nomenclature). Ces auteurs regroupent en effet quatre grands ensembles bréchiques superposés au sein d'une seule et même unité d'avalanche qui se serait produite tardivement vers le Sud il y a 140 ka. Ils basent leur interprétation sur l'absence de contact net entre les différents faciès bréchiques successifs. Or, le contact entre la Brèche I et des coulées en place observé au niveau de la Chapelle et du Morne de Gueule Rouge n'est pas en accord avec cette interprétation (cf. Chapitre IV, Fig. IV.4). Ces coulées sont elles-mêmes recouvertes par une seconde unité de brèche d'avalanche, décrite ci-après.

La Brèche II: La seconde unité de brèche reconnue dans le Cirque de Cilaos correspond aux descriptions des ensembles 2 et 3 de la brèche de Cilaos (BrAvC₂) de Lacquement et Nehlig (2008). La Brèche II est une unité de couleur claire, pulvérulente, à faciès matriciel dominant et fortement zéolitisée (Fig. III.21). Les éléments sont de taille centimétrique à pluri-métriques et de composition exclusivement basique. Les blocs sont en très grande majorité composés de fragments de coulées de lave pahoehoe zéolitisés. Ces coulées peuvent être aphyriques ou riches en olivines. Il est fréquent de voir des blocs laviques basculés et verticalisés (Fig. III.21.e) au sein de la brèche, ce qui atteste d'un mécanisme de transport (et contredit l'interprétation d'une bréchification in situ des coulées de lave proposée par *Chevallier, 1979*). Au sein de ces affleurements, il est possible d'observer de nombreux éléments (blocs laviques, intrusions) étirés et déformés (Fig. III.21.g) ou présentant une texture en jig-saw cracks (Fig. III.21.f₁₋₂). Le litage parfois observé dans la brèche est associé à la stratification résiduelle des panneaux laviques préservés au sein de la matrice. L'ensemble de l'unité, non mélangée, ne présente cependant pas de stratification générale. Au niveau de la route d'Ilet à Cordes (1100-1300 m d'altitude), la brèche est très altérée, très zéolitisée et à texture pulvérulente. Elle y est recoupée par quelques intrusions inclinées à subverticales (Fig. III.21.h) et surmonte une pile de sills basiques et différenciés (cf. Fig. IV.17). La Brèche II de Cilaos est affectée par une déformation fragile relativement importante, cependant bien moindre que la Brèche I. Des minéraux secondaires (zéolite, calcite, talc) ont

crû au sein des failles, la plupart d'entre eux montrant des fibres de croissance orientées conformément au jeu des failles. De nombreux plans de cisaillement intra-brèches sont également observés, reprenant parfois les plans de stratification des coulées emballées dans la brèche. Plusieurs indicateurs cinématiques au sein de la Brèche II (textures de fluidalité, éléments étirés et roulés) suggèrent un écoulement vers le Sud (Fig. III.21.g).

Cette brèche est largement exposée dans le Cirque entre 400 et 1300 m d'altitude (Fig. III.17).

- Elle affleure de manière quasi-continue au bord de la route N5 entre 400 m (Le Pavillon) et 940 m d'altitude (tunnel de Peter Both), puis au niveau du lieu-dit « La Plate Forme » entre 950 et 1000 m d'altitude.

- Dans la rivière Bras Rouge, entre 570 et 450 m d'altitude, la Brèche II forme le sommet des reliefs du Parc à Tortue, du Parc à Dennemont et de l'Ilet Bois de Nèfles près des Trois Bras. A ce niveau, la Brèche II est observée contre le rempart sud ouest du Cirque, entre 550 et 850 m d'altitude. Dans ce rempart, un niveau à l'organisation chaotique apparaît entre deux unités laviques, contrastant avec la stratification homogène de ces dernières. Il est possible que ce niveau désorganisé corresponde au passage de la Brèche II sous le rempart. Cependant, cette zone étant impossible d'accès, la présence dans le rempart de la Brèche II ne peut donc être vérifiée avec certitude.

- Enfin la Brèche II est exposée le long de la route D242 à partir de la ravine Gobert (1276 m) jusqu'au village d'Ilet à Cordes (1140 m).

La Brèche II repose sur des coulées de lave basiques ou sur la Brèche I (Figure III.21.b, c, d et Fig. III.22). Le contact coulées inférieure/Brèche II est exposé dans toute la partie sud de la vallée du Bras rouge (aval Ilets Camp de Puces). Il est également observé sur la route d'Ilet à Cordes (1250 m d'altitude, entre le Piton de Sucre et le village) où il se trouve intrudé par une pile de sill (cf. chapitre IV, Fig. IV.4). Le contact subhorizontal Brèche I/Brèche II est quant à lui observé dans le Bras de Benjoin entre 900 et 750 m d'altitude (Fig. III.22.a) et dans la partie amont de la vallée du Bras Rouge :

- sur la route d'Ilet à Cordes entre 1276 m (ravine Gobert) et 1300 m d'altitude (Piton de Sucre). Il est intrudé par une pile de sills basiques et différenciés (cf. chapitre IV, Fig. IV.4),
- en rive droite de la rivière Bras Rouge, à 1150 m d'altitude (ravine Aurélien). A ce niveau, une pile de sills est également observée au contact entre les deux unités (Fig. III.21.b),

Un contact subvertical entre la Brèche I et la Brèche II est également suspecté au niveau de la ravine Gobert sur la route d'Ilet à Cordes et observé en rive gauche du Bras de Benjoin au niveau du cassé de la cascade Cap Noir. A ce niveau, la Brèche II forme les reliefs du Piton Papangues et du Piton Fougères (1147 m, Fig. III.17).

La Brèche II est recouverte par des coulées de lave basiques formant le rempart ouest du Cirque de Cilaos sous le Grand Bénare à 1500-1600 m d'altitude (Figure III.17). Ailleurs dans le Cirque, la Brèche II est recouverte par des formations détritiques récentes.

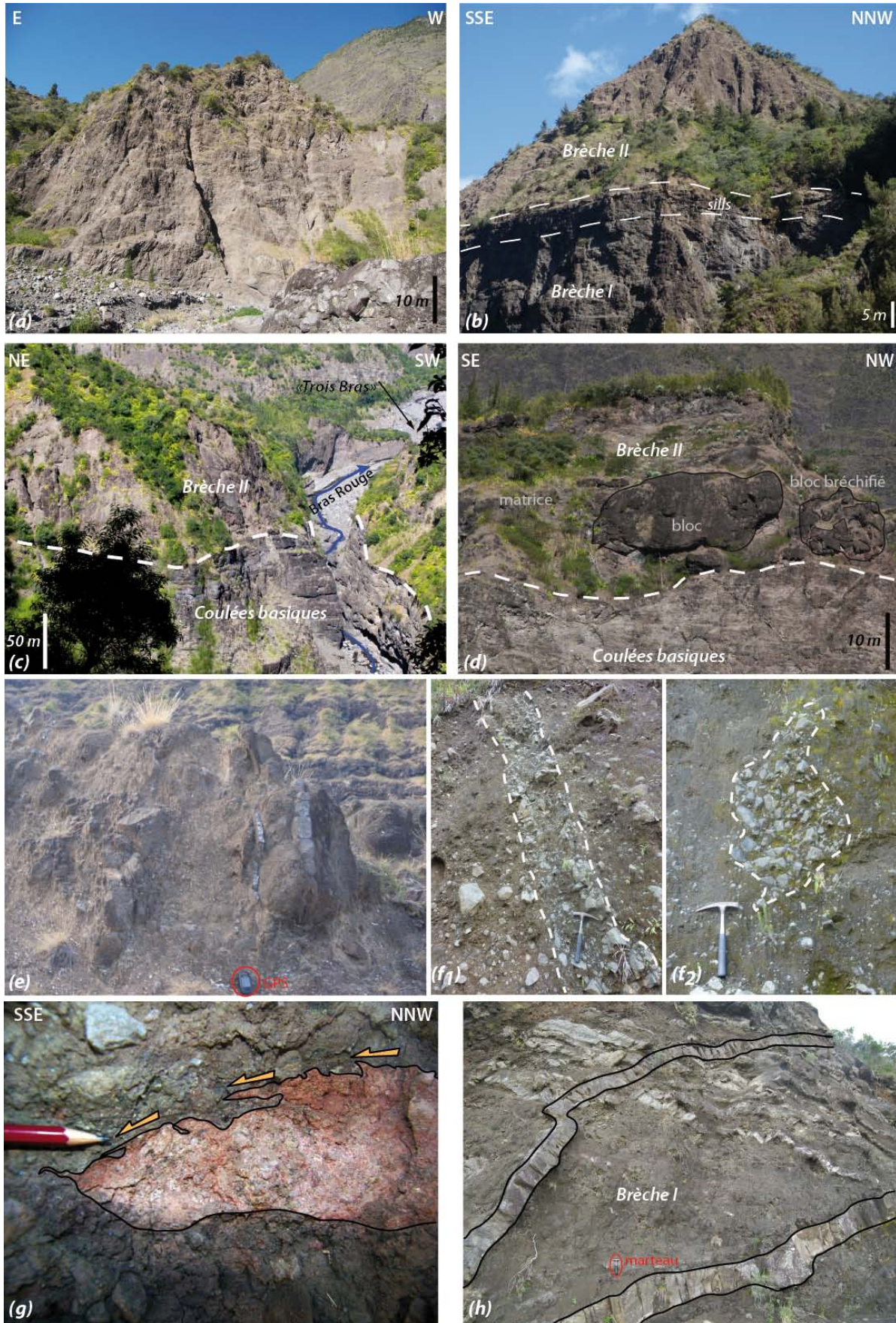


Figure III.21 (page précédente) : Brèche d'avalanche de débris II du Cirque de Cilaos. **(a)** Vue d'ensemble de la brèche au niveau du sentier Burel dans le Bras de Cilaos montrant la teinte claire et l'aspect peu consolidé de cette unité. A ce niveau la brèche surmonte des coulées de lave basiques formant l'unité de base dans la rivière. **(b)** Brèche II en rive droite du Bras rouge au niveau de la ravine Aurélien (vue depuis le Bassin Fouquet). Ici, la brèche surmonte la Brèche I et un niveau de sills est intrudé entre les deux unités. **(c)** Contact entre la Brèche II et les coulées de lave sous-jacentes à proximité des Trois Bras dans la partie sud du Cirque. **(d)** Contact Brèche II/coulées et organisation en faciès bloc et matrice dans l'unité de brèche **(e)** Élément lavique verticalisé dans la Brèche II, observé à proximité du Cap Noir et de la Plate Forme. **(f)** Éléments fracturés en *jig-saw cracks* visibles le long de la route de Cilaos - e_1 : fragment d'intrusion ; e_2 : bloc lavique. **(g)** Élément rougeâtre fluidisé renseignant sur la direction d'écoulement de l'avalanche, visible sur le sentier du Reposoir à proximité des Trois Bras. **(h)** Recoupement de la Brèche II par des intrusions magmatiques sur la route d'Ilet à Cordes.

L'ensemble des caractéristiques texturales et structurales de la Brèche II, très similaire à celles de la brèche « pulvérulente » de Mafate, nous permettent d'interpréter cette unité comme une brèche d'avalanche de débris. Son épaisseur est estimée à 200-250 m. Son recouvrement par des coulées basiques suggère une mise en place au cours du stade bouclier du Piton des Neiges. Des intrusions, recoupant la Brèche II au niveau de la Plate Forme, datées à 554 ± 13 ka (i.e, stade basique) et 354 ± 20 ka (i.e., stade intermédiaire, *Cruchet et al., 2008*) semblent s'accorder avec cette interprétation. L'organisation stratigraphique complexe des unités sur la route d'Ilet à Cordes, entre la ravine Gobert et le Piton de Sucre suggère une proximité avec la tête du glissement et donc un faciès proximal dans cette zone. D'après les indicateurs cinématiques trouvés dans la brèche, cette déstabilisation se serait propagée selon un axe globalement orienté Sud (Fig. III.22.b, Fig. III.23). Au sommet nord du rempart séparant Cilaos de la Plaine des Makes, le Piton du Petit Mapou a été daté à 611 ka (*Salvany, 2009*). La déstabilisation à l'origine de la Brèche II, postérieure à la Brèche I, serait donc antérieure à 611 ka. Au vu des grands volumes de brèche impliqués dans cette avalanche, il est probable que celle-ci ait eu une extension hors de la surface actuelle de Cilaos. Cependant, un certain nombre de contraintes manquent encore afin de confirmer ou d'infirmer cette interprétation et des investigations de terrain supplémentaires sont nécessaires.

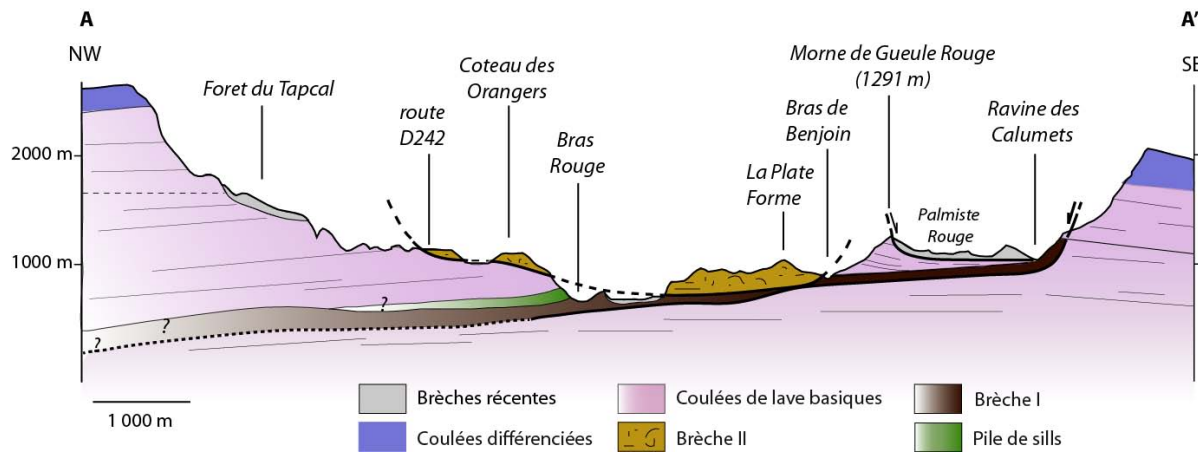


Figure III.22 : (a) Coupe interprétative NW-SE du Cirque de Cilaos montrant l'organisation structurale des principales unités.

III.3. Synthèse sur les déstabilisations de flancs du Piton des Neiges et implications structurales

Si l'existence de brèches d'avalanches de débris au sein des Cirques et sur le littoral du Piton des Neiges est largement acceptée depuis la fin des années 90 (Bachèlery et al., 1996 ; Maillot, 1999 ; Bachèlery et al., 2003 ; Bret et al., 2003 ; Oehler, 2005, Oehler et al., 2004, 2007 ; Arnaud, 2005 ; Lacquement et Nehlig, 2008 ; Famin et Michon, 2010), les interprétations diffèrent encore aujourd'hui sur la cartographie des unités, leur volume, leur direction d'écoulement et la géométrie des cicatrices d'avalanche. Nos observations de terrain associées à de nouvelles datations réalisées par Salvany (2009) et Berthod (2012), permettent d'apporter de nouvelles interprétations sur les événements de déstabilisation de flancs du Piton des Neiges. En effet, notre étude confirme l'existence de grandes quantités de brèches d'avalanches au sein des Cirques. Ces brèches d'avalanches affleurent également sur le littoral Nord et Ouest du massif et au sein des remparts construits de l'édifice. Par leur présence, elles attestent de l'occurrence de déstabilisations de flancs au cours de l'évolution du Piton des Neiges. Dans Salazie, l'unité des brèches noires constitue le témoin le plus ancien d'une avalanche de débris, cette dernière s'étant produite entre 2 et 3 Ma sur le flanc Nord de l'édifice (Tab. III.1). Les âges supérieurs à 2 Ma, obtenus dans Salazie et permettant de dater cette avalanche invalident l'interprétation de Gillot et al. (1994) et Salvany et al. (2012) selon laquelle le volcan de La Montagne se serait édifié seul il y a 2-3 Ma bien avant le Piton des Neiges s.s. dont l'activité aurait débuté à 1,4 Ma (Salvany, 2009). Si l'activité au niveau du massif actuel de La Montagne il y a

environ 2 Ma est incontestée, une activité volcanique soutenue se produisait également, plus à l'Est, sur un Piton des Neiges déjà largement édifié à la même époque.

Une seconde déstabilisation se serait produite vers le NE avant 1,6 Ma (Fig. III. 23). Les brèches dites « primitives » affleurant au niveau de La Porte et du barrage à Mafate et dans la galerie Salazie Aval pourraient constituer un témoin de cette avalanche (Tab. III.1). Cependant l'âge de 1,6 Ma reste sujet à caution car la validité de cette datation n'est pas confirmée.

Avant 1,3 Ma, une succession d'effondrements orientés vers l'Ouest se produisent au niveau du flanc SSW du Piton des Neiges, à l'origine de la Brèche I de Cilaos (Fig. III.23, Tab. III.1). Il est intéressant de noter les similitudes texturales et structurales entre la Brèche I de Cilaos, la Brèche des Orangers de Mafate et l'unité de Brèche I du Cap La Houssaye (*Bachèlery et al., 2003*). Elles indiquent le remaniement de produits similaires dans les deux Cirques. La Brèche des Orangers témoigne également d'un effondrement vers l'Ouest, vers 1 Ma (Tab. III.1) La présence d'horizons remaniés au sein de la Brèche I de Cilaos et d'éléments de nature bréchique plus anciens emballés dans cette dernière et dans la Brèche des Orangers suggère l'occurrence de déstabilisations successives. Ainsi, entre 1,3 et 1 Ma, le flanc ouest et sud du Piton des Neiges auraient subi une succession d'effondrements formant au final une vaste dépression ouverte vers l'Ouest englobant les Cirques actuels de Mafate et Cilaos (Fig. III.23).

Toujours au cours du stade bouclier de l'édifice, avant 611 ka, une avalanche de débris orientée vers le Sud aurait affecté une partie du flanc sud du Piton des Neiges (Tab. III.1 et Fig. III.23). Cette avalanche serait à l'origine de la Brèche II de Cilaos. A la même période, entre 1 Ma et 483 ka, le flanc NNO du Piton des Neiges est également affecté par un effondrement en masse, vers le NO ou le NNO, à l'origine de la brèche pulvérulente de Mafate. La cicatrice de cette avalanche n'a en revanche pas pu être déterminée. Ces deux brèches d'avalanches de débris présentent également des similarités texturales et morphologiques frappantes s'accordant avec l'occurrence d'effondrements sub-contemporains, remaniant les mêmes produits volcaniques.

Au cours de son stade bouclier, la croissance du Piton des Neiges a donc été ponctuée par plusieurs évènements de déstabilisation affectant largement la morphologie de l'édifice. Au cours du stade différencié, seul un événement a été mis en évidence (avalanche de Grand Ilet) mais il est probable que d'autres effondrements de volumes limités aient eu lieu à cette période et leurs produits effacés par l'érosion. L'avalanche de Marla constituerait l'événement le plus récent encore visible à l'affleurement et serait au moins antérieur à 4000 ans (Tab. III.1).

Notons que les évènements d’avalanches de débris identifiés lors de cette étude ne sont probablement pas les seuls évènements s’étant produits sur le massif. En effet, d’autres unités de brèches (Mare à Poule d’eau, Ilet à Vidot, entre autres) ont été mises en évidence par les études précédentes (Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005 ; Oehler et al., 2007, cf. Chapitre II), suggérant l’occurrence de déstabilisations additionnelles. Cependant, ces dépôts n’ayant pas été étudiés en détail, nous n’apportons pas de contribution significative à leur interprétation.

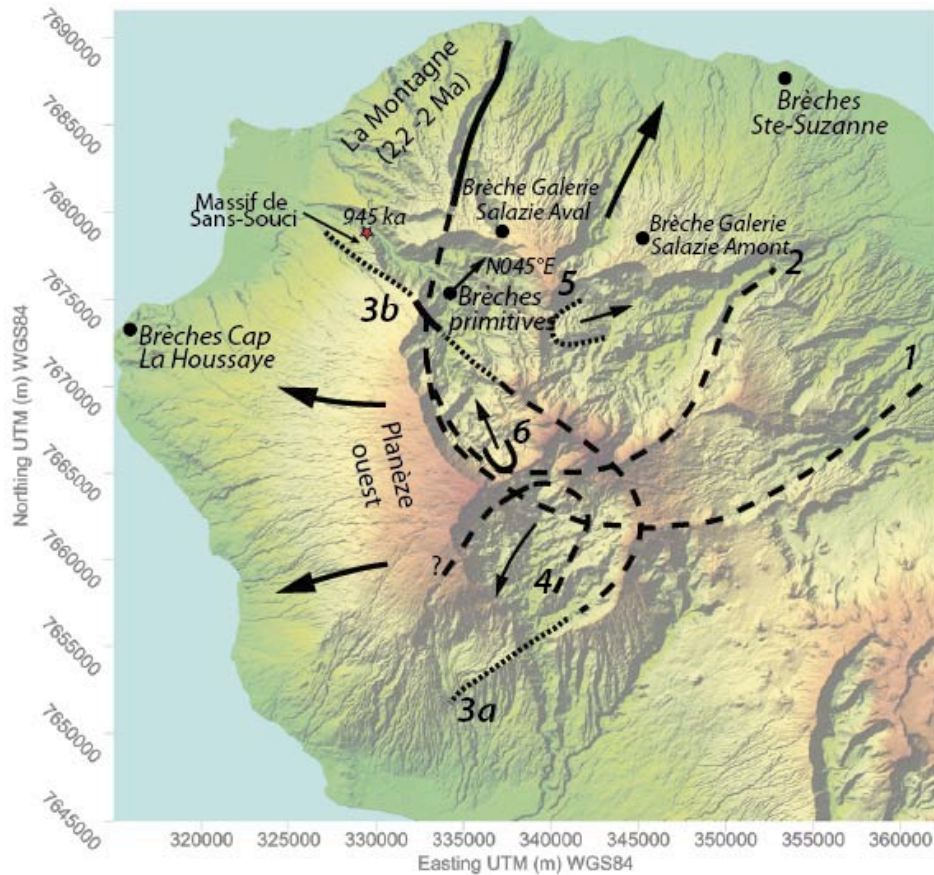


Figure III.23 : Directions d’écoulement générales et cicatrices de glissement présumées pour les brèches d’avalanche de débris mises en évidence sur le massif du Piton des Neiges. Les cicatrices du flanc Nord sont issues de Oehler (2005). La longueur des tiretés augmente avec le degré d’incertitude de la géométrie de la cicatrice. En traits pleins sont les limites certaines des calderas d’avalanche. Enfin, la numérotation se réfère au tableau III.1 ci-dessous.

Avalanche	Age	Flanc/Cirque	Orientation	Brèches associées	Extension Hors Cirque	Cicatrice¹	Certitude²	Evidences principales	Sills sous-jacents
Av. I	2,6 - 2,4 Ma	Nord	Nord	Brèches noires (Salazie)/ Brèche Galerie Salazie Amont(?)/ Brèche Sainte Suzanne (?)	Oui	1 ou 2	+++	Age des sills anté-brèche et dykes post-brèches Continuité Brèche Noire/Br. Galerie/Br. 5 th -Suzanne Indicateurs cinématiques dans Brèche Noire	Oui
Av. II	anté 1,6 Ma	Nord	Nord	Brèches Primitives (Mafate)/ Brèches Galerie Salazie Aval (?)	Oui	1 ou 2	+	Stries d'écoulement Pendage des coulées sus-jacentes Continuité avec les brèches de la galerie Salazie aval Age dyke dans rift zone de Sainte Suzanne	Non
Av. III	anté 1,3 Ma	OSO	Ouest	Brèche I (Cilaos)	Oui	3a	++	Age coulées Morne de Gueule Rouge et exutoire Orientation plans de stratification coulées de débris Disparition de la Brèche I au Sud du Cirque	Oui
Av. IV	anté 945 ka	Ouest	Ouest	Brèche Orangers (Mafate) / Brèche I Cap La Houssaye	Oui	3b	+++	Age coulées supérieures et inférieures Affleure dans le rempart et données CSAMT Paléo-relief de Sans Souci	Non
Av. V	post Av. III - 611 ka	Sud	Sud	Brèche II (Cilaos)	Oui	4	+++	Age rempart Plaine des Makes (Piton Mapou) Indicateurs cinématiques dans Brèche II Présence dans le rempart SO (?)	Oui
Av. VI	post Av. IV - 483 ka	Moitié Ouest Mafate	NO - NNO	Brèche pulvérulente (Mafate)	?	?	++	Recouvre Brèche des Orangers Age des coulées supérieures	Non
Av. VII	post 350 ka	Nord Ouest Salazie	ENE	Brèche de Grand Ilet (Salazie)	Non	5	++	Contient des éléments différenciés Bordée par les remparts ouest et nord de Salazie	Oui
Av. VIII	anté 3520 ± 70 ans	Moitié Sud Mafate	Nord	Brèche de Marla (Mafate)	Non	6	+++	Age ¹⁴ C des dépôts supérieurs Cicatrice nettement visible	Non

Tableau III.1 : Tableau récapitulatif des principaux évènements de déstabilisation de flanc au Piton des Neiges déterminés à partir des unités de brèches d'avalanche de débris reconnues sur l'édifice lors de cette étude. ¹Le numéro attribué aux cicatrices d'avalanche fait référence à la figure III.23. ²La codification utilisée doit se lire comme suit : + incertain, ++ probable, +++ fortement probable. D'autres déstabilisations ont pu se produire (cf. Oehler et al., 2007, Arnaud, 2005) mais ne sont pas mentionnées dans ce tableau.

Enfin, notre analyse des brèches de fond de Cirque met en avant la présence de sills sous forme de piles épaisses à la base de certaines unités de brèches d'avalanches de débris (Brèche Noire, Brèche I, Brèche II, Grand Ilet). L'association récurrente sills/brèche d'avalanche suggère un couplage mécanique entre instabilité de flanc et injection subhorizontale de magma sur les flancs nord et sud du Piton des Neiges. Ce couplage a déjà été suggéré dans Salazie pour la Brèche Noire par Famin et Michon (2010) et Berthod (2012) et nous l'étendons à la Brèche de Grand Ilet et aux Brèches I et II de Cilaos.

Comme sur de nombreux volcans boucliers basaltiques, la croissance du Piton des Neiges a été ponctuée de nombreux épisodes de déstabilisations en masse de ses flancs. Si sur la majorité des édifices, l'instabilité des flancs est associée à l'activité intrusive de type rift zone hawaïenne (e.g. Swanson et al., 1976 ; Dieterich, 1988), la question du rôle des sills et des intrusions subhorizontales sur la déformation et l'instabilité des flancs se pose au Piton des Neiges. Pour cela, l'étude de la géométrie des systèmes intrusifs du Piton des Neiges et de leurs relations avec la déformation enregistrée sur l'édifice se révèle nécessaire et fait l'objet du chapitre IV de ce manuscrit.

CHAPITRE IV

*Intrusions, déformation et paléo-
contraintes au Piton des Neiges*

–

*Interactions mécaniques et
implications structurales*

Chapitre IV – Intrusions, déformation et paléo-contraintes au Piton des Neiges – Interactions mécaniques et implications structurales.

IV.1. Introduction

Les formations anciennes du Piton des Neiges affleurant dans les Cirques sont recoupées par de nombreuses injections magmatiques, témoins de l'intense activité intrusive de l'édifice. Chevallier (1979), Chevallier et Vatin-Pérignon (1982) et Maillot (1999) ont déjà étudié l'organisation des systèmes intrusifs à l'échelle du massif ou à l'échelle d'un Cirque. Si l'importance de la déformation affectant les structures profondes avait été soulevée par ces auteurs, aucune analyse détaillée des relations entre les intrusions et ces déformations n'avait alors été menée. L'étude structurale de Famin et Michon (2010) dans le Cirque de Salazie a pour la première fois mis en évidence une forte corrélation entre les directions des paléocontraintes associées aux structures de déformation, la présence d'épaisses piles de sills en profondeur et l'occurrence d'instabilités de flanc.

L'étude structurale réalisée au cours de cette thèse a été développée dans le but (i) de caractériser en détail l'organisation des intrusions dans les Cirques et sur les flancs du Piton des Neiges, (ii) d'analyser les structures de déformation affectant l'édifice et de reconstruire les états de paléocontraintes à l'origine de cette déformation à l'échelle du massif volcanique et (iii) de déterminer les relations structurales entre intrusions et les champs de paléocontraintes afin d'établir un modèle d'évolution du Piton des Neiges prenant en compte les interactions mécaniques entre l'activité magmatique, l'état de contrainte et le phénomène d'instabilité de flanc.

Le travail de terrain a été mené sur les sentiers arpentant les Cirques de Salazie, Mafate et Cilaos et dans le lit des principales rivières et ravines où les conditions d'affleurement sont les meilleures. Dans le Cirque de Salazie, les données recueillies par Famin et Michon (2010) ont été complétées et la zone d'étude étendue à l'ensemble du Cirque. Pour les Cirques de Mafate et Cilaos, les données d'intrusions de Chevallier (1979) et de Maillot (1999) n'étant plus

disponibles, nous avons donc procédé à de nouvelles mesures des intrusions recoupant l'ensemble de la zone. Nous avons également acquis un large jeu de microstructures témoins de la déformation de l'édifice. Ainsi, plus de 60 sites ont été investigués sur l'ensemble du Piton des Neiges. Ils ont permis l'acquisition de près de 3200 données dont 1669 mesures d'intrusions et 1516 mesures de structures de déformation.

IV.2. Caractéristiques générales des intrusions et des déformations du Piton des Neiges

IV.2.1. Intrusions

Les intrusions recoupant le massif érodé du Piton des Neiges s'organisent selon deux catégories principales : les intrusions « basiques » mises en place au cours du stade de construction du bouclier (d'au moins 2,6 Ma à 430 ka) et les intrusions « différenciées », attribuées au stade de dégénérescence de l'édifice (450-22 ka). Plusieurs critères macroscopiques définis ci-dessous permettent de distinguer les intrusions appartenant à l'une ou l'autre de ces catégories. Les informations relatives aux épaisseurs des intrusions mesurées sur le terrain seront utilisées dans le chapitre de modélisation numérique et dans un article en préparation (*Catry et al.*) inséré en Annexe I.

D'autre part, dans la littérature, les notions de dyke et de sill font souvent l'objet d'un usage abusif. Ainsi, pour certains auteurs, les dykes sont considérés comme des intrusions subverticales, au pendage généralement supérieur à 70° et les sills comme des intrusions subhorizontales au pendage inférieur à 30° (e.g. *Mathieu et al., 2008*). Dans cette définition, toute intrusion au pendage intermédiaire est qualifiée d'intrusion inclinée. Or, la définition stricte et exacte de ces termes se réfère à la position relative de l'intrusion par rapport à l'encaissant (e.g. *Walker, 1993*) : les dykes sont des intrusions discordantes par rapport à la stratification des unités encaissantes et les sills s'intrudent parallèlement à la stratification ou aux discontinuités lithologiques. Cette définition ne fait donc pas appel à la notion de pendage de l'intrusion bien que, dans la plupart des cas, la stratification étant subhorizontale, les sills possèdent un faible pendage. Dans ce manuscrit, cette seconde définition sera préférée.

IV.2.1.1 Intrusions du stade basique

Les intrusions attribuées au stade d'évolution basique du Piton des Neiges sont largement majoritaires et représentent 79% des données mesurées. De couleur sombre, ces intrusions sont des basaltes aphyriques ou des basaltes contenant des phénocristaux d'olivine en proportions variables. Les intrusions contenant entre 5 et 25% d'olivines (classification à l'œil nu) seront appelées basaltes à olivine et les intrusions contenant plus de 25% d'olivine seront nommées océanites.

- **Les basaltes aphyriques** sont de couleur sombre à la cassure et grise à la patine (Fig. IV.1.a.1, 2, 3). Cette dernière présente quelques fois une texture soyeuse, de couleur verdâtre, témoin d'une altération dans le faciès schiste vert (chlorite, serpentine). Certaines intrusions peuvent contenir quelques cristaux d'olivine (<5% à l'œil nu) et des microcristaux noirs de pyroxènes (100 µm à quelques mm). Les intrusions de basalte aphyrique sont fréquemment recoupées par des veines de calcite et de chlorite et sont le plus souvent recoupées par un réseau de fractures orienté perpendiculairement aux épontes (Fig. IV.1.a1). En roche totale et pour les éléments majeurs, ces intrusions sont caractérisées par des concentrations d'environ 45 pds% SiO₂, 5,7 – 9,7 pds% MgO et 2,42 – 3,75 pds% d'alcalins (Na₂O + K₂O) (Brothelande, 2007 ; Eychenne, 2008 ; Famin et Michon, 2010).

Les basaltes aphyriques basiques représentent 25% des intrusions mesurées au Piton des Neiges. Leur épaisseur est relativement homogène à l'échelle du massif et est comprise entre 40 et 60 cm (Fig. IV.3).

- **Les basaltes à olivine** sont de couleur sombre et contiennent des phénocristaux d'olivine en quantité variable (5-25% à l'œil nu) très souvent craquelés, iddingsitisés et chloritisés (Fig. III.1.b1, 2). Tout comme les basaltes aphyriques, les basaltes à olivine sont fréquemment altérés dans le faciès schiste vert et peuvent présenter une patine lustrée verdâtre associée à la présence de serpentine et de chlorite. Les basaltes à olivine sont nettement plus riches en MgO que les basaltes aphyriques (11,7 - 14,03 pds%) mais légèrement plus pauvres en alcalins (2,12 - 2,63 pds%) (Brothelande, 2007 ; Eychenne, 2008 ; Famin et Michon, 2010).

Les basaltes à olivine constituent la catégorie d'intrusions la plus abondante au Piton des Neiges et représentent 36% des données mesurées. Leur épaisseur en moyenne de 60-65 cm dans les Cirques et de 80 cm hors Cirques (Figure IV.3).

- **Les océanites** ont une teinte verte associée à la présence d'olivine (>25%) et une chloritisation et une serpentinisation importante. Les cristaux d'olivines sont très souvent chloritisés et iddingsitisés. L'altération poussée des océanites confère aux intrusions une texture

sableuse verdâtre plus ou moins pulvérulente au sein de laquelle subsistent quelques zones préservées de roche saine (Fig. III.1.c1-2). Les fractures qui recoupent ces intrusions lui confèrent un débit caractéristique en parallélépipèdes de taille centimétrique (Fig. III.1.c1). Ces intrusions sont caractérisées par une concentration en MgO très élevée comprise entre 15 et 30 pds% et une teneur en alcalins inférieure à 2 pds% (Brothelande, 2007 ; Eychenne, 2008 ; Famin et Michon, 2010).

Les intrusions d'océanites représentent 17% des données mesurées au Piton des Neiges. Il s'agit d'intrusions épaisses, en moyenne 80-100 cm dans Cilaos et Mafate, 50 - 60 cm d'épaisseur dans Salazie (Fig. IV.3).

- Quelques intrusions basiques grenues, essentiellement des **gabbros**, ont été également reconnues sur le terrain et sont facilement identifiables grâce à l'association minérale à pyroxènes, plagioclases et olivines. Elles sont généralement d'épaisseur supérieure au mètre.

Au sein des intrusions basiques, les basaltes aphyriques, les basaltes à olivine et les océanites se recoupent mutuellement, attestant d'une mise en place contemporaine. Ces intrusions ne se rencontrent que dans les formations basiques et pas dans les formations différenciées, ce qui confine leur occurrence au stade de construction du bouclier (>340 ka).

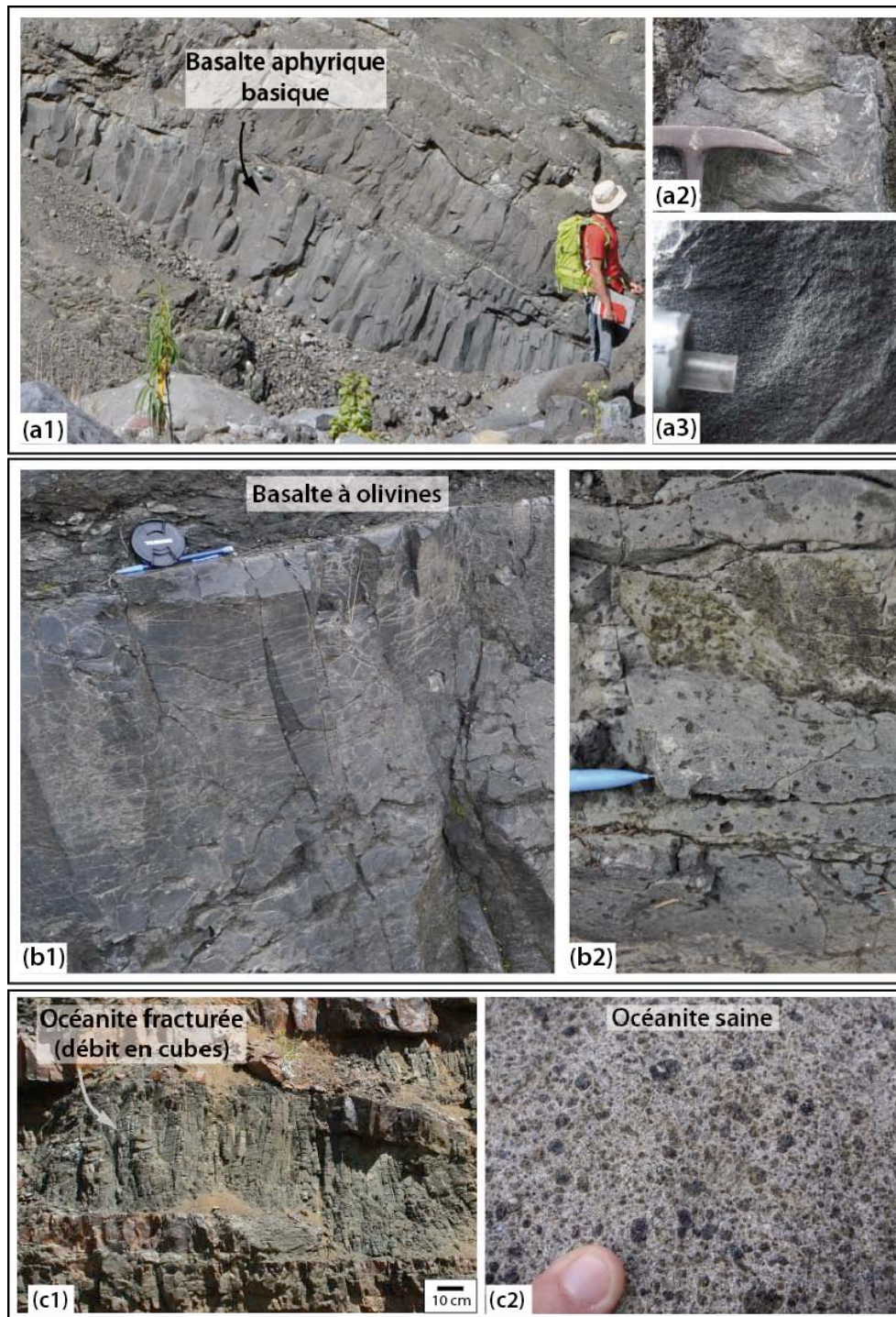


Figure IV.1: Intrusions du stade bouclier du Piton des Neiges. **(a1-3)** Basaltes aphyriques, **(b1-2)** Basaltes à olivine, **(c1-2)** Océanite altérée et fracturée et océanite saine.

IV.2.1.2. Intrusions du stade différencié

Les intrusions attribuées au stade différencié du Piton des Neiges ont des compositions variées. Il s'agit de basaltes à plagioclases, de basaltes alcalins, d'hawaiites, de mugéarites, de benmoréites, de trachytes et de syénites.

- Facilement identifiables, les **basaltes à plagioclases** sont riches en phénocristaux blancs millimétriques à centimétriques de plagioclase dans une matrice grise. Les intrusions de ce type sont très rares sur le terrain et concentrées sur la zone interne du Piton des Neiges dans les cirques de Cilaos et Mafate.

- Les **basaltes alcalins et les hawaiites** sont des intrusions microgrenues de couleur gris clair à gris sombre à la cassure (Fig. IV.2). A la patine, ces intrusions prennent une couleur caractéristique beige-marron ou orangée (Fig. IV.2). Elles présentent également des bordures de refroidissement noires très marquées et une striation magmatique fréquente. Ces intrusions se distinguent des intrusions basiques par leur aspect massif, très peu altéré et très peu fracturé. Elles sont caractérisées par l'absence de chlorite ou de serpentine. Seules quelques veines, et un remplissage des vacuoles par de la calcite ou de la zéolite peuvent être observés. Ces intrusions différenciées sont légèrement enrichies en SiO₂ (environ 49 pds%) par rapport aux basaltes aphyriques de la phase basique, appauvries en MgO (4,12 - 8,36 pds%) et sont plus riches en alcalins (4,29 - 5,51 pds%, *Brothelande, 2007 ; Eychenne, 2008 ; Famin et Michon, 2010*).

Elles représentent 17% des intrusions mesurées sur le massif. Ces intrusions possèdent des épaisseurs comprises entre 60 et 70 cm en moyenne, sauf à Salazie où leur épaisseur est plus importante et majoritairement comprise entre 70 et 110 cm (Fig. IV.3).

- Les **intrusions de mugéarite, de trachyte et de syénite** du Piton des Neiges présentent le degré de différenciation le plus élevé. De couleur claire à blanche, ces intrusions sont massives, peu ou pas altérées ni fracturées. Elles sont caractérisées par une concentration en SiO₂ supérieur à 55 pds%, une très faible teneur en MgO (1-2 pds%) et une concentration en Al₂O₃ d'environ 17 pds% (*Brothelande, 2007 ; Eychenne, 2008 ; Famin et Michon, 2010*). Ces intrusions sont rares à l'affleurement et seules quatre intrusions ont pu être mesurées. D'autres intrusions de ce type, inaccessibles à la mesure, sont visibles dans le paysage (ex. Ilet Dijoux à Cilaos). Ces intrusions différenciées peuvent atteindre plusieurs dizaines, voire une centaine de mètres d'épaisseur comme la syénite du Piton de Sucre, de la Chapelle et de l'Ilet Dijoux à Cilaos et de Trou Blanc à Salazie.

Les intrusions différenciées recoupent systématiquement les intrusions et les produits effusifs du stade basique (Fig. IV.6), critère témoignant de leur mise en place au stade dégénératif du volcan (<340 ka).



Figure IV.2 : Intrusions différenciées aphyriques du Piton des Neiges : aspect à la cassure (photos de gauche) et à la patine (photos de droite).

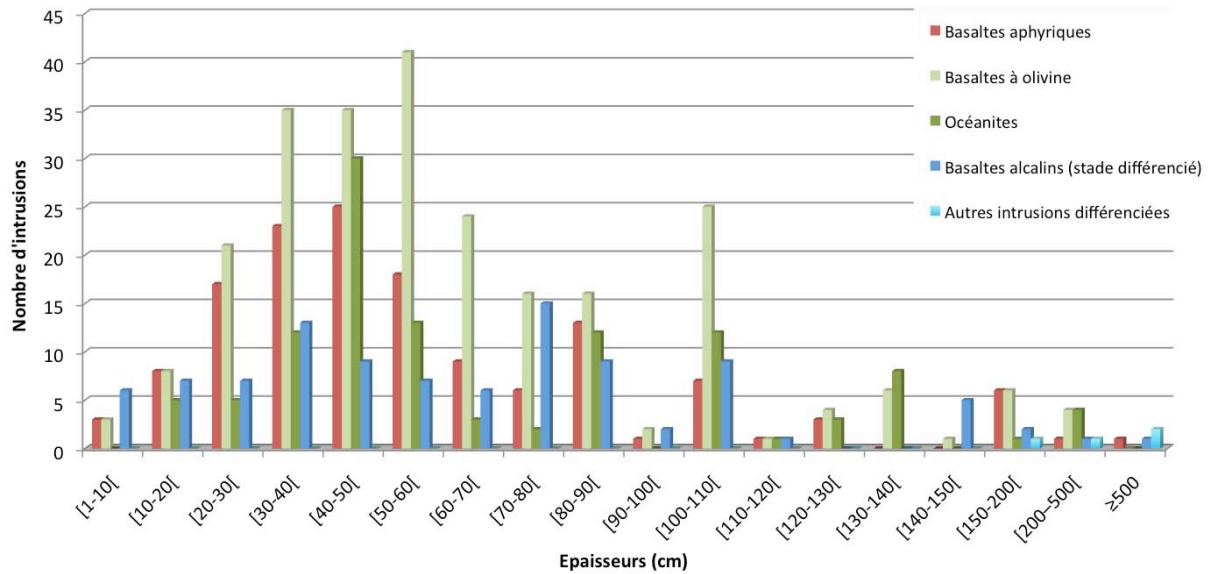


Figure IV.3 : Histogramme des épaisseurs des intrusions selon leur catégorie compositionnelle.

IV.2.1.3. Répartition spatiale des intrusions

Les intrusions ne se répartissent pas de manière homogène sur l'ensemble du massif. Ainsi, au Sud et au Nord du Piton des Neiges, les intrusions mesurées sont abondantes (621 dans le Cirque de Cilaos et 527 dans le Cirque de Salazie). En revanche, à l'Ouest du sommet, la quantité d'intrusions est significativement plus faible (384 mesures dans le Cirque de Mafate). Ces dernières se répartissant essentiellement sur une bande couvrant la moitié Nord du Cirque. D'autre part, seules 122 intrusions ont été mesurées hors des Cirques, mais ceci est en partie lié au manque d'accès à des zones profondes sur les pentes de l'édifice, majoritairement recouvertes par des coulées du stade différencié et relativement peu incisées par rapport aux Cirques. Les intrusions du stade différencié sont principalement concentrées à proximité du sommet du Piton des Neiges et se raréfient avec l'éloignement (seules trois occurrences observées hors cirque, Fig. IV.4), témoignant d'une focalisation de l'activité vers la zone sommitale de l'édifice au cours du stade de dégénérescence. En revanche, les intrusions basiques, dominées par les basaltes à olivine et les océanites, sont observées sur l'ensemble de l'édifice (Fig. IV.4). Les intrusions riches en olivines semblent cependant avoir une aire de répartition plus étendue que les basaltes aphyriques, qui sont peu observés hors des Cirques (20 occurrences contre 98).

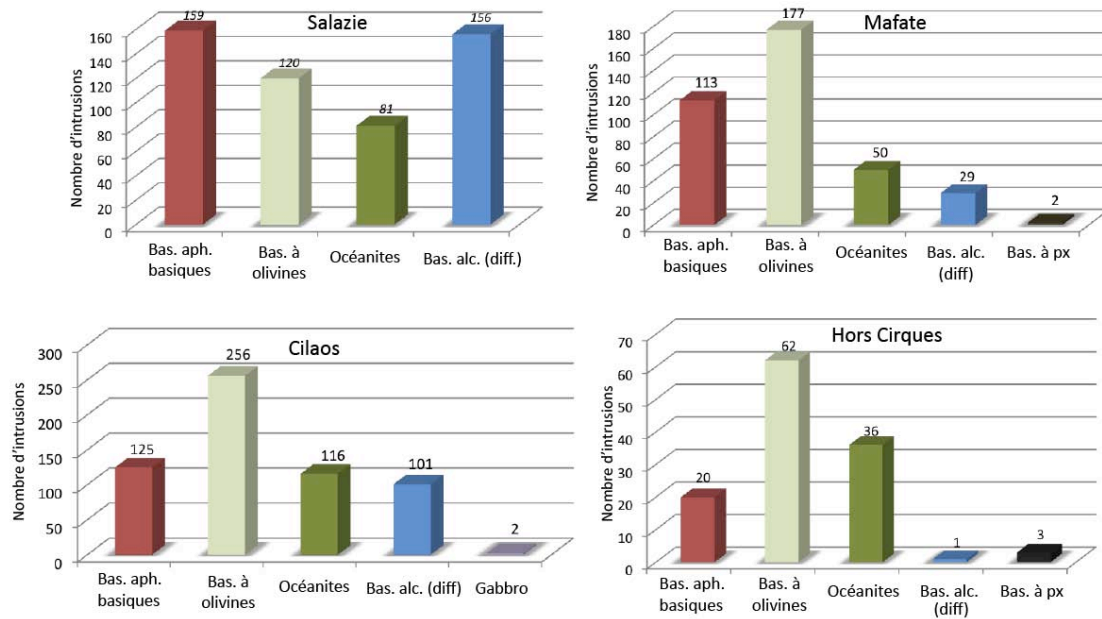


Figure IV.4 : Histogrammes de catégories compositionnelles des intrusions mesurées dans les trois Cirques et sur les flancs du Piton des Neiges au cours de cette étude.

IV.2.2 Déformations

Sur le Piton des Neiges, l'essentiel des structures de déformation observées sont de type fragile. Les seules occurrences de déformation ductile sont mises en évidence à proximité du détachement de Salazie (Famin et Michon, 2010). Elles sont également rencontrées dans le forage de Salazie SZ1 au niveau du gabbro (Demange et al., 1989 ; cf. Figs. II.6, III.1 et III.5). Un total de 1516 mesures de structures de déformation cassantes a été réalisé sur l'ensemble du Piton des Neiges. Elles prennent la forme de failles à plans striés minéralisés, de fractures avec ou sans jeu apparent et de fractures en extension et sont accompagnées le plus souvent de minéralisations secondaires de basse température, basse pression du faciès zéolite à schistes verts (zéolite, calcite, chlorite, serpentine) témoignant d'une activité hydrothermale syn-déformation.

Les déformations observées sont inégalement réparties sur le massif. Ainsi, 744 mesures ont été effectuées dans Salazie, 503 dans Cilaos et seulement 246 dans Mafate et 23 hors des Cirques. A Mafate, les évidences de déformation se concentrent majoritairement sur une petite zone à proximité de la rift zone de Sainte Suzanne et le reste du Cirque présente très peu de déformation. A l'inverse, les formations des Cirques de Salazie et de Cilaos sont très largement affectées par les structures de déformations. Ces dernières recoupent toutes les unités bien que les formations différenciées montrent un taux de fracturation bien moindre.

Sur l'ensemble du massif, les structures de déformation fragile sont en majorité extensives. En effet, 56% des microstructures mesurées sont des failles normales. Un certain nombre de failles décrochantes ont également été mesurées, représentant 24% de notre jeu de données. Les failles inverses sont peu abondantes (6,4%) et n'ont été observées qu'à Salazie et Cilaos. De même, un certain nombre de fractures en extension (veines minéralisées) subverticales ou subhorizontales ont été mesurées à Mafate et Salazie (7,4% des données). Enfin, 6,1% du jeu de données est constitué de failles à plans striés dont le sens de mouvement n'a pu être déterminé. L'inversion des données de failles permet de reconstruire le tenseur des paléocontraintes associé à ces structures. Cette inversion a été réalisée pour les sites de mesures présentant un nombre suffisant de failles compatibles (au moins 4 failles avec stries et sens sont nécessaires). Cependant sur certains sites, les données microstructurales, bien que suffisamment abondantes, ne permettent pas de déterminer un tenseur du fait de l'incompatibilité des orientations et des sens de jeu des failles.

IV.3 Intrusions et déformation : comparaison des données structurales

Une partie des données d'intrusions et des structures de déformation recueillies au cours de cette étude est présentée dans un article en préparation pour soumission à *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*. Cet article, intitulé « *Deformation of basaltic shield volcanoes under co-intrusive stress permutations* », présente les données structurales acquises dans les Cirques de Mafate et de Salazie. Il fournit une explication sur la stratégie de mesure sur le terrain, sur la méthodologie appliquée pour le traitement des données et la procédure d'inversion et sur les concepts mécaniques utilisés au cours de notre étude. Dans cet article est proposé un modèle conceptuel d'interaction mécanique entre les intrusions de magma dans l'édifice et l'état de contrainte, basé sur l'occurrence répétée de permutations des axes des contraintes principales sous l'effet de la surpression magmatique. Ce modèle permet d'expliquer l'occurrence d'instabilités de flancs au Piton des Neiges, et en particulier les directions de mise en place des avalanches de débris déterminées dans le chapitre précédent.

Les données supplémentaires, acquises dans Cilaos et hors des Cirques seront présentées à la suite de cet article et leur consistance vis à vis du modèle proposé sera discutée en fin de chapitre.

IV.3.1. Article en préparation

Deformation of basaltic shield volcanoes under co-intrusive stress permutations

Marie Chaput¹, Vincent Famin¹, and Laurent Michon¹

¹Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, Saint-Denis, France.

Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Paris, France.

UMR 7154, CNRS, Paris, France.

*Corresponding author: M. Chaput, Laboratoire GéoSciences Réunion – IPGP, Université de
La Réunion, 15 avenue René Cassin BP 7151, 97715 Saint-Denis messag. cedex9. La
Réunion, France (marie.chaput@univ-reunion.fr).*

Abstract

We performed a microstructural study of Piton des Neiges (the inactive and eroded volcano of La Réunion Island) to understand how intrusions and stresses control each other in basaltic volcanoes. Our study reveals that three perpendicular intrusions trends coexisted during the 2 Myr history of the volcano: a diffuse N120-140°E rift zone, a perpendicular dike trend, and \geq 20 m-thick stacks of subhorizontal intrusions hereafter called “sill zones”. Independently, the inversion of fault-slip data shows that incompatible paleostress fields recurrently occurred along with intrusions: a dominant N030°E extension, a perpendicular extension, and strike

slip or thrust regimes. The orientation of paleostresses is consistent with the orientation of the three perpendicular intrusion populations. We propose that stress accumulation in the edifice under the effect of repeated magma injections resulted in permutations of the principal axes of the stress tensor, themselves causing a reorientation of the next magma intrusions. Stress permutations occurred as cycles. Each cycle started with dike injections in an extensional stress field, reducing the deviatoric stress and switching the axes of principal stresses, and ended up with sill intrusions in a compressional stress field. Sill zones acted as detachment planes, restoring the extensional stress field and initiating a new cycle of stress permutations. Our model of stress permutations is in agreement with the pattern of eruptions and deformations observed at Piton de la Fournaise (the active volcano of La Réunion). In contrast with the Hawaiian model of spreading on a decollement, stress permutations in La Réunion volcanoes imply that the basal deformation of the edifices, if any, is not sufficient to compensate the reduction of deviatoric stress caused by intrusions.

1. Introduction

How is the deformation of basaltic shield volcanoes related to magmatic activity? In the case of Kilauea and other Hawaiian volcanoes, deformation proceeds by spreading of the edifice on a basal decollement [e.g. *Denlinger and Okubo*, 1995; *Owen et al.*, 1995], and by the repeated injection of subvertical dikes in rift zones [e.g. *Swanson et al.*, 1976; *Dieterich*, 1988]. Evidence of this deformation style includes overthrusting structures [*Morgan et al.*, 2000, 2003] at the base of the volcano, the planar organization of microseismicity [*Got et al.*, 1994; *Got and Okubo*, 2003], and the nearly synchronous occurrence of slip events on the basal plane and magma injections in rift zones [*Owen et al.*, 2000; *Brooks et al.*, 2008; *Montgomery-Brown et al.*, 2011]. However, on many deformed volcanoes, the rift zones are not clearly defined or show a much more complex geometry than the 60 – 120 km-long

Hawaiian ridges [e.g. *Staudigel et al.*, 1986; *Ancochea et al.*, 2008; *Geyer and Marti*, 2010], and there is no evidence of overthrusting at the base of the edifices to support the existence of gravitational spreading [*Carracedo*, 1999; *Mitchell et al.*, 2002]. Piton de la Fournaise (La Réunion Island) illustrates this category of volcanoes, with its arcuate, diffuse rift zones and its characteristic absence of basal compression [*de Voogd et al.*, 1999; *LeFriant et al.*, 2011], despite an important active subaerial deformation of the edifice. For Piton de la Fournaise and other basaltic volcanoes alike, the structures accommodating deformation remain debated, as well as the driving forces of deformation.

Additional information about the mechanisms of volcano deformation can be provided by direct observation of the inner structure of extinct eroded volcanoes. On La Gomera and La Palma volcanoes (Canary Islands), thick swarms of low-dipping intrusions are observed, often in association with deformation structures [*Staudigel et al.*, 1986; *Fernandez et al.*, 2002; *Ancochea et al.*, 2008]. A recent study on Piton des Neiges volcano (La Réunion Island) also reported the exposure of an outward detachment (i.e. a low-angle normal fault) intruded by a thick pile of basic magma injections. *Famin and Michon* [2010] proposed that these low-dipping intrusions in the detachment participated to the long-term destabilization of the edifice by both co-intrusive rapid slip and inter-intrusive slow deformation. These examples suggest that magma injections and internal deformations may be coupled through a different process than in the spreading and rift zones model.

This paper is an extension of *Famin and Michon* [2010], designed to provide a mechanical framework for the deformation of basaltic volcanoes that do not show obvious evidence of spreading on a basal decollement. We explored how deformation can be related to low-dipping intrusions, taking Piton des Neiges as the studied example because of its exceptional exposure conditions (Fig. IV.5). To do so, we performed a detailed re-investigation of the geometrical features of intrusions and of the deformation structures that affected the edifice

during its evolution. We used an inversion of intrusions and fault-slip data to reconstruct the stress field under which magma injections and deformation were generated. Our results reveal a strong mechanical feedback between intrusions geometries, stress orientations and volcano deformation. These new constraints allow us to propose an alternative model for the relationship between deformation and magmatic activity in basaltic volcanoes.

2. Geological setting

La Réunion is a ~5 Myr-old basaltic edifice, built on the oceanic crust at 4000 meters below sea level, and displaying a sub-circular shape, 200-240 km in diameter (Fig. IV.5). The subaerial part of La Réunion is made of two main volcanoes, Piton des Neiges (inactive) to the west, and Piton de la Fournaise (active) to the east. The existence of a third dismantled edifice, les Alizés, located below Piton de la Fournaise, is suggested by geophysical and geochemical surveys [Rançon *et al.*, 1989; Malengreau *et al.*, 1999; Lénat *et al.*, 2001; Gailler *et al.*, 2009; Smietana, 2011]. Piton des Neiges volcano began its shield building stage (i.e. emersion and rapid growth) before 2.2 Myr, and produced exclusively transitional basic magmas until 430 kyr [McDougall, 1971; Kluska, 1997]. The degenerative stage (i.e. explosive activity and progressive extinction) occurred from 350 kyr to 29 kyr [Gillot and Nativel, 1982; Kluska, 1997], with the emission of alkalic differentiated magmas. During and after the activity of Piton des Neiges, erosion incised the three cirques (sub-circular depressions) of Salazie to the north, Mafate to the northwest and Cilaos to the south. These eroded cirques provide an exceptional access to the inner structure of the basaltic edifice.

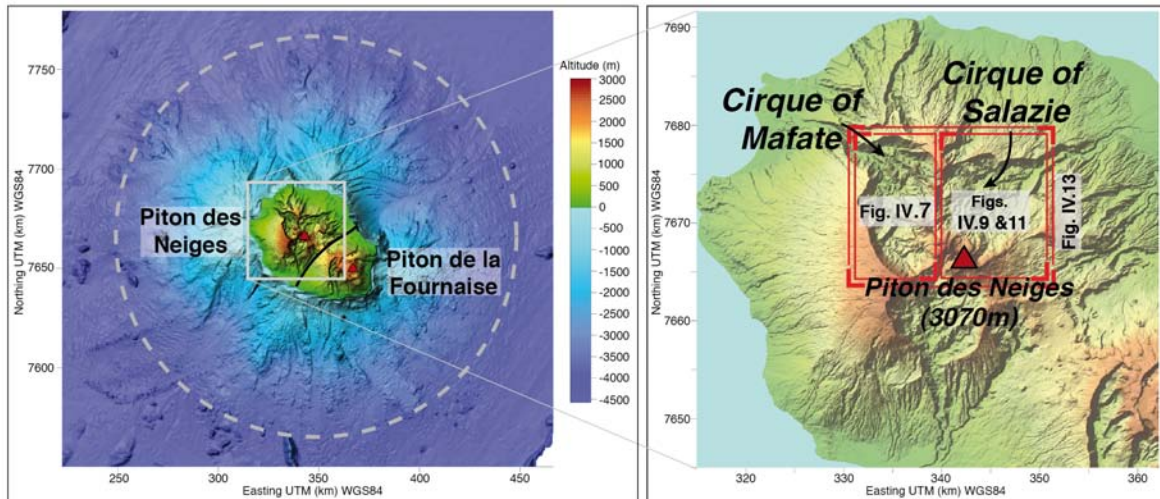
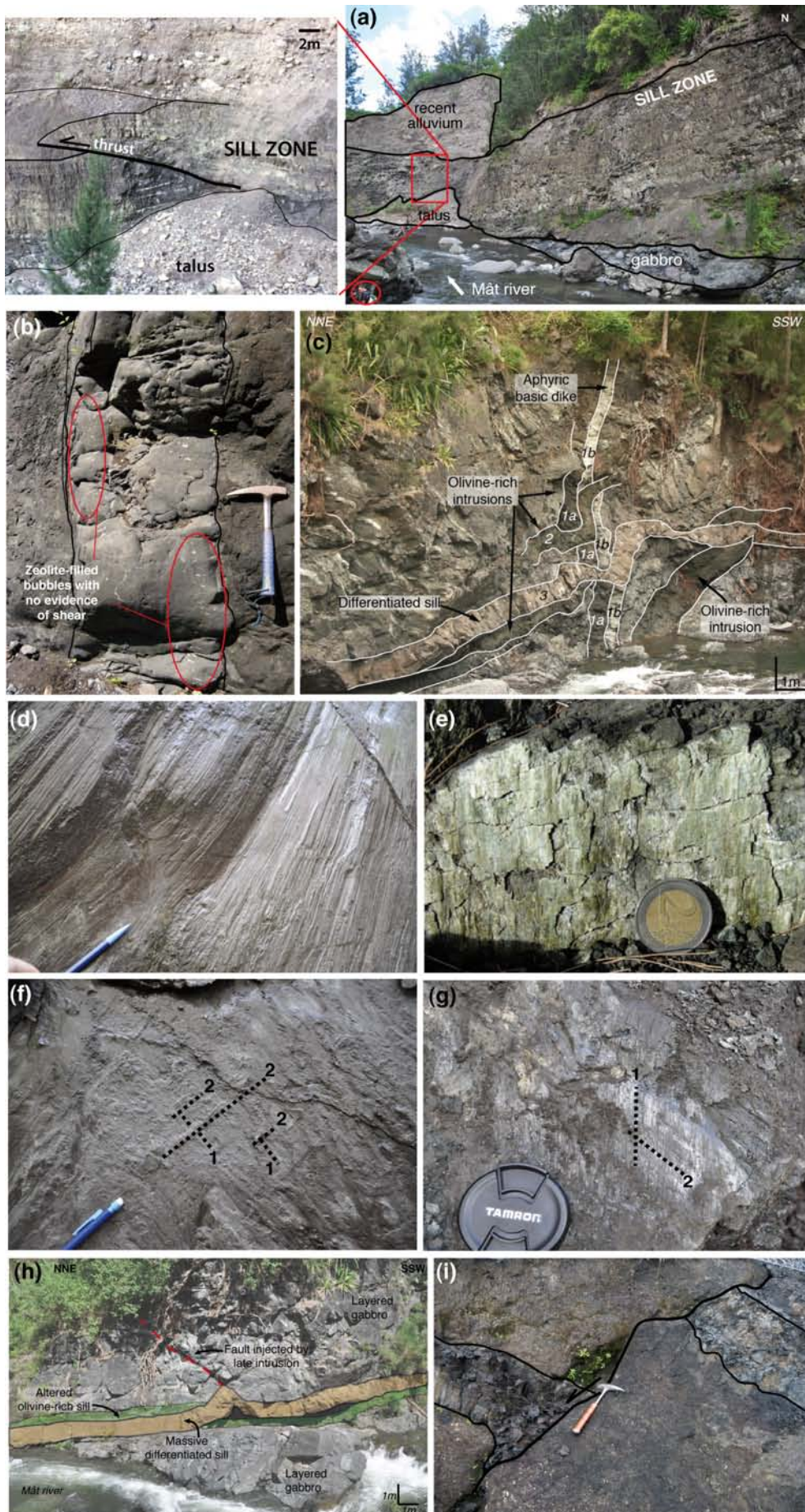


Figure IV.5: Submarine and subaerial relief of La Réunion edifice. The dashed circle represents the limit of the edifice.

The deepest observed unit is an intrusive body of layered gabbro, cropping out at the kilometer scale in the Cirque of Salazie [Upton and Wadsworth, 1972]. Geophysical surveys and drilling revealed that this gabbroic body is at least 10 km in diameter [Demange *et al.*, 1989; Malengreau *et al.*, 1999; Gailler and Lénat, 2010]. The gabbro is covered by a unit of breccia made of basic eruptive products, interpreted as a debris avalanche deposit. The basic breccia unit is covered by differentiated products, suggesting that it is older than the degenerative stage, though its specific age is unknown. Basic breccias are also observed in the Cirques of Mafate and Cilaos and on the northern and western coasts of the island [Maillot, 1999; Bret *et al.*, 2003; Bachèlery *et al.*, 2003; Arnaud, 2005; Oehler, 2005]. The rest of Piton des Neiges is made of basic pahoehoe lavas flows, covered by ignimbrites, differentiated lavas and breccias belonging to the degenerative stage. Intrusive systems are organized along a dominant trend N120°E, active during the entire evolution of Piton des Neiges and well developed in the Cirque of Mafate [Chevallier and Vatin-Perignon, 1982]. Other minor trends radial to the summit of Piton des Neiges have been proposed in the directions N10°E, N30°E, N45°E, N55°E and N160°E [Chevallier and Vatin-Perignon, 1982; Maillot, 1999], but there is no general agreement over their existence [Michon *et al.*, 2007].

The contact between the gabbro and the basic breccia, described as a detachment by *Famin and Michon* [2010], is the focus of an important northward ductile shear deformation, a greenschist-facies hydrothermal alteration, and a stack of 50 – 70 northward low-dipping intrusions of olivine-rich basalt (Fig. IV.6a). These low-dipping intrusions are sills since they are intruded at a lithological discontinuity. Many intrusions also crosscut the gabbro, the breccia and the basic lava flows, and are therefore dikes since they are discordant with the country rock. Brittle deformation, consistent with an extension toward the north, is observed in the gabbro, the pile of sills and the breccia in several outcrops within the Cirque of Salazie.

Figure IV.6 (next page) : (a) Pile of sills at the site SZ2, intruded between a gabbro lens and a debris avalanche breccia (not visible on the picture). The sills are crosscut by several thrusts, sometimes of plurimetric size (left picture courtesy of B. Upton). (b) Basic dike in the basic breccia (site Bb5). The bubbles at the opposite sidewalls show a symmetric profile and no evidence of shear deformation. (c) Crosscut relationships between intrusions of different composition at the site Gab1. (d) Striated fault plane in the basic breccia (site Bb3). (e) Chlorite slickenfibers on a fault plane in the sill zone SZ2. (f) (g). Superimposed slickenside lineations on a single fault plane. (h) Crosscut relations between intrusions and fault at the site Gab1. The differentiated sill crosscuts the basic sill and intrudes a fault plane. (i) Normal fault crosscutting a basic intrusion at the site Pah1.



3. Methods

Intrusions and brittle deformation microstructures were measured at twelve and fourteen sites in the Cirques of Mafate and Salazie, respectively. Given the present-day altitude of the measurement sites (300 – 1700 m) and the height of Piton des Neiges (from 4300 m in the shield building stage to 3070 m in the present), the data are estimated to be representative of the intrusive activity and deformation at depths of 1400 to 4000 m from the summit in the edifice.

The data were measured and processed following the recommendations of *Delvaux and Sperner* [2003] and *Sperner and Zweigel* [2010]. These recommendations include the search for chronological relationships in the field, the attribution of a confidence level to each datum, and the non-automated separation of data into mechanically compatible subsets. Intrusions and deformation data were treated separately in order to obtain independent solutions and to check their consistency. Intrusions (dikes and sills) were considered as extension fractures according to the field observation of kinematic markers of mode I opening in some of them (Fig. IV.6b), keeping in mind that some others may actually be shear fractures, i.e. fractures with opening and shear displacements (see section 5.5). Intrusions were classified according to their field-observed basic or differentiated composition and into subsets of similar orientations (trend and dip). Similarly, non-magmatic extension fractures (i.e. mode I cracks filled with secondary minerals) and fault-slip data were first manually sorted according to their kinematics and orientation. The data were processed using the Rotational Optimization method included in the TENSOR software [*Delvaux and Sperner*, 2003]. This method is an iterative direct inversion procedure based on the following assumptions: (1) the rock behaves as a linear elastic material around the fractures (i.e. stress and strain are coaxial according to Hooke's law); (2) displacements on fractures are small compared to the representative element volume of the rock mass; (3) the fractures do not interact with each other; (4) for

faults, the slip vector (indicated by striae) on each fault plane is collinear to the maximum shear stress on this fault plane (i.e. the *Wallace* [1951] and *Bott* [1959] hypothesis).

The elastic behavior of rocks for small displacements on short time intervals has been confirmed by mechanical tests [*Birch*, 1966] and by seismology [*Aki and Richards*, 1980]. As shown by *Pollard and Muller* [1976], the assumption of a linear elastic medium is also reasonable for the analysis of the deformation related to magma intrusions. Some authors consider, however, that inversion of fault-slip data is not reliable to determinate paleostresses [e.g. *Twiss and Unruh*, 1998; *Gapais et al.*, 2000; *Kaven et al.*, 2011]. They argue that within a fault zone, stress and strain are not coaxial but are more probably related by non-linear anisotropic laws, and therefore that strain markers cannot give access to stress. However, *Lacombe's* [2012] review provides ample examples of the excellent agreement between paleostresses and other stress measurement methods, and concludes that, within a series of methodological precautions [e.g. *Sperner and Zweigel*, 2010], the inversion of fracture data yields reliable stress tensors.

As the orientations of slip vectors depend only on four of the six parameters of the stress tensor, only a reduced stress tensor, defined by the three principal stress orientations and the stress ratio $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, is actually computed [*Angelier*, 1975, *Angelier*, 1984]. The Rotational Optimization method allows the combination of fault-slip and extension fracture data to constrain the reduced stress tensor. Different procedures are used depending on the type of data that compose the analyzed set. For extension fractures (and thus for intrusion data), the iterative inversion aims at minimizing both the normal stress (to favor opening) and the shear stress (to prevent slip). As it does not deal with slip deviation, the resolution of the inverse problem for extension fractures only provides a reliable orientation of σ_3 , but not of σ_1 and σ_2 . For fault-slip data, we used a composite function (function F5 in TENSOR), which primarily minimizes the slip deviation between the observed and resolved slip vectors on the

plane and, in addition, maximizes the resolved shear stress magnitude and minimizes the resolved normal stress magnitude in order to favor slip on the plane. The quality of the computed stress tensors have been estimated using the quality ranking system of the World Stress Map project [Sperner *et al.*, 2003], which ranges from A (best) to E (worst).

4. Results

4.1. Cirque of Mafate

4.1.1 Intrusions

Two categories of intrusion compositions are observed in the field. Basic intrusions, made of dark basalt containing up to 35% in volume of olivine phenocrysts, altered in the greenschist facies, are attributed to the shield building stage of Piton des Neiges. Differentiated intrusions, made of light-colored unaltered trachy-basalt to trachyte and syenite, are attributed to the degenerative stage. In the Cirque of Mafate, more than 330 intrusions were measured. Basic intrusions and differentiated intrusions represent 93% and 7% of the data, respectively. Both are found in the basic pahoehoe lava flows and in the basic breccia. In majority (i.e. at 11 measurement sites), the intrusions are dikes (discordant with the country rock) trending toward the ESE-WNW to SSE-NNW, and 63% of them have dip angles greater than 70° (Fig. IV.7, Fig. IV.8). This preferential orientation of intrusions is consistent with σ_3 being oriented N050/11°E in average (Table IV.1). Four sites contain exceptions, two having dikes consistent with σ_3 oriented N003/1°S (Pah4) and N095/3°E (Pah8) and two with subhorizontal sills (Pah10, Pah11) parallel to the bedding stratification of the lavas (i.e. consistent with a subvertical orientation of σ_3).

Intrusions are heterogeneously distributed over the Cirque of Mafate. 89% of the data are found north of the Calumets ridge, with an obvious maximum density in the Sainte Suzanne River (Fig. IV.7). The high density of intrusions, their subvertical dip and their single orientation are consistent with the N120°E rift zone proposed by *Chevallier and Vatin-Perignon* [1982]. Note, however, that the western part of this rift zone appears to be inflected toward the direction N140°E. Comparatively, few intrusions occur in the basic pahoehoe lava flows and breccias of the southern half of Mafate, and these intrusions are not concentrated into any zone of preferential injections.

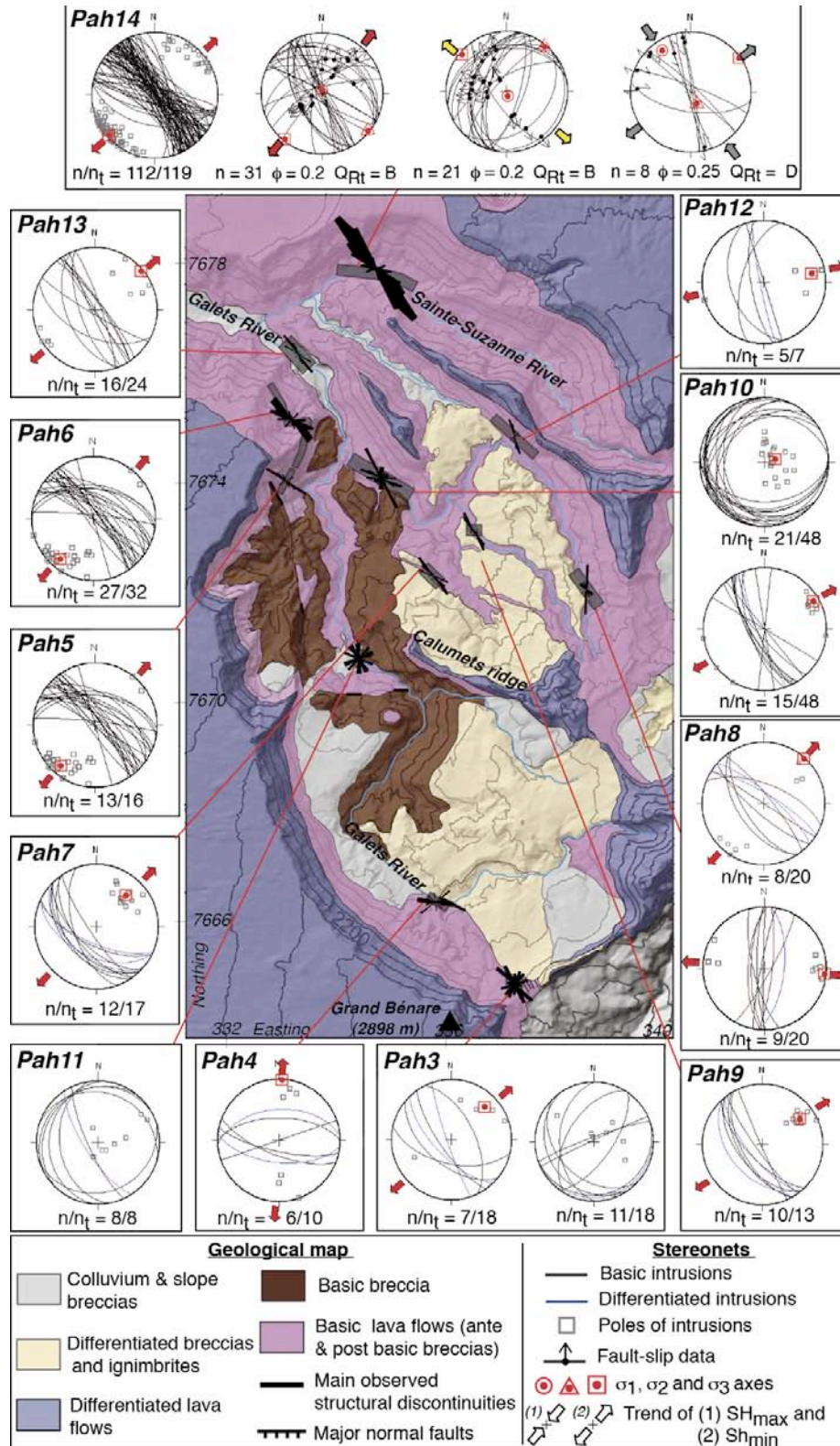


Figure IV.7: Intrusions and fault-slip data of the Cirque of Mafate and related stress orientations (equal area projections, lower hemisphere). $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_2)$. QR_t gives an estimate of the quality of the ϕ ratio. It goes from A (highest quality) to E (lowest quality) (see [Delvaux and Sperner, 2003] for details). n/n_t = number of data in subset vs total number of data measured at each site. Map coordinates in UTM (km) WGS84.

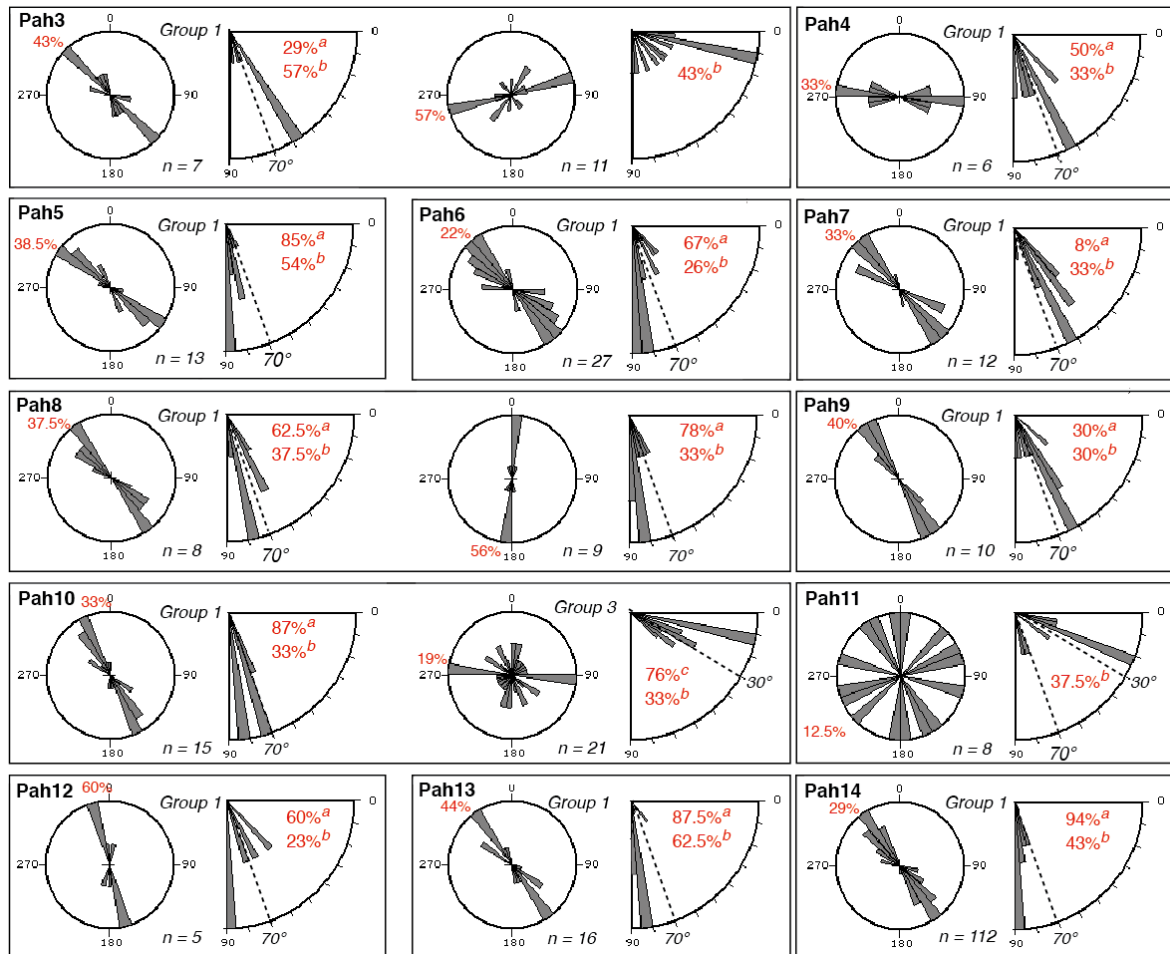


Figure IV.8 Rose diagrams of the trends and dips of intrusions in the Cirque of Mafate. The percentage on trend diagrams represents the relative importance of the largest class. ^a Percentage of data with dips $\geq 70^\circ$ for intrusions of groups 1 and 2. ^b Percentage of the largest class. ^c Percentage of data with dips $\leq 30^\circ$ for intrusions of group 3, n = number of data.

4.1.2. Deformation microstructures

Few deformation microstructures were observed in the Cirque of Mafate. They are only found in the Sainte Suzanne River, where the maximum density of preferentially oriented intrusions is also observed (Fig. IV.7). Deformation microstructures are exclusively brittle and include striated faults and extension fractures, both filled with secondary minerals (chlorite \pm calcite \pm zeolite, Fig. IV.6d, e, f, g). The orientation of mineral fibers indicates that the growth of these secondary minerals is contemporaneous with the displacement on the deformation microstructures. 57% of the deformation data are normal faults, 24% are strike-slips, 18% are

extension fractures and 1% are faults with an undetermined sense of slip. These data may be separated into three subsets containing neofomed and reactivated microstructures, yielding by inversion three stress regimes (Fig. IV.7, Table IV.1). The largest subset (18 normal faults and 13 extension fractures) yields an extensional stress tensor with the σ_3 axis oriented N039/3°S and a low ϕ value of 0.2 (Table IV.1). This extension is consistent with the orientation of σ_3 deduced from the intrusions (N050/11°E). The second largest subset (21 normal faults) is also compatible with an extensional tensor having the σ_3 axis oriented N129/5°W and a ϕ value of 0.2 (Table IV.1). A strike-slip tensor is also obtained from the third subset (8 data), with σ_1 and σ_3 oriented N145/18°N and N055/2°E, respectively, and a ϕ value of 0.25 (Table IV.1). No crosscutting relationships were observed in the field among the microstructures of each stress tensor or between deformation and intrusions.

4.2 Cirque of Salazie

4.2.1 Intrusions

More than 540 intrusions were measured in the Cirque of Salazie. Basic (aphyric and olivine-rich basalt) and differentiated (trachy-basalt to trachyte and syenite) intrusions represent 78 % and 22 % of the measured data, respectively. Intrusions are found everywhere in the gabbro, the basic breccia and the lavas of the shield building stage, but with a different distribution pattern depending on their orientation and composition. The separation of intrusion data into subsets of similar orientation, and the corresponding orientation of σ_3 , is represented in Figure IV.9 and Table IV.1. The first group of intrusions (Group 1) containing 31% of the data, trends E-W to NW-SE with a subvertical dip (70% of the data in this group are dipping over 70°, Fig. IV.10). Group 1 is consistent with σ_3 being oriented N031/2°S in average. The second group of intrusions (Group 2, 22% of the data), trending N-S to NE-SW and dipping

over 70° for 72% of them (Fig. IV.10), is consistent with σ_3 being oriented N122/2°W in average. Intrusions of Group 1 and 2 are dikes since they are exclusively discordant with the country rock. Groups 1 and 2 dikes encompass the whole range of compositions from basic to differentiated and are not concentrated into obvious zones of preferential injection. The third group (Group 3) represents 47% of the intrusion dataset. It is made of subhorizontal intrusions with a northward (i.e. outward) dip, 46% of which are dipping less than 30° (Fig. IV.10). The σ_3 axis obtained from Group 3 has a subvertical dip (78°S in average). 60% of the Group 3 intrusions are made up of olivine-rich basalts and are concentrated as piles of sheeted sills along two lithological discontinuities. The first pile of sills is intruded in the detachment already described by *Famin and Michon* [2010], and is exposed on the sites SZ1 and SZ2 (Fig. IV.9, Fig. IV.6a). The second pile of sills occurs in the Fleurs Jaunes River, at the contact between basic pahoehoe lava flows and the basic breccia (site Bb7). At this site, isolated (i.e. not stacked) low-dipping outward intrusions are also found intruding the basic breccia, and are therefore dikes. 12% of the intrusions measured in the field are not consistent with any of the three groups of intrusions and were rejected during data processing.

Two crosscutting rules are observed among intrusions. (1) Basic intrusions of all compositions (i.e. from aphyric to olivine-rich basalt) crosscut each other but never cut differentiated intrusions, whereas differentiated intrusions cut basic intrusions (Fig. IV.6c, h). (2) Mutual crosscutting among the three intrusion groups is present. However, the number of Group 2 intrusions cutting Group 1 intrusions (9 observed occurrences) is greater than the reverse (only 2 occurrences). Similarly, the number of Group 1 and Group 2 intrusions cutting Group 3 intrusions (5 observed occurrences) is greater than the opposite scheme (3 occurrences). Surprisingly, however, neither of the two piles of sills is cut by dikes.

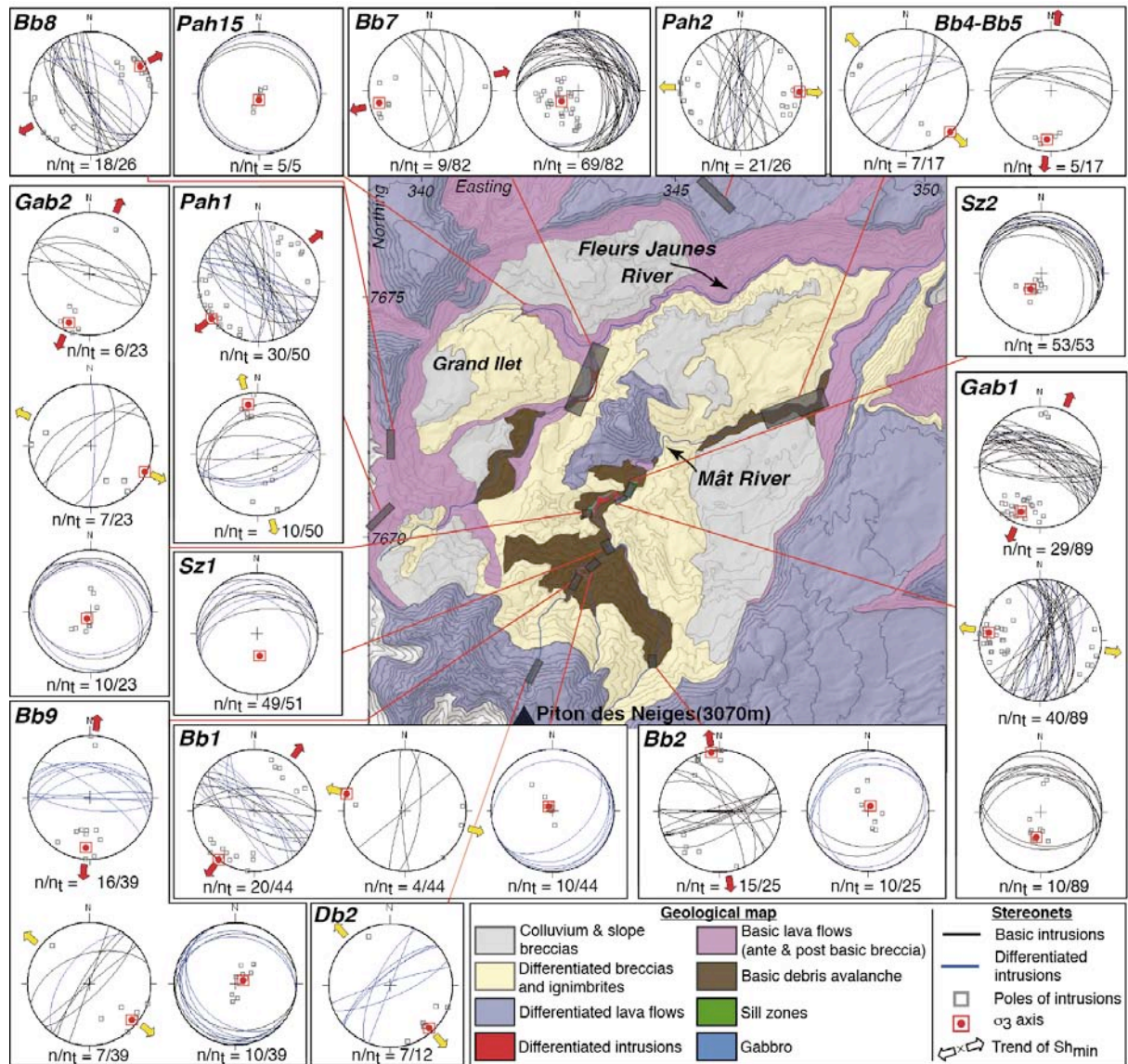


Figure IV.9 : Intrusions data of the Cirque of Salazie and calculated orientations of the minimum principal stress σ_3 (equal area projections, lower hemisphere). Map coordinates in UTM (km) WGS84.

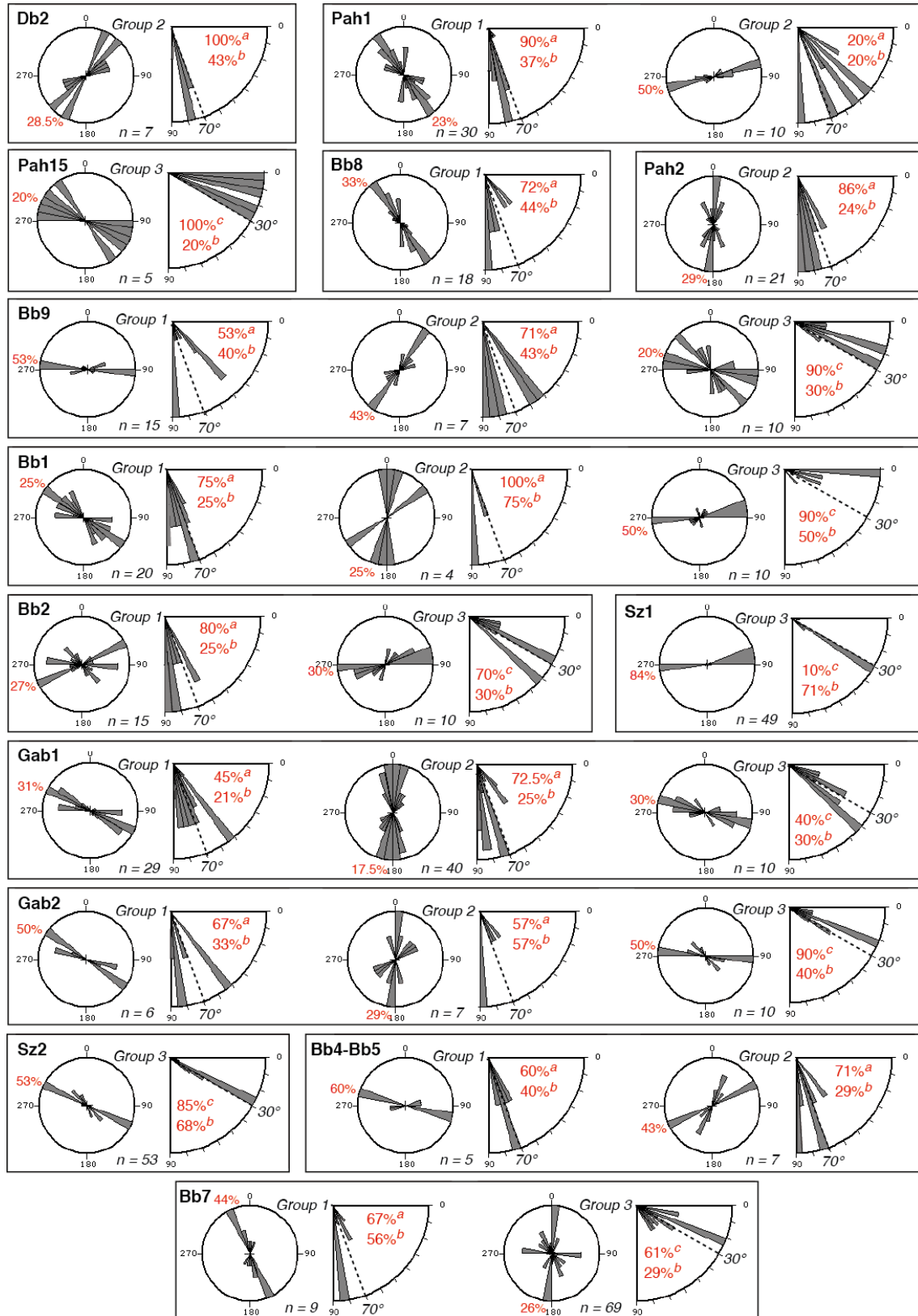


Figure IV.10 : Rose diagrams of the trends and dips of intrusions in the Cirque of Salazie. The percentage on trend diagrams represents the relative importance of the largest class. ^a percentage of data with dips $\geq 70^\circ$ for intrusions of groups 1 and 2. ^b percentage of the largest class, ^c percentage of data with dips $\leq 30^\circ$ for intrusions of group 3. n = number of data.

4.2.2. Deformation microstructures

In contrast with the Cirque of Mafate, deformation microstructures are abundant in Salazie. The deformation structures observed in the field are mostly brittle, and include striated faults and extension fractures, often filled with secondary minerals of the greenschist facies (serpentine + chlorite ± calcite ± zeolite, Fig. IV.6d, e, f, g). The abundance of these deformations microstructures increases toward the piles of sills from below and above, together with the increasing intensity of hydrothermal alteration [*Famin and Michon, 2010*]. 66% of the deformation microstructures are normal faults, 20% are strike slip faults, 9% are thrusts and 3% are extension fractures (2% are faults with undetermined sense of slip). The deformation is therefore dominated by normal faulting. Faults are observed in the gabbro, in the piles of sills of the Mât River, in the basic breccia and in the lava flows of the shield building stage, but not in later units of the degenerative stage. The only exception is the differentiated breccia of Grand Ilet (site Db1, Fig. IV.11). Extension fractures are observed only in the pile of sills of the Mât River and in the basic breccia at the site Bb1 (Fig. IV.11, Table IV.1).

Brittle deformation microstructures and their stress tensor solutions are presented in Figure IV.11. The parameters of tensors are also provided in Table IV.1. Normal faults are compatible with two directions of extension. One extension, obtained at twelve sites in the Cirque of Salazie and compatible with the largest subset of data (43% of the data used in the processing), has σ_3 oriented NNE-SSW (N018/2°S in average) and low ϕ values (0.2 in average). Normal faults belonging to this subset are in majority neoformed. The other extension (7 tensors, 18% of the data used in the processing) is found in the gabbro, the pile of sills SZ2 and several outcrops of basic breccia in the Mât River (Fig. IV.11). It has the σ_3 -axis in the direction ESE-WNW (N106/2°W in average) and low ϕ values (0.2 in average). This secondary extension is obtained with neoformed faults and reactivated faults from the

former extensive tensor. Importantly, the two directions of extension are nearly perpendicular to each other at all the different sites (the angle between the average σ_3 of the two extensions equals 88°). Strike slip faults also yield two stress tensors displaying roughly orthogonal orientations of their minimum and maximum stress axes: the first strike-slip tensor, determined in the pile of sills SZ2 and the basic breccia (sites SZ2 and Bb3; 2 tensors; 6.5% of the data used in the processing) has a σ_1 axis trending SSE-NNW (N148/11°S in average) while the second strike slip tensor, determined from data in the sole basic breccia (sites Bb2 and Bb3; 2 tensors, 5% of the data used in the processing) has a σ_1 axis trending ENE-WSW (N082/18°E in average).. The data yielding these two strike slip tensors by inversion are reformed strike-slip faults and normal faults from the two extensions reactivated in strike slip. Thrust faults, found exclusively in the pile of sills of the Mât river in the site SZ2 (Fig. IV.6a), are compatible with two perpendicular compressions; one with σ_1 trending N024/13°N (1 tensor; 5.4% of the data used in the processing) and the other one with σ_1 oriented N126/2°E (1 tensor; 2.1% of the data used in the processing). The two perpendicular compressions are obtained with reactivated normal faults from the two perpendicular extensions. A noticeable feature of all these tensors is their common directions of principal stress axes.

Contradictory crosscutting relationships are observed among deformation microstructures of each tensor type. Indeed, eight chronological criteria observed on the field (e.g. two slickenside lineations on the same fault plane, one intersecting the other, Fig. IV.6f, g) show that the NNE-SSW extension is anterior to the ESE-WNW extension, but five are consistent with the reverse chronology. Similarly, we observed eight criteria showing that the two extensions are anterior to strike slip tensors and seven with the opposite chronology. No criteria have been found between thrust faults and other microstructures, yet the occurrence of high-angle and low-angle fault planes in the extensions and compression suggests mutual

reactivations among the different tensor solutions. As a general rule, basic intrusions are more affected by brittle deformation microstructures than differentiated intrusions. Nevertheless, mutual crosscutting relationships are also observed between intrusions of the three groups and brittle deformation structures of all tensors (Fig. IV.6h, i).

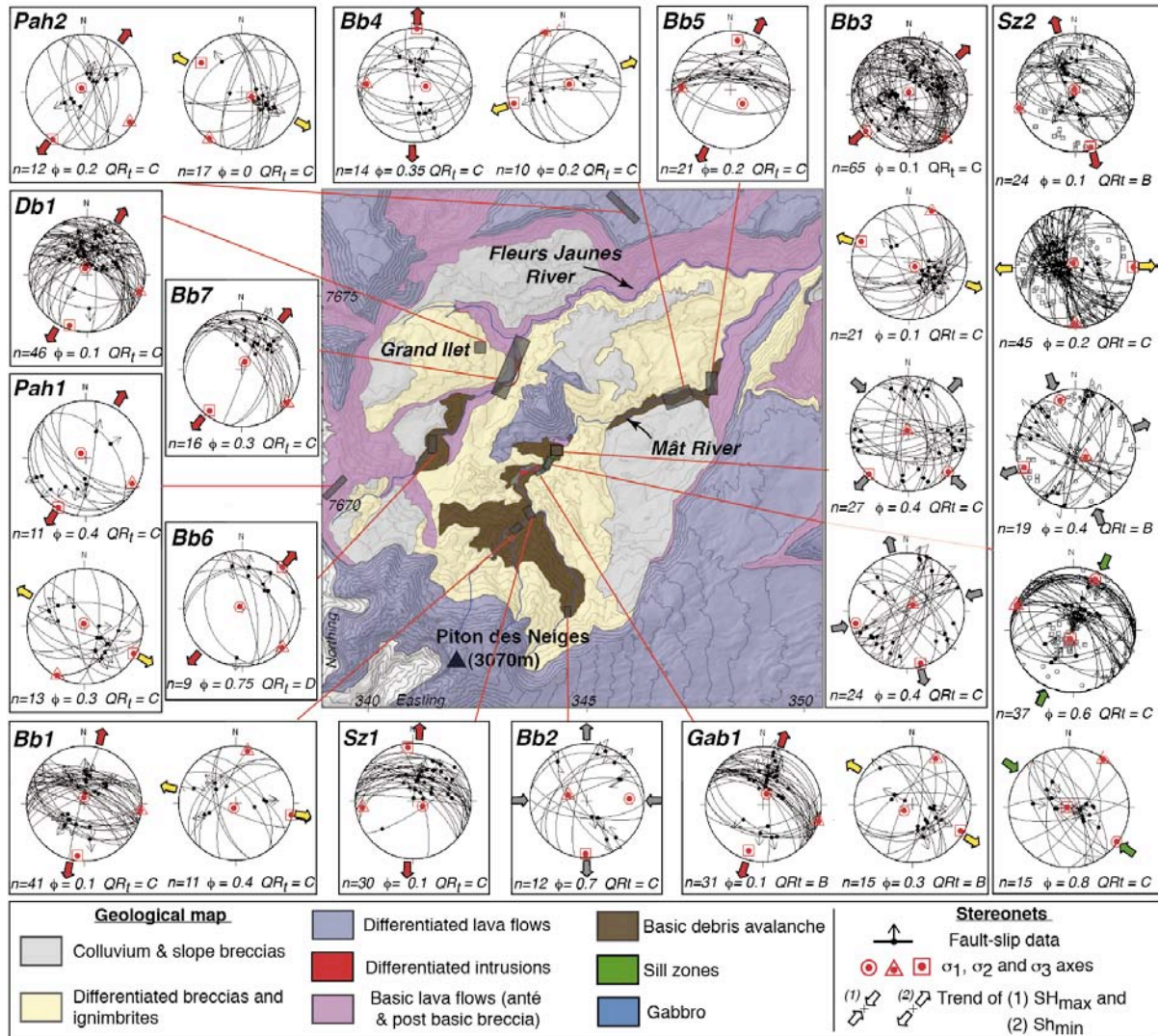


Figure IV.11 : Brittle deformation data of the Cirque of Salazie and associated paleostress orientations (equal area projections, lower hemisphere). Map coordinates in UTM (km) WGS84.

Chapitre IV – Intrusions, déformation et paléo-contraintes au Piton des Neiges

Site	Data type	Stress regime ^a	Strike/dip of sigma 1	Strike/dip of sigma 3	ψ^b	Mean misfit angle ^c	QR _w ^d	Qrt ^e	n/n _t ^f	Intrusion Group
<i>CIRQUE of MAFATE</i>										
Pah3	Intrusions	UF	-	N046/22°E	-		D	-	7/18	1
	Intrusions	UF		<i>No preferential orientation</i>					11/18	-
Pah4	Intrusions	UF	-	N003/0°	-		D	-	6/10	-
Pah5	Intrusions	UF	-	N039/8°N	-		C	-	13/16	1
Pah6	Intrusions	UF	-	N039/16°S	-		C	-	27/32	1
Pah7	Intrusions	UF	-	N045/32°N	-		C	-	12/17	1
Pah8	Intrusions	UF	-	N042/2°N	-		D	-	8/20	1
	Intrusions	UF	-	N095/3°E	-		D	-	9/20	-
Pah9	Intrusions	UF	-	N056/24°E	-		C	-	10/13	1
Pah10	Intrusions	UF	-	N060/10°E	-		C	-	15/48	1
	Intrusions	UF	-	N079/76°E	-		C	-	21/48	3
Pah11	Intrusions	UF		<i>No preferential orientation</i>					8/8	-
Pah12	Intrusions	UF	-	N080/22°E	-		E	-	5/7	1
Pah13	Intrusions	UF	-	N051/5°E	-		C	-	16/24	1
Pah14	Intrusions	UF	-	N048/3°W	-		C	-	112/119	1
	Faults & extension fractures	NF	N000/86°N	N039/3°S	0.2	5.47	B	B	31/76	
		NF	N169/84°S	N129/5°W	0.2	10.40	B	B	21/76	
	Faults	SS	N145/18°N	N055/2°E	0.25	9.86	D	D	8/76	
<i>CIRQUE of SALAZIE</i>										
Db1	Faults	NF	N165/81°N	N019/8°S	0.1	14.83	C	C	46/56	
Db2	Intrusions	UF	-	N137/8°S	-		D	-	7/12	2
Pah1	Faults	NF	N137/80°N	N029/3°S	0.4	14.14	C	C	11/39	
	Faults	NF	N166/86°N	N119/3°E	0.3	14.80	C	C	13/39	
	Intrusions	UF	-	N052/1°W	-		C	-	30/50	1
	Intrusions	UF	-	N169/19°N	-		D	-	10/50	2
Pah 15	Intrusions	UF	-	N006/81°S	-		E	-	5/5	3
Bb8	Intrusions	UF	-	N061/9°E	-		C	-	18/26	1
Bb9	Intrusions	UF	-	N005/20°S	-		C	-	16/39	1
	Intrusions	UF	-	N130/10°E	-		D	-	7/39	2
	Intrusions	UF	-	N073/81°E	-		D	-	10/39	3
Bb1	Faults & extension fractures	NF	N179/81°N	N007/9°S	0.1	13.19	C	C	41/58	
		NF	N024/82°S	N102/2°E	0.4	13.80	C	C	11/58	
	Intrusions	UF	-	N032/6°S	-		C	-	20/44	1
	Intrusions	UF	-	N106/3°W	-		E	-	4/44	2
Bb2	Intrusions	UF	-	N137/82°N	-		D	-	9/44	3
	Faults	SS	N087/28°E	N002/8°S	0.7	13.29	C	C	12/15	
	Intrusions	UF	-	N171/40°N	-		C	-	15/25	1
Sz1	Intrusions	UF	-	N031/83°N	-		C	-	9/25	3
	Faults	NF	N103/71°E	N174/8°N	0.1	14.29	C	C	30/45	
Gab1	Intrusions	UF	-	N173/59°S	-		C	-	49/51	3
	Faults	NF	N017/74°N	N018/16°S	0.1	11.51	B	B	31/55	
	Faults	NF	N052/75°W	N119/6°E	0.3	8.98	B	B	15/55	
	Intrusions	UF	-	N023/20°S	-		C	-	29/89	1
	Intrusions	UF	-	N098/15°W	-		C	-	38/89	2
Gab2	Intrusions	UF	-	N011/58°S	-		E	-	9/89	3
	Intrusions	UF	-	N023/13°S	-		D	-	6/23	1
	Intrusions	UF	-	N116/3°E	-		D	-	6/23	2
Sz2	Intrusions	UF	-	N026/80°S	-		C	-	10/23	3
	Faults	NF	N166/86°N	N164/4°S	0.15	7.88	B	B	24/189	
	Faults	NF	N153/84°N	N090/3°E	0.2	9.31	B	C	45/189	
	Faults	SS	N162/16°N	N070/9°W	0.4	8.38	B	B	19/189	
	Faults & extension fractures	TF	N024/13°N	N016/77°S	0.6	10.51	B	C	37/189	
TF		N126/2°E	N095/88°W	0.8	10.63	C	C	15/189		
Bb3	Intrusions	UF	-	N030/65°S	-		C	-	53/53	3
	Faults	NF	N161/86°N	N050/2°W	0.1	14.76	C	C	65/158	
	Faults	NF	N129/80°E	N113/10°W	0.1	9.76	B	C	21/158	
	Faults	SS	N134/27°E	N044/25°S	0.4	13.98	C	C	27/158	
Bb4	Faults	SS	N076/10°W	N165/6°S	0.4	13.95	C	C	24/158	
	Faults	NF	N096/74°E	N002/1°N	0.4	7.59	C	C	14/27	
	Faults	NF	N072/82°E	N071/8°W	0.2	10.56	C	C	10/27	
	Intrusions	UF	-	N006/22°S	-		E	-	5/17	1
UF		-	N134/1°E	-		D	-	7/17	2	
Bb5	Faults	NF	N140/65°S	N008/17°N	0.2	13.39	C	C	21/27	
Bb6	Faults	NF	N125/86°W	N044/1°N	0.8	11.82	D	D	9/19	
Bb7	Faults	NF	N025/80°N	N037/10°S	0.3	10.61	B	C	16/16	
	Intrusions	UF	-	N077/17°E	-		E	-	9/82	1
	Intrusions	UF	-	N058/63°W	-		C	-	69/82	3
Pah2	Faults	NF	N145/83°N	N034/2°S	0.2	7.72	C	C	12/40	
	Faults	NF	N118/75°E	N125/15°W	0	7.64	B	C	17/40	
	Intrusions	UF	-	N092/3°E	-		C	-	21/26	2

Table IV.1 (previous page) : *Paleostress tensors computed from intrusions and brittle deformation microstructures in the Cirques of Mafate and Salazie.* ^a NF, TF, SS, UF stand for normal, thrust, strike-slip and unknown faulting regimes. ^b $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_2)$. ^c Mean misfit angle corresponds to the average angle between the observed and resolved slip vector. ^d QR_w gives an estimate of the quality of paleostress orientations. It goes from A (highest quality) to E (lowest quality) [see Sperner et al., 2003 for details]. ^e QR_ϕ gives an estimate of the quality of the ϕ ratio. It goes from A (highest quality) to E (lowest quality) [see Delvaux and Sperner, 2003 for details]. ^f n/n_i = number of data in subset vs. total number of data measured at each site.

5. Discussion

5.1. Repartition and chronology of magmatism and paleostresses

Our results show that the intrusion of magma proceeded differently in the Cirques of Mafate and Salazie. In Mafate, injections are mostly subvertical dikes with a single orientation. These dikes are concentrated into a wide zone of preferential injection in the northern part the cirque, which may be interpreted as a N120-140°E diffuse and curved rift zone. Sills are only observed at one location in Mafate. In Salazie, there are three major populations of injections, perpendicular to each other. Group 1 (i.e. the ESE-WNW population) is consistent with the orientation of dikes in Mafate. Group 1 and Group 3 (the subhorizontal population) are more abundant on the southern part of Salazie, whereas Group 2 (the NNE-SSW population) is found everywhere in the cirque and in the northern slope of Piton des Neiges. Of these three populations of intrusions, only the population of subhorizontal intrusions is concentrated into narrow zones of preferential injections. Such a concentration of intrusions into “sill zones”, as opposed to the rift zones of Hawaiian volcanoes, is shared by many other volcanoes in the Canary Islands [Cendrero, 1970; Staudigel and Schmincke, 1984; Staudigel et al., 1986; Fernandez et al., 2002; Ancochea et al., 2008].

Deformation is found at a single site in Mafate whereas it is widespread in the Cirque of Salazie (13 sites). Deformation microstructures are also ten times less abundant in Mafate

than in Salazie. However, there is a good consistency of stress orientations between the two cirques (Figs IV.7 and IV.11; Table IV.1): the dominant stress regime is an extension toward the NNE-SSW found at 13 of the 14 deformation sites. In both cirques, a secondary perpendicular extension is obtained, never alone but always in association with the dominant NNE-SSW extension (8 of the 14 sites). Few strike-slip stress regimes are obtained in both cirques (4 sites), but wherever they are, their σ_3 axis is in general agreement with any of the two extension stress regimes. The two perpendicular compressions are restricted to the Cirque of Salazie in the vicinity of the Mât River sill zone (1 site), and their principal stress axes are subparallel to the axes of the other stress tensors.

There is also a striking consistency between the orientation of σ_3 deduced from intrusions and from fault-slip data in the two cirques (Figs IV.7, IV.9, IV.11, and IV.12; Table IV.1). In Mafate, the orientation of σ_3 calculated from the dikes in the Sainte Suzanne River (N048/3°W) is compatible in trend and dip with the orientation of σ_3 from the extensional and strike slip tensors determined from deformation microstructures (N039/3°S and N055/2°E respectively, Fig. IV.12). In the Cirque of Salazie, intrusion data are also consistent with fault-slip data at the outcrop scale (for instance, compare intrusions and deformations at site Gab1) and at the regional scale: the average orientation of σ_3 from Groups 1, 2, 3 is N031°E, N122°E, and subvertical, respectively, whereas it is N018°E, N106°E, and subvertical from the dominant extension, the secondary extension and the two compressions, respectively (Fig. IV.12).

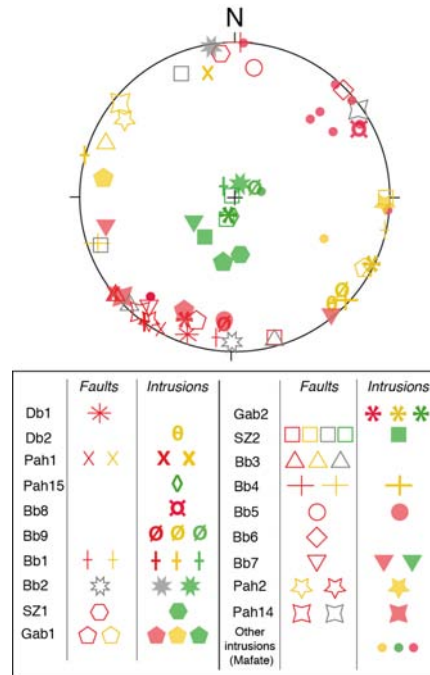


Figure IV.12 : Orientation of σ_3 of the stress tensors determined at each site from fault-slip data (light and unfilled symbols) and intrusions (bold and filled symbols). Red, yellow, grey, and green colors represent the dominant NNE-SSW extension, the secondary ESE-WNW extension, the strike-slips, and the compressions, respectively.

The interpreted chronology of stress regimes obtained from intrusions and fault-slip data is summarized in Figure IV.13. The occurrence of mutual crosscutting among the different populations of intrusions suggests that injections in the three perpendicular orientations largely overlapped in time and span from the shield building stage to the degenerative stage. Similarly, the observation of contradictory chronological criteria among deformation implies that the two perpendicular extensions, the strike slips and the two perpendicular compressions occurred mostly during the same time interval. Given the mutual crosscutting relationships between deformation and intrusions, these stress regimes occurred mostly during shield building and vanished in the degenerative stage.

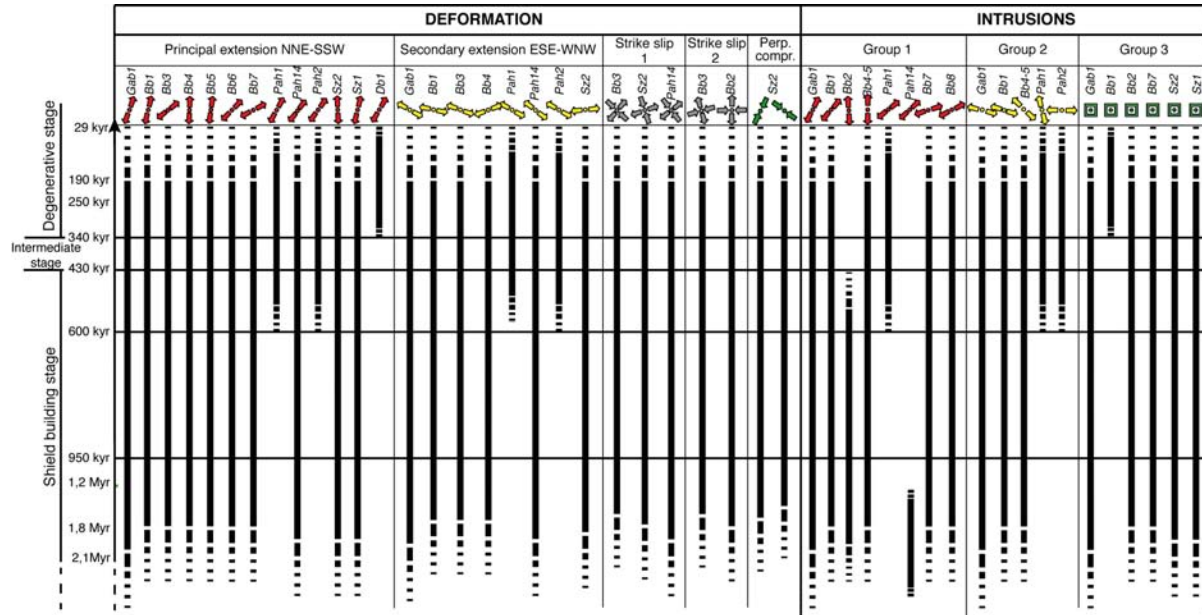


Figure IV.13 : Estimated time intervals of the stress regimes deduced from intrusion and deformation data, based on relative and absolute chronological markers. Solid lines represent demonstrated time interval whereas dashed lines represent the maximum possible extent of these stress regimes.

In summary, there is a good consistency between (1) the local (i.e. at each site) direction of σ_3 determined individually from intrusions and deformation data at each site, (2) the regional predominance of a N120-140°E dike trend and a mechanically compatible NNE-SSW extension in the two cirques, and (3) the coexistence, during the same time interval, of perpendicular intrusion populations and perpendicular extensional, strike slip and compressive stress regimes with parallel principal stress axes. This general consistency of intrusions and deformations at the local and regional scales strongly supports *a posteriori* the validity of our two independent inversion procedures. This, in particular, suggests that mode I opening is a realistic assumption for the majority of intrusions and that our stress tensor solutions represent true stress states applied contemporaneously to the intrusive activity of Piton des Neiges.

5.2. Regional volcano-tectonics

Our analysis of intrusions and deformation at Piton des Neiges shows that the northern part of the edifice was essentially under an extensional stress state from its shield building to its degenerative stage, and from a depth of 1.4 to 4 km (the estimated depths at which intrusions emplaced and deformations occurred). The dominant direction of extension was NNE-SSW. It is very tempting to attribute this dominant extension to a crustal tectonic stress field at the regional scale, as proposed for several oceanic basaltic shields in Hawaii [McDonald, 1972; Walker, 1990] or in the Canary islands [Anguita et al., 1991; Marinoni and Pasquarè, 1994; Geyer and Marti, 2010]. The crustal structure underneath La Réunion Island consists in a N120°E paleoridge and two N030°E transform faults, all inactive since ~ 60 Ma [Dyment, 1991]. A slight crustal doming is also observed underneath La Réunion, interpreted as an isostatic uplift due to the thermal thinning of the oceanic lithosphere and/or to magma underplating [Michon et al., 2007]. Michon et al. [2007] proposed that this isostatic uplift reactivated the N120°E paleoridge and the N030°E transform faults, explaining the striking alignments of volcanic vents at La Réunion. Similarly, the N120-140°E rift zone of Mafate and the dominant NNE-SSW extension may also originate from this isostatic reactivation of crustal structures. Alternatively or additionally, the NNE-SSW extension of the northern part of Piton des Neiges could also result of a gravity-driven extensional stress field due to the rapid growth of the edifice, and oriented radially with respect to the summit.

5.3. Relationship between intrusions and stress permutations

The overlap in time of perpendicular intrusion directions and paleostress orientations indicates that the dominant NNE-SSW extension co-existed with other, perpendicular stress regimes during the same time interval. We interpret this overlap of incompatible and

perpendicular stress regimes as due to repeated stress permutations within the volcanic edifice. Given their repeated occurrence at a short timescale (i.e. < 340 ka) during the history of Piton des Neiges, it is unlikely that these stress permutations resulted of regional tectonics. Besides, numerical models [Dieterich, 1988 ; Cayol and Cornet, 1998] shows that the effect of topography roughness on the stress field vanishes within 1 km from the surface. Our investigated areas being at depths of 1.4 - 4 km, the effect of topography was very likely negligible.

The location of stress permutations is not random. Looking at deformation data, the permutation between the two extensions occurs at almost every site in the two cirques (Fig. IV.14b, c). The strike slip regimes associated with a NNE-SSW direction of σ_3 superimpose onto the dominant extension only in the rift zone of Mafate and around the sill zone of the Mât River in Salazie. The compressional regimes occur uniquely in the sill zone of the Mât River, and only in addition to all the other stress fields (Fig. IV.14d). The number of stress permutations increases in the vicinity of the two zones of maximum intrusion concentration, the rift zone of Mafate (i.e. three stress tensors and two permutations) and the sill zone of the Mât River (i.e. five stress tensors and four permutations). Stress permutations thus appear to localize in and around the most highly intruded zones.

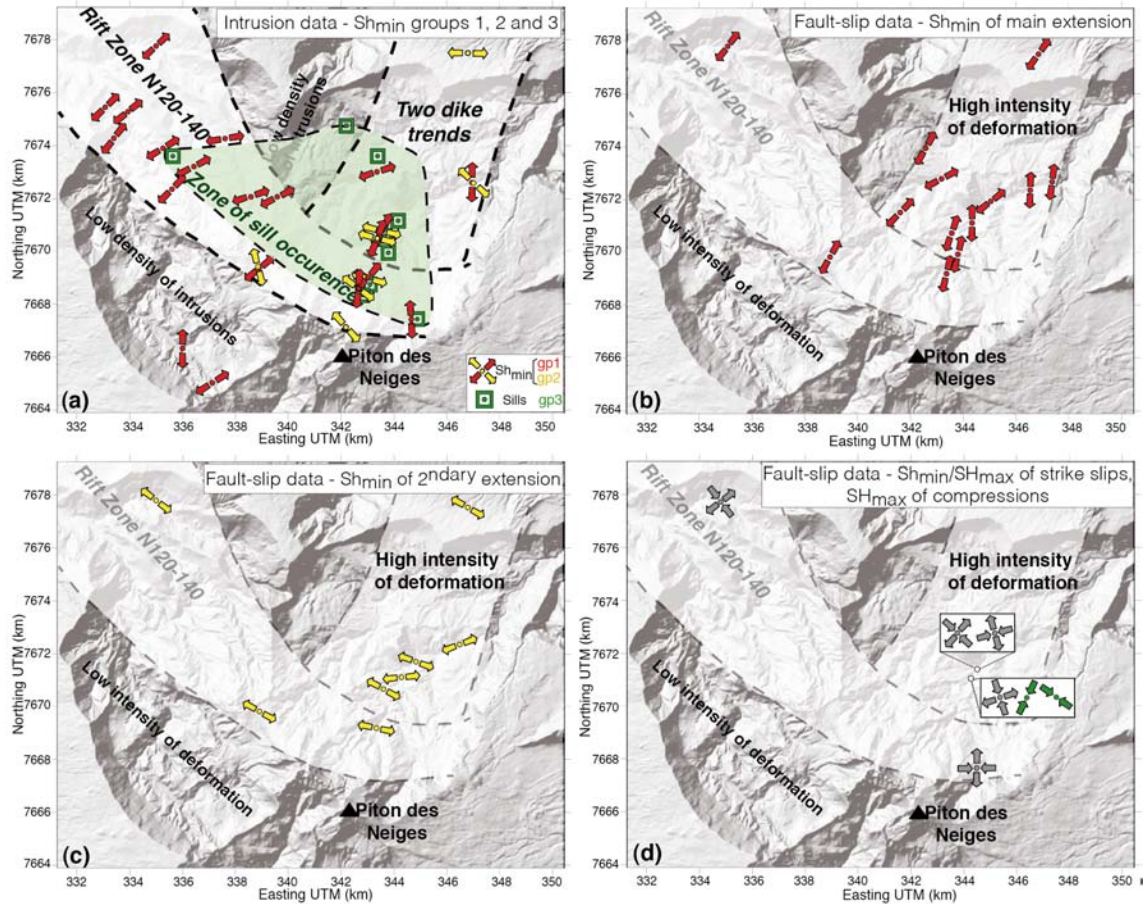


Figure IV.14 : (a) Orientation of Sh_{min} deduced from the three groups of intrusions. (b) Orientation of Sh_{min} from tensors of the main extension (i.e. containing the largest subset of fault-slip data). (c) Orientation of Sh_{min} from secondary extensional tensors. (d) Orientation of Sh_{min} and SH_{max} for strike slip and compressive tensors (in grey and green, respectively).

Several authors have suggested that stress permutations may occur in response to magma intrusions in the crust [Parsons and Thompson, 1991; Parsons et al., 1992; Vigneresse et al., 1999] or in volcanoes [Geoffroy et al., 1993; Roman et al., 2004; Lehto et al., 2010]. In the model of Chadwick and Dieterich [1995] for instance, stress permutations are caused by pressure fluctuations in a magmatic reservoir, which explains the occurrence of annular and radial intrusions (ring dikes and cone sheets, respectively) on Galapagos volcanoes. This model hardly applies to Piton des Neiges, not only because we do not observe an annular or radial repartition of intrusions, but also because it does not account for the occurrence of sheeted sills. Alternatively, Vigneresse et al. [1999] proposed that sheet intrusions may

sufficiently modify the stress state to cause permutations in their vicinity, and influence the orientation of subsequent intrusions. The theoretical development of *Vignerresse et al.* [1999] is adapted to our case and tested hereafter. Let us consider an elastic medium in which the initial stress state is chosen to be extensional (i.e. σ_1 vertical), with σ_3 , σ_2 , σ_1 oriented along the x-, y-, and z-axes, respectively (Fig. IV.15). This initial stress field would correspond to the dominant NNE-SSW extension at Piton des Neiges. The effect of a sheet intrusion in the (y; z) plane (i.e. a Group 1 dike), at a magma pressure P , is to increase the stress in the x direction (σ_x) so that $\sigma_x = \sigma_3 + P$. Like many other studies [e.g. *Jaeger and Cook*, 1979; *Pollard and Holzhausen*, 1979; *Delaney et al.*, 1986; *Rubin*, 1993; *Zenzri and Keer*, 2001], *Vignerresse et al.* [1999] make the assumption that the effect of a dike intrusions is a plane strain field (i.e. strains occur in the direction of opening and in the vertical axis, but are negligible in the horizontal of the intrusion plane). In plane strain, the stress acting on the y-axis (σ_y) also increases proportionally to the Poisson's ratio (ν) of the surrounding rock so that $\sigma_y = \sigma_2 + \nu.P$. The vertical stress (σ_z) remains unchanged and equals to σ_1 . Because ν is ranging between 0.15 and 0.35 for the majority of rocks, this results in σ_x increasing more rapidly than σ_y , and eventually exceeding σ_y . In the latter case, σ_3 switches from the x-axis to the y-axis (and σ_2 from y to x), which corresponds to a permutation between two perpendicular extensional regimes (i.e. the dominant NNE-SSW extension and the secondary ESE-WNW extension). The result is the development of a second set of subvertical intrusions along the (x; y) plane (i.e. the Group 2 dikes) and perpendicular to the first set (Group 1). Of course, later intrusions will cause repeated switches between the two extensional stress fields. Because σ_z remains unchanged (Fig. IV.15), further intrusions will necessary lead to a next stage of stress permutations where σ_x or σ_y exceeds σ_z . This case results in σ_1 and σ_3 being both horizontal and the stress field being in strike-slip regime. Two perpendicular strike slip regimes may alternate depending on whether σ_x or σ_y is the maximum principal stress (as

observed in the Mafate rift Zone and the Salazie sill zones). The intrusions emplaced during these strike slip regimes are still subvertical and perpendicular to each other in the planes (x; y) and (x; z), yielding both Group 1 and Group 2 dikes.

An extreme situation of stress permutation is reached when, after many subvertical intrusions, σ_x and σ_y both exceed σ_z . This extreme case results in σ_z becoming equal to σ_3 , and the stress field being in thrust regime. Two perpendicular directions of compression may occur depending on whether σ_1 is along the x- or y-axis, as observed at site SZ2. Intrusions emplaced under these compression stress fields are subhorizontal (i.e. belonging to Group 3) and may develop as sills (Fig. IV.15). In this case, the direction of intrusion opening is also the vertical axis, and the strain field is uniaxial instead of plane, leading to a an increase of the horizontal stresses by $[\nu/(1-\nu)]P$ instead of νP .

The effect of heating of the rock mass around the intrusions deserves to be discussed because it is a possible cause of local and short-term perturbations of the stress state. A temperature increase $(T-T_0)$ causes a dilation of rock, which under plane strain results in an increase of σ_x and σ_y by $3\beta K(T-T_0)$, where β is the thermal expansivity and K the bulk modulus of the rock, both assumed isotropic [Jaeger *et al.*, 2007]. σ_v does not change as the vertical dilation is not restrained. In extensional regime, the intrusion of a dike will thus cause an increase of $[\sigma_3 + 3\beta K(T-T_0)]*P$ and $[\sigma_2 + 3\beta K(T-T_0)]*\nu P$ instead of σ_3*P and $\sigma_2*\nu P$, thus facilitating stress permutations. In strike slip, the thermal stress increase will apply on σ_3 and σ_1 in the same way, and σ_2 and σ_1 in compression. Heat thus favors stress permutations by increasing the magnitude of horizontal stresses, but cannot cause them alone because it is isotropic.

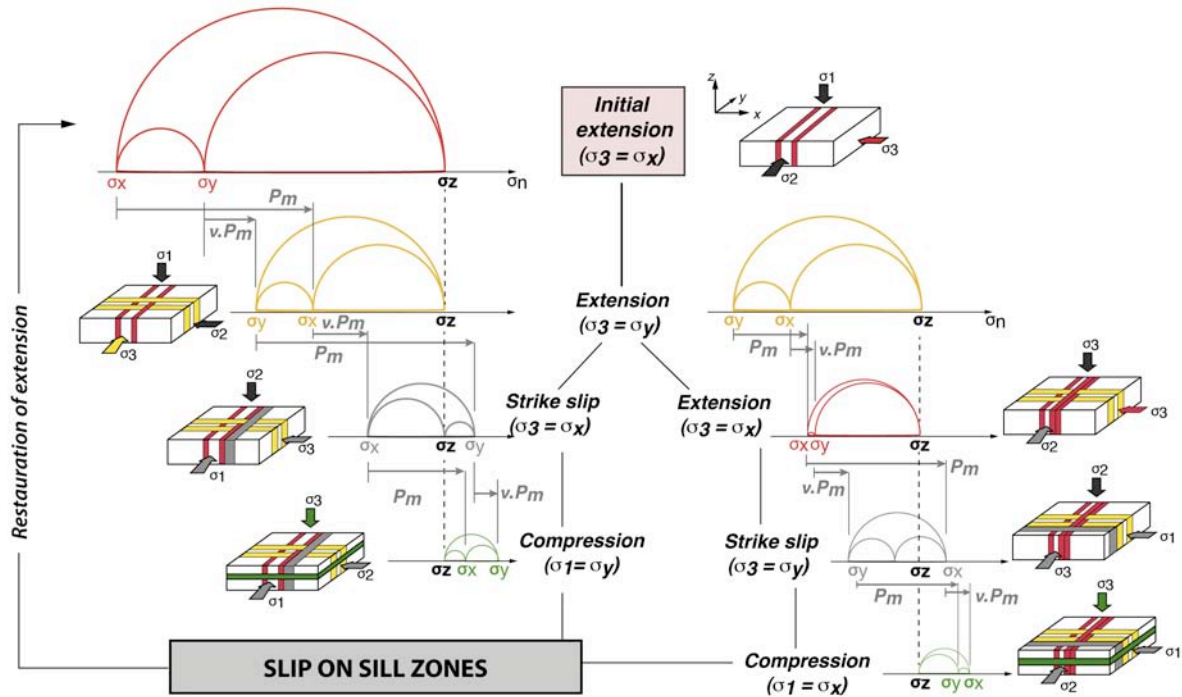


Figure IV.15. Conceptual model of successive stress permutations caused by repeated magma intrusions in an elastic medium and assuming plane strain conditions [modified from Vigneresse et al., 1999]. Mohr circles are dimensionless. See text for symbol explanations.

5.4. Evidence of stress permutations at Piton des Neiges

In addition to the prediction of perpendicular intrusions and perpendicular stress states, three other mechanical consequences of the Vigneresse et al. [1999] theory may be used to test its applicability to our case. The first obvious consequence is that stress permutations are spatially related to the vicinity of preferential pathways for intrusions. This is the case at Piton des Neiges, as the most extreme examples of permutations (strike slip and thrust regimes) are only observed in the immediate vicinity of the N120-140°E rift zone in Mafate and the sill zones in Salazie.

The second mechanical consequence is that two of the three principal stresses must be close to each other in magnitude to allow stress permutations. This may be tested using the ratio $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ obtained by inversion of our fault slip data (Table IV.1). Regardless of the stress regime, $0 \leq \phi < 0.5$ indicates that σ_2 and σ_3 are close to each other in magnitude and

thus prone to permute, whereas $0.5 < \phi \leq 1$ indicates possible permutations between σ_1 and σ_2 [Angelier, 1994]. Low ϕ values are obtained for the two extensional paleostress tensors (0.2 in average) and indicate that σ_2 and σ_3 magnitudes were close to each other and their axes prone to permute. Similarly, the high ϕ values (0.75 in average) obtained for all the compressional tensors indicate that σ_1 and σ_2 were close to each other and that their axes also able to switch. Our strike slip tensors have intermediate ϕ values ($0.4 \leq \phi \leq 0.7$) and thus do not match this interpretation, probably because these tensors are in fact calculated from an average between fault-slip data coming from extension – strike slip permutations (at $\phi < 0.5$) and compression – strike slip permutations (at $\phi > 0.5$).

The third mechanical consequence of the model of Vigneresse *et al.* [1999] is that the increasing number of intrusions reduces the deviatoric stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) at each permutation and eventually leads to a nearly isotropic stress field ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$). The progressive reduction of deviatoric stress first tends to prevent fault neoformation as the Coulomb failure criterion is no longer satisfied, and then to reduce the number of reactivated faults. In Salazie, normal, strike slip and thrust faults account for 461, 84 and 64 of the measured tectonic structures, respectively (Table IV.1), in agreement with a reduction of the deviator from extensions to compressions. As illustrated by Figure IV.16, this reduction of deviatoric stress has been quantified on the example of the Mât river sill zone (site SZ2), using three conditions: (1) neoformed faults and extension fractures plotted on a Mohr diagram must tangent the failure envelope of rocks (determined using the rock strength analysis of Hoek *et al.* [2002]); (2) reactivated faults must lie above the initial friction line of rocks (using the friction angle of 16.7° and the zero cohesion of Byerlee [1978]); and (3) the vertical effective stress cannot exceed the lithostatic stress estimated at 65 – 100 MPa (i.e. 2500 – 3200 m). These conditions impose a deviatoric stress of 48 – 69 MPa for the dominant NNE-SSW extension, 38 – 59 MPa for the secondary extension, 29 – 59 MPa for the strike slip regime, and 0 – 15 MPa for

the compressions. Note also that neoformed faults decrease in proportion with reactivated faults from the extensional to the strike slip tensors, and disappear in the compressive stress tensors (Fig. IV.16). These results match our proposed scenario of stress permutations and deviator reduction by repeated injections in the volcano.

Strictly speaking, however, neoformed faults should be found only in the dominant extension, unless the pore fluid pressure was non-null and variable from a stress tensor to the next. This was clearly the case for the compressions at site SZ2, where the occurrence of subhorizontal mineral veins opened as extension fractures implies the existence of a pore fluid pressure equal to the lithostatic load ($\sigma_v = \sigma_3$). Similarly, the observation of mineralized extension fractures at other sites (Pah14 and Bb1) suggests that the pore fluid pressure was transiently equal to the minimum principal stress. These fluctuations of the pore fluid pressure may have been caused by the transient heat of intrusions.

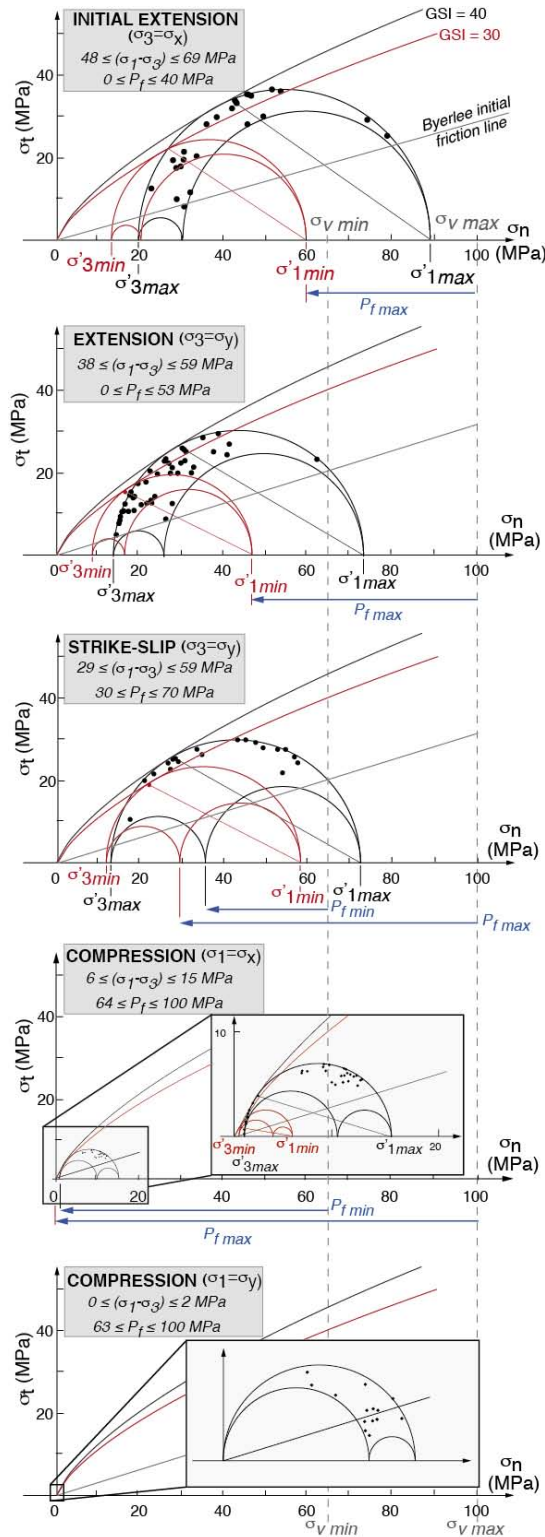


Figure IV.16 : Maximum and minimum sizes of Mohr circles computed from fault-slip data (black dots) for each stress tensor at the site SZ2. The maximum and minimum failures envelopes have been plotted using the rock strength analysis of Hoek and Brown [1997], Hoek et al. [2002] and Apuani et al. [2005]. Given the petrological and textural characteristics of sills, we chose a Geological Strength Index (GSI) ranging between 40 and 30, a material constant for the intact rock m_i equal to 25, and an uniaxial compressive strength for the intact rock σ_{ci} of 100 MPa.

5.5 Restoration of stress permutation cycles

Because the final stress state after sill injections should be nearly isotropic according to the model of *Vignerresse et al.* [1999], an additional mechanism is required to restore the stress field into its initial, extensional state. *Famin and Michon* [2010] have shown that sill zones localize ductile and brittle shear deformation between, and also perhaps during the magma injections (leading to the formation of the detachment). Because the sills are gently sloping outward (i.e. toward the sea), this shear deformation results in a collapse of the flanks of the edifice that may restore the extensional stress field. The shear deformation induced by sill injection is thus able to start a new cycle of stress permutations (Fig. IV.15). Repeated over a long period of time, this succession of extensions, strike slip, thrusting and slip on sill surfaces would explain the overlap of incompatible orientations of deformations and intrusions observed at Piton des Neiges.

5.6. Stress permutations at Piton de la Fournaise volcano

From the distribution of minor eruptive vents, two curved and diffuse rift zones may be defined at Piton de la Fournaise, the active volcano of La Réunion (Fig. IV.17). Most of the eruptions occur inside of the Enclos Fouqué caldera, and may be classified into three categories. The first category, encompassing the majority of eruptions, is made of N25-30°E eruptive fissures along the NE rift zone (Fig. IV.17) and in the vicinity of the summit cone (16 eruptions since February 1981) [*Michon et al.*, 2009]. The erupted products are essentially aphyric basalts (~5-8 wt% MgO). The second, less frequently observed category (seven eruptions since Feb. 1981) [*Michon et al.*, 2009] is made of eruptive fissures oriented N120°E, also in the vicinity of the summit cone, and usually emitting lavas with a moderate amount of olivine (~7-9 wt% MgO). The junction of the two first categories of eruptive fissures is located on the southwestern side of the Dolomieu crater [*Michon et al.*, 2007,

2009]. Numerical modeling of co-eruptive deformation sources showed that the feeder intrusions of these two categories of eruptions are subvertical dikes [Froger *et al.*, 2004; Peltier *et al.*, 2005, 2008; Fukushima *et al.*, 2010]. The third category is made of infrequent eruptions on the lower eastern slopes of the volcano and far from the summit cone, such as in January 2004, February 2005, December 2005, and April 2007 (Fig. IV.17). The magmas emitted during these eruptions are olivine-rich basalts (~10-29 wt% MgO). The proposed explanation for this enrichment in olivine is that eruptions of the third category stem from lower zones in the reservoir and hence are composed of more crystal-rich magmas than the two other categories [Peltier *et al.*, 2008; Famin *et al.*, 2009]. This suggests that the summit dikes would originate from subvertical fractures in the roof of the magma reservoir, which are favored in extensional or strike slip stress fields, whereas the distal eruptions would stem from subhorizontal fractures in the lateral walls, more likely to occur in a compressional stress field as sills (Got *et al.*, Edifice strength and magma transfer modulation at Piton de la Fournaise volcano, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2013). The pattern of co-eruptive surface displacements during the January 2004 and April 2007 eruptions could also be consistent with sill intrusions, as proposed by Tinard [2007] and confirmed by Augier [2011] for April 2007. The January 2004 and April 2007 eruptions were also characterized by large horizontal displacements of the eastern flank of the volcano toward the east (up to 1.4 m in one month, Fig. IV.17) [Froger *et al.*, 2010], suggesting the existence of a detachment activated in eruptive periods [Tinard, 2007; Augier, 2011]. The motion of the fault continued long after the April 2007 eruption, as evidenced by post-eruptive InSAR interferograms (12 cm horizontal displacement over one year after the eruption (Froger *et al.*, manuscript in preparation, 2012) and by the GPS stations installed in April 2010 (3.4 cm.yr⁻¹ eastward displacement rate) [Brenguier *et al.*, 2012]. In summary, the three categories of eruptions are thus made of three injection orientations perpendicular to each other; two dike trends and

likely one sill trend, the latter being sometimes associated with co- and post-eruptive detachment slip. Note that the eruptions of Piton de la Fournaise interpreted as sills are similar in lava compositions to the average composition of the sills observed at Piton des Neiges (olivine-rich basalts). The co- and post-eruptive slips of the detachment at Piton de la Fournaise are also consistent with the brittle and ductile shear deformations observed in the Piton des Neiges detachment [Famin and Michon, 2010]. In addition, the comparison of Figures IV.14 and IV.17 shows that the repartition of rift zones, sill zones and highly deformed zones is strikingly similar on the two volcanoes. There is thus a strong analogy between Piton des Neiges and Piton de la Fournaise, which suggests that stress permutations may also occur in the latter volcano.

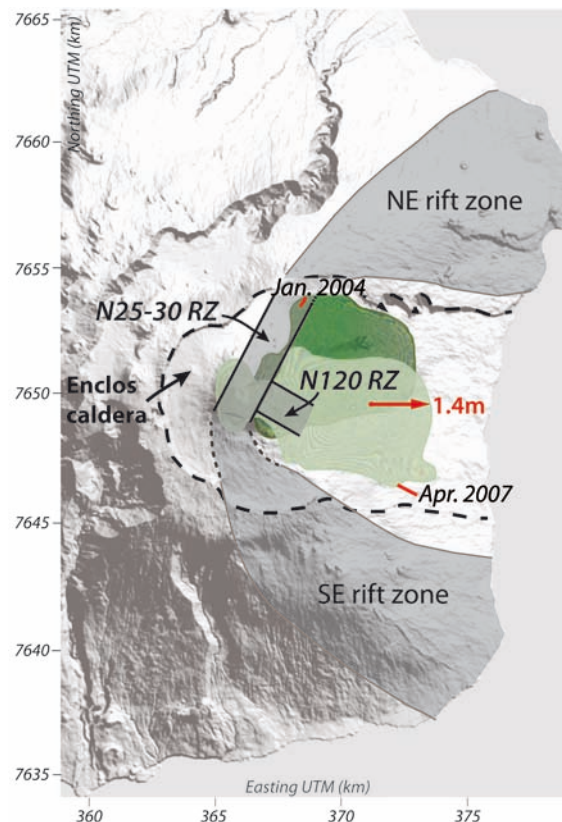


Figure IV.17 : Magmatic activity and deformation of Piton de la Fournaise. Rift zones are defined from the location and orientation of eruptive vents and fissures. Red lines are the eruptive fissures of January 2004 and April 2007 eruptions. The dark-green and light-green zones represent the areas of co-intrusive horizontal displacement during the January 2004 and April 2007 eruptions from Tinard [2007], Froger et al., [2010], and Augier [2011]. Map coordinates in UTM (km) WGS84.

5.7. Do stress permutations occur on other basaltic volcanoes?

In Tenerife (Canary Islands), *Marinoni and Gudmundsson* [2000] reported the synchronous occurrence of two perpendicular dike orientations and two perpendicular directions of normal faulting. These authors interpreted their results as due to recurrent stress permutations between a dominant NE-SW extension (imposed by the regional tectonics) and a secondary WNW-ESE extension in the edifice. Sill zones, perpendicular dike trends (sometimes with detachments), and perpendicular paleostress orientations have also been described in several other Canarian volcanoes [*Cendrero*, 1970; *Staudigel and Schmincke*, 1984; *Staudigel et al.*, 1986; *Ahijado et al.*, 2001; *Fernandez et al.*, 2002, 2006; *Ancochea et al.*, 2008; *Geyer and Marti*, 2010]. They were most often interpreted as caused by successive periods of tectonic and/or volcanic activity. It is, however, possible that some of these features may be due to intrusion-related stress permutations, but further work is needed to check this hypothesis.

Our model of stress permutations explains several of the differences between Hawaiian and Réunion-like volcanoes (Fig. IV.18). One of these differences is the shape of the rift zones. Long and narrow Hawaiian rift zones are very active and capture thousands of subvertical dikes [*Pollard et al.*, 1983; *Dieterich*, 1988] because σ_3 keeps the same orientation with time, maintained by slip on a basal decollement at the interface between the volcanic pile and the oceanic plate [*Got et al.*, 1994; *Denlinger and Okubo*, 1995; *Morgan et al.*, 2000, 2003]. On the other hand, in La Réunion and similar volcanoes, intrusions are split into three sets due to stress permutations, explaining why rift zones are so diffuse and weakly defined compared to Hawaii. Another fundamental difference is the spreading behavior of the edifices. In the case of Hawaii, the single orientation of σ_3 implies that the slip of the decollement plane persistently compensates dike injections in the rift zones and normal faulting, i.e. that the spreading rate is equal to or greater than the intrusion rate. In Réunion-like volcanoes, on the contrary, the reduction of the deviatoric stress (a necessary condition for each cycle of stress

permutations to occur) implies that the basal creep of the edifice, if any, does not compensate the increase of the two smaller principal stresses caused by magma injections. In other words, the intrusion rate in the edifice must be greater than the deformation rate at the base of the edifice. Even with a magma supply rate similar to Hawaii, Réunion-like volcanoes would be therefore expected to undergo smaller basal creep. Given that the magma supply rate in La Réunion ($0.02 \text{ km}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) [Peltier, 2007] is about one tenth of that in Hawaii ($0.19 \text{ km}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) [Cayol *et al.*, 2000], deformation at the base of the edifice must be very limited. Offshore surveys revealed a moderate amount of deformation on the northeastern side of Piton des Neiges (i.e. offshore of the N020°E extension found in this study) and no significant deformation at the base of Piton de la Fournaise [Le Friant *et al.*, 2011]. We thus suggest that spreading on these volcanoes is dominated by slip on shallow detachments, slumps, and episodic landslides rather than basal creep. These are also the modes of spreading proposed for the Canary Islands [Carracedo, 1999; Mitchell *et al.*, 2002; Morgan and McGovern, 2005]. The spreading of the Kilauea in Hawaii is thought to result from the creep of dunites accumulated by magma differentiation [Clague and Denlinger, 1994]. A possible cause of the absence of creep in La Réunion could be the much smaller size of its magmatic system in general and of its creeping cumulates in particular. For basaltic volcanoes with similar magma supply rates, the recurrent stress permutations and limited creep of La Réunion could stand as a more adequate model of volcano deformation than the spreading of Hawaiian volcanoes.

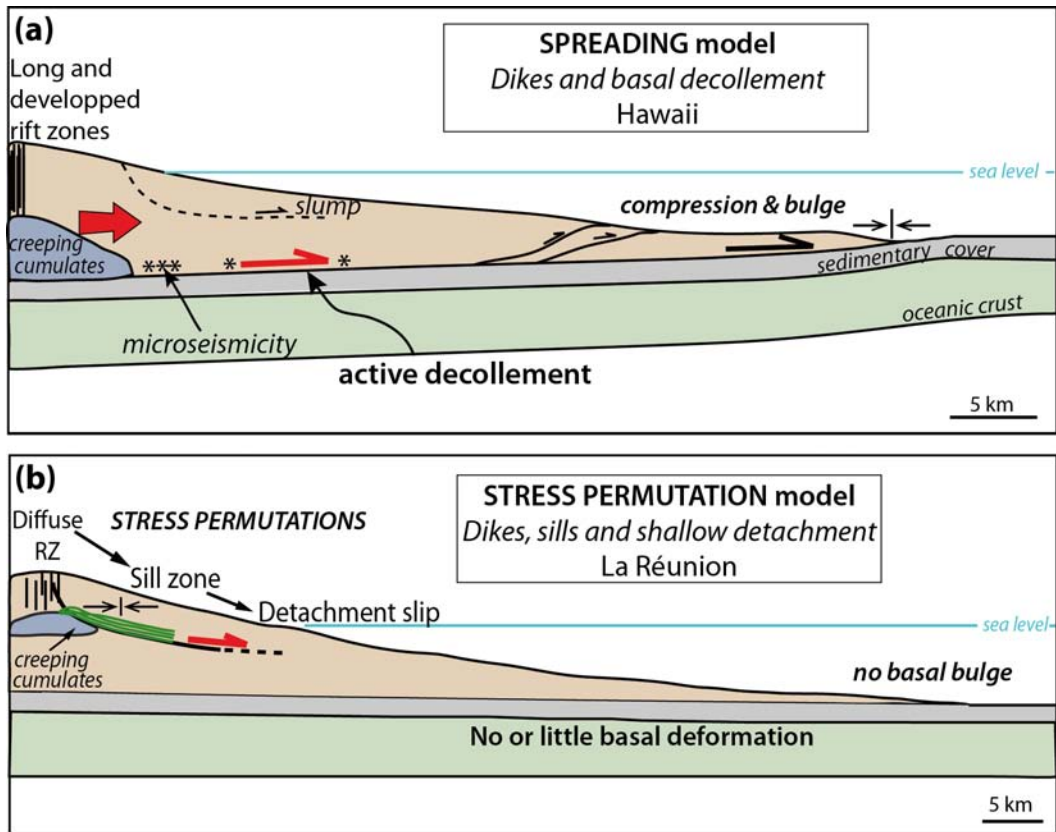


Figure IV.18. Sketches highlighting the differences of deformation and magmatic activity in Hawaiian and Réunion-like volcanoes. **(a)** The spreading model of Hawaiian volcanoes: the prominent features are a decollement, possibly activated by creeping cumulates, and very active and persistent rift zones. Compression occurs at the base of the edifice. **(b)** The stress permutation model of Réunion-like volcanoes: there is little evidence of basal creep, the magmatic system is smaller, and intrusions are alternatively captured into sill zones and diffuse rift zones. Compression occurs intermittently in the upper part of the edifice.

6. Conclusion

Our study of sheet intrusions and finite strains of Piton des Neiges reveals that recurrent switches in the direction of injections and deformation occurred during the life of the volcano. Sheet intrusions display three perpendicular populations that co-existed in time: a main population of subvertical dikes oriented N120°E, a secondary trend of subvertical dikes N030°E, and a third population of subhorizontal sills. The spatial repartition of intrusions suggests the existence of a diffuse N120-140°E rift zone and at least two sill zones with a very high concentration of intrusions. Independently, the inversion of fault-slip data revealed

that incompatible deformation regimes co-existed during the time period of magma injections: a dominant extension in the direction NNE-SSW, a secondary perpendicular extension ESE-WNW (both consistent with dike data), and strike slip or thrust faulting regimes in the vicinity of the rift zone and the sill zones. Given the consistency of intrusion and fault-slip data, we propose that cycles of stress permutations recurrently occurred at Piton des Neiges as a consequence of repeated magma injections. Each cycle of permutations results in a progressive evolution of the stress field, due to accumulated dike intrusions, from extension to strike slip and compression, ending up with the injection of sills. Slip on sill zones eventually restores the extensional stress field, initiating a new cycle of dike intrusions and stress permutations. Our model of stress permutations by magma injections is consistent with the behavior of Piton de la Fournaise, in which three injection orientations, two dike trends and one sill trend, are likely to occur. Recent eruptions attributed to sill injections, such as the 2007 eruption, also resulted in a slip of the volcano on a detachment plane. The recognition of stress permutations implies that basal deformation is not sufficient to maintain a constant stress field in the edifice, and hence suggests the absence of significant basal creep. Our model of stress permutations and slip on sill zones, based on field observations, constitutes an alternative to the Hawaiian model of spreading on a decollement, applicable to basaltic volcanoes where sill zones are observed and spreading by basal creep is not.

Acknowledgments

We thank C. Berthod and S. Garcia for their participation in the field work. The Ph.D fellowship of M. Chaput is funded by the French Ministère de la Recherche et de l'Enseignement supérieur. This research has been supported by INSU-CNRS grants. This is IPGP contribution XXX.

References

- Ahijado, A., R. Casillas, and A. Hernández-Pacheco (2001), The dyke swarms of the Amanay Massif, Fuerteventura, Canary Islands (Spain), *J. Asian Earth Sci.*, 19(3), 333-345, doi: 10.1016/s1367-9120(99)00066-8.
- Aki, K., and P.G. Richards (1980), *Quantitative seismology: Theory and Methods*, vol. I, 557 pp., W.H. Freeman, New York.
- Ancochea, E., J. L. Brändle, M. J. Huertas, F. Hernán, and R. Herrera (2008), Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: The basic dikes of La Gomera (Canary Islands), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 173(3-4), 207-216, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.020.
- Angelier, J. (1975), Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques, *C.R. Acad. Sci. Paris, Serie D* 281, 1805-1808.
- Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, 89(B7), 5835-5848.
- Angelier, J. (1994), Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in Hancock PL (Ed), *Continental deformation*, Pergamon Press, Oxford, 53-100.
- Anguita, F., L. Garcia Cacho, F. Colombo, A. Gonzalez Camacho, and R. Vieira (1991), Roque Nublo caldera: a new stratocone caldera in Gran Canaria, Canary Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2), 45-63.
- Apuani, T., C. Corazzato, A. Cancelli, and A. Tibaldi (2005), Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for volcano instability evaluation, *Bull. Enginnering Geol. and Env.*, 64(4), 419-431.

Arnaud, N. (2005), Les processus de démantèlement des volcans, la cas d'un volcan bouclier en milieu océanique: le Piton des Neiges (Ile de la Réunion), Ph.D thesis, Lab. Sc. Terre Univers Reunion, Université de la Réunion, France.

Augier, A. (2011), Etude de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise (île de la Réunion) à partir de données d'interférométrie radar et GPS, développement et application de procédures de modélisation, Ph.D thesis, Lab. Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

Bachelery, P., B. Robineau, M. Courteaud, and C. Savin (2003), Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 174(2), 125-140.

Birch, F. (1966), The velocity of compresional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *J. Geophys. Res.*, 66, 2199-2224.

Bott, M.H.P. (1959), The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.

Brenguier, F., et al. (2012), First Results from the UnderVolc High Resolution Seismic and GPS Network Deployed on Piton de la Fournaise Volcano, *Seism. Res. Lett.*, 83(1), 97-102, doi: 10.1785/gssrl.83.1.97.

Bret, L., Y. Fèvre, J.-L. Join, B. Robineau, and P. Bachelery (2003), Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): overview and geological hazard, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123(1-2), 25-41, doi: 10.1016/s0377-0273(03)00026-x.

Brooks, B. A., J. Foster, D. Sandwell, C. J. Wolfe, P. Okubo, M. P. Poland, and D. Myer (2008), Magmatically triggered slow slip at Kilauea volcano, Hawaii, *Science*, 321, 1177.

Byerlee, J. (1978), Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626

- Carracedo, J. C. (1999), Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94(1-4), 1-19, doi: 10.1016/s0377-0273(99)00095-5.
- Cayol, V., J.H. Dieterich, A.T. Okamura, and A. Miklius (2000), High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii, *Science*, 288, 2343-2345.
- Cendrero, A. (1970), The Volcano-plutonic Complex of La Gomera (Canary Islands), *Bull. Volcanol.*, 34, 537-561.
- Chevallier, L., and N. Vatin-Perignon (1982), Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean, *Bull. Volcanol.*, 45, 285-298.
- Clague, D. A., and R. P. Denlinger (1994), Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 56, 425-434.
- de Voogd, B., S. Pou Palomé, A. Hirn, P. Charvis, J. Gallart, D. Rousset, J. Dañobeitia, and H. Perroud (1999), Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion, *J. Geophys. Res.*, 104(B2), 2855-2874, doi: 10.1029/98JB02842.
- Delaney, P.T., D.D. Pollard, J.I. Ziony, and E.H. McKee (1986), Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis, *J. Geophys. Res.*, 91, 4220-4938.
- Delvaux, D., and B. Sperner (2003), New aspect of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, in *New insights into structural interpretation and modelling*, edited by D.A Nieuwland, pp. 75-100, Geological Society, Special Publications, London.
- Demange, J., P. Chovelon, and P. Puvilland (1989), Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): Volcanic and structural implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3), 153-176, doi: 10.1016/0377-0273(89)90011-5.
- Denlinger, R. P., and P. Okubo (1995), Structure of the mobile south flank of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 100(B12), 24,499-24,507.

Dieterich, J. H. (1988), Growth and persistence of Hawaiian Volcanic Rift Zones, *J. Geophys. Res.*, 93(B5), 4258-4270.

Dyment, J., (1991), Analyse de la subsidence et données sismiques profondes: implications géodynamiques sur la formation et l'évolution des bassins celtiques. In: Etude de la croûte terrestre par sismique profonde: Mer Celtique-Manche et ses approches occidentales, in Bois, C., Gariel, O., et Sibuet, J.C., (eds.), *Mem. Soc. Geol. France*, 159, 67-81.

Famin, V., and L. Michon (2010), Volcano destabilization by magma injections in a detachment, *Geology*, 38(3), 219-222, doi: 10.1130/g30717.1.

Famin, V., B. Welsch, S. Okumura, P. Bachèlery, and S. Nakashima (2009), Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q01007, doi: 10.1029/2008gc002015.

Fernández, C., J. De la Nuez, and R. Casillas (2002), Stress field associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands), *Tectonics*, 21(4).

Fernández, C., R. Casillas, E. García Navarro, M. Gutiérrez, M. A. Camacho, and A. Ahijado (2006), Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands), *Tectonics*, 25(6).

Froger, J. L., A. Augier, V. Cayol, and T. Souriot (2010), Some considerations about the April 2007 eruption at Piton de la Fournaise suggested by InSAR data, paper presented at *4th Collapse Caldera Workshop*, IAVCEI, La Réunion Island, France.

Froger, J.-L., Y. Fukushima, P. Briole, T. Staudacher, T. Souriot, and N. Villeneuve (2004), The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14601, doi: 10.1029/2004GL020479.

Fukushima, Y., V. Cayol, P. Durand, and D. Massonnet (2010), Evolution of magma conduits during the 1998-2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, *J. Geophys. Res.*, 115, B10204, doi: 10.1029/2009JB007023.

Gailler, L.-S., and J.-F. Lénat (2010), Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data, *J. Geophys. Res.* *115*, B12105, doi: 10.1029/2009jb007193.

Gailler, L.-S., J.-F. Lénat, M. Lambert, G. Levieux, N. Villeneuve, and J.-L. Froger (2009), Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1-2), 31-48, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.024.

Gapais, D., P.R. Cobbold, O. Bourgeois, D. Rouby, and M. de Urreiztieta (2000), Tectonic significance of fault-slip data, *J. Struct. Geol.*, *22*(7), 881-888.

Geoffroy, L., F. Bergerat, and J. Angelier (1993), Modification d'un champ de contrainte régional par un champ de contraintes magmatiques local. Exemple de l'île de Skye (Ecosse) au Paléocène, *Bull. Soc. géol. Fr.*, *164*(4), 541-552.

Geyer, A., and J. Martí (2010), The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems, *Tectonophysics*, *483*(3-4), 310-326, doi: 10.1016/j.tecto.2009.11.002.

Gillot, P. Y., and P. Nativel (1982), K-Ar chronology of the ultimate activity of piton des neiges volcano, reunion island, Indian ocean, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *13*(1-2), 131-146.

Got, J.-L., and P. Okubo (2003), New insights into Kilauea's volcano dynamics brought by large-scale relative relocation of microearthquakes, *J. Geophys. Res.*, *108*(B7), 2337, doi: 10.1029/2002jb002060.

Got, J.-L., J. Fréchet, and F. W. Klein (1994), Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, *99*(B8), 15,375-15,386, doi: 10.1029/94jb00577.

Hoek, E., and E.T. Brown (1997), Practical estimates of rock mass strength, *Int. J. Rock Mechanics and Mining Sci.*, *34*(8), 1165-1186.

Hoek, E., C.T. Carranza-Torres, and B. Corkum (2002), Hoek-Brown failure criterion - 2002 Edition, paper presented at *TAC Conference*, North American Rock Mechanics Society, Toronto, Canada.

Jaeger, J.C. and N.G.W. Cook (1979), *Fundamentals of Rock Mechanics*, 3rd ed., 593 pp., Chapman and Hall, New York.

Jaeger, J.C., N.G. Cook, and R. Zimmerman (2007), *Fundamentals of Rock Mechanics*, 4rd ed., 469 pp., Blackwell Publishing Ltd, Malden, USA.

Kaven, J.O., M. Maerten, and D.D. Pollard (2011), Mechanical analysis of fault slip data: implications for paleostress analysis, *J. Struct. Geol.*, 33(2), 78-91.

Kluska, J.-M. (1997), Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans, Ph. D thesis, Université Paris XI - Orsay, Paris, France.

Lacombe, O. (2012), Do fault slip data inversions actually yield "paleostresses" that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion, *C.R. Géoscience*, 344, 159-173.

Le Friant, A., E. Lebas, V. Clément, G. Boudon, C. Deplus, B. de Voogd, and P. Bachèlery (2011), A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09312, doi: 10.1029/2011gl047489.

Lehto, H. L., D. C. Roman, and S. C. Moran (2010), Temporal changes in stress preceding the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens, Washington, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2), 129-142, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.08.015.

Lénat, J.-F., B. Malengreau, and A. Galdeano (2001), A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean), *J. Geophys. Res.*, 106(B5), 8,645-8,663.

Maillot, E. (1999), Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques : Ile de la Réunion (Océan Indien). Approche structurale et expérimentale, Ph.D thesis, Lab. Sc. Terre Univers Réunion, Université de la Réunion, France.

- Malengreau, B., J.-F. Lénat, and J.-L. Froger (1999), Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *88*, 131-146.
- Marinoni, L. B., and A. Gudmundsson (2000), Dykes, faults and paleostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *103*, 83-103.
- McDougall, I. (1971), The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *85*, 261-288.
- Michon, L., F. Saint-Ange, P. Bachelery, N. Villeneuve, and T. Staudacher (2007), Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *J. Geophys. Res.*, *112*, B04205, doi: 10.1029/2006jb004598.
- Michon, L., V. Cayol, L. Letourneur, A. Peltier, N. Villeneuve, and T. Staudacher (2009), Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*(1-2), 14-30, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.11.002.
- Mitchell, N. C., D. G. Masson, A. B. Watts, M. J. R. Gee, and R. Urgeles (2002), The morphology of submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *115*, 83-107.
- Montgomery-Brown, E. K., D. K. Sinnett, K. M. Larson, M. P. Poland, P. Segall, and A. Miklius (2011), Spatiotemporal evolution of dike opening and decollement slip at Kīlauea Volcano, Hawai'i, *J. Geophys. Res.*, *116*, B03401, doi: 10.1029/2010jb007762.
- Morgan, J. K., and P. J. McGovern (2005), Discrete element simulations of gravitational volcanic deformation: 1. Deformation structures and geometries, *J. Geophys. Res.*, *110*, B05402, doi: 10.1029/2004jb003252.

Morgan, J. K., G. F. Moore, and D. A. Clague (2003), Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *108*(B9), 2415, doi: 10.1029/2003jb002411.

Morgan, J. K., G. F. Moore, D. J. Hills, and S. Leslie (2000), Overthrusting and sediment accretion along Kilauea's mobile south flank, Hawaii: evidence for volcanic spreading from marine seismic reflection data, *Geology*, *28*(7), 667-670.

Oehler, J.-F. (2005), Les déstabilisations de flanc des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines, Ph.D thesis, Lab. Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

Owen, S., P. Segall, M. Lisowski, A. Miklius, R. P. Denlinger, and M. K. Sako (2000), Rapid deformation of Kilauea volcano: Global Positioning System measurements between 1990 and 1996, *J. Geophys. Res.*, *105*(B8), 18,983-18,998.

Owen, S., P. Segall, J. Freymueller, A. Miklius, R. P. Denlinger, T. Arnadottir, M. K. Sako, and R. Bürgmann (1995), Rapid deformation of the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, *267*(5202), 1328.

Parsons, T., and G. A. Thompson (1991), The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: worldwide examples, *Science*, *253*(5026), 1399-1402

Parsons, T., N. H. Sleep, and G. A. Thompson (1992), Host rock rheology controls on emplacement of tabular intrusions: implications for underplating of extending crust, *Tectonics*, *11*(6), 1348-1356.

Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery (2005), Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L22302, doi: 10.1029/2005gl023720.

Peltier, A., V. Famin, P. Bachèlery, V. Cayol, Y. Fukushima, and T. Staudacher (2008), Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot)

inferred from deformation and geochemical data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 270(3-4), 180-188, doi: 10.1016/j.epsl.2008.02.042.

Peltier, A. (2007), Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de la Fournaise (Réunion) à partir d'une analyse croisée de données de déformation, géochimiques et structurales, Ph.D thesis, Lab. GéoSc. Réunion - OVPF, Université de la Réunion, France.

Pollard, D.D., and O.H. Muller (1976), The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions, *J. Geophys. Res.*, 81, 975-984.

Pollard, D.D., and G. Holzhausen (1979), On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the Earth's surface, *Tectonophysics*, 53, 27-57

Pollard, D. D., P. T. Delaney, W. A. Duffield, E. T. Endo, and A. T. Okamura (1983), Surface deformation in volcanic rift zones, *Tectonophysics*, 94(1-4), 541-584.

Rançon, J. P., P. Lerebour, and T. Augé (1989), The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36(1-3), 113-127, doi: 10.1016/0377-0273(89)90008-5.

Roman, D. C., S. C. Moran, J. A. Power, and K. V. Cashman (2004), Temporal and spatial variation of local stress fields before and after the 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr volcano, Alaska, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2366-2379.

Rubin, A.M. (1993), Tensile fracture of rock at high confining pressure: implication for dike propagation, *J. Geophys. Res.*, 98(B9), 15919-15935.

Smietana, M. (2011), Petrologie, géochronologie (K, Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion: Implications sur la construction de l'édifice volcanique, Ph.D thesis, Lab. Geosc. Réunion, Université de la Réunion, France.

Sperner, B., and P. Zweigel (2010), A plea for more caution in fault–slip analysis, *Tectonophysics*, 482(1-4), 29-41, doi: 10.1016/j.tecto.2009.07.019.

Sperner, B., B. Müller, O. Heidbach, D. Delvaux, J. Reinecker, and K. Fuchs (2003), Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project, in *New insights into Structural Interpretation and Modelling*, edited by D.A. Nieuwland, pp. 101-116, Geological Society, Special Publications, London.

Staudigel, H., and H.-U. Schmincke (1984), The Pliocene Seamount series of La Palma/ Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, 89(B13), 11,195-11,215.

Staudigel, H., G. Feraud, and G. Giannerini (1986), The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27, 299-322, doi: 10.1016/0377-0273(86)90018-1.

Swanson, D. A., W. A. Duffield, and R. S. Fiske (1976), Displacement of the south flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones, *USGS Prof. Pap.*, 965.

Tinard, P. (2007), Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir de données interférométriques. Août 2003-Avril 2007., Ph.D thesis, Lab. Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

Twiss, R.J., and J.R. Unruh (1998), Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate?, *J. Geophys. Res.*, 103(B6), 12205-12222.

Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1972), Peridotitic and gabbroic rocks associated with the Shield-forming lavas of Réunion, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 35, 139-158.

Vignerresse, J.-L., B. Tikoff, and L. Améligo (1999), Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons, *Tectonophysics*, 302, 203-224.

Wallace, R. E. (1951), Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting, *J. Geol.*, 59(2), 118-130.

Walker, G. P. L. (1990), Geology and volcanology of the Hawaiian islands, *Pacific Science*, 44, 315-347.

Zenzri, H., and L.M. Keer (2001), Mechanical analysis of the emplacement of laccoliths and lopoliths, *J. Geophys. Res.*, 106, 13781-13792.

IV.3.2. Compléments de l'étude structurale

IV.3.2.1. Intrusions du Cirque de Cilaos

Répartition spatiale

Les intrusions magmatiques du Cirque de Cilaos (n = 621) ont été mesurées sur un total 16 sites. Les intrusions sont présentes sur l'ensemble du Cirque, avec un maximum de densité enregistré au niveau de la rivière Bras Rouge entre 600 et 800 m d'altitude.

Dans le Cirque, les intrusions recoupent la brèche d'avalanche du fond de Bras Rouge (Brèche I) et l'ensemble des coulées pahoehoe basiques exposées. Seule une dizaine d'intrusions affecte la brèche d'avalanche II (site BrII-1),

Dans le Cirque de Cilaos, les intrusions à pendage inférieur à 45° sont extrêmement nombreuses et représentent 51% des données mesurées (Fig. IV.20). Les sills sont observés majoritairement dans la falaise entre la route d'Ilet à Cordes (1100-1300 m d'altitude) et la rivière Bras Rouge en contrebas (600-800 m). Dans cette zone, les sills s'organisent sous forme de trois piles de 50 à 100 m d'épaisseur.

- La pile de sill (1) est intrudée entre la Brèche I et la Brèche II sus-jacente entre 1200 et 1300 m d'altitude. Cette pile est visible sur la route d'Ilet à Cordes entre la ravine Gobert et le Piton de Sucre et en contrebas de la route au niveau de la ravine Aurélien (Fig. IV.19.i).
- La pile de sills (2) est mise en place entre la Brèche II et les coulées basiques sous-jacentes entre 1100 et 1300 m d'altitude. Cette pile est observée sur la route d'Ilet à Cordes entre le Piton de Sucre et le village d'Ilet à Cordes (Fig. IV.19.ii).
- La pile de sills (3) est injectée entre la Brèche I et les coulées pahoehoe sus-jacentes à 850-900 m d'altitude (La Chapelle, rive droite du Bras Rouge, Fig. IV.19.iii) et à 710-790 m d'altitude (sentier d'Ilet à Cordes et coteau des Orangers).

Pour ces trois piles de sills, il est fréquent d'observer les dykes associés s'horizontaliser pour passer en sill (Fig. IV.19.i.a-b et Fig. IV.19.ii.b).

Une quatrième pile de sills est visible dans le Bras de Benjoin (cascade du Cap Noir), intrudée entre la Brèche I et les coulées de lave sous-jacentes à 700-750 m d'altitude. Cette pile de sill étant inaccessible, la nature et la géométrie des intrusions n'a pu être déterminée.

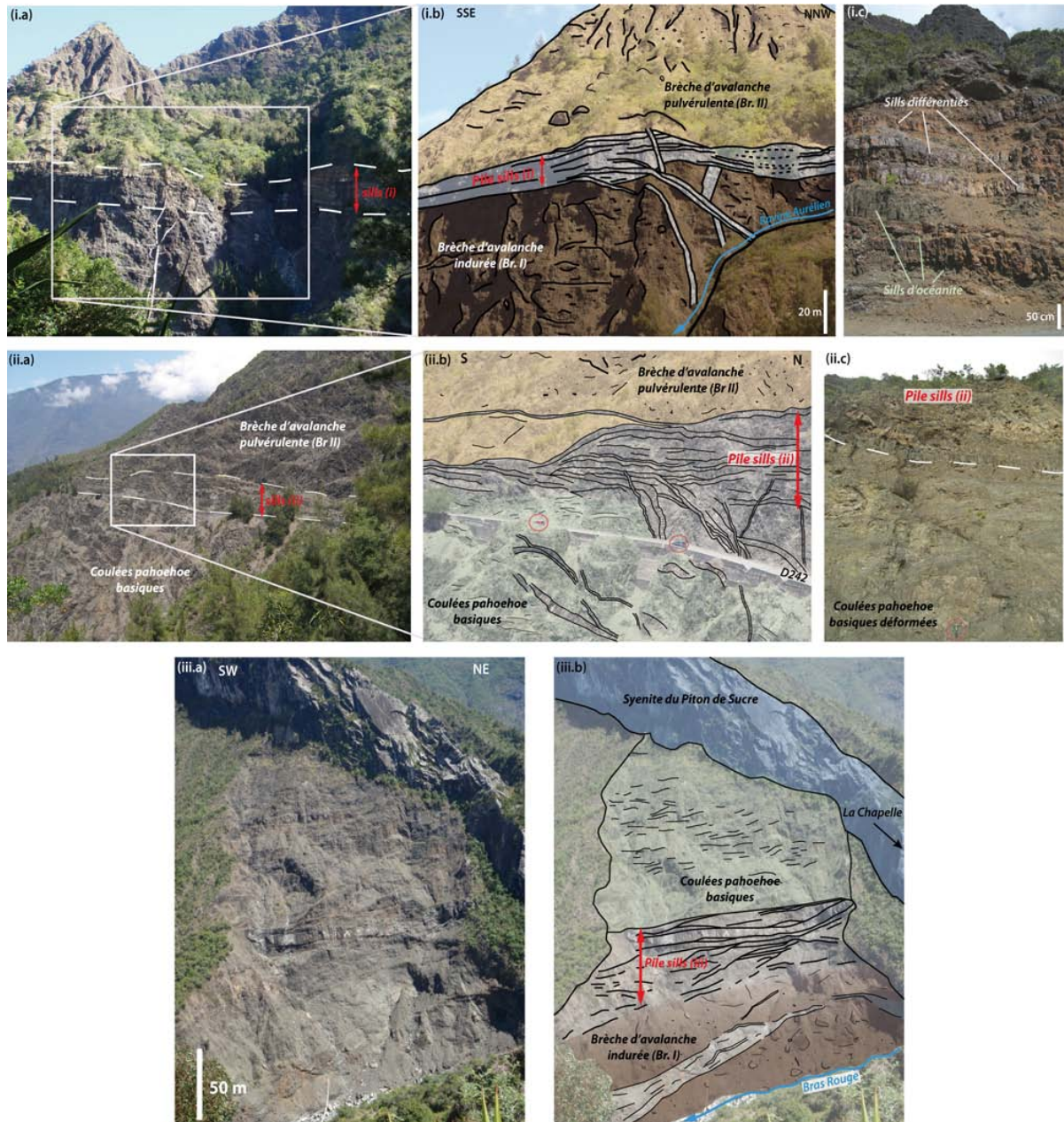


Figure IV.19 : Photographies des trois piles de sills de la zone du Bras Rouge. **(i.a-b)** Photo et schéma interprétatif de la pile de sills 1 au niveau de la ravine Aurélien. **(i.c)** La pile de sills 1 sur la route d'Ilet à Cordes (D242) au Nord du Piton de Sucre. **(ii.a-b)** Photo et schéma interprétatif de la pile de sills 2 sur la route d'Ilet à Cordes, au Sud du Piton de Sucre. **(ii.c)** Contact entre les sills de la pile et les coulées pahoehoe sous-jacentes, observé au niveau de cette même route. **(iii.a-b)** Photo et schéma interprétatif de la pile de sills 3 au niveau de la Chapelle.

Une forte densité de dykes subhorizontaux est observée au sein de la Brèche I dans la rivière Bras Rouge, notamment sur les sites BrI-1 et BrI-2 (Fig. IV.22). Quelques intrusions subhorizontales (dykes et sills) recoupent également les coulées pahoehoe basiques aux sites Pah17, Pah18, Pah19 et Pah20.

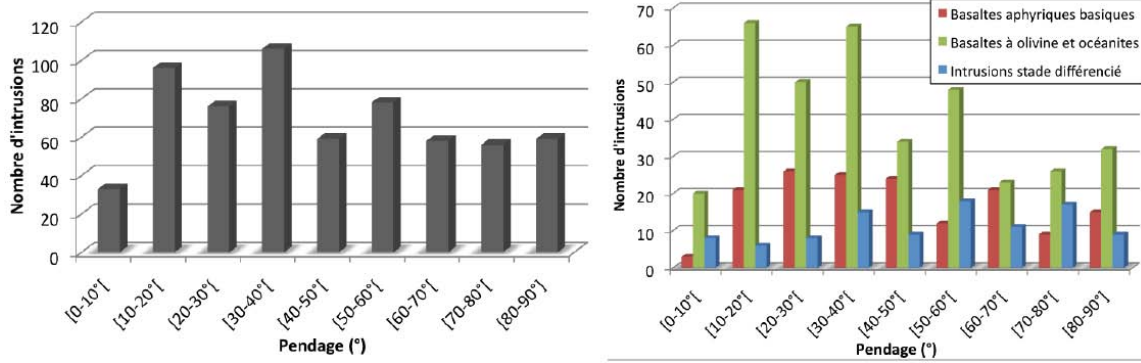


Figure IV.20. : Histogrammes des pendages des intrusions dans le Cirque de Cilaos, toutes compositions confondues (en gris) et en fonction de la composition de l'intrusion. Ces histogrammes montrent l'abondance des intrusions subhorizontales (sills et dykes) dans le Cirque par rapport aux intrusions subverticales.

Composition

Les intrusions du Cirque de Cilaos sont majoritairement des intrusions basiques et représentent 81% des données (n = 501). Au sein des intrusions basiques, les basaltes à olivine et les océanites sont largement dominants et représentent respectivement 51% (n = 256) et 23,6% (n = 118) des données (Fig. IV.21). 25% (n = 125) des intrusions basiques sont des basaltes aphyriques, à l'exception de deux intrusions de gabbro (0,4%) ont également été mesurées dans la rivière Bras Rouge (Figure IV.21). Les intrusions différenciées constituent 16% des données mesurées dans le Cirque. Il s'agit essentiellement de basaltes aphyriques différenciés (98,6%) mais quelques intrusions de syénite (1,7%) et une intrusion de basalte à phénocristaux de plagioclases (0,8%) ont également été observées dans le Bras Rouge (au niveau du Bassin Fouquet et en amont du Pont de Bras Rouge, respectivement). Enfin, pour 3% des intrusions, la composition n'a pu être déterminée avec les seuls critères de reconnaissance macroscopique.

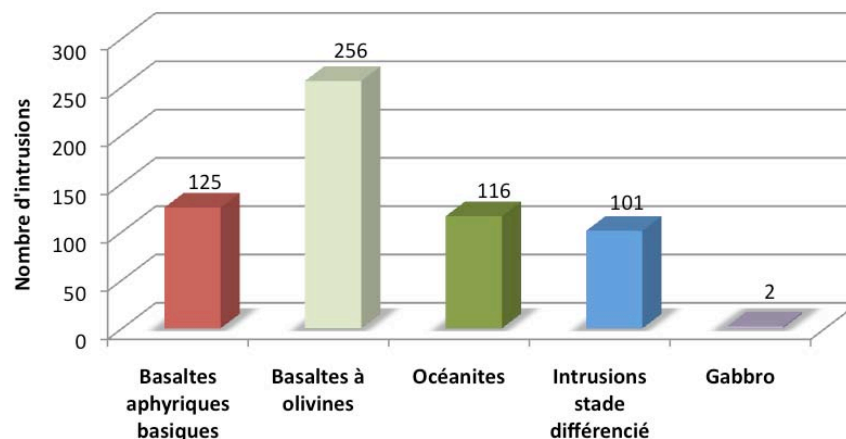


Figure IV.21. Histogramme des compositions des intrusions du Cirque de Cilaos.

Les piles de sills sont composées en majorité d'intrusions basiques (79%) mais sont également constituées à 21% de basaltes aphyriques différenciés. Ces sills différenciés sont facilement reconnaissables par leur couleur d'altération orangée très marquée à l'affleurement. Les sills différenciés recoupent systématiquement les sills basiques, attestant d'une mise en place postérieure. La coexistence d'intrusions basiques et différenciées dans ces piles de sills démontre également que ces zones d'injections préférentielles ont fonctionné tout au long de l'activité du Piton des Neiges. Le détail des caractéristiques de piles de sills est présenté dans le tableau IV.2.

	Proportion d'intrusions basiques	Proportion de bas. à olivine et d'océanite dans les intrusions basiques	Orientations préférentielles	Pendages préférentiels
Pile de sills 1	70%	95%	- N170-25°E (dominante) - N50-80°E (secondaire)	Externe (Ouest) Interne Nord)
Pile de sills 2	100%	78%	- N20-30°E - N90-100°E	Indifférent Externe (Sud)
Pile de sills 3	87%	76%	- N120-150°E - N90-100°E	Externe (Sud) Externe (Sud)

Tableau IV.2 : Caractéristiques compositionnelles et géométriques des piles de sills.

En dehors des piles de sills, les dykes subhorizontaux sont, eux aussi, majoritairement de composition basique (89%) et formée essentiellement de basaltes à olivine et d'océanites.

Plusieurs intrusions très épaisses de syénite recoupent l'ensemble des formations du Cirque de Cilaos, témoignant ainsi de leur caractère tardif dans l'évolution du Piton des Neiges. Ces intrusions ont été dégagées par l'érosion et forment d'imposants reliefs dans le Cirque, à l'image du Piton de Sucre et du massif de La Chapelle (cf. Fig. III.17).

Trois informations principales découlent de l'étude de la répartition spatiale des intrusions en fonction de leur composition.

- Les intrusions différenciées sont extrêmement rares dans le Cirque aux altitudes inférieures à 600 m (n=1).
- Le nombre d'intrusions (tous types confondus) décroît en fonction de la distance au sommet.
- Pour un éloignement au sommet croissant, la proportion d'intrusions basiques aphyriques tend à diminuer jusqu'à atteindre moins de 10% aux altitudes inférieures à 520 m dans le Bras Rouge. Une relation linéaire positive entre le rapport altitude/distance au sommet et la proportion de ces intrusions se dessine. Ainsi, plus

l'altitude diminue et plus la distance au sommet augmente (rapport faible), plus la proportion de basaltes aphyriques de la phase basique est faible (Fig. IV.22).

- Une corrélation linéaire négative franche est mise en évidence entre la proportion de basaltes à olivines et d'océanites et le rapport altitude/distance au sommet. Plus l'altitude du site est faible et plus sa distance au sommet est importante, plus la proportion d'intrusions à phénocristaux d'olivine est importante (Fig. IV.22). Ainsi, dans le Cirque de Cilaos, ces intrusions possèdent une aire de répartition plus étendue que les basaltes aphyriques et les intrusions différenciées.

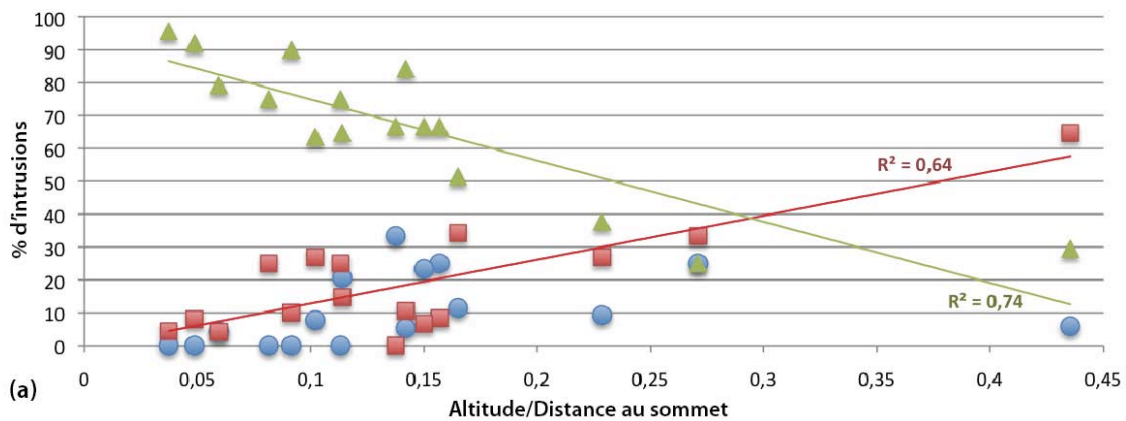


Figure IV.22 : Corrélation linéaire entre le rapport altitude/distance le pourcentage d'intrusions basiques aphyriques (en rouge) et les basaltes à olivine (en vert). Les points bleus représentent les intrusions différenciées dont la répartition ne suit pas de tendance particulière.

Orientation

L'orientation des intrusions du Cirque de Cilaos est indépendante de leur composition, ce qui est un comportement similaire à celui du Cirque de Salazie. Par ailleurs, trois groupes d'intrusions sont mis en évidence dans le Cirque de Cilaos, en fonction de leur direction et de leur pendage. Ces trois groupes présentent des orientations et des directions de contraintes principales minimum similaires à ceux décrits dans le Cirque de Salazie. Ainsi, deux groupes de dykes perpendiculaires et un groupe de sills et de dykes subhorizontaux sont observés dans Cilaos :

- **Groupe 1** : Ces intrusions présentent des directions NE-SW à ESE-WNW et des valeurs de pendages intermédiaires, majoritairement comprises entre 50° et 70° (Figs. IV.23 et IV.24). Ce groupe est cohérent avec une contrainte principale minimum σ_3 subhorizontale (10° N), orientée **N031°E** en moyenne. Cependant, il existe une grande dispersion des données (Fig. IV.23), avec un écart type de 30° entre les orientations de σ_3 calculées pour chaque site. Ces dykes, de compositions basique et différenciée sont très minoritaires dans le Cirque de Cilaos,

contrairement au Cirque de Salazie. Ils ne représentent que 5% des données, mesurées sur 4 sites. Les intrusions recoupent la Brèche I aux sites BrI-1, BrI-2 et SZ3, la Brèche II aux sites BrII-1 et SZ3 et les piles de sills du site SZ3 (Fig. IV.23).

- **Groupe 2** : Les dykes sont orientés N-S à NE-SW avec un pendage supérieur à 50° (Figs. IV.23 et IV.24) et en majorité (56%) supérieur à 70°. Contrairement au groupe 1, cette catégorie d'intrusions est relativement homogène et est cohérente avec σ_3 orienté **N111/8°E**. A l'inverse du Cirque de Salazie, le groupe 2 est dominant parmi les dykes subverticaux du Cirque de Cilaos. Composé de dykes basiques et différenciés, il regroupe 32% des données, mesurées sur 12 sites (Fig. IV.23). Ces intrusions recoupent la Brèche I, les coulées pahoehoe basiques et la zone de sills de la route d'Ilet à Cordes.

- **Groupe 3** : Les intrusions du groupe 3 sont des sills et des intrusions subhorizontales au pendage compris entre 4 et 44° (Figs. IV.23 et IV.24). Ce groupe contient près de 45% des données mesurées dans le Cirque, acquises sur 10 sites (Figure IV.23). Les sills et les intrusions subhorizontales sont cohérentes avec une contrainte principale minimum **subverticale (79°)**.

13% des intrusions mesurées dans le Cirque de Cilaos sont incompatibles avec les trois groupes d'intrusions déterminés ci-dessus et ont été rejetées au cours du traitement des données.

L'analyse des intrusions du Cirque de Cilaos révèle l'existence de trois groupes d'intrusions dont les axes des contraintes principales minimum sont perpendiculaires entre eux à $\pm 10^\circ$ près. L'orientation de ces groupes d'intrusions est par ailleurs compatible avec l'orientation des trois groupes déterminés dans les deux autres Cirques. L'orientation des intrusions du Piton des Neiges est donc relativement homogène. Par ailleurs, les intrusions subverticales de Cilaos ne se concentrent pas dans une zone préférentielle d'injection mais couvrent l'ensemble de la surface du Cirque, suggérant l'absence de rift zone dans le sens « hawaïen » du terme. Les intrusions subhorizontales quant à elles, se mettent en place à la fois sous forme d'injections isolées et sous forme de piles de sills épaisses (i.e. sill zones, tel que défini dans le manuscrit en préparation pour publication).

L'étude détaillée des trois piles de sills de la route d'Ilet à Cordes et du Bras Rouge montre une organisation bimodale des intrusions, chaque pile présentant deux directions préférentielles d'intrusions (Tab. IV.2). Le pendage de ces piles de sills est en grande majorité externe (Tab. IV.2).

La direction secondaire des sills de la pile 1 est observée sur 200 m à proximité de l'intrusion de syénite du Piton de Sucre. Cette intrusion se serait mise en place au sein des failles bordières d'une caldera d'explosion à la fin de l'activité du Piton des Neiges (Rocher, 1988). Nous interprétons le changement local d'orientation et de direction de pendage de la pile 1 comme la conséquence du basculement des unités lors de la mise en place de l'intrusion de syénite.

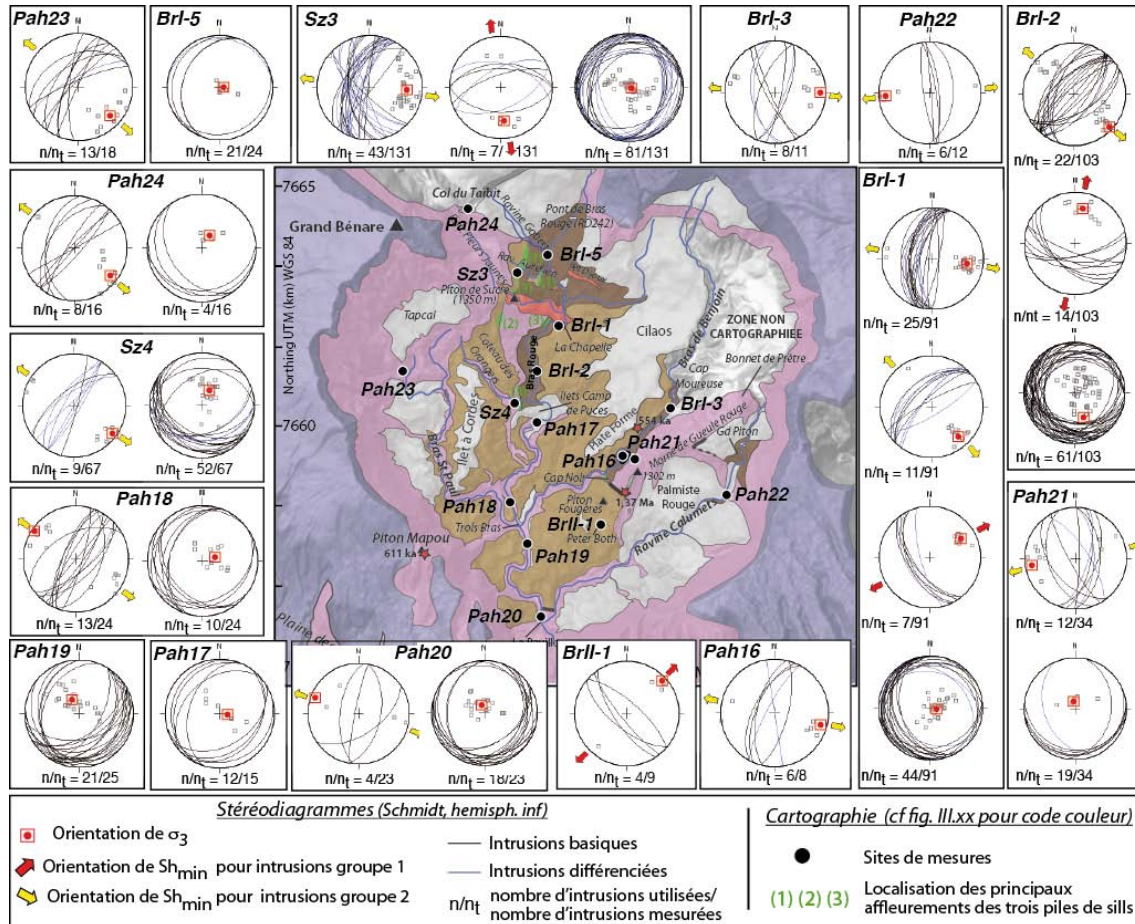


Figure IV.23 : Stéréodiagrammes des données d'intrusions acquises sur chaque site du Cirque de Cilaos et orientation de σ_3 (carré rouge) déterminée à partir de chaque jeu de données. Les flèches rouges et jaunes représentent la direction de la contrainte horizontale minimum Sh_{min} pour les intrusions des groupes 1 et 2, respectivement. Les intrusions subverticales sont associées à une extension NW-SE principale et à une extension NE-SW secondaire.

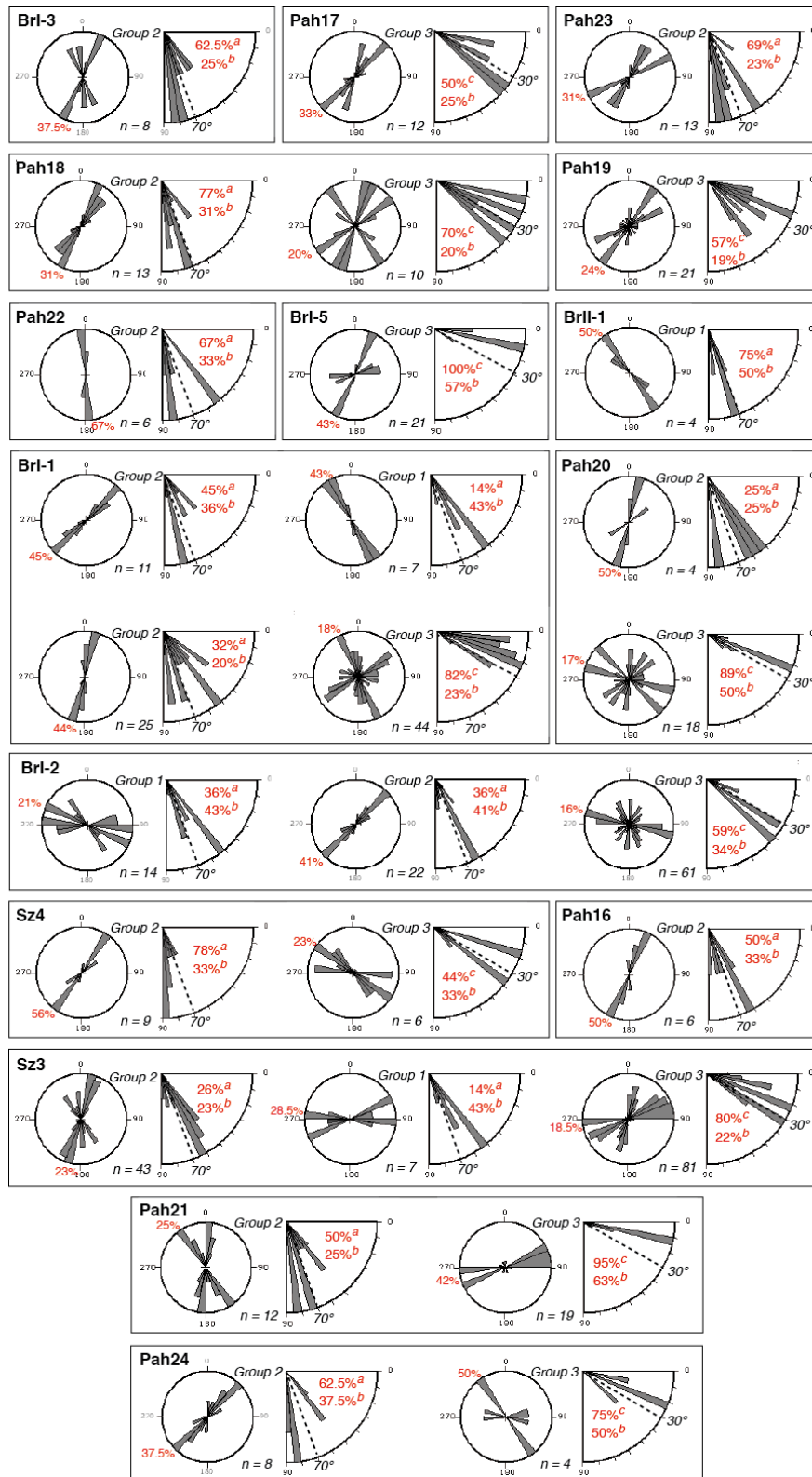


Figure IV.24 : Rosaces de direction et de pendage des différents groupes d'intrusions déterminés dans le Cirque de Cilaos. ^aPourcentage d'intrusions à pendage supérieur à 70° pour les groupes 1 et 2, ^bInfluence relative de la plus grande classe, ^c Pourcentage d'intrusions à pendage inférieur à 30° pour le groupe 3. Le pourcentage à coté des rosaces de direction correspond également à l'influence relative de la plus grande classe.

Plusieurs critères de recoupement ont pu être déterminés sur le terrain entre les différents groupes d'intrusions. Concernant les intrusions basiques, celle du groupe 1 sont recoupées par les celles du groupe 2 (3 occurrences) alors que l'inverse n'est jamais observé. D'autre part, le groupe 3 et le groupe 2 semblent se recouper mutuellement bien que le groupe 2 recoupe plus fréquemment le groupe 3 que l'inverse (10 occurrences contre 6). Enfin, deux recoupements du groupe 3 par le groupe 1 sont observés alors que l'inverse n'est pas observé. Ces observations sont contradictoires car elles impliquent que :

- (1) le groupe 1 est antérieur au groupe 2,
- (2) le groupe 2 est contemporain au groupe 3,
- (3) le groupe 1 est postérieur au groupe 3, donc également postérieur au groupe 2.

En conséquence, nous interprétons les trois groupes d'orientations d'intrusions comme étant contemporains, comme cela a également été proposé pour Salazie. Ceci est par ailleurs confirmé par la présence d'intrusions différenciées au sein de chaque groupe, témoignant d'une mise en place plus ou moins continue tout au long de l'évolution de l'édifice. Le caractère contemporain des trois groupes d'intrusions est également attesté par l'observation de dykes du groupe 2 s'horizontalisant pour passer en sills au niveau des piles 1 et 2 (Fig. IV.19).

IV.3.2.2 Structures de déformation du Cirque de Cilaos

Les structures de déformation sont abondantes dans le Cirque de Cilaos où plus de 500 mesures ont pu être effectuées. Les microstructures, uniquement de type fragile, prennent la forme de plans de faille striés et de fractures. La striation des plans de failles s'exprime le plus souvent par des fibres de croissance de minéraux secondaires typiques du faciès schiste vert (serpentine ± chlorite ± calcite ± zéolite) et témoigne d'une importante circulation hydrothermale syn-déformation. Les structures de déformation sont majoritairement des failles normales (44% des mesures) puis des failles décrochantes (34%). Quelques failles inverses ont également été mesurées (6%), principalement dans le Bras Rouge, entre la Chapelle et les Ilets du Camp de Puces. Enfin, 16% des failles mesurées possèdent un jeu inconnu (sans stries) ou au sens indéterminé.

Les structures de déformation affectent la Brèche I, les coulées de lave basiques, les piles de sills de la route d'Ilet à Cordes et, dans une moindre mesure, la Brèche II. Les formations superficielles constituant les sommets des îlets de Cilaos ainsi que les intrusions de syénite ne semblent pas affectées par les structures de déformation. Cette observation suggère que les failles mesurées sur le terrain constituent des marqueurs d'une déformation développée au

cours des phases d'activité de l'édifice. L'abondance relative des microstructures tend à augmenter dans la zone du Bras Rouge comprise entre La Chapelle et les Ilets du Camp de Puces (200 mesures entre les sites Br-I, Br-II et Pah17, soit près de 40% des données), également caractérisée par une très forte densité d'intrusions (>200). Cette relation entre quantité d'intrusions et quantité de microstructures se vérifie également au niveau des piles de sills de la route d'Ilet à Cordes (plus de 50 structures et 130 intrusions mesurées). La séparation et l'inversion des données de failles a permis la reconstruction de tenseurs de paléo-contraintes sur un total de 9 sites, représentés sur la figure IV.25. Sur les autres sites, la faible quantité de données et/ou l'incompatibilité entre les critères cinématiques des failles n'a pas permis la détermination de tenseurs.

Dans Cilaos, comme dans Mafate et Salazie, les failles normales peuvent être séparées en deux familles compatibles avec deux directions d'extension.

- L'extension dominante est déterminée sur 8 sites à partir de failles formant le plus grand jeu de données ($n = 125/270$, 46% des données utilisées dans l'analyse). Le tenseur des paléo-contraintes moyen associé à cette population de failles possède un axe de σ_3 orienté **N117/6°E** et un rapport ϕ égal à 0,4 (Fig. IV.25, Tab IV.3).
- Une seconde extension, minoritaire (6 sites, 26% des données), est également déterminée dans l'ensemble des formations basiques du Cirque. L'axe de σ_3 moyen du tenseur calculé est orienté **N019/3°S**, direction globalement perpendiculaire à l'axe de σ_3 moyen de l'extension dominante (Fig. IV.25, Tab. IV.3). Le rapport ϕ moyen de ce tenseur est de 0,4.

Les failles décrochantes mesurées sur le terrain sont scindées en deux familles compatibles avec deux directions de paléo-contraintes.

- Sur trois sites (BrI-1, 2 et 3), le tenseur moyen associé à une première population de décrochements (15,6% des données) est caractérisé par des axes de σ_1 et de σ_3 orientés respectivement **N022/15°S** et **N114/10°E** et par un rapport ϕ égal à 0,3 (Fig. IV.25, Tab. IV.3). L'axe de σ_3 de ce tenseur décrochant est parallèle à l'axe de σ_3 associé à l'extension dominante.
- Un second tenseur est déterminé sur un unique site (Pah18). Ce tenseur possède des axes de σ_1 et σ_3 orientés respectivement **N070/9°W** et **N160/5°S**. Cependant, au vu du faible nombre de données utilisées ($n = 5$) pour calculer ce tenseur, sa valeur est discutable.

Enfin, deux tenseurs compressifs sont calculés à partir des populations de failles inverses :

- Un premier tenseur, associé aux failles inverses mesurées sur les sites Pah17 et SZ3 (4,1% des données), possède un axe de σ_1 moyen orienté **N033/7°S** et un rapport ϕ égal à 0,38. Notons que sur chacun des deux sites, l'axe de σ_1 du tenseur compressif est parallèle à l'axe de σ_3 de l'extension minoritaire (Fig. IV.25 et Tab. IV.3).

Le second tenseur déterminé à partir des structures compressives mesurées sur le site Br1-2 (6,3% des données) possède un axe de σ_1 **N142/1°S** et un rapport ϕ égal à 0,8. L'axe σ_1 de ce tenseur est orienté parallèlement à l'axe σ_3 du tenseur extensif dominant déterminé sur ce site (Fig. IV.25, Tab. IV.3).

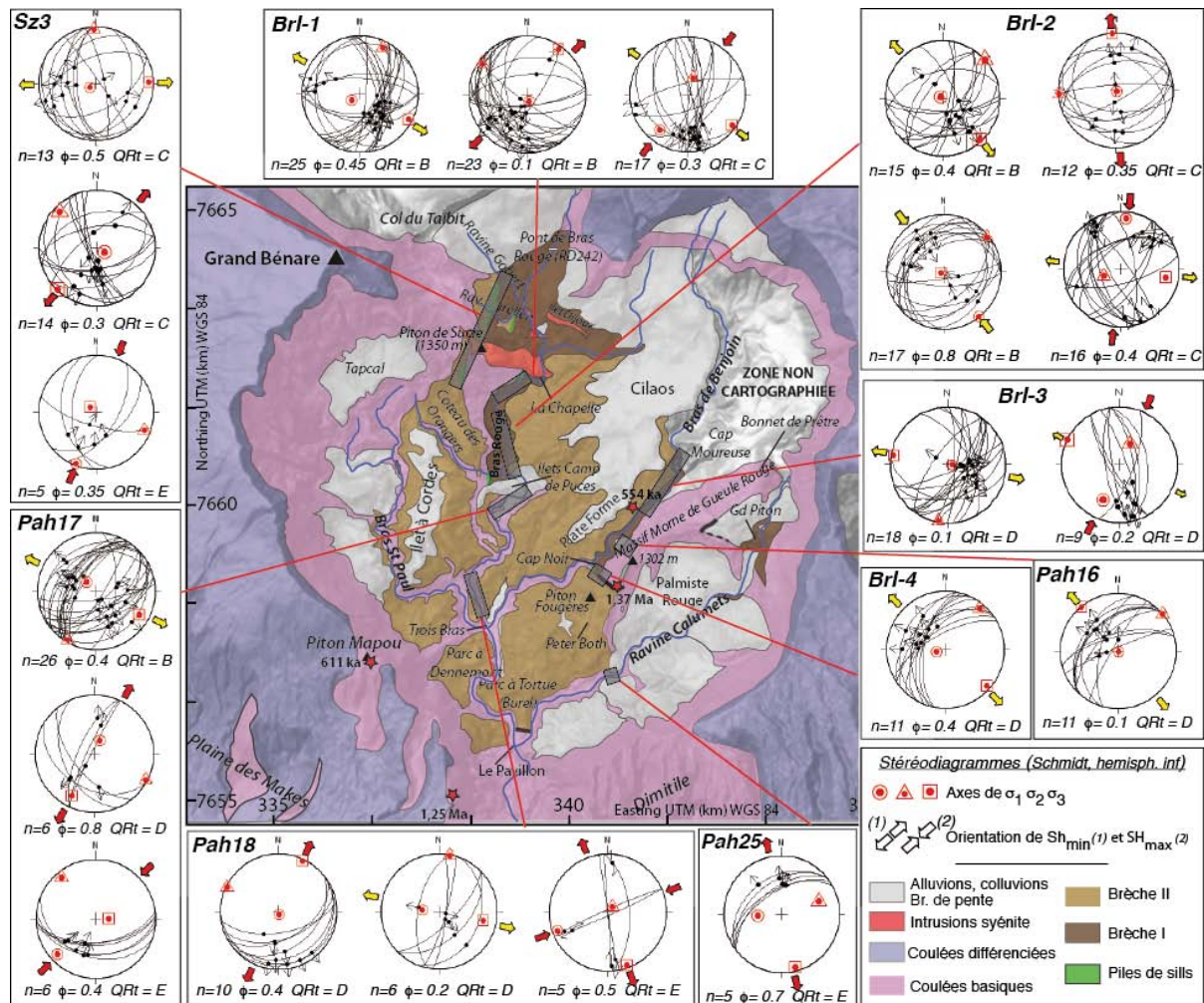


Figure IV.25: Stéréodiagrammes représentant les structures de déformation mesurées dans le Cirque de Cilaos et les tenseurs des paléo-contraintes déterminées à partir de l'inversion des données.

IV.3.2.3. Cohérence des données du Cirque de Cilaos avec le modèle de permutations de contraintes proposé dans Mafate et Salazie.

D'une part, la subdivision des données intrusions en fonction de leur orientation suggère que les intrusions peuvent être classées selon trois directions perpendiculaire dans Cilaos, tout comme dans Salazie et Mafate. D'autre part, l'étude des nombreuses structures de déformation a mis en évidence l'existence de plusieurs régimes de contraintes où l'extension domine nettement. Deux tenseurs extensifs ont été déterminés et leurs axes de contraintes principales moyens sont perpendiculaires. A l'échelle d'un site, cette perpendicularité ne se vérifie pas toujours (exemple sites Br1-2 ou Sz3) et peut être expliquée par des perturbations locales du champ de contrainte associée à des variations locales de la rhéologie et/ou des propriétés mécaniques du milieu. Néanmoins, la présence de régimes de contraintes extensifs compatibles, déterminés sur l'ensemble de la surface du Cirque au sein de formation de natures différentes (brèches, coulées, piles de sills) confirme la réalité physique de ces tenseurs en tant que champs de contraintes.

Plusieurs tenseurs décrochants ont également été calculés. A l'exception du tenseur déterminé pour le site Pah18, les trois autres tenseurs décrochants montrent une grande cohérence entre eux en terme d'orientation des axes de contraintes. De plus, ils présentent des directions de contraintes principales communes avec les deux tenseurs extensifs.

Enfin, les deux tenseurs compressifs déterminés localement ont des axes de σ_1 perpendiculaires et chacun d'entre eux est respectivement parallèle à l'axe de σ_3 de l'un ou l'autre des tenseurs extensifs.

Enfin, il existe une très bonne corrélation entre les orientations de σ_3 déterminées grâce aux intrusions et les orientations de σ_3 déterminées grâce aux structures de déformation.

- Les intrusions Groupe 1 (minoritaires) sont compatibles avec un σ_3 N031/10°N cohérent avec l'axe de σ_3 de l'extension mineure N019/3°S.
- Les intrusions Groupe 2 (majoritaires) sont compatibles avec un σ_3 N111/8°E parallèle avec l'axe de σ_3 de l'extension majeure N117/6°S.
- Enfin les intrusions du Groupe 3 (sills et dykes subhorizontaux) sont compatibles avec un σ_3 subvertical cohérent avec l'axe de σ_3 des deux tenseurs compressifs.

Les directions des axes des paléo-contraintes dans le Cirque de Cilaos sont également très cohérentes avec celles déterminés dans les Cirques de Salazie et Mafate. En effet, dans ces deux derniers Cirques, les axes de σ_3 associés à l'extension NNE-SSW possèdent des directions moyennes N020/3°S et N039/3°S, respectivement, tout à fait comparables à la direction moyenne de σ_3 N019/3°S déterminée dans Cilaos. De même, l'extension WNW-ESE dont les axes σ_3 sont orientés N105/4°W et N129/5°W dans Salazie et Mafate respectivement, est cohérente avec l'extension N117/6°E dans Cilaos. Enfin, les tenseurs compressifs déterminés dans Salazie (σ_1 N025/10°N et N126/2°E) s'accordent bien avec les tenseurs compressifs dans Cilaos (σ_1 N033/7°S et N142/1°S). Les décrochements sont en revanche moins cohérents d'un cirque à l'autre.

Dans le Cirque de Cilaos, nos résultats mettent en évidence l'existence (1) de trois groupes d'intrusions perpendiculaires, (2) de tenseurs des contraintes dont les axes des contraintes principales ont des orientations communes et cohérentes avec les directions d'intrusion, (3) d'une corrélation entre concentration d'intrusion et présence synchrone de régimes de contraintes extensifs, décrochants et compressifs (4) d'avalanches de débris dont les directions d'écoulement (~ Ouest et ~Sud) sont compatible avec l'orientation et le pendage externe des piles de sills. Ils suggèrent que le modèle conceptuel proposant l'existence de permutations de contraintes associées à la mise en place d'intrusions, défini à partir des données acquises dans le Cirque de Salazie et dans la partie Nord du Cirque de Mafate, s'applique également au Cirque de Cilaos. Le régime de contrainte initial dans Cilaos aurait une origine similaire à celui proposé dans les deux autres Cirques. Il pourrait être associé à l'influence de structures crustales régionales (expliquant l'existence de la rift zone N30°E de l'Etang Salé sur le flanc sud-ouest) et à l'influence des forces de gravité s'appliquant sur le relief.

Néanmoins, quelques divergences sont observées entre Cilaos et Salazie. En effet, dans Cilaos, la relation entre régime compressifs et piles de sills n'est pas clairement établie. Les compressions enregistrées dans le Bras Rouge (site BrI-2 et Pah 17) sont associées à d'importantes quantités d'intrusions mais ne semblent pas en rapport avec l'existence d'une « sill zone » tel que cela est observé à Salazie. D'autre part, certains tenseurs sont établis à partir de petits jeux de données (Pah 17, 18, 25 par exemple) pouvant induire de grandes erreurs dans la détermination du tenseur. Enfin, très peu de critères de recoupement entre les structures de déformation ont été mis en évidence conduisant à un manque de contraintes sur la chronologie des évènements.

Site	Data type	Stress regime ^a	Strike/dip of sigma 1	Strike/dip of sigma 3	ϕ^b	Mean misfit angle	QR _w ^c	QR _t ^d	n/n _t	Intrusion Group
<i>CIRQUE of CILAOS</i>										
Brl-3	Faults	NF	N082/85°E	N100/5°W	0.1	11.59	B	D	18/51	
	Faults	SS	N025/33°S	N116/1°W	0.2	10.80	D	D	9/51	
	Intrusions	UF	-	N091/12°E	-	-	D	-	8/11	2
Pah18	Faults	NF	N172/86°S	N025/4°N	0.4	6.74	C	D	10/33	
	Faults	NF	N060/75°W	N104/11°E	0.2	3.82	D	D	6/33	
	Faults	SS	N070/9°W	N160/5°S	0.5	9.46	E	E	5/33	
	Intrusions	UF	-	N124/4°W	-	-	C	-	13/24	2
	Intrusions	UF	-	N073/72°E	-	-	C	-	10/24	3
Pah17	Faults	NF	N132/71°W	N119/18°E	0.4	10.13	B	B	26/47	
	Faults	NF	N021/70°N	N028/20°S	0.8	8.25	D	D	6/47	
	Faults	TF	N046/9°W	N091/78°E	0.4	9.23	D	E	6/47	
	Intrusions	UF	-	N108/79°E	-	-	C	-	12/15	3
Pah23	Intrusions	UF	-	N131/22°E	-	-	C	-	13/18	2
Pah19	Intrusions	UF	-	N155/65°N	-	-	C	-	21/25	3
Pah22	Intrusions	UF	-	N086/16°W	-	-	D	-	6/12	2
Brl-4	Faults	NF	N076/77°W	N131/7°E	0.4	12.21	C	D	11/22	
	Faults	NF	N054/75°W	N118/6°E	0.45	8.52	A	B	25/88	
	Faults	NF	N167/80°S	N035/7°N	0.1	11.79	B	B	23/88	
Brl-1	Faults	SS	N038/23°S	N125/7°E	0.3	7.12	B	C	17/88	
	Intrusions	UF	-	N100/30°E	-	-	D	-	25/91	2
	Intrusions	UF	-	N137/24°S	-	-	E	-	11/91	2
	Intrusions	UF	-	N061/30°E	-	-	E	-	7/91	1
	Intrusions	UF	-	N112/81°E	-	-	C	-	44/91	3
	Faults	NF	N130/86°E	N138/4°S	0.4	10.87	B	B	15/120	
Brl-2	Faults	NF	N128/88°E	N176/1°N	0.35	11.01	C	C	12/120	
	Faults	TF	N142/1°S	N066/86°W	0.8	10.82	B	B	17/120	
	Faults	SS	N005/13°N	N101/23°E	0.4	14.14	C	C	16/120	
	Intrusions	UF	-	N131/5°E	-	-	D	-	22/103	2
	Intrusions	UF	-	N013/32°N	-	-	E	-	14/103	1
	Intrusions	UF	-	N059/71°E	-	-	C	-	61/103	3
	Faults	NF	N060/80°W	N088/9°E	0.5	11.78	C	C	13/54	
Sz3	Faults	NF	N121/78°E	N043/2°S	0.3	9.41	C	C	14/54	
	Faults	TF	N021/4°S	N129/78°W	0.35	7.62	E	E	5/54	
	Intrusions	UF	-	N092/28°E	-	-	C	-	43/131	2
	Intrusions	UF	-	N178/38°S	-	-	E	-	7/131	1
	Intrusions	UF	-	N150/85°S	-	-	C	-	81/131	3
	Faults	NF	N060/80°W	N088/9°E	0.5	11.78	C	C	13/54	
Pah21	Intrusions	UF	-	N081/18°W	-	-	C	-	12/34	2
	Intrusions	UF	-	N168/78°N	-	-	C	-	19/34	3
Pah20	Intrusions	UF	-	N111/13°W	-	-	E	-	4/23	2
	Intrusions	UF	-	N159/77°N	-	-	C	-	18/23	3
Brl-1	Intrusions	UF	-	N047/9°E	-	-	E	-	4/9	1
Pah25	Faults	NF	N086/56°W	N166/7°S	0.7	6.52	E	E	5/6	
Pah24	Intrusions	UF	-	N128/17°E	-	-	D	-	8/16	2
	Intrusions	UF	-	N035/68°N	-	-	E	-	4/16	3
Pah16	Faults	NF	N145/89°S	N140/1°N	0.1	6.25	C	D	11/11	
<i>VOLCANO FLANKS</i>										
Pah 26	Intrusions	UF	-	N072/5°E	-	-	C	-	76/76	1
Pah 27	Intrusions	UF	-	N072/7°E	-	-	C	-	20/25	1
	Intrusions	UF	-	N046/2°E	-	-	D	-	6/7	1
Pah 28	Tension cracks	UF	-	N050/3°W	-	-	C	-	12/24	
	Tension cracks	UF	-	N108/73°E	-	-	D	-	9/24	
Pah 29	Intrusions	UF	-	N138/4°S	-	-	C	-	14/18	2
Pah 30	Intrusions	UF	-	N060/2°E	-	-	E	-	5/6	1

Tableau IV.3 (page précédente) : Caractéristiques des tenseurs des contraintes calculés à partir des données de déformation dans le Cirque de Cilaos et orientation de σ_3 déterminée à partir des données d'intrusions dans Cilaos et hors Cirques. ^a NF, TF, SS et UF signifient respectivement normal, thrust strike-slip et unknow faulting, ^b $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_2)$, ^c Qr_w est un critère de qualité de l'orientation des contraintes et s'étend de A (meilleure qualité) à E (mauvaise qualité), ^d Qr_t est un critère de qualité du rapport ϕ (A à E), n/n_t nombre de données utilisé vs. nombre total de données mesurées (les critères de qualités se réfèrent à la classification de Delvaux et Sperner, 2003 et Sperner et al., 2003).

IV.3.2.4. Intrusions et structures de déformation hors Cirques

Répartition des intrusions

Les intrusions dites « hors Cirques » ont été mesurées dans les grandes ravines qui entaillent les flancs du Piton des Neiges et des ouvrages souterrains creusés dans le massif. Treize sites ont été investigués sur les pentes nord, sud-ouest, sud et sud-est de l'édifice :

- Au Nord, la majorité de sites est située sur le massif de La Montagne (Fig. IV.28) :
 - ◇ dans la rivière Saint-Denis, jusqu'au petit barrage situé à 70 m d'altitude (site Pah26),
 - ◇ dans le Grand Bras, ravine confluente avec la rivière Saint-Denis (canyon ELI2, site Pah27),
 - ◇ sur le sentier de Saint-Bernard à l'Ilet à Guillaume, dans le rempart en rive gauche de la rivière Saint-Denis (site Pah31),
 - ◇ dans la ravine de la Grande Chaloupe, jusqu'à 80 m d'altitude,
 - ◇ dans l'ancien tunnel de la route du littoral, depuis La Possession jusqu'au Point Métrique (PM) 750. Ce site et le précédent ont été regroupés au sein du site Pah 28.
- Au Sud-Ouest du Piton des Neiges, la ravine des Avirons et la ravine du Trou se situent dans l'axe de la rift zone N30° de l'Etang Salé (Fig. IV.28). Une vingtaine d'intrusions ont été mesurées entre 640 et 1010 m d'altitude dans ces deux ravines par Philippe Mairine (site Pah29).
- Au Sud du massif, le Bras de la Plaine marque le contact entre le Piton des Neiges et le massif du Piton de La Fournaise. La zone située en aval de Grand Bassin, au niveau de la confluence avec le Bras des Roches Noires a été étudiée (site Pah30, Fig. IV.28).
- Enfin, les massifs des Mornes de l'Etang et de l'Ilet Patience (Grand Etang, cascade Biberon, sentier Bras Cabot) ont également été investigués mais aucune intrusion n'y a été observée.

Sur l'ensemble de ces sites, 137 intrusions ont été mesurées. La zone de la rivière Saint Denis concentre la majorité de ces données, puisqu'un total de 106 intrusions a été mesuré sur les sites Pah26, 27 et 31, représentant 77% des données hors Cirques. Les intrusions hors Cirques recourent les coulées de lave du stade basique du Piton des Neiges (>2 Ma-430 ka).

Le pendage des intrusions hors Cirques diffère significativement de celui observé dans les Cirques. Les dykes subverticaux (pendage > 70°) sont en effet très largement majoritaires et représentent 95% des données (Fig. IV.26). Seules 2 intrusions présentent des pendages inférieurs à 45°.

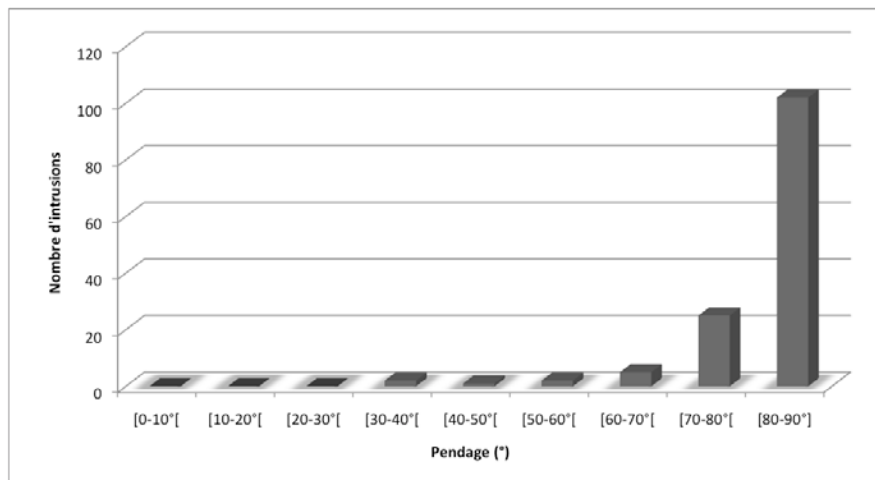


Figure IV.26 : Histogramme du pendage des intrusions mesurées hors Cirques.

Composition des intrusions

Les intrusions différenciées sont extrêmement rares sur les flancs du Piton des Neiges, puisque une seule occurrence a été observée dans la ravine des Aviron (Fig. IV.27). Au sein des intrusions basiques, les basaltes à olivines et les océanites sont dominantes (Fig. IV.27) et représentent respectivement 39% et 28,5% des données. Dans la rivière Saint-Denis, les intrusions peuvent présenter une association minérale d'olivine et de clinopyroxène (12 occurrences). Sur l'ensemble des données, les basaltes aphyriques sont plus rares et ne constituent que 19% des mesures (Fig. IV.27). Enfin, pour une quinzaine d'intrusions, la composition n'a pu être déterminée par les critères de reconnaissance à l'œil nu.

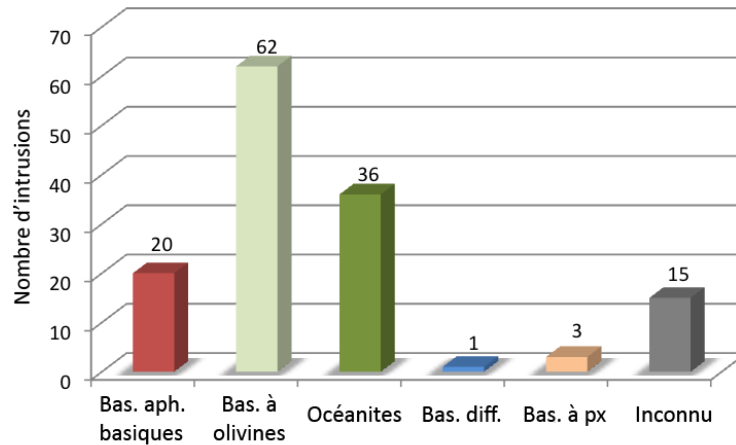


Figure IV.27 : Histogramme des compositions des intrusions mesurées hors Cirques.

Orientation des intrusions

L'orientation des intrusions hors Cirque est ici présentée de manière synthétique. Une description détaillée site par site est fournie en Annexe II.

Les intrusions mesurées sur massif de la Montagne (Pah 26, 27, 28, 31, 119 mesures) et à Grand Bassin (Pah30, 6 mesures) sont extrêmement homogènes (Fig. IV.28). Il s'agit exclusivement de dykes subverticaux dont plus de 97% ont des valeurs de pendage supérieures à 70° (Fig. IV.29). Les intrusions possèdent une direction N140-160°E, compatible avec une orientation de σ_3 moyenne de N064E/4°W. Ces valeurs sont tout à fait cohérentes avec les dykes de la rift zone de Sainte-Suzanne dans le Cirque de Mafate. Cependant, notons que si les intrusions du massif de La Montagne ont très certainement un âge compris entre 2,2 et 1,3 Ma, les intrusions de Grand Bassin recoupent des séries laviques dont l'âge est estimé à ~500 ka (McDougall, 1971, Salvany, 2009) et n'appartiennent donc probablement pas à la même phase d'évolution.

Les intrusions de la ravine des Avirons sont également des dykes à fort pendage (>65°, Fig. IV.29), recoupant les laves de la série basique du Piton des Neiges. Elles présentent une direction NE-SW compatibles avec une orientation de σ_3 N138/4°E (Fig. IV.29). Ces intrusions sont alignées avec l'axe général N30°E de la rift zone de l'Etang Salé et avec les intrusions du groupe 2 de Cilaos.

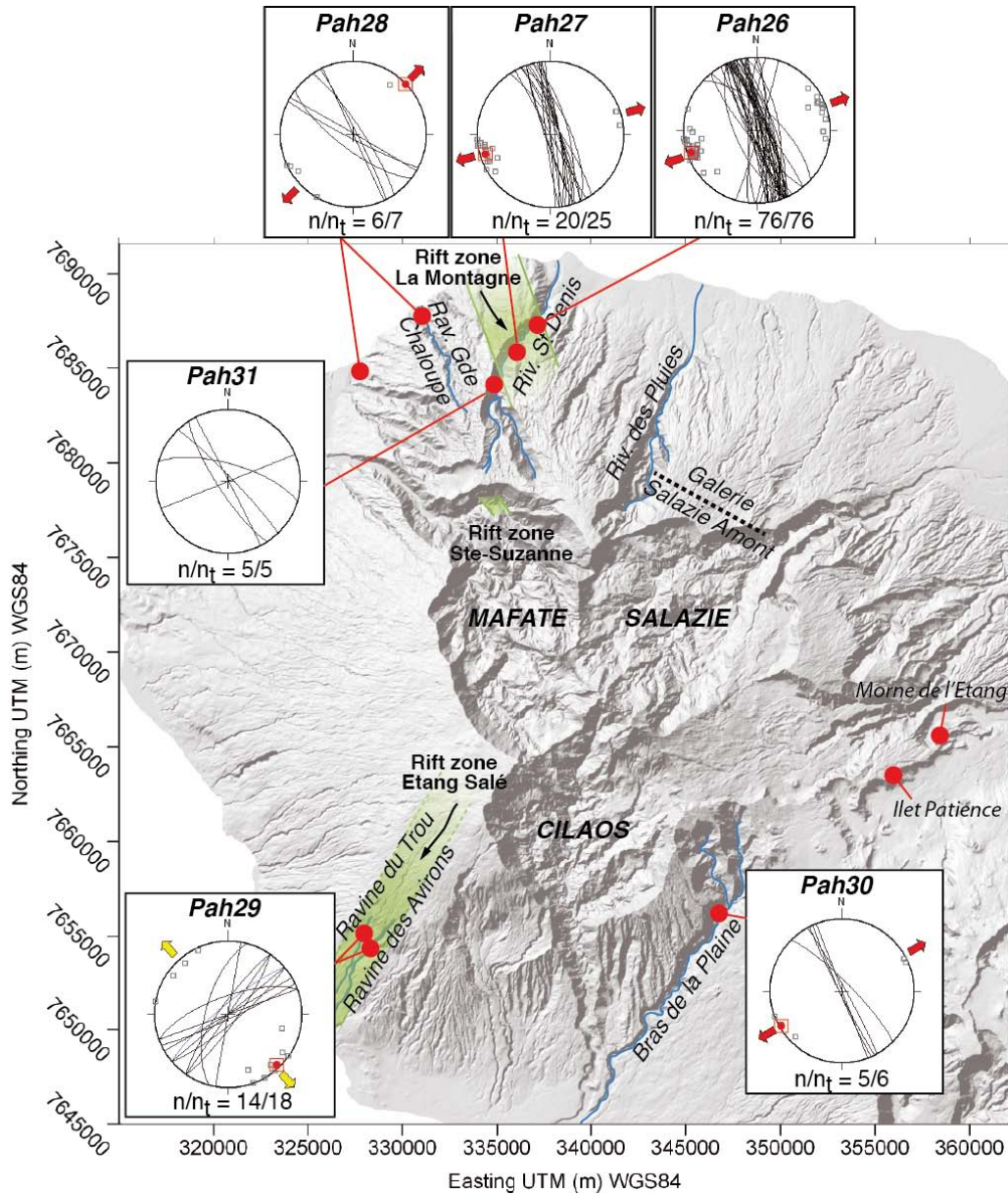


Figure IV.28 : Stéréodiagrammes représentant les intrusions mesurées sur chaque site hors Cirques, la direction de σ_3 et de $S_{h_{min}}$ (flèches rouge ou jaune) associée. L'orientation de ces intrusions est à la fois radiale et cohérente avec celle observées dans les Cirques.

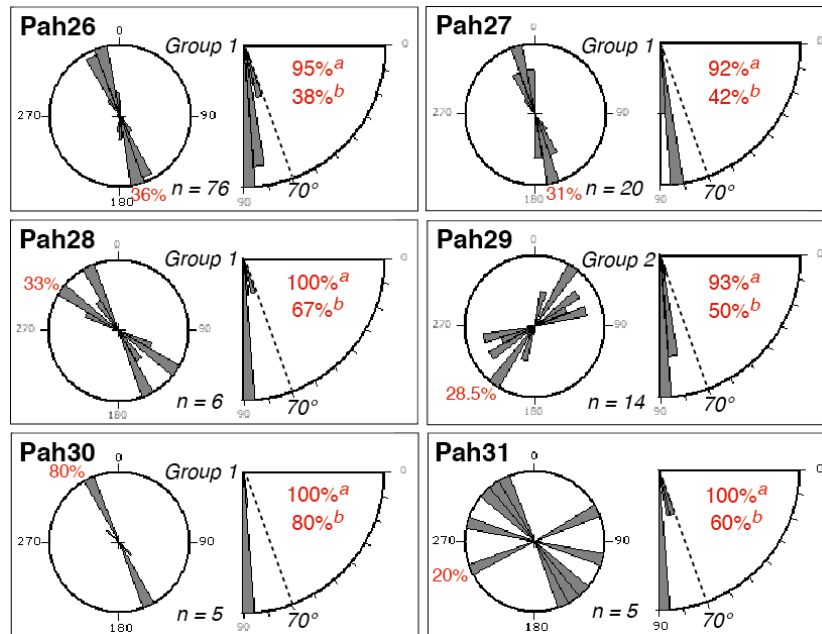


Figure IV.29 : Rosace des directions et pendage des intrusions mesurées hors Cirques. Le pourcentage sur la rosace de direction correspond à l'influence relative de la plus grande classe. Les pourcentages sur la rosace de pendage correspondent à ^ale pourcentage d'intrusion dont le pendage est supérieur à 70° et ^ble pourcentage formant la plus grande classe.

Structures de déformation hors Cirques

Très peu de structures de déformation ont été mises en évidence sur les flancs du Piton des Neiges et aucun jeu de données suffisamment abondant n'a pu être acquis pour déterminer un champ de contraintes dans ces parties du massif.

Néanmoins, une vingtaine de fractures en extension (veines) à minéralisation de magnésite et d'ankérite ont été mises en évidence sur le site Pah28 au niveau de La Possession. Ces fentes de tension sont constituées de deux populations, l'une à pendage subhorizontal, l'autre à pendage subvertical. Cette dernière présente également une direction préférentielle, globalement NW-SE (Fig. IV.30). En faisant l'hypothèse que ces fractures se sont formées en tension pure (mode I), l'utilisation de ces données ne permet pas de déterminer un tenseur des contraintes complets mais renseigne sur l'orientation de la contrainte principale minimum appliquée lors de l'ouverture de ces fractures. Ainsi, la population de fractures en extension à pendage subhorizontal est compatible avec σ_3 subvertical (73°) et la population à pendage subvertical est compatible avec σ_3 orienté N050/3°W (Fig. IV.30, Tab. IV.3). Cette orientation est en accord avec la direction de σ_3 déterminée à partir des intrusions basiques mesurées sur ce même site. Notons cependant que nous n'avons aucune contrainte sur l'âge de ces structures de déformation, contrairement aux intrusions.

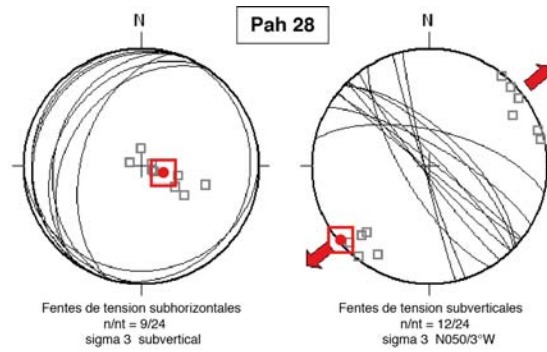


Figure IV.30: Stéréodiagrammes (Schmidt, hémisphère inférieur) représentant les fentes de tension mesurées sur le site Pah28 et l'axe de σ_3 (symbole rouge) déterminé à partir de l'inversion de ces données. Les carrés gris correspondent aux pôles des fractures.

IV.4. Conclusion

L'ensemble de ces résultats révèle une bonne cohérence des données d'intrusion et de structures de déformation à l'échelle du Piton des Neiges. Les Cirques de Salazie et Cilaos présentent de grandes similitudes structurales:

- **trois directions d'intrusions perpendiculaires** compatibles,
- l'abondance **d'intrusions subhorizontales** et la présence de **sill zones** concentrant une grande quantité de déformation,
- deux **champs de contraintes extensifs perpendiculaires** appliqués à l'ensemble de la surface des Cirques, associés à la présence de **décrochements** et de **régimes compressifs** dans les zones à **fortes densités d'intrusion**,
- la présence de grandes quantités de brèches d'avalanche de débris.

Le Cirque de Mafate se caractérise par l'existence d'une large rift zone N120-140°E pouvant vraisemblablement être rattachée à la rift zone N150-N170°E de La Montagne. Les deux champs de contraintes extensifs perpendiculaires et le tenseur décrochant déterminés au sein de la rift zone sont alignés avec les champs de contraintes extensifs des Cirques de Cilaos et Salazie.

Les zones externes du Piton des Neiges peuvent être localement fortement intrudées, (rift zone de La Montagne ou de L'Etang-Salé). Une direction d'intrusion N140-150°E domine sur les flancs mais ces derniers sont très peu affectés par les structures de déformation.

Nous proposons un modèle conceptuel d'interaction mécanique entre les intrusions et les champs de contraintes. Il s'appliquerait à l'ensemble de la zone centrale du Piton des Neiges. Ce modèle suggère que **l'intrusion répétée de dykes dans l'édifice sous l'effet d'un champ de contrainte initial en extension favorise l'occurrence de permutations répétées des axes des contraintes principales**, réorientant en retour les intrusions magmatiques suivantes. Ce mécanisme permet à terme **l'initiation de champs de contraintes compressifs dans les zones subissant un fort taux d'intrusion et l'apparition de sills**. L'existence de discontinuités mécaniques en profondeur pourrait par ailleurs assister le phénomène. La succession de permutations de contraintes a également pour conséquence de « stabiliser » l'édifice en faisant évoluer l'état de contraintes vers des conditions isotropes. **Le glissement induit par l'intrusion répétée de sills dans les sills zones et par l'altération hydrothermale sur le plan de détachement ainsi créé, contribuerait à diminuer le confinement latéral sur les flancs**, favoriserait le retour aux conditions de contraintes extensives initiales et l'initiation d'un nouveau cycle intrusif et de permutations. **L'instabilité générée par le glissement sur les sills zones pourrait également être en partie à l'origine du déclenchement d'avalanche de débris**. Ce mécanisme aurait majoritairement contrôlé les relations entre intrusions, déformation et contraintes au cours du stade basique du Piton des Neiges, caractérisé par un fort taux de production magmatique. Il se serait estompé au cours du stade de dégénérescence, lorsque les taux d'intrusion et d'extrusion ont progressivement chuté jusqu'à l'extinction du volcan (*Kluska, 1997*).

A partir des observations structurales, ce modèle conceptuel propose l'existence d'interactions fortes entre intrusions et déformations au Piton des Neiges, ayant des implications importantes sur l'évolution de l'édifice. Or il semble nécessaire d'apporter des contraintes sur les conditions physiques et mécaniques nécessaires à l'apparition d'instabilités de flancs lors de l'intrusion d'un sill. Des modèles numériques ont été développés dans cette optique. Les résultats relatifs à ces simulations sont présentés au sein du chapitre suivant.

CHAPITRE V

*Influence de la mise en place d'un sill
sur le glissement de flanc - apport de
la modélisation numérique*

Chapitre V – Influence de la mise en place d'un sill sur le glissement de flanc - apport de la modélisation numérique

V.1. Etat des connaissances et objectifs

V.1.1. Travaux antérieurs sur les relations intrusions/glissement de flanc

La relation entre intrusions magmatiques et déformation des édifices volcaniques est une problématique largement abordée depuis la déstabilisation du Mont Saint Helens en mai 1980 et depuis la mise en évidence d'un glissement de grande ampleur sur le flanc sud du Kilauea. Dès les années 60, Moore (1964), a révélé l'existence de larges instabilités de flancs sur les volcans hawaïens. Sur ces édifices aux pentes faibles (5-15°), ces déstabilisations majeures ont majoritairement été imputées à la force de poussée horizontale due à l'injection répétée de dykes au sein des rift zones (Swanson et al., 1976 ; Dieterich, 1988 ; Delaney et al., 1990). L'étude d'Iverson (1995) montre cependant que des forces d'injection magmatiques réalistes (i.e. inférieures à 10 MPa) ne peuvent que générer des instabilités de faible ampleur (quelques kilomètres), sauf si les paramètres de friction considérés sont très faibles. D'autres auteurs (Elsworth et Voight, 1995 ; Elsworth et Day, 1999) montrent en revanche, que l'excès de pression de fluide autour d'une intrusion, induite par l'effet combiné des déformations mécaniques et thermiques, est capable de provoquer d'importantes déstabilisations de flanc sur des volcans boucliers océaniques actifs (Canaries et Cap Vert) si elle se trouve associée à la présence d'un plan de faiblesse basal (détachement ou décollement). L'existence d'un tel plan de faiblesse mécanique à la base de certains édifices tels que le Kilauea ou l'Etna est proposée par de nombreux auteurs, permettant ainsi d'expliquer l'extension de la déformation régionale lors d'épisodes intrusifs superficiels (Borgia, 1994 ; Denlinger et Okubo, 1995 ; Borgia et al., 2000 ; Acocella et al., 2003 ; Morgan et al., 2003 ; Neri et al., 2005). Plusieurs études se sont attachées à définir la géométrie de ces structures profondes (e.g. Denlinger and Okubo, 1995 ; Morgan et al., 2000, 2003 ; Lundgren et al., 2003, 2004 ; Acocella et al., 2003 ; Neri et al., 2004 ; Okubo, 2004). A

l'Etna, l'existence d'un décollement basal à faible pendage (5-10°), situé à 5 km sous le niveau de la mer est suggéré par les données de déformation de surface et de répartition de la sismicité. Ce décollement serait associé à un plan de détachement à faible pendage plus superficiel (2-3 km sous le niveau de la mer). Au Kilauea, la déformation permanente du flanc sud de l'édifice est assistée par un plan de décollement profond situé à la base de l'édifice (Owen et al. 2000). Ce glissement basal est facilité par la présence de sédiments océaniques à faible cohésion (Iverson, 1995) et/ou par le fluage de cumulats d'olivines au sein de l'édifice (Clague et Denlinger, 1994). Outre le plan de décollement profond, Morgan et al. (2003) montrent l'existence de structures plus superficielles qui contrôlèrent également le glissement du flanc sud du Kilauea. Aux Canaries, les modèles s'accordent sur le rôle de plans de détachement peu profonds, accommodant la déformation lors d'épisodes intrusifs et favorisant l'apparition d'instabilité de flancs (Carracedo et al., 1999; Day et al., 1999b; Gonzalez et al., 2010). La plupart des modèles actuels sur ces édifices suggèrent une étroite relation entre activité magmatique, sismicité et déformation (e.g. Voight et Elsworth, 1997; Owen et al., 1995; Owen et al., 2000; Walter et al., 2005; Brooks et al., 2008; Montgomery-Brown et al. 2011, Figure V.1) et invoquent l'interaction forte entre les intrusions de dykes dans les rift zones et ces structures tectoniques majeures pour expliquer la déformation des volcans boucliers et l'occurrence d'instabilités de flancs. Or l'existence et le rôle de ces structures demeurent spéculatives tant qu'aucun exemple naturel d'interaction mécanique entre les intrusions et ces plans de faiblesse n'est directement observé.

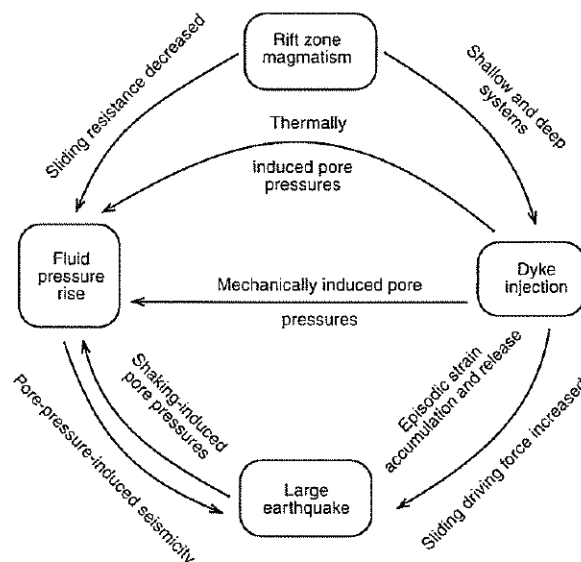


Figure V.1 : Influence de l'intrusion de dykes sur la stabilité des flancs, d'après Voight et Elsworth (1997). Les intrusions induisent des déformations mécaniques et des contraintes thermiques. Ces déformations génèrent des pressions de fluide pouvant favoriser des instabilités en diminuant la résistance au glissement. De même, la sismicité peut être induite par une augmentation de pression de pore et par la force d'intrusion des dykes.

D'autre part, notre étude structurale a montré le rôle essentiel des intrusions à faible pendage externe (et des sills en particulier) en profondeur. Ces intrusions sont associées à une importante déformation au niveau des discontinuités structurales de l'édifice. Au Piton de la Fournaise, les déformations enregistrées lors de l'éruption d'avril 2007 seraient compatibles avec une intrusion magmatique subhorizontale sous la zone des Grandes Pentes et du Grand Brûlé (Got *et al.*, *soumis* ; Froger *et al.*, *in prep*, Fig. V.2.a). La déformation horizontale de surface associée à cette éruption a été d'une amplitude bien supérieure à celle observée lors d'éruptions alimentées par des dykes subverticaux (Peltier, 2007 ; Tinar, 2007 ; Froger *et al.*, 2010). Ce glissement horizontal vers la mer se poursuit aujourd'hui au rythme de plusieurs centimètres par an (Froger *et al.*, *in prep* ; Brenquier *et al.*, 2012, Fig. V.2.b).

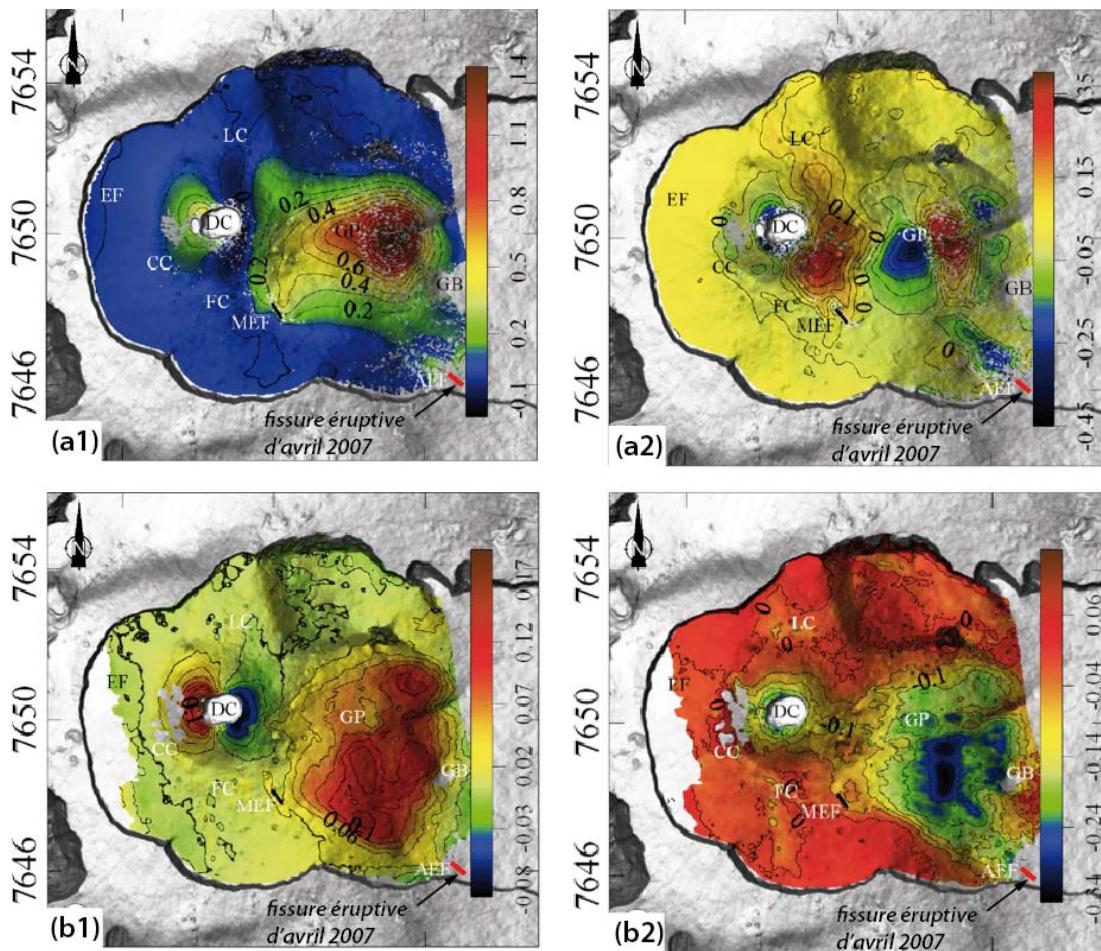


Figure V.2 : **(a)** Déplacements co-intrusifs lors de l'éruption d'avril 2007 sur le Piton de la Fournaise, composantes E-W (a1) et verticales (a2). Les contours sont de 0,1 m pour (a1) et 0,05 m pour (a2). **(b)** Déplacements post-éruptifs sur un an suivant l'éruption, composantes E-W (b1) et verticales (b2). Les contours sont respectivement de 0,02 m et 0,05 m. D'après Froger *et al.* (*in prep*).

Ces observations, associées aux données microstructurales présentées dans le chapitre IV, nous ont permis de proposer un modèle théorique, en accord avec les travaux préliminaires de Famin et Michon (2010), dans lequel l'injection d'un sill favorise le glissement du flanc et la réorientation des contraintes dans l'édifice. Ce modèle diffère des précédents, basés sur le rôle dominant des dykes dans les instabilités de flancs. Nous proposons donc de tester si la géométrie des intrusions et des déformations, telle qu'observée au Piton des Neiges, est capable de générer des instabilités.

V.1.2. Objectifs

L'étude numérique présentée dans ce chapitre (réalisée en collaboration avec V. Pinel du laboratoire IsTerre à Chambéry) s'inscrit dans la suite logique de l'étude de Famin et Michon (2010), des travaux de structurale présentés dans ce manuscrit et des modélisations de Catry (2011) et de Catry et al. (*in prep.*, cf. Annexe I). Les modèles de Catry (2011), développés à partir de la méthode des frontières mixtes (Cayol et Cornet, 1997), comparent la déformation produite par des intrusions subverticales et subhorizontales et leur capacité respectives à générer du glissement au niveau de l'intrusion elle-même. Ces travaux montrent que, dans un champ de contrainte déviatorique, la contrainte co-intrusive crée du glissement le long d'une intrusion subhorizontale et conduit à des déplacements à l'échelle du flanc. Notre étude est une suite directe des travaux de Catry (2011), car elle propose de quantifier la déformation relative à l'emplacement des intrusions subhorizontales et de déterminer les interactions mécaniques entre ces intrusions, le champ de contraintes et les structures de l'édifice. Nous développons donc un modèle numérique avec trois principaux objectifs.

(1) Déterminer si une intrusion subhorizontale en surpression est capable de générer du glissement et des instabilités à l'échelle du flanc, i.e. à une échelle plus grande que celle de l'intrusion elle-même. Pour ce faire, nous avons comparé les déplacements associés à l'injection d'une intrusion subhorizontale dans des modèles dont la géométrie implique l'existence ou non d'un plan de faiblesse mécanique.

(2) Vérifier si un sill avec des caractéristiques géométriques réalistes telles qu'observées au Piton des Neiges peut générer des déformations compatibles avec les déformations de surface observées au Piton de la Fournaise lors de l'éruption d'avril 2007.

(3) Déterminer l'évolution des contraintes dans l'édifice lors de l'injection d'un sill et déterminer pour quelles conditions le milieu devient instable (effondrement).

Les paragraphes ci-dessous décrivent dans le détail les étapes de développement du modèle (géométrie, maillage, conditions aux limites...etc.). Ils présentent également les résultats des simulations visant à quantifier le glissement co-intrusif associés à la mise en place d'un sill. Quant aux objectifs (2) et (3), des travaux de simulation sont encore actuellement en cours afin d'obtenir des modèles valides et des résultats rigoureux. Ils seront abordés dans la discussion.

V.2. Modélisation numérique de l'influence des sills sur la stabilité des volcans boucliers océaniques

V.2.1. Méthodologie

Afin de tester les relations mécaniques entre l'injection d'un sill et la déformation, nous avons développé des modèles numériques, réalisés avec le logiciel COMSOL. Contrairement aux modèles analogiques ou analytiques, les modèles numériques prennent en compte les variations des propriétés mécaniques du milieu et permettent le couplage entre plusieurs milieux physiques (modèles d'interactions fluide/solide, modèles thermo-mécaniques...). COMSOL est un logiciel utilisant la méthode des éléments finis, basé sur les équations de la mécanique des milieux continus. Pour notre problématique, nous avons utilisé le module « Structural Mechanics » de COMSOL, particulièrement adapté à la résolution de problèmes liés à la mécanique des solides, à la prise en compte de surfaces de contact avec une loi de friction et à l'interaction fluide – structure.

V.2.1.1. Quelques mots sur la Méthode des Éléments Finis

La résolution d'un problème par la méthode des éléments finis passe par les étapes suivantes :

- (i) *Définition du problème* : le problème physique est posé sous forme d'un système d'équations différentielles ou à dérivées partielles (ici les équations de la mécanique des milieux continus) à satisfaire en tout point d'un domaine, avec des conditions aux limites imposées et explicites.
- (ii) *Formulation variationnelle* : construction d'une formulation intégrale du système différentiel à résoudre et de ses conditions aux limites.
- (iii) *Maillage* : le domaine considéré est divisé en sous domaines. Chaque élément du domaine est séparé d'un autre par des nœuds.

- (iv) *Discrétisation* : le problème est ramené à un problème discret. Cette discrétisation (temporelle et spatiale) des lois mathématiques permet d'obtenir un système d'équations algébriques dont les inconnues sont les variables aux nœuds du maillage à un temps donné.
- (v) *Résolution du problème discret* : la résolution du problème consiste à déterminer les valeurs à attribuer aux nœuds permettant de décrire une solution approchée sur l'ensemble du domaine.

Avec la méthode des Eléments Finis, la solution approchée satisfait les conditions aux limites tandis que les équations du problème sont approximées dans le domaine discrétisé.

Par rapport à la méthode des éléments frontières, cette méthode permet la prise en compte directe du poids, car elle repose sur la discrétisation de tout le domaine. Cependant, elle nécessite d'imposer des conditions aux limites explicites et de modéliser une zone beaucoup plus grande que la zone d'intérêt afin d'éviter les effets de bord.

V.2.1.2. Choix du modèle

Physique

Les lois physiques régissant nos modèles sont celles de la mécanique du solide. Le milieu est supposé **élastique linéaire** isotherme et est régi par la loi de Hooke (1) :

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{E} \left[(1 + \nu)\sigma_{ij} - \nu\sigma_{kk}\delta_{ij} \right] \quad (1)$$

où ε_{ij} est la déformation, σ_{ij} les contraintes, σ_{kk} la trace du tenseur des contraintes, δ_{ij} le symbole de Kronecker, E le module d'Young et ν le coefficient de Poisson. L'équation est ici donnée en convention mécanique classique, i.e où la traction et la dilatation sont de signe positif (opposée à la convention utilisée en géologie). L'approximation d'un domaine élastique linéaire suppose que les déformations modélisées ont des petits gradients de déplacement. Le comportement élastique des roches pour des petites déformations sur des périodes de temps courtes a été confirmé par des tests mécaniques (*Birch, 1966*) et par la sismologie (*Aki et Richards, 1980*). Les modèles élastiques linéaires sont par ailleurs adaptés pour la simulation des déformations associées aux intrusions magmatiques, comme l'ont par exemple démontré Pollard et Muller (1976).

Dans nos modèles, le système est supposé en équilibre mécanique. Cet état d'équilibre est régi par l'équation d'équilibre (2) :

$$\vec{div}(\sigma) + \vec{f}_v = 0 \quad (2.1)$$

où $\vec{div}(\sigma)$ est la divergence du tenseur des contraintes à l'état final, \vec{f}_v le vecteur des forces de volume extérieures s'exerçant à l'état final (notation en convention mécanique classique).

L'utilisation de modèles à l'équilibre est adaptée à la modélisation de données de déformations ponctuelles, ainsi qu'à la modélisation de phénomènes quasi-statiques comme la fracturation de l'encaissant par le magma ou l'augmentation de pression dans un réservoir.

Nos modèles intégrant une condition de contact entre deux ensembles, l'équilibre mécanique du modèle est également régi par l'utilisation d'une loi de friction basée sur le critère de Coulomb où le glissement est possible lorsque l'équation (3) est vérifiée:

$$|\tau_t| = -\mu\sigma_n + C_0 \quad (3)$$

où τ_t est la contrainte cisillante sur le contact, μ le coefficient de friction, σ_n la contrainte normale et C_0 la cohésion du matériau sur le contact. Ainsi la stabilité mécanique de notre modèle est dépendante (i) de la satisfaction de la loi d'équilibre et (ii) de la non-vérification du critère de Coulomb.

Note : Par commodité, dans les sections suivantes, les équations présentées seront écrites selon la convention utilisée en géologie, où la traction est de signe négatif.

Géométrie

Dans un souci de simplification initiale maximale du problème, nos modèles ont été réalisés en deux dimensions en utilisant une approximation de déformation plane. Cette dernière implique une déformation nulle dans la direction non considérée par le modèle ($\varepsilon_{yy} = 0$) mais des contraintes non nulles dans cette direction ($\sigma_{yy} \neq 0$). A terme, au cours de futurs travaux, cette géométrie sera complexifiée et en 3 dimensions. Contrairement à la majorité des modèles numériques existants, basés uniquement sur des observations de surface, un certain nombre de paramètres associés à la structure interne de l'édifice ont pu être déterminés grâce à nos investigations de terrain au Piton de Neiges. Ainsi l'observation directe d'un plan de détachement dans le Cirque de Salazie, associée à la présence de sill zones épaisses (également

visibles dans Cilaos) a permis la construction d'une géométrie plus réaliste, respectueuse des dimensions de l'objet modélisé.

Le modèle, construit en 2D, représente l'ensemble du flanc d'un édifice volcanique de type volcan bouclier océanique depuis le sommet jusqu'au niveau de la mer (Fig. V.3). La géométrie du modèle a été construite à partir des observations de surface du Piton de la Fournaise et des observations profondes du Piton des Neiges. Ainsi la pente de surface du modèle varie de 27° en zone sommitale à 6° en zone distale. Ces valeurs sont en accord avec les pentes observées au Piton de la Fournaise, respectivement au niveau du cône sommital et des Grandes Pentes (20-35°) et au niveau du Grand Brûlé (5-8°). La longueur totale du modèle est de 12 km, valeur équivalente à la distance sommet - océan sur le flanc Est du Piton de la Fournaise (~10-11 km). L'altitude du sommet de l'édifice modélisé est de 2400 m et l'extrémité distale se situe au niveau de la mer (altitude 0 m). D'autre part, le modèle s'étend jusqu'à une profondeur de 1600 m sous le niveau de la mer, valeur choisie suffisamment grande pour s'affranchir des effets de bord sur cette limite. La géométrie est scindée en deux sous-domaines, un domaine supérieur et un domaine inférieur séparés par un contact lithologique (sans épaisseur) représentant le plan de détachement (Fig. V.3). Celui-ci est formé d'une composante inférieure, en contact avec le sous-domaine inférieur et d'une composante supérieure en contact avec le sous-domaine supérieur. Les propriétés mécaniques des deux sous-domaines ont été choisies pour s'apparenter à celles des roches basaltiques (cf. section « propriétés mécaniques du milieu »), constituant majoritaire des volcans boucliers océaniques. Le plan de détachement prend la forme générale d'une cicatrice d'avalanche de débris. En effet, au Piton des Neiges, le détachement observé dans Salazie semble avoir joué le rôle de semelle basale de l'avalanche de débris à l'origine de la Brèche Noire. Un contact subvertical entre les coulées pahoehoe basiques et ces brèches forme la zone la plus en amont du détachement observable à l'affleurement, à environ 1250 m d'altitude (cf. Fig. III.2). Dans notre modèle, la tête du détachement se situe à une altitude de 1580 m. Le détachement s'horizontalise vers l'aval, et s'étend jusqu'à 8 km du sommet, correspondant à la distance maximum du sommet à laquelle la Brèche Noire est observée dans le Cirque de Salazie (site Bb5, Ilet Bananiers). La zone d'injection du sill se situe à 1600 m du sommet dans notre modèle et s'étend sur une longueur de 1575 m le long du détachement. Cette dernière valeur est une valeur minimum d'extension des sills dans Salazie, correspondant à la distance horizontale entre les deux sills zones de la rivière du Mât (SZ1 et SZ2), intrudées dans le détachement.

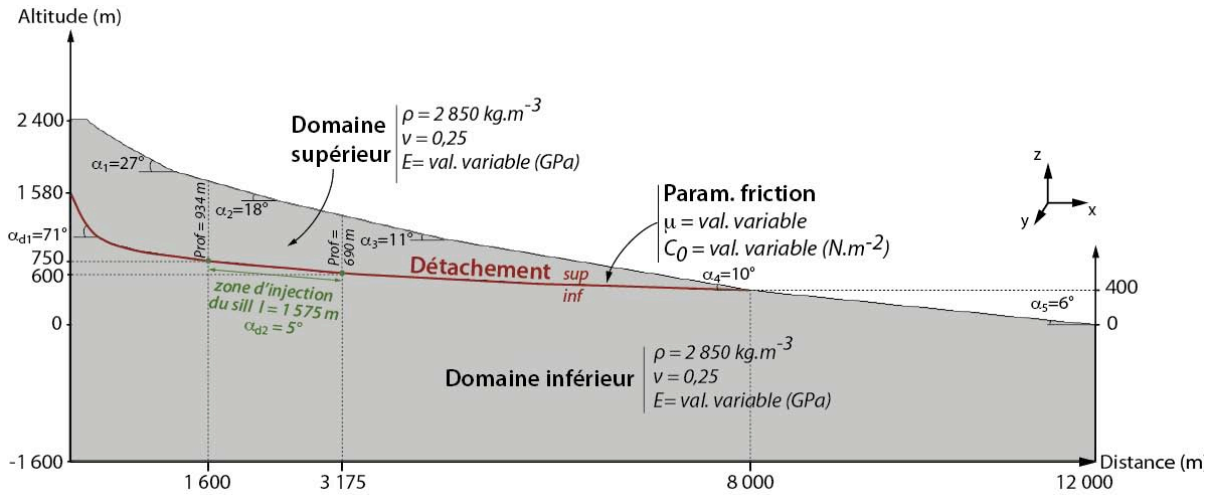


Figure V.3 : Caractéristiques géométriques et mécaniques du modèle (ρ , densité du domaine, ν , coefficient de poisson, E , module d'Young, μ , coefficient de friction, C_0 , cohésion).

Maillage

L'étape du maillage est extrêmement importante en modélisation numérique. Un soin particulier doit être apporté à l'optimisation du maillage du domaine modélisé afin d'introduire le minimum d'erreur inhérente à ce dernier. Le maillage est constitué d'éléments triangulaires dont la densité augmente dans les zones sensées subir les déformations les plus importantes, à savoir la frontière constituée par le détachement (Fig. V.4).

Plusieurs tests de tailles et de densité de maillage ont été réalisés afin d'obtenir le meilleur compromis entre un temps de calcul raisonnable d'une part et une erreur minimisée et une solution stable d'autre part. Ces tests ont en effet montré que la convergence du modèle vers une solution stable est fortement influencée par la taille des éléments du maillage. Il a donc fallu rechercher la gamme de taille de mailles pour laquelle la solution se stabilise (cf. paragraphe V.2.2.1).

Pour une meilleure résolution sur le détachement et afin d'éviter des oscillations non physiques de la pression de contact sur ce dernier, il est nécessaire de mailler le sous-domaine supérieur avec des éléments au moins deux fois plus fins que ceux du sous-domaine inférieur (Fig. V.4).

Après plusieurs tests de sensibilité dont les résultats sont présentés dans le paragraphe V.2.2.1, le maillage a donc été défini comme suit (Fig. V.4): le sous-domaine inférieur est maillé avec des éléments dont la taille maximum est de 200 m et dont la taille minimum atteint 160 m

en direction du détachement inférieur. Sur ce dernier, les éléments prennent une taille minimum de 80 m. Le sous-domaine supérieur présente des éléments dont la taille maximum atteint 100 m et la taille minimum 80 m. Sur le détachement supérieur les éléments prennent une taille minimum de 40 m.

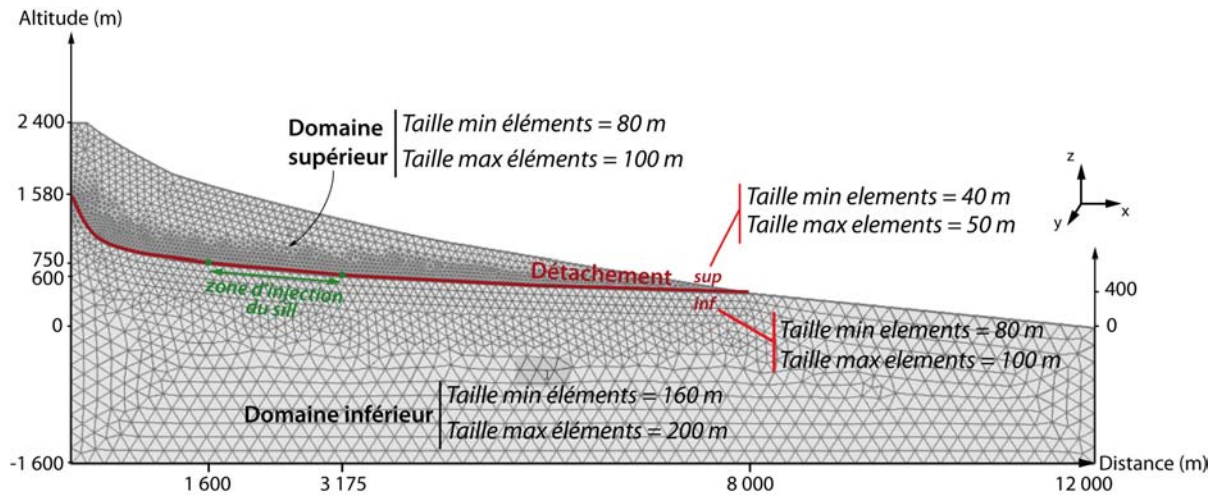


Figure V.4 : Maillage du domaine à éléments triangulaires. La taille des éléments augmente vers les zones subissant le maximum de déformation. Ce choix de maillage présente le compromis optimum entre temps de calcul et erreur minimisés et stabilité de la solution.

Propriétés du milieu

Le milieu est considéré comme **élastique, homogène et isotrope**. Les deux domaines de la géométrie sont définis par une densité, un module d'Young et un coefficient de Poisson. La densité a été choisie à $2850 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, valeur moyenne pour les basaltes. Une valeur de 0,25 a été choisie pour le coefficient de Poisson, correspondant à la valeur moyenne pour les basaltes. Enfin, la valeur du module d'Young pouvant varier de 1 à 100 GPa selon les études (Schultz, 1995 ; Cayol, 1996 ; Aggitalis et al., 1996 ; Allen et al., 2002 ; Apuani et al., 2005 ; Currenti et al., 2007 ; Got et al., 2008), des tests quantifiant la stabilité numérique de la solution en fonction de la valeur choisie ont été réalisés. Leurs résultats sont présentés dans le paragraphe V.2.2.2. A la lumière de ces tests, un module d'Young de 70 GPa a été choisi pour l'ensemble de la géométrie.

La présence d'un contact entre les deux sous-domaines nécessite l'introduction de paramètres de friction et de cohésion sur le plan de détachement. Plusieurs valeurs de coefficient de friction ont été testées, comprises entre 0,1 et 0,8. Des valeurs de cohésion comprises de 0 et $10 \cdot 10^6 \text{ Pa}$ ont également été prises en compte dans les différents modèles. L'objectif de ces différents tests, présentés dans le paragraphe V.2.2.3, a été de déterminer quels paramètres de friction réalistes permettent d'obtenir un minimum de déplacement sur le détachement (i.e. un édifice stable) à l'état initial. Ces tests ont également permis de trouver les

valeurs de coefficient de friction et de cohésion qui favorisent l'obtention d'une solution numérique stable.

Conditions aux limites

Différentes conditions aux limites ont été appliquées sur les frontières de notre modèle. Il peut s'agir aussi bien de déplacements que de contraintes.

La frontière inférieure du modèle est entièrement fixe (« fixed constraint »), c'est-à-dire que les déplacements sont nuls dans toutes les directions. Sur les limites verticales gauche et droite du modèle, une condition de symétrie a été appliquée, impliquant des déplacements libres dans le plan et fixes dans la normale du plan tel que $\vec{n} \cdot \mathbf{u} = 0$ (\vec{n} , vecteur normal au plan, \mathbf{u} , déplacement horizontal). D'autre part, les frontières représentant la surface de notre édifice ont été laissées libres. Enfin, sur les deux faces du détachement, les conditions aux limites varient selon les étapes de la modélisation considérées et sont définies dans la section «Etat Initial ». Dans la dernière étape de construction de notre modèle (étape 4, cf. section « Etat initial »), une condition de contact est définie sur l'ensemble du détachement, permettant l'entrée de paramètres de friction.

Etat initial

Pour quantifier le glissement et la déformation associés exclusivement à l'intrusion d'un sill dans un plan de détachement, il est nécessaire de partir d'un état initial stable s'affranchissant des déformations liées au poids de l'édifice et à la présence d'un plan de faiblesse mécanique. Ainsi, avant de modéliser l'intrusion du sill, plusieurs étapes de simulation préliminaires ont été nécessaires. La démarche utilisée ici est similaire à la procédure itérative développée par Cianetti et al. (2012) et appliquée à l'Etna, où les auteurs testent les effets de la mise en place d'une intrusion verticale sur les déplacements horizontaux du flanc SE de l'édifice. Appliquée à notre cas d'étude, cette procédure de modélisation par étape, détaillée ci-dessous, permet d'obtenir une géométrie non déformée dans une condition d'équilibre lithostatique.

Etape 1 : Le poids est introduit dans le modèle. La masse volumique ρ des deux sous-domaines a été choisie égale à 2850 kg.m⁻³. Une force verticale négative \vec{F}_p (i.e. appliquée selon

l'axe z, vers le bas), exprimée en $\text{Pa}\cdot\text{m}^{-1}$ et où \vec{g} est la constante gravitationnelle est donc appliquée sur l'ensemble de la géométrie (4):

$$\vec{F}_p = -\rho\vec{g} \quad (4)$$

D'autre part, dans cette étape, le détachement n'est pas encore assimilé à une fracture en cisaillement : une condition assurant la continuité physique de part et d'autre du détachement est appliquée. La solution calculée lors de cette étape (Fig. V.5) ne fait donc référence qu'à l'effet du poids sur l'édifice. A partir de cette solution, le tenseur des contraintes associé à l'effet du poids est calculé en chaque nœud du modèle et est exporté.

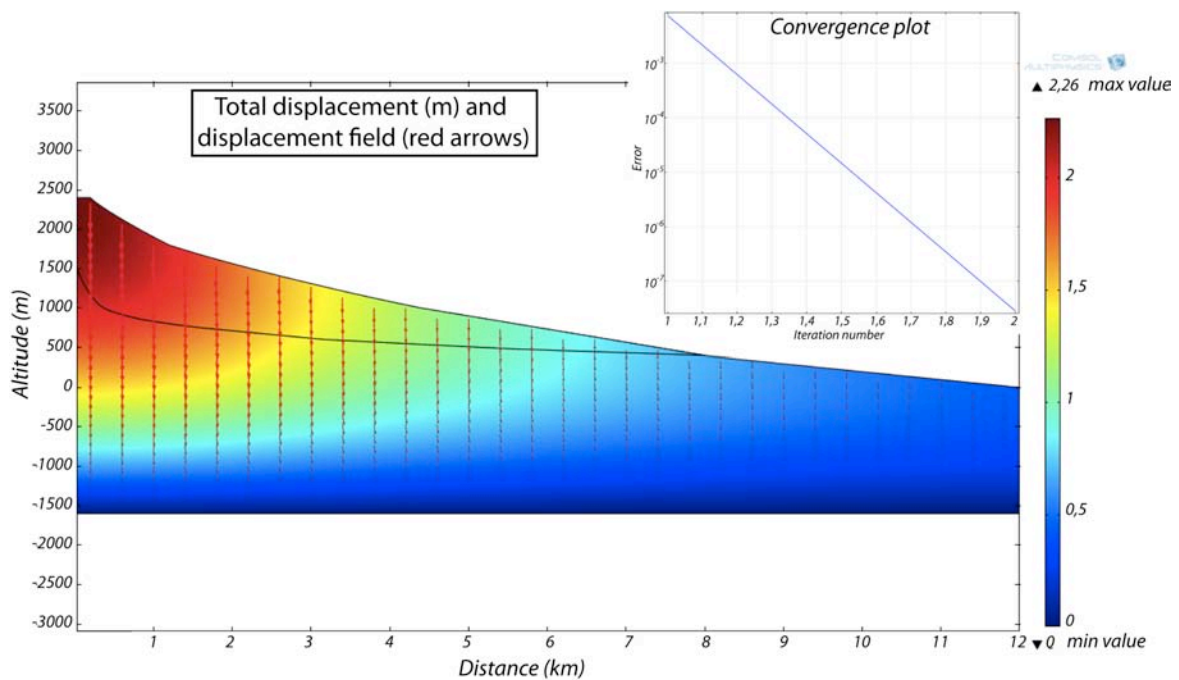


Figure V.5 : Déplacement total et vecteur déplacement sur l'ensemble de la géométrie associée à l'introduction du poids dans le modèle. Le déplacement est logiquement vertical et d'une amplitude de 2,26 m maximum.

Etape 2 : Afin de s'affranchir des déplacements associés au poids, le tenseur des contraintes exporté à l'étape 1 est réintroduit en condition initiale σ_0 au cours de l'étape 2, sous la forme d'une fonction d'interpolation appliquée à l'ensemble de la géométrie. La résolution de cette étape, permet d'obtenir des déplacements négligeables, de l'ordre de 10^{-4} - 10^{-5} m (Fig. V.6).

La contrainte normale (5) s’appliquant sur le détachement au cours de cette étape est exportée, ainsi que la contrainte tangentielle (6) s’appliquant sur la partie supérieure de cette limite structurale.

$$\sigma_n = \sigma_{xx} n_x^2 + \sigma_{zz} n_z^2 + 2\sigma_{xz} n_x n_z \quad (5)$$

$$\tau_t = \sigma_{xz} (n_x^2 - n_z^2) + n_x n_z (\sigma_{zz} - \sigma_{xx}) \quad (6)$$

avec n_x et n_y , les composante x et y du vecteur normal, respectivement.

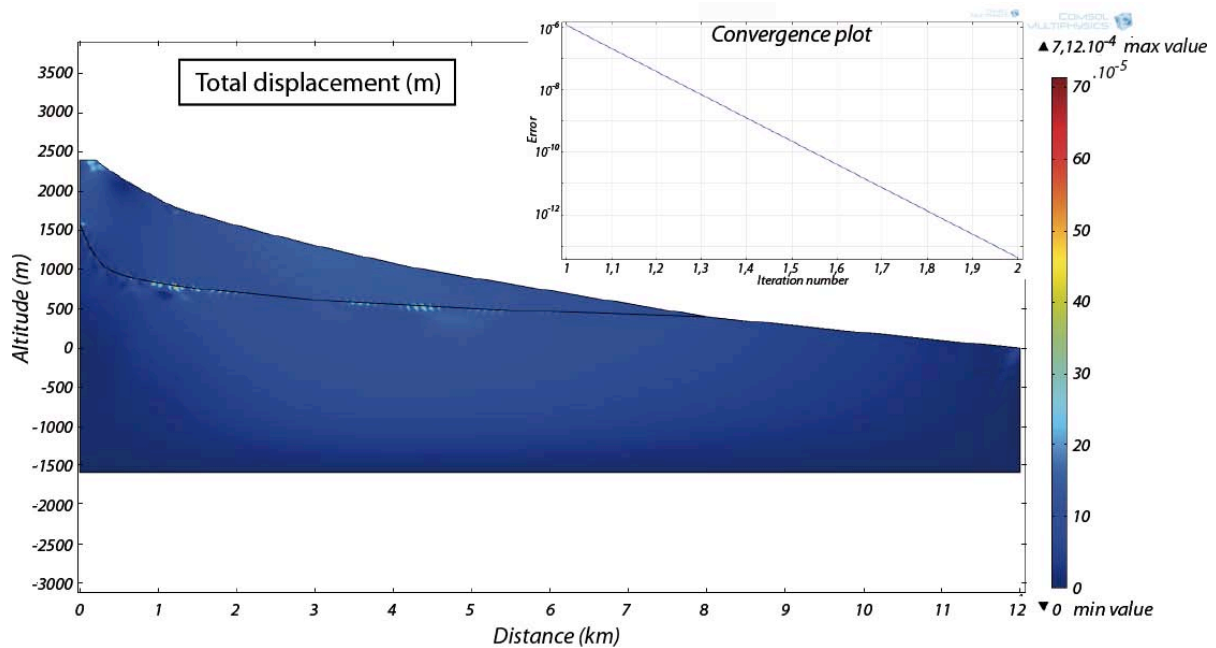


Figure V.6 : Déplacement total sur l’ensemble de la géométrie après introduction d’une contrainte initiale extraite à partir du champ de contrainte final de l’étape 1. Les déplacements deviennent négligeables au cours de cette étape.

Etape 3 : Une condition de contact est introduite sur le détachement. Le détachement est considéré comme un plan de contact mécanique entre les deux sous-domaines et la distance initiale de contact entre les deux surfaces est nulle. Les deux sous-domaines ne peuvent s’interpénétrer mais peuvent glisser l’un sur l’autre. Ce contact est défini par une pression de contact correspondant à la contrainte normale appliquée sur le détachement et calculée à l’étape 2. Cette contrainte normale est interpolée sur toute la longueur du détachement et appliquée en valeur initiale. D’autre part, la rigidité de la surface de contact est définie par un facteur de pénalité dépendant directement du module d’Young du sous-domaine supérieur et de la taille minimum des éléments du maillage de ce même sous-domaine (7) :

$$\min(1.10^{-3} * 5^{segiter}, 1) \text{solid}.E_{equ} / \text{solid}.h_{min_dst} \quad (7)$$

où $\text{solid}.E_{equ}$ correspond au module d'Young et $\text{solid}.h_{min_dst}$ à la taille minimum du maillage sur le sous-domaine supérieur. Le premier terme de cette équation $\min(1.10^{-3} * 5^{segiter}, 1)$ est un terme dépendant des itérations qui tend à réduire la sévérité de la condition de contact en utilisant un facteur de pénalité plus faible dans les toutes premières itérations afin de faciliter la convergence (« *segiter* » est un entier positif dont la valeur par défaut est 1).

Des paramètres de friction sont également introduits le long de l'interface : coefficient de friction statique μ et cohésion C_0 . D'autre part, la contrainte cisailante τ_t agissant le long du contact, déterminée et exportée à partir de la solution de l'étape précédente est introduite en valeur initiale dans cette étape.

Enfin, une condition de contact est également introduite entre le détachement et la surface formant la bordure supérieure du modèle à partir de $x = 8000$ m. Ceci a pour but d'autoriser le glissement entre les deux surfaces.

L'objectif de cette étape est d'intégrer des paramètres mécaniques réalistes le long du détachement tout en conservant un état stable avec de faibles déplacements et un état d'équilibre à l'état final. L'équilibre de la solution implique l'absence de glissement sur le détachement à l'état final, i.e. que le critère de rupture de Coulomb défini par l'équation (8), ne soit pas vérifié :

$$|\tau_t| > C_0 + \mu\sigma_n \quad (8)$$

où τ_t est la contrainte tangentielle, C_0 la cohésion, μ le coefficient de friction statique et σ_n la contrainte normale (notation en convention géologique). Cette étape assure la stabilité mécanique de notre modèle. En revanche, sa stabilité numérique se doit d'être encore vérifiée (cf. section V.2.2).

Etape 4 : Cette étape finale consiste à simuler l'injection du sill dans le plan de détachement. Le sill est modélisé comme un fluide parfait, i.e. sans viscosité, sans coefficient de friction ni cohésion, injecté sur une zone du détachement comprise entre $x_1=1600$ m et $x_2= 3175$ m. Sur cette zone, d'une longueur de 1575 m, une surpression δP_m est appliquée selon une direction normale au détachement supérieur et inférieur (Fig. V.7). Cette surpression est ajoutée à la contrainte normale appliquée sur la surface de contact lors de l'état initial (Fig. V.7).

Remarque : Par convention, COMSOL considère qu'une force orientée contre une frontière considérée est de signe positif et qu'une force exercée vers l'extérieur de cette limite est de signe négatif (convention identique à celle utilisée en géologie).

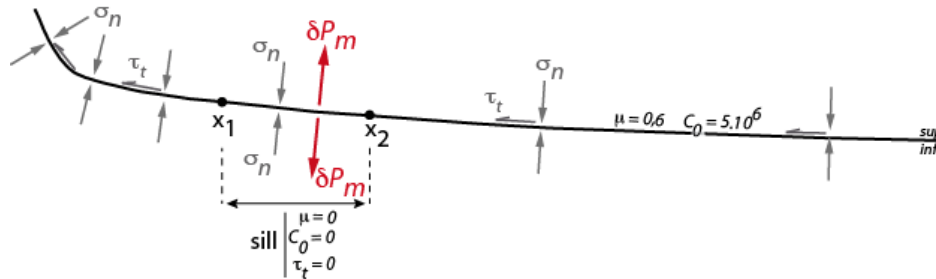


Figure V.7 : Schéma des forces et des paramètres de friction appliqués sur le détachement (supérieur et inférieur) au cours de l'étape 4. Dans certains cas où seule la perte d'adhérence a été testée, la surpression δP_m a été considérée comme nulle.

Deux types de simulations ont été réalisées : une première simulation simple a consisté à appliquer cette surpression de manière homogène sur toute la longueur du sill (distance x_1 - x_2). Une seconde simulation a consisté en la réalisation d'une étude paramétrique simulant l'injection progressive du sill. Ce type d'étude paramétrique consiste à définir des incréments de distance dx (en mètres), de plus en plus grands (100, 250, 500, 750, 1000, 1250, 1575), sur lesquelles est appliquée la surpression. La résolution du problème se fait alors pour chaque incrément et permet d'observer l'évolution de la solution au cours de l'injection du sill. La solution à l'incrément de distance maximal (i.e. la longueur totale de la zone d'intrusion soit $dx=1575$ m) doit évidemment être égale à la solution trouvée lors de la simulation simple.

Résolution et estimation de l'erreur

Pour résoudre un problème linéaire, celui-ci peut être posé sous forme matricielle (9) tel que :

$$[A]\vec{x} = \vec{b} \quad (9)$$

où $[A]$ est une matrice Jacobienne creuse (symmetric positive definite system matrix), \vec{x} est vecteur inconnues dont la taille correspond au nombre de degrés de liberté du problème. Dans nos modèles, nous utilisons un solveur direct de type MUMPS (Multifrontal Massively Parallel Solver) basé sur la résolution de ce type de système d'équations linéaires. Le solveur direct

MUMPS est basé sur une approche multifrontale qui réalise une factorisation directe de la matrice A de type (10) :

$$[A] = [L][U] \quad (10)$$

correspondant au produit d'une matrice triangulaire inférieure [L] et d'une matrice triangulaire supérieure [U]. L'algorithme MUMPS possède l'avantage d'être très robuste et demande un temps de résolution inférieur aux autres types de solveurs directs.

Dans COMSOL, un critère de convergence est établi, devant vérifier que l'erreur calculée e_c est inférieure à l'erreur relative e_r . Par défaut, l'erreur relative est égale à 1.10^{-3} . L'erreur calculée est définie comme suit dans le cas d'un problème stationnaire (11.1 et 11.2):

$$e_c = \left(\frac{1}{N} \sum_i (|E_i|/W_i)^2 \right)^{1/2} \quad (11.1)$$

$$\text{où } W_i = \max(|U_i|, S_i) \quad (11.2)$$

avec S_i , le facteur d'échelle associé à la variable U, N le nombre de degrés de liberté, E, la différence entre les solutions calculées aux itérations k et k-1.

V.2.2. Résultats des tests de sensibilité

V.2.2.1. Effet du choix du maillage sur la solution

Différentes densités de maillage ont été testées afin d'obtenir le meilleur compromis entre un temps de calcul raisonnable, une erreur minimisée et une solution numériquement stable. Pour une résolution optimisée au niveau du détachement, la géométrie est maillée avec des éléments deux fois plus fins sur le détachement supérieur que sur le détachement inférieur. D'autre part, la taille maximum des éléments dans les sous-domaines est choisie deux fois plus grande que la taille maximum des éléments sur le détachement associé (sous-domaine inférieur/détachement inférieur). Enfin, sur le détachement et au sein des sous-domaines, un rapport $\frac{1}{4}$ a été choisi entre la taille minimum et maximum des éléments. Enfin, le « taux de croissance » des éléments en direction du détachement est égal à 1,1. En conservant ces proportions géométriques, plusieurs densités de maillage ont été testées au cours des trois premières étapes de construction du modèle. Ces tests mettent en évidence qu'au cours des deux premières étapes, le choix du maillage n'a que peu d'influence sur la solution. En revanche, le choix d'un maillage adapté devient fondamental lorsqu'est introduite la condition de contact entre les deux sous-domaines au niveau du détachement (étape 3). La figure V.7 présente la

courbe d'évolution des déplacements en fonction de la taille minimum des éléments du modèle, déterminée pour un coefficient de friction de 0,6 et une cohésion de $4 \cdot 10^6$ Pa. En condition de stabilité mécanique, les déplacements calculés devraient être nuls. Or, le choix de la taille de maille influence fortement cette stabilité. En effet, nos tests montrent que des tailles minimales d'éléments supérieures à 300 m induisent des déplacements forts, entre 10 et 33 cm, et la solution peut varier de plusieurs dizaines de centimètres entre deux tailles d'éléments successifs (Fig. V.8). Par exemple, pour des éléments minimum de 400 m, le déplacement maximal total calculé est de 23 cm alors qu'il n'est que de 10 cm pour des éléments de 300 m de côté. Ces grandes tailles d'éléments produisent donc artificiellement de forts déplacements et génèrent une solution instable numériquement. Des tailles d'éléments de 100 à 300 m conduisent à des déplacements moins forts, de l'ordre de la dizaine de centimètres, mais se situant encore légèrement au-delà de la barre d'erreur tolérée pour notre modèle (10^{-2} - 10^{-3} m). Les déplacements calculés pour des tailles d'éléments inférieurs à 100 m tendent progressivement vers 0 et la différence de déplacement entre deux tailles d'éléments successives devient négligeable, montrant une stabilisation progressive de la solution (Fig. V.8). Cependant, pour des tailles d'éléments inférieures ou égales à 20 m sur le détachement supérieur, le temps de résolution devient beaucoup trop long. Des tailles d'éléments entre 30 et 50 m offrent donc le meilleur compromis pour une résolution optimale (faibles déplacements, solution numériquement stable, temps de calcul raisonnable). Dans notre modèle, une taille minimum des éléments de 40 m a donc été choisie sur le détachement supérieur.

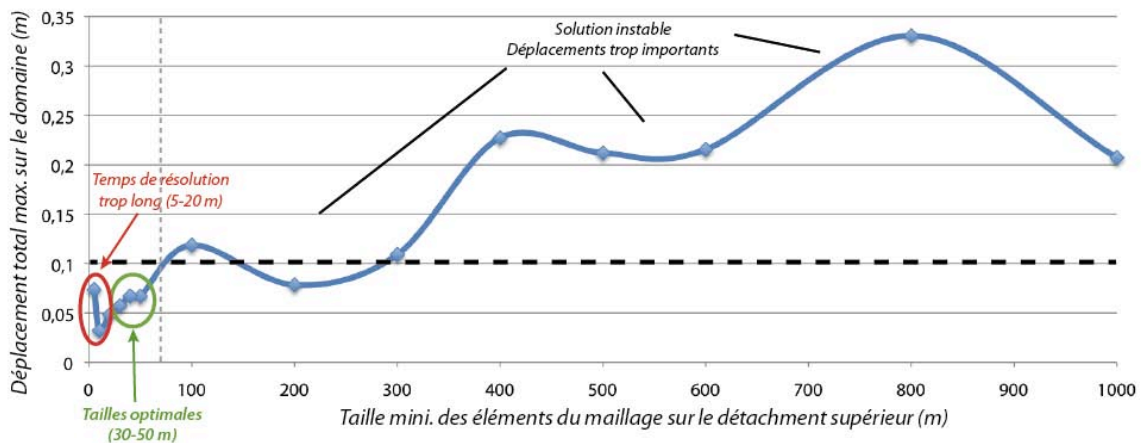


Figure V.8. : Courbe des déplacements maximum totaux sur le domaine en fonction de la taille minimale des éléments du maillage sur le détachement supérieur, calculée pour l'étape 3. En condition de stabilité mécanique optimale, les déplacements devraient être nuls. Des déplacements considérés comme négligeables sont obtenus avec des tailles de maille de 30-50 m, ces tailles étant également associée à des temps de résolution raisonnables.

V.2.2.2. Effet du choix du module d'Young sur la solution

Pour les roches volcaniques, les valeurs de modules d'Young sont généralement comprises entre 1 et 100 GPa (e.g. *Schultz, 1995 ; Aggistalis et al., 1996 ; Apuani et al., 2005 ; Got et al., 2008 ; Turcotte et Schubert, 2002 ; Cayol et al., 2000 ; Cayol et Cornet, 1998*). Afin de déterminer la stabilité numérique de la solution en fonction des valeurs de modules d'Young choisies, nous avons effectué des simulations aux étapes 1, 2 et 3 de notre modèle en introduisant différentes valeurs de E , comprises entre 1 et 100 GPa, avec un intervalle de 5 GPa. En théorie, les déplacements sur le domaine sont inversement proportionnels au module d'Young. La vérification de cette proportionnalité inverse dans nos modèles atteste de la stabilité numérique de la solution vis à vis du choix du module d'Young. Les résultats de ces tests pour les trois premières étapes du modèle sont présentés dans la figure V.9. La relation entre le module d'Young et les déplacements moyens D_m totaux, horizontaux et verticaux est représentée sur la forme $y = f(E)$, où $y = D_m * E$. A l'étape 1, la relation de proportionnalité inverse entre E et les déplacements est vérifiée, exceptée pour les faibles valeurs de E inférieures à 10 GPa (Fig.V.9a). Une même tendance est observée pour l'étape 2 (Figure V.9b). En revanche à l'étape 3, la figure V.9c semble montrer une forte variation des déplacements en fonction de la valeur de E choisie, suggérant une forte dépendance de la stabilité numérique du modèle au module d'Young. Or, la stabilité numérique de la solution est fondamentale à la cohérence du modèle. La figure montre que l'utilisation de valeur de E inférieures à 55 GPa ne permet pas d'atteindre des conditions de stabilité numériques. En revanche, la relation linéaire entre E et $(D_m * E)$ observée pour des valeurs de E comprises entre 60 et 100 GPa, suggère que, pour ces valeurs, le modèle converge vers une solution numériquement stable.

Pour quantifier l'influence d'un sill sur la déformation de l'édifice au cours de l'étape 4, il est nécessaire que nos modèles intègrent un module d'Young réaliste mais que la stabilité numérique du modèle soit acquise lors de la prise en compte du contact (i.e. à l'étape 3). C'est pourquoi un module de Young égal à 70 GPa a été choisi pour définir la rhéologie de notre modèle.

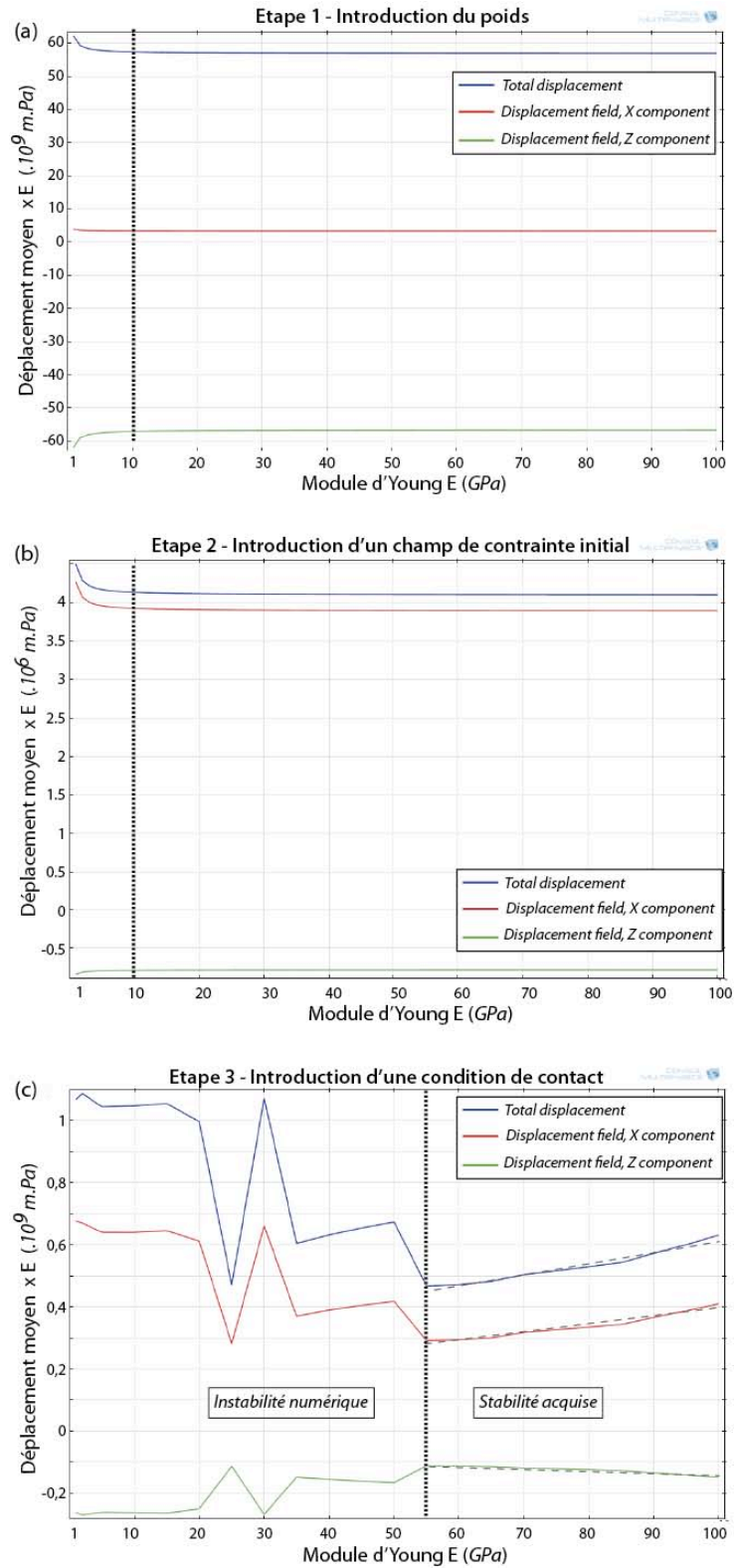


Figure V.9 : Déplacement moyen D_m total (bleu), horizontal (rouge) et vertical (vert) sur le domaine multiplié par le module d'Young E en fonction des différentes valeurs de E introduites dans le modèle, pour les trois premières étapes de construction de notre simulation.

V.2.2.3. Effet du choix des paramètres de friction sur la solution

Des paramètres de friction sont introduits sur le plan de détachement modélisé, à partir de l'étape 3. Ces paramètres, i.e. le coefficient de friction statique μ et la cohésion C_0 , doivent prendre des valeurs réalistes et être choisis de telle sorte que :

(1) la solution soit à l'équilibre à l'état initial (i.e. que le critère de Coulomb ne soit pas vérifié),

(2) le déplacement estimé sur le détachement à l'étape 3 soit très faible (garantissant ainsi la stabilité numérique du modèle),

(3) si le logiciel trouve une solution d'équilibre, il faut qu'elle soit effectivement une solution à l'équilibre physiquement, c'est-à-dire que le critère de Coulomb ne soit pas vérifié.

Des déplacements de l'ordre du centimètre (10^{-2} m) sont considérés comme négligeables, au vu de la dimension du détachement, d'échelle kilométrique (10^3 m). Des tests de sensibilité ont été réalisés afin de déterminer la meilleure combinaison possible entre μ et C_0 permettant de respecter ces conditions. Pour les roches saines, le coefficient de friction statique est généralement compris entre 0,5 et 0,8 (*Handin, 1966 ; Jaeger et Cook, 1979 ; Hoek et Brown, 1997 ; Schultz, 1996*). Cependant, au niveau de zones de failles ou de zones de faiblesse mécanique pouvant présenter de forts degrés d'altération, les valeurs du coefficient de friction peuvent s'approcher de 0 (*Jaeger and Cook, 1979*). Ainsi, des valeurs de μ comprises entre 0 et 0,8 ont été testées au cours de l'étape 3, avec un intervalle de 0,1. D'autre part, les valeurs de cohésion des roches sont généralement comprises entre 1.10^6 et 1.10^7 Pa, valeurs correspondant respectivement à des roches altérées et/ou fracturées et à des roches saines (*Handin, 1966 ; Jaeger et Cook, 1979 ; Hoek et al., 1995 ; Schultz, 1996*). Les valeurs de C_0 testées au cours de l'étape 3 sont donc comprises entre 1.10^6 et 1.10^7 Pa avec un intervalle de 1.10^6 . Les résultats de ces tests sont présentés dans les figures V.10 et V.11. La figure V.10 présente (a) les déplacements tangentiels maximum sur le détachement associés aux différentes valeurs de coefficient de friction pour une cohésion constante et minimum et (b) les déplacements tangentiels sur le détachement associés aux différentes valeurs de cohésion pour un coefficient de friction constant et minimum. La figure V.11 présente les déplacements tangentiels calculés sur le détachement pour les différentes combinaisons possibles de μ et de C_0 au cours de l'étape 3.

- Effets du coefficient de friction μ ($C_0 = 0$): La différence de déplacement tangentiel maximum entre $\mu = 0$ et $\mu = 0,8$ est de 1,83 m, montrant un effet non négligeable du choix du coefficient de friction sur la solution. Logiquement, les déplacements diminuent lorsque μ augmente mais cette évolution ne s'effectue pas de manière linéaire. En effet, la différence entre les déplacements maximum pour $\mu = 0$ et $\mu = 0,1$ est importante (près de 70 cm), de même pour $\mu = 0,1$ et $\mu = 0,2$ (environ 50 cm). Entre $\mu = 0,2$ et $\mu = 0,5$, la différence de déplacement maximum entre deux valeurs successives tend à s'amortir au fur et à mesure que μ augmente. Un important gap dans les déplacements est également observé entre $\mu = 0,5$ et $\mu = 0,6$. Enfin, pour les trois dernières valeurs de μ (0,6-0,7-0,8), la solution tend à se stabiliser vers des déplacements maximums de 0,22-0,3 m avec des variations de l'ordre du centimètre (Fig. V.10.a).

- Effet de la cohésion ($\mu = 0$): La différence de déplacements tangentiels maximum entre les valeurs extrêmes de C_0 est de 1,56 m, montrant, comme pour le coefficient de friction, une influence non négligeable de la cohésion sur la solution. Les déplacements diminuent logiquement lorsque la cohésion augmente, mais cette évolution n'est pas linéaire (Fig. V.10.b). De forts déplacements tangentiels, de l'ordre de 2 m sont enregistrés pour $C_0 = 0$ et $C_0 = 1.10^6$ Pa. Puis un important gap est observé à partir de $C_0 = 2.10^6$ Pa où le déplacement maximum diminue à 1,28 m. De $C_0 = 2.10^6$ à $C_0 = 1.10^7$ Pa, les déplacements diminuent graduellement et à partir de $C_0 = 4.10^6$ Pa, la solution tend à se stabiliser, la différence de déplacement entre deux solutions successives étant de l'ordre du centimètre.

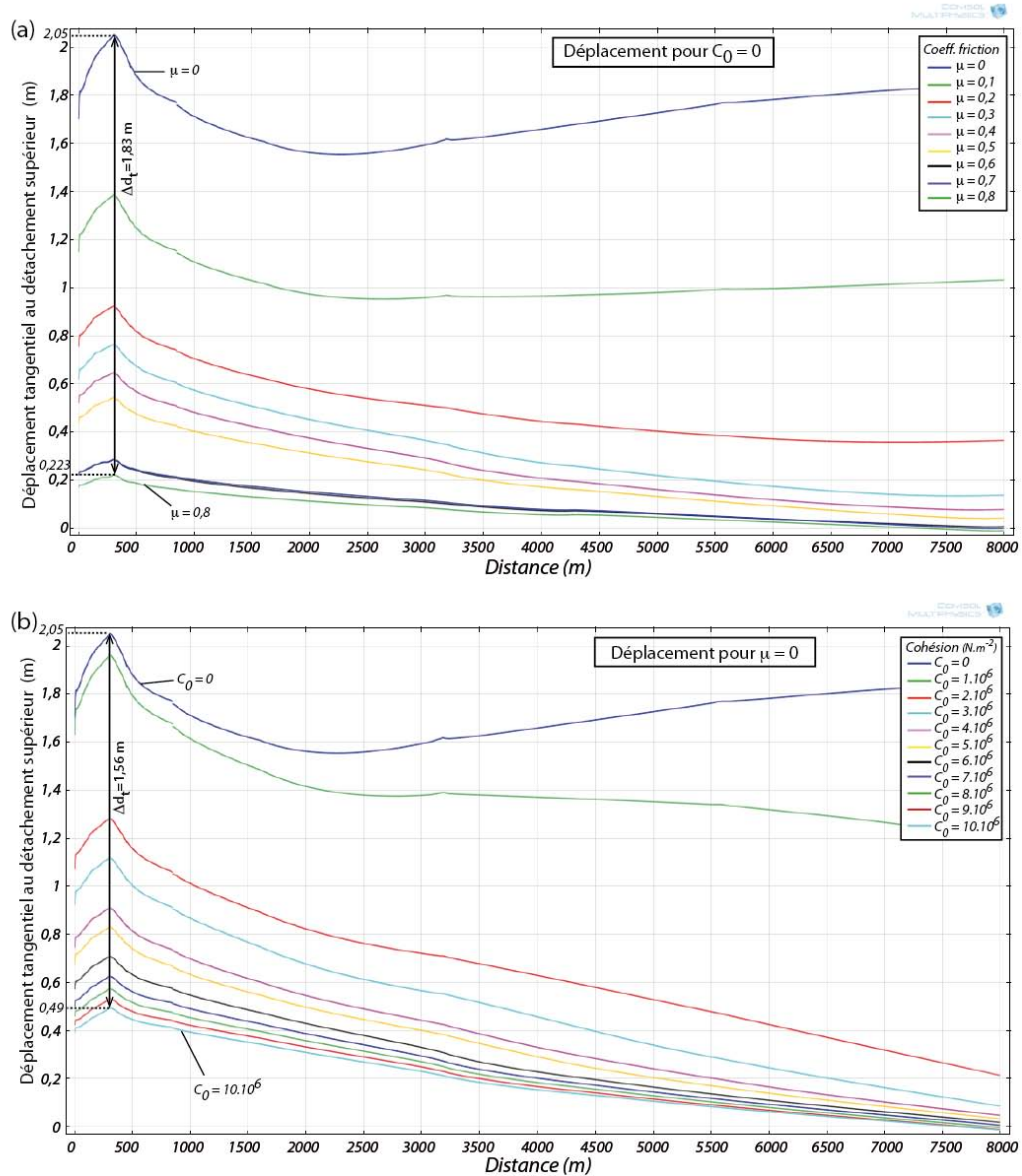


Figure V.10 : **(a)** Déplacements tangentiels le long du détachement supérieur pour les différentes valeurs de μ introduites dans le modèle au cours de l'étape 3, pour une cohésion constante. **(b)** Déplacements tangentiels le long du détachement supérieur pour les différentes valeurs de cohésion C_0 introduites dans le modèle au cours de l'étape 3, pour un coefficient de friction constant.

• Effets combinés de μ et de C_0 : L'obtention de déplacements tangentiels maximum sur le détachement d'un ordre de grandeur centimétrique n'est possible que pour certaines combinaisons de paramètres de friction (Fig. V.11) :

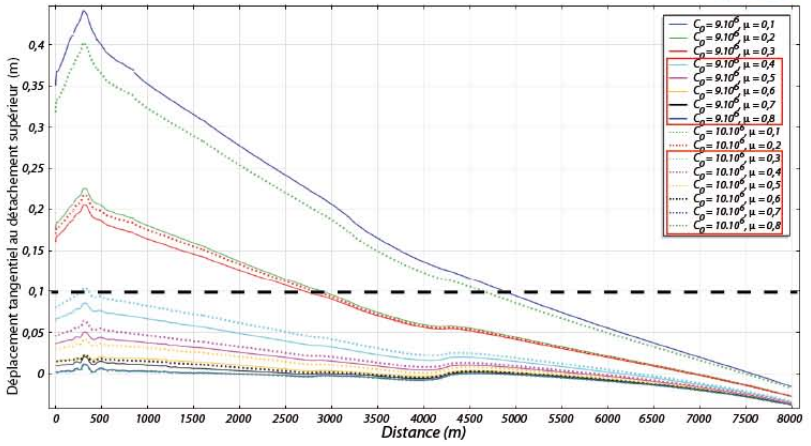
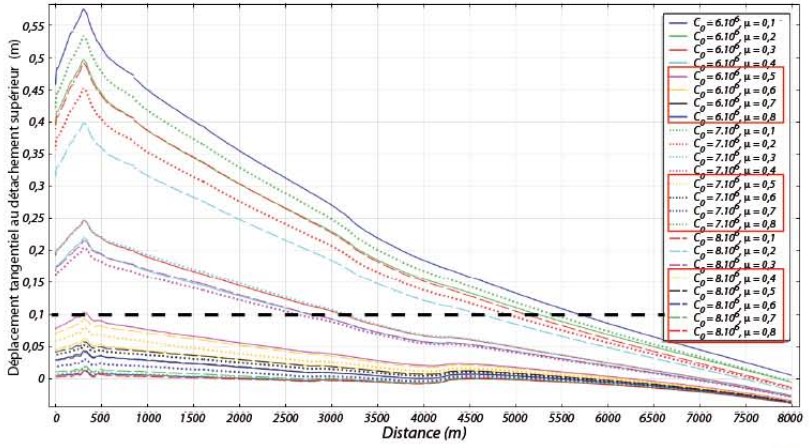
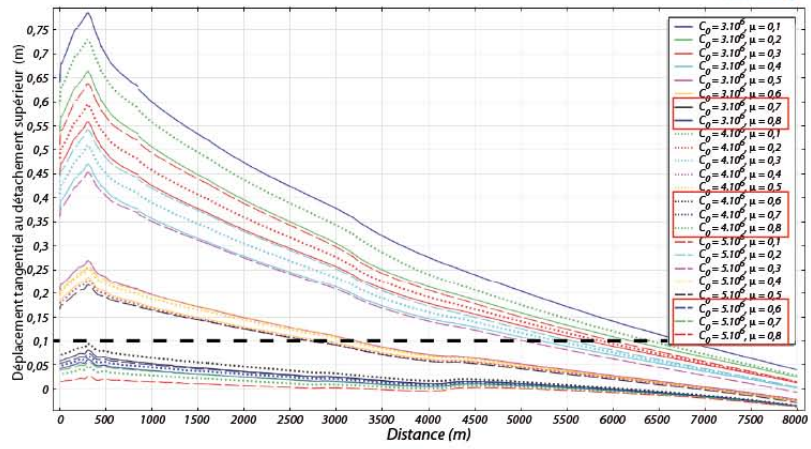
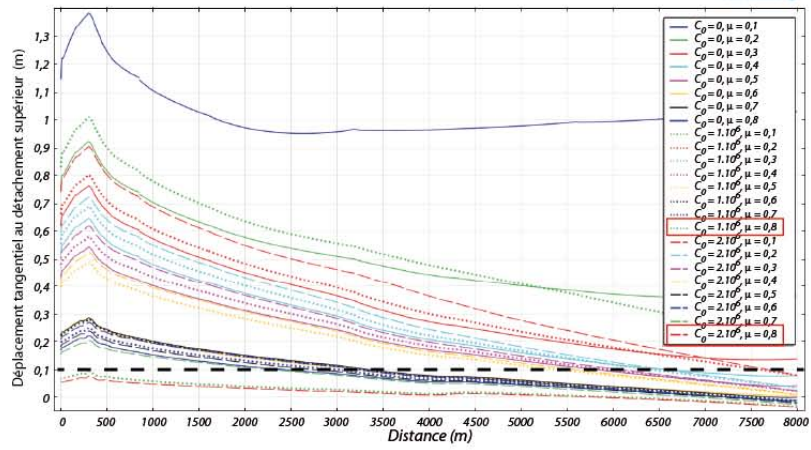
- Pour $\mu = 0,8$ et $1 \cdot 10^6 < C_0 < 1 \cdot 10^7$ Pa
- Pour $\mu = 0,7$ et $3 \cdot 10^6 < C_0 < 1 \cdot 10^7$ Pa
- Pour $\mu = 0,6$ et $4 \cdot 10^6 < C_0 < 1 \cdot 10^7$ Pa

- Pour $\mu = 0,5$ et $7.10^6 < C_0 < 1.10^7$ Pa
- Pour $\mu = 0,4$ et $8.10^6 < C_0 < 1.10^7$ Pa
- Pour $\mu = 0,3$ et $C_0 = 1.10^7$ Pa

D'autre part, le calcul du critère de rupture de Coulomb ($\tau_t > C_0 + \mu\sigma_n$) pour l'ensemble de ces simulations montre que cette condition est vérifiée (i.e. condition d'instabilité mécanique) pour certaines combinaisons impliquant des valeurs de cohésion et de coefficients de friction faibles ($\leq 3.10^6$ Pa, et $\leq 0,2$, respectivement - *dans le détail, les simulations en conditions d'instabilité mécaniques sont observées pour $C_0 = 0$ et $\mu = 0 ; 0,1 ; 0,2$, pour $C_0 = 1.10^6$ et 2.10^6 et $\mu = 0 ; 0,1$, et pour $C_0 = 3.10^6$ et $\mu = 0$*).

Des coefficients de friction de 0,7 et 0,8 sont des valeurs relativement élevées pour des milieux volcaniques pouvant présenter une importante altération hydrothermale. Ces valeurs ont donc été rejetées. De plus, la cohésion sur une faille est sensée être très faible voire nulle. Or, il n'est pas possible d'obtenir des déplacements faibles (i.e. centimétriques) avec C_0 égal à 0 dans notre modèle. Une valeur minimum de C_0 doit être choisie, et couplée avec un coefficient de friction raisonnable, pour permettre d'obtenir un minimum de déplacement et des conditions mécaniques stables. La combinaison optimale permettant de vérifier l'ensemble de ces critères correspond à une cohésion de 4.10^6 N.m⁻² et un coefficient de friction de 0,6. La difficulté éprouvée ici à obtenir de faibles déformations et à conserver la stabilité mécanique de notre modèle avant même l'injection du sill trouve une justification géologique. En effet, Famin et Michon (2010) ont montré l'existence d'une déformation ductile inter-intrusive au sein du détachement de Salazie. Au Piton de la Fournaise, un glissement post-intrusif faisant suite à l'éruption d'avril 2007 est encore enregistré actuellement sur le flanc est (Froger et al., in prep, Fig. V.2).

Figure V.11 (page suivante) : Déplacements tangentiels calculés au cours de l'étape 3 sur le détachement supérieur pour les différentes combinaisons de μ et de C_0 testées. Des déplacements de l'ordre du centimètre ($< 0,1$ m) sont considérés comme acceptables, bien que d'un ordre de grandeur supérieur à la barre d'erreur des calculs numériques. En effet, des déplacements millimétriques impliqueraient l'utilisation de paramètres de friction irréalistes.



V.2.3. Résultats des simulations

V.2.3.1. Déplacements sur un plan de détachement associé à l'injection d'un sill

Une fois le maillage optimisé et les paramètres initiaux définis, plusieurs types de simulations ont été réalisés au cours de l'étape 4 afin de modéliser l'injection d'un sill au sein du détachement. Le sill est modélisé sur une zone du détachement située entre $x_1 = 1600$ m et $x_2 = 3175$ m, soit une longueur totale de 1575 m. Sur cette zone, le sill est modélisé de deux manières :

- comme une zone présentant des paramètres de friction nuls, i.e. $\mu = 0$ et cohésion $C_0 = 0$,
- comme une zone présentant des paramètres de friction nuls et soumise à une surpression appliquée selon la normale et vers l'extérieur de cette zone (cf. Fig. V.7).

D'autre part, les simulations ont été de deux types :

- étude simple où les paramètres de friction nuls et/ou la surpression sont appliqués de manière homogène sur l'ensemble de la zone considérée,
- étude paramétrique où la longueur de la zone d'injection du sill augmente par incréments de distance dx réguliers, simulant ainsi la propagation du sill dans le milieu.

Dans la suite de ce paragraphe, les résultats sont présentés pour les différents cas de simulation décrits ci-dessus.

Cas 1 – Paramètres de friction nuls – Pas de surpression – Etude simple

Nos modèles étant à l'équilibre, il est nécessaire de vérifier l'équilibre de notre solution à l'état final. Pour cela, le critère de Coulomb, désignant la capacité d'une roche à rompre sous l'effet d'une contrainte, ne doit pas se vérifier à l'état final, de telle sorte que (notation en convention géologique):

$$|\tau_t| - (C_0 + \mu\sigma_n) < 0$$

Dans le cas 1, où les paramètres de friction μ et C_0 sont choisis nuls entre $x_1 = 1600$ et $x_2 = 3175$ m, le critère de rupture n'est pas vérifié, montrant ainsi que notre solution se situe bien à l'équilibre (Fig. V.12). Quelques valeurs positives sont cependant observées sur le détachement

entre 0 et 500 m (Fig. V.12). Cette zone du détachement correspond à la partie fortement pentée du plan, sur laquelle la solution ne semble donc pas à l'équilibre à l'état final pour quelques nœuds du modèle. Ce problème n'est pas résolu, quel que soit les paramètres de friction utilisés sur le détachement. Si, pour cette première approche, nous négligerons cette erreur, il s'agit bien là d'une limitation importante à notre modèle, qu'il sera indispensable de résoudre dans nos travaux de modélisation ultérieurs.

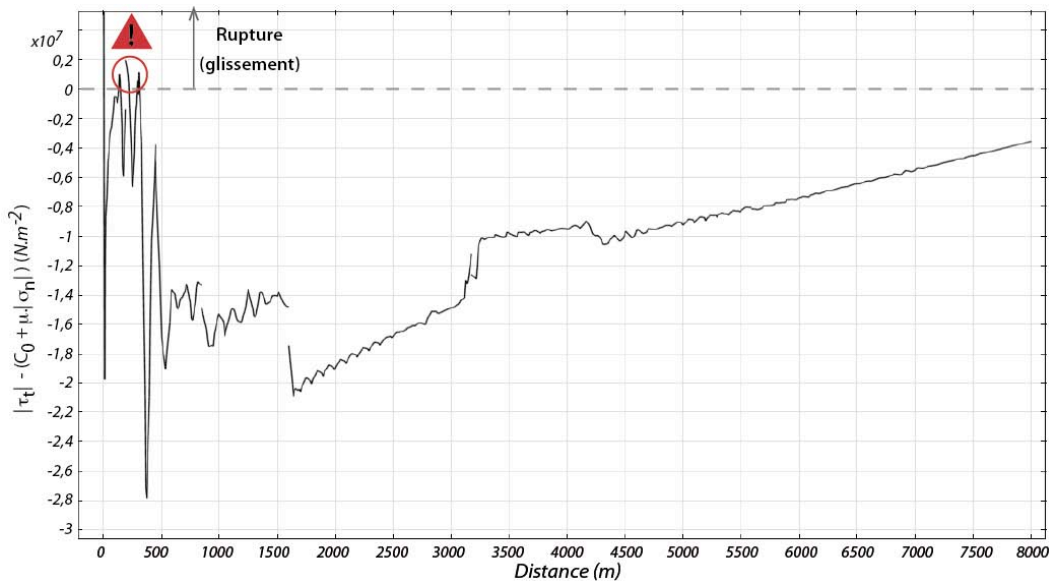


Figure V.12 : Vérification du critère de Coulomb ($\tau_t > C_0 + \mu\sigma_n$) sur le détachement supérieur avec des paramètres de friction nuls entre x_1 et x_2 . Des valeurs positives impliquent un glissement sur le détachement à l'état final et l'instabilité mécanique du modèle.

Dès ce premier cas d'étude simple, il est possible d'observer que l'introduction de paramètres de friction nuls sur une partie du détachement favorise logiquement l'apparition de glissement sur la quasi-totalité du détachement. La figure V.13 représente le déplacement tangentiel (le glissement) se produisant le long du détachement au cours de ce cas 1 et le compare aux déplacements tangentiels calculés à l'étape 3 (paramètres de friction identiques sur l'ensemble de la surface de contact). Deux maxima sont observés en $x = 306$ m (i.e. sur la zone fortement pentée du détachement) et en $x = 2086$ m (i.e. sur la zone sans friction, le sill), aux valeurs de déplacement tangentiel respectives de 26,6 et 27,6 cm. Le glissement maximum sur le sill ne se produit donc pas au milieu de ce dernier mais dans sa moitié amont. Au delà de $x = 2086$ m, le déplacement tangentiel tend à diminuer fortement, malgré l'absence de friction jusqu'en x_2 . Le glissement se produit donc majoritairement dans la partie « amont » du sill et son amplitude diminue rapidement vers sa partie aval. Du glissement se produit jusqu'à une distance de 7400 m sur le détachement bien que son amplitude chute progressivement vers

l'aval du détachement. La partie terminale (de $x = 7400$ à $x = 8000$ m) du détachement ne subit donc pas de glissement dans ce premier cas de figure. La différence d'amplitude entre les déplacements tangentiels calculés à l'étape 3 et les déplacements tangentiels calculés dans ce cas d'étude est importante. Le maximum de différence d'amplitude se situe sur la zone du sill et atteint près de 24 cm. Ceci suggère clairement que la présence d'une zone à friction faible ou nulle sur un plan de faiblesse induit du glissement, même au delà de la zone elle-même. Dans ce premier cas, la contrainte normale sur le détachement est quasi-nulle, résultat logique en l'absence de surpression sur le sill. L'augmentation brutale de la contrainte normale dans la partie terminale du détachement est probablement un artéfact à relier à l'effet de l'entrée en contact entre le détachement et la bordure formant la surface de la géométrie à partir de $x = 8000$ m.

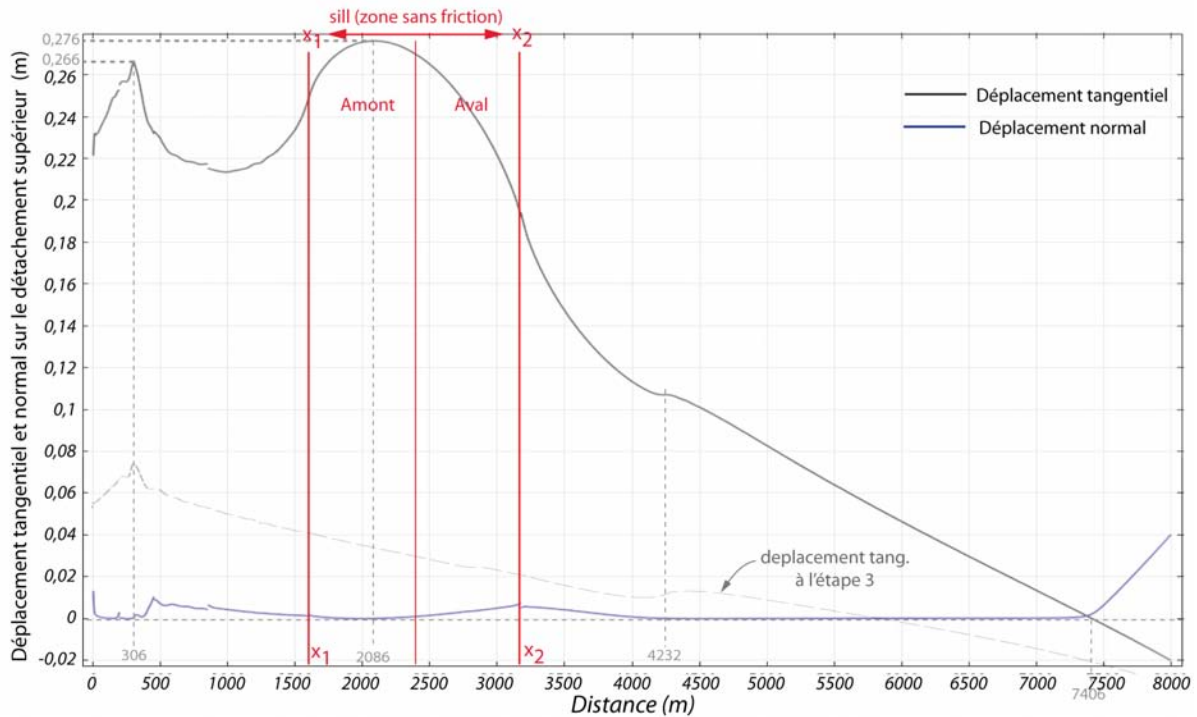


Figure V.13 : Déplacement tangentiel et normal sur le détachement supérieur au cours du cas d'étude 1 où le sill est modélisé comme une zone sans friction ($\mu = 0$, $C_0 = 0$, traction = 0). Du glissement est observé sur le détachement sur une longueur de 7400 m et le glissement maximum, de 27,6 cm se situe dans la moitié amont du sill. Pour comparaison, le déplacement tangentiel sur le détachement supérieur à l'étape 3 est intégré à la figure. La contrainte normale est nulle sur l'ensemble du détachement.

Cas 2 – Paramètres de friction nuls – Pas de surpression – Etude paramétrique

Dans le cas d'étude n°2, la zone modélisée du sill augmente progressivement par incréments de distance dx au cours d'étapes de calcul successives (étude paramétrique). Sept incréments de distance ont été utilisés pour simuler la propagation progressive du sill dans le détachement : 100, 250, 500, 750, 1000, 1250 et 1575 m. Pour chaque étape de calcul, les paramètres de friction sont nuls sur la zone du sill. La figure V.14 montre que le critère de Coulomb n'est pas vérifié et que la solution est à l'équilibre à l'état final pour chaque incrément de distance.

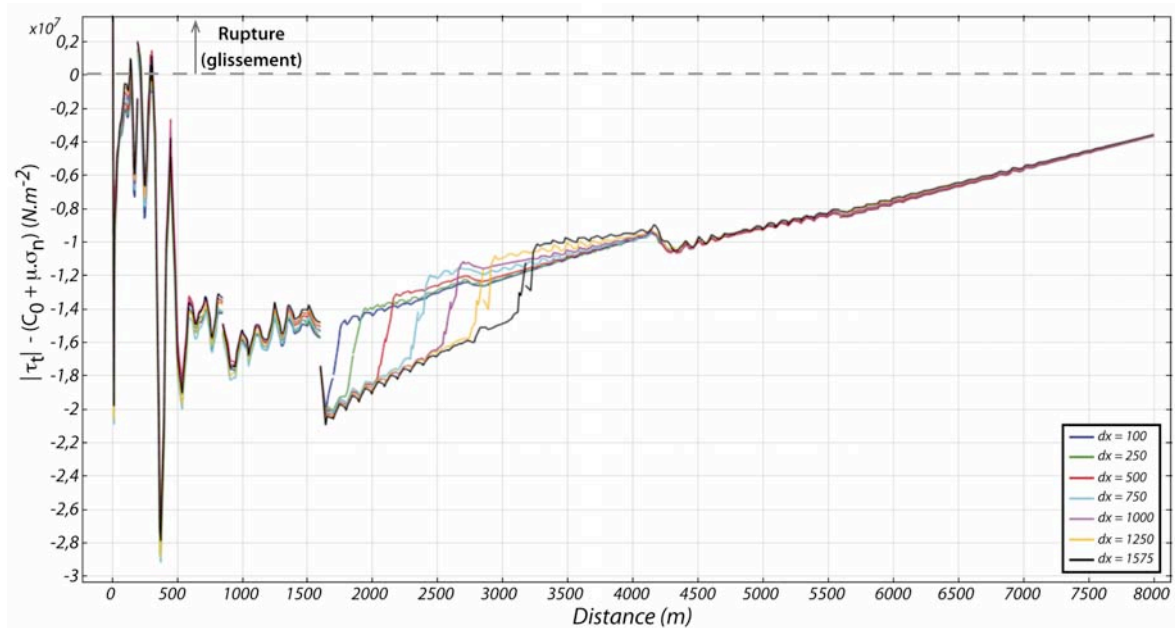


Figure V.14: Vérification du critère de Coulomb pour les différentes étapes de l'étude paramétrique.

La figure V.15 présente les déplacements tangentiels et normaux sur le détachement pour les différents incréments de distance. Les déplacements tangentiels calculés à l'étape 3 sont également reportés. Il est possible d'observer qu'un glissement se produit sur le détachement dès le début de l'injection du sill (en $dx = 100$ m). Le glissement associé au sill est de faible magnitude (11 cm) et inférieur au glissement observé dans la partie à fort pendage du détachement. Ceci est également le cas pour les étapes d'injection $dx = 250$ m et $dx = 500$ m. Pour une longueur de sill supérieure, le maximum de glissement est observé sur le sill lui-même. D'autre part, de $dx = 100$ m à $dx = 500$ m, l'amplitude des déplacements le long du détachement ne présente pas de différence significative, excepté sur le sill où le glissement maximum augmente d'environ 2 cm à chaque incrément. Pour dx supérieur à 500 m, le déplacement tangential maximum est de l'ordre de 22-28 cm, deux fois supérieur à celui calculé pour les

incréments de distance de 100 à 500 m. Le glissement maximum en $dx = 1575$ m, de 27,6 cm, est logiquement égal à celui calculé lors de l'étude simple du cas 1. Plus la taille du sill est importante, plus le glissement se produit loin sur le détachement : de $dx = 100$ m à $dx = 500$ m, le glissement devient nul à environ 6500 m sur le détachement et en $dx = 1575$ m, le glissement intervient jusqu'à 7400 m sur le détachement.

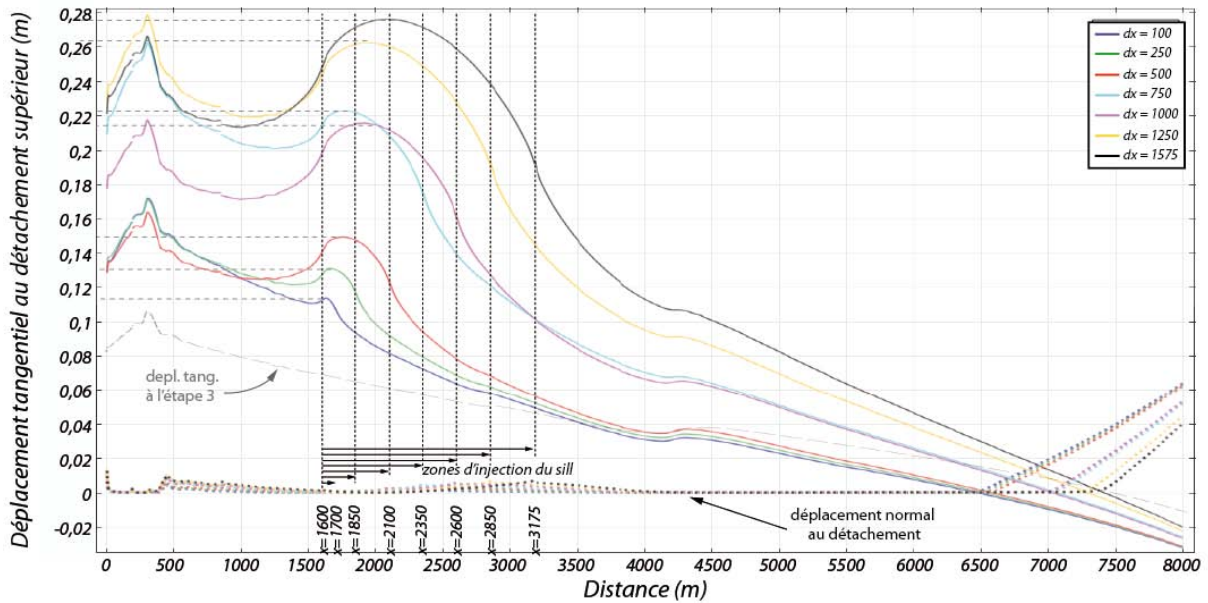


Figure V.15 : Déplacement tangentiel sur le détachement supérieur calculé pour chaque incrément de distance. L'augmentation de la taille du sill implique logiquement une augmentation de l'amplitude du glissement sur celui-ci mais étend également la zone où le glissement se produit sur le détachement. Comme pour le cas précédent, le déplacement normal est nul sur le détachement.

La figure V.16 représente le champ de déplacement sur l'ensemble de la géométrie et le vecteur déplacement sur le détachement supérieur pour les différents incréments de distance. Cette figure met en évidence une composante tangentielle majoritaire sur le détachement. Elle confirme également que le maximum de déformation se produit le long du détachement et que la quantité de déformation augmente de manière importante entre les incréments $dx = 500$ et $dx = 750$ m.

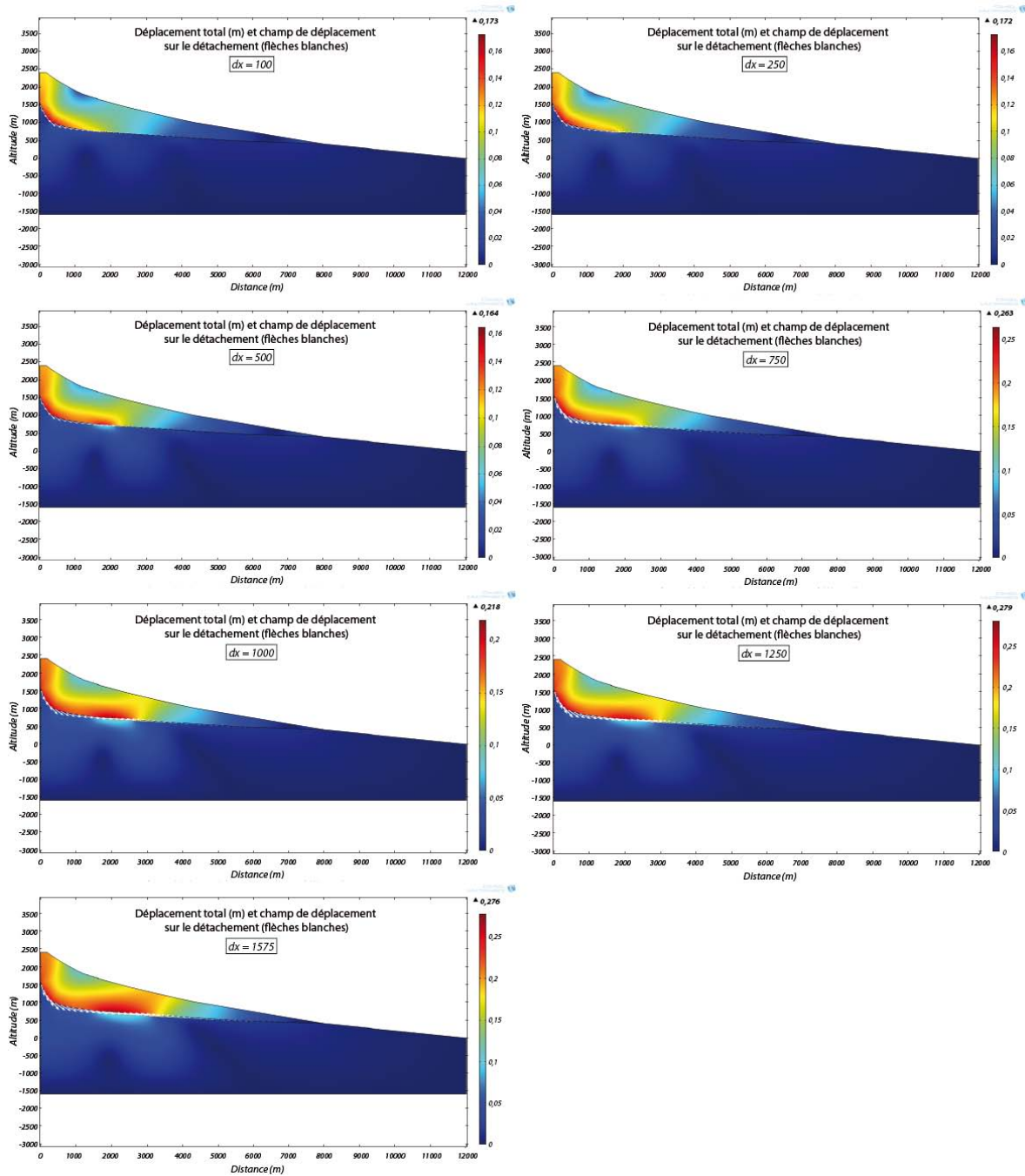


Figure V.16 : Déplacement total et vecteur déplacement sur le détachement calculé pour chaque incrément de distance dx sur lequel les paramètres de friction sont nuls. Le maximum de glissement, d'abord observé dans la zone à fort pendage du détachement migre progressivement vers le sill. Logiquement, le vecteur déplacement possède une composante majoritairement tangentielle sur le détachement.

Cas 3 – Paramètres de friction nuls – Surpression magmatique 0 MPa à 10 MPa – Etude simple

L'étude du cas n°3 a été réalisée dans le but d'observer la réponse de l'édifice à l'application de différentes surpressions sur la zone du sill. En effet, l'intrusion de magma dans un milieu induit l'apparition locale d'une surpression associée à la mise en place du magma.

Pour ce cas d'étude, des paramètres de friction nuls ont été appliqués sur la zone du sill (x_1 - x_2) ainsi qu'une surpression δP_m dont des valeurs de 0 à 10 MPa ont été testées, avec un intervalle de 1 MPa. Le graphique en figure V.17, montre que pour les valeurs de surpression magmatique les plus faibles (1-4 MPa), le critère de Coulomb est vérifié très localement à proximité de x_1 et/ou de x_2 . De telles valeurs ne permettent donc pas d'obtenir une solution à l'équilibre à l'état final.

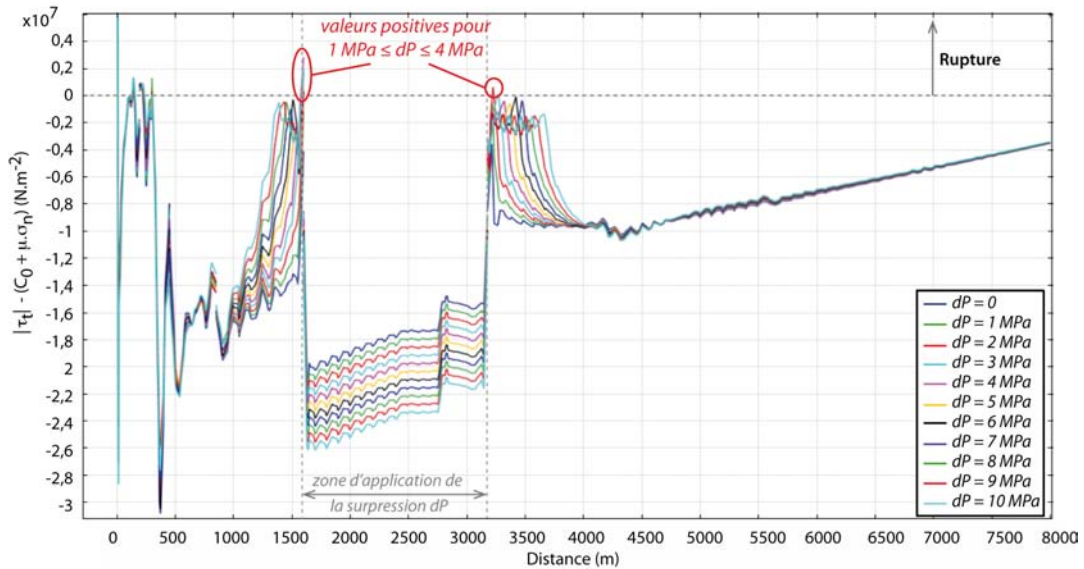


Figure V.17 : Vérification du critère de Coulomb pour les différentes valeurs de surpression δP_m introduites dans le modèle. Les plus faibles valeurs (1-4 MPa) génèrent du glissement et l'absence d'équilibre à l'état final.

Sur la figure V.18, il est possible d'observer l'évolution des déplacements tangentiels et normaux sur le détachement en fonction de la valeur de surpression appliquée. Ces déplacements augmentent de manière très régulière avec l'augmentation de surpression et quelle que soit la valeur de surpression appliquée, le champ de déplacement suit une tendance identique le long du détachement. Les déplacements normaux augmentent logiquement avec l'accroissement de la surpression. D'autre part, il est possible d'observer que le maximum de déplacement normal sur le détachement ne se produit pas au centre du sill mais se trouve décalé vers l'aval, montrant l'influence de la pente sur le champ de déplacement lié à la surpression. L'influence de la surpression sur les déplacements normaux se fait également sentir hors de la zone d'application de la surpression magmatique jusqu'à environ 1000 m en aval du sill. En amont, l'effet de la surpression est moindre et celui-ci s'amortit à environ 500 m de la tête du sill. D'autre part, la magnitude maximale des déplacements tangentiels est toujours plus élevée que la magnitude maximale des déplacements normaux, quelle que soit la valeur de surpression

choisie. Pour les surpressions les plus fortes (de 6 à 10 MPa), la magnitude des déplacements normaux dépasse celle des déplacements tangentiels dans la partie aval du sill (Fig. V.18). Puis, l'effet de la surpression s'amortissant, les déplacements tangentiels redeviennent dominants sur le détachement à quelques centaines de mètres en aval du sill. Pour les plus faibles valeurs de surpression (0-5 MPa) en revanche, les déplacements tangentiels sont toujours dominants sur le sill et sur l'ensemble du détachement. Ainsi, l'application d'une surpression augmente la magnitude du déplacement total sur le détachement en apportant une composante normale supplémentaire sur ce dernier. Mais le modèle met également en évidence que l'application d'une surpression dans une zone à faible pendage génère une contrainte tangentielle dont l'amplitude augmente avec l'accroissement des valeurs de surpression. Ces résultats montrent donc la capacité d'un sill en surpression à générer du glissement, quelle que soit la valeur de surpression choisie.

Nous avons vu plus haut que des valeurs de 1 à 4 MPa ne permettent pas l'obtention d'une solution à l'équilibre. Dans la littérature, les valeurs de surpression magmatique proposées (déterminées à partir des données de déformation de surface) se situent généralement entre 1 MPa et 10 MPa (e.g. Gudmundsson et al., 1999 ; Cayol et al., 2000 ; Catry, 2011 ; Peltier et al., 2008 ; Fukushima et al., 2010). Dans les simulations suivantes, une valeur de 5 MPa sera utilisée.

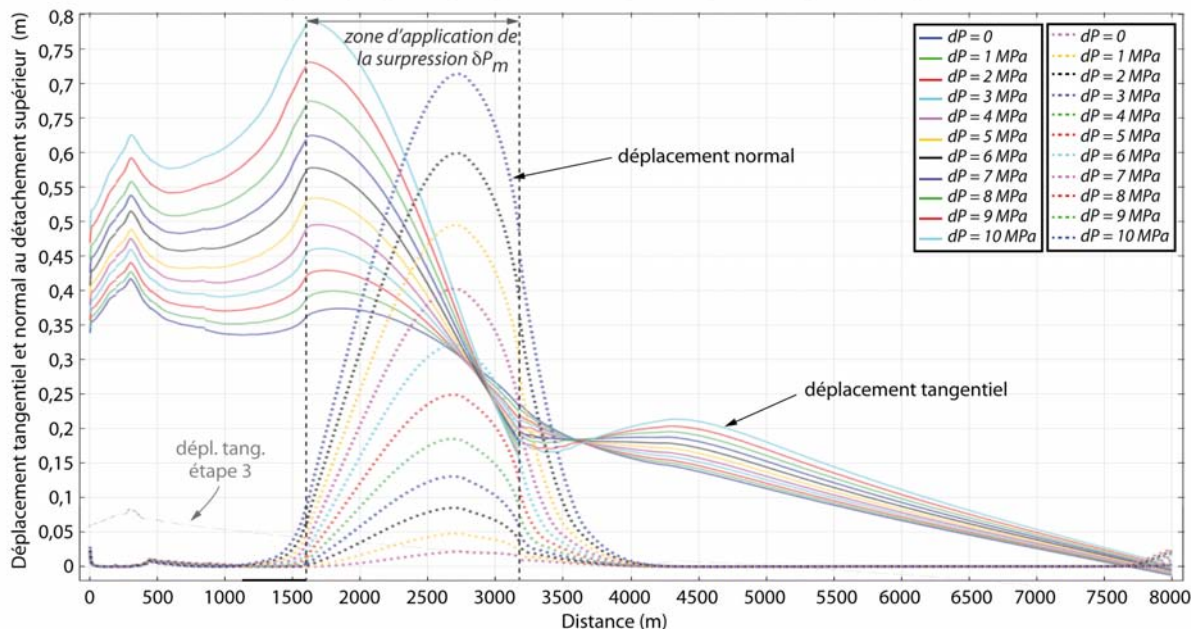


Figure V.18 : Déplacements tangentiels (traits pleins) et normaux (pointillés) sur le détachement supérieur calculés pour les différentes valeurs de dP_m introduites dans le modèle.

Cas 4 – Paramètres de friction nuls – Surpression magmatique 5 MPa – Etude paramétrique

Le quatrième cas constitue l'étude finale de nos simulations. Il modélise l'injection d'un sill par incréments successifs et introduit des paramètres de friction nuls associés à une surpression magmatique de 5 MPa, appliquée selon la normale de la zone du sill considérée. La figure V.19 montre que le critère de Coulomb n'est pas vérifié le long du détachement, pour chaque étape de calcul, attestant que la solution finale se situe bien à l'équilibre.

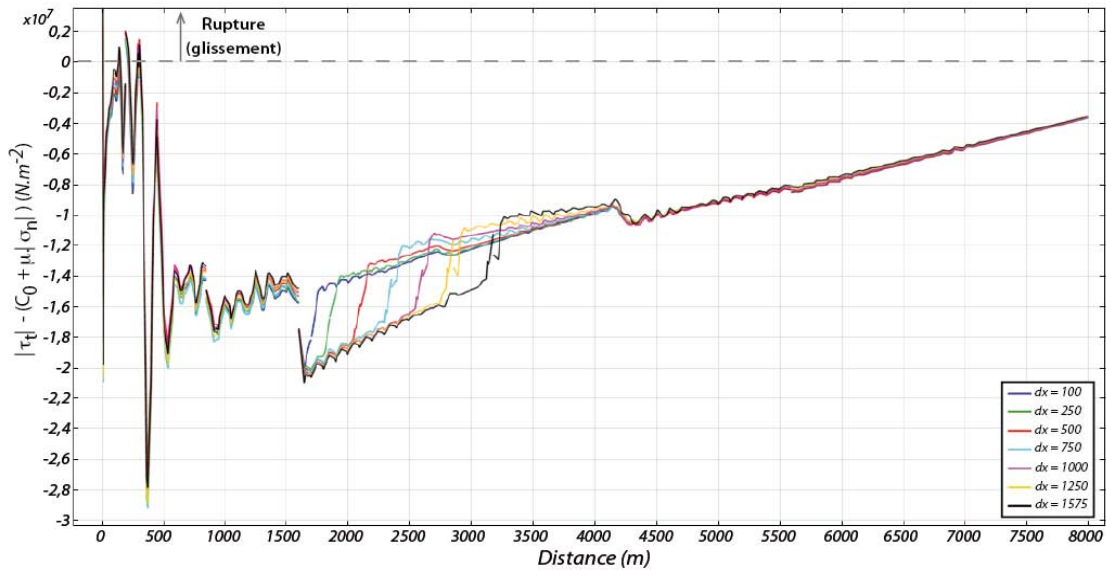


Figure V.19 : Vérification du critère de Coulomb pour les différents incréments de distance du cas 4.

Malgré l'introduction d'une surpression, l'évolution du champ de déplacement tangentiel sur le détachement suit le même schéma qu'en l'absence de surpression, avec un premier maximum en $x = 320$ m, dans la zone à fort pendage du détachement, et un second maximum, de plus grande longueur d'onde dans la moitié amont du sill (Fig. V.20). Le modèle confirme également que l'amplitude des déplacements tangentiels et normaux augmente sur le détachement au fur et à mesure que le sill se propage. L'amplitude des déplacements tangentiels est toujours supérieure aux déplacements normaux, quel que soit l'incrément de longueur du sill considéré. D'autre part, ce modèle suggère que le maximum de glissement sur le sill se situe dans la moitié amont du sill et non au milieu du sill comme l'a suggéré Catry (2011). Pour une surpression de 5 MPa, nos résultats suggèrent enfin que le glissement peut atteindre un maximum de 60 cm sur un sill d'environ 1500 m de longueur (Fig. V.20).

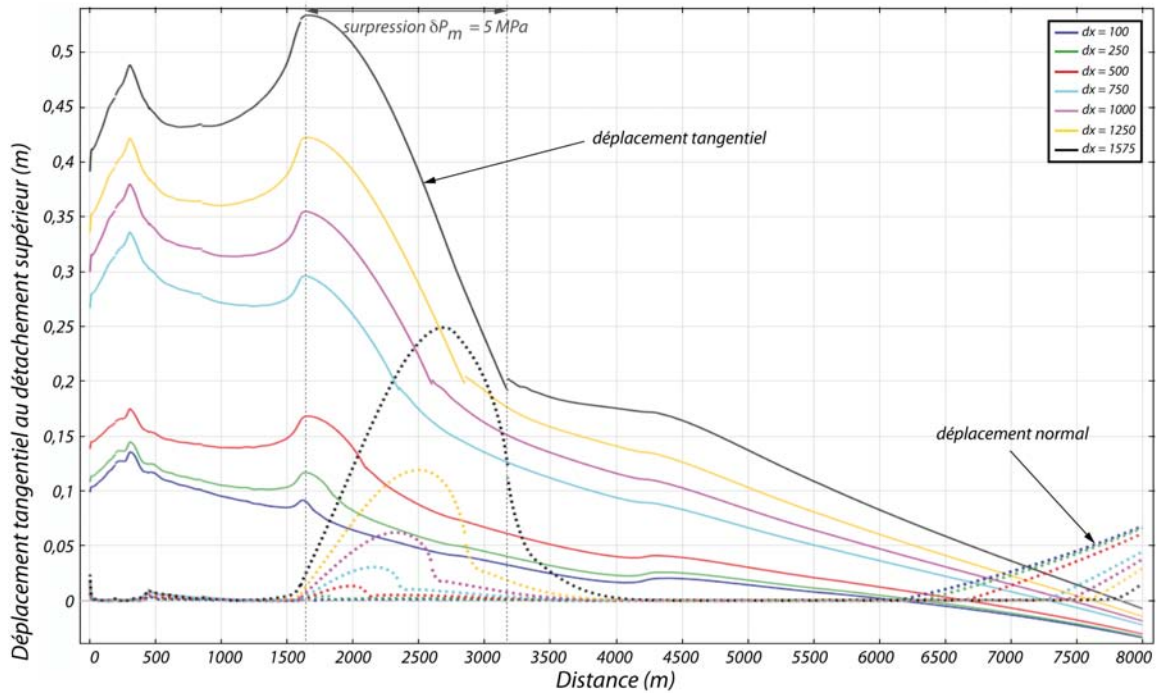


Figure V.20 : Déplacements tangentiels (traits pleins) et normaux (pointillés) le long du détachement supérieur calculés pour les incréments de distance successifs au cours du cas d'étude 4 (surpression magmatique 5 MPa).

Le champ de déplacement dans l'édifice associé à la propagation du sill atteint des valeurs maximum de près de 50 cm près du sill et à proximité de la surface. A l'aplomb du sill, la déformation de surface possède une composante en uplift dominante mais également une composante horizontale non négligeable (Fig. V.21). Le champ de déplacement en surface possède des similitudes frappantes avec les déformations enregistrées au Piton de la Fournaise en avril 2007 (Froger *et al.*, *in prep*) et cet aspect sera discuté plus loin.

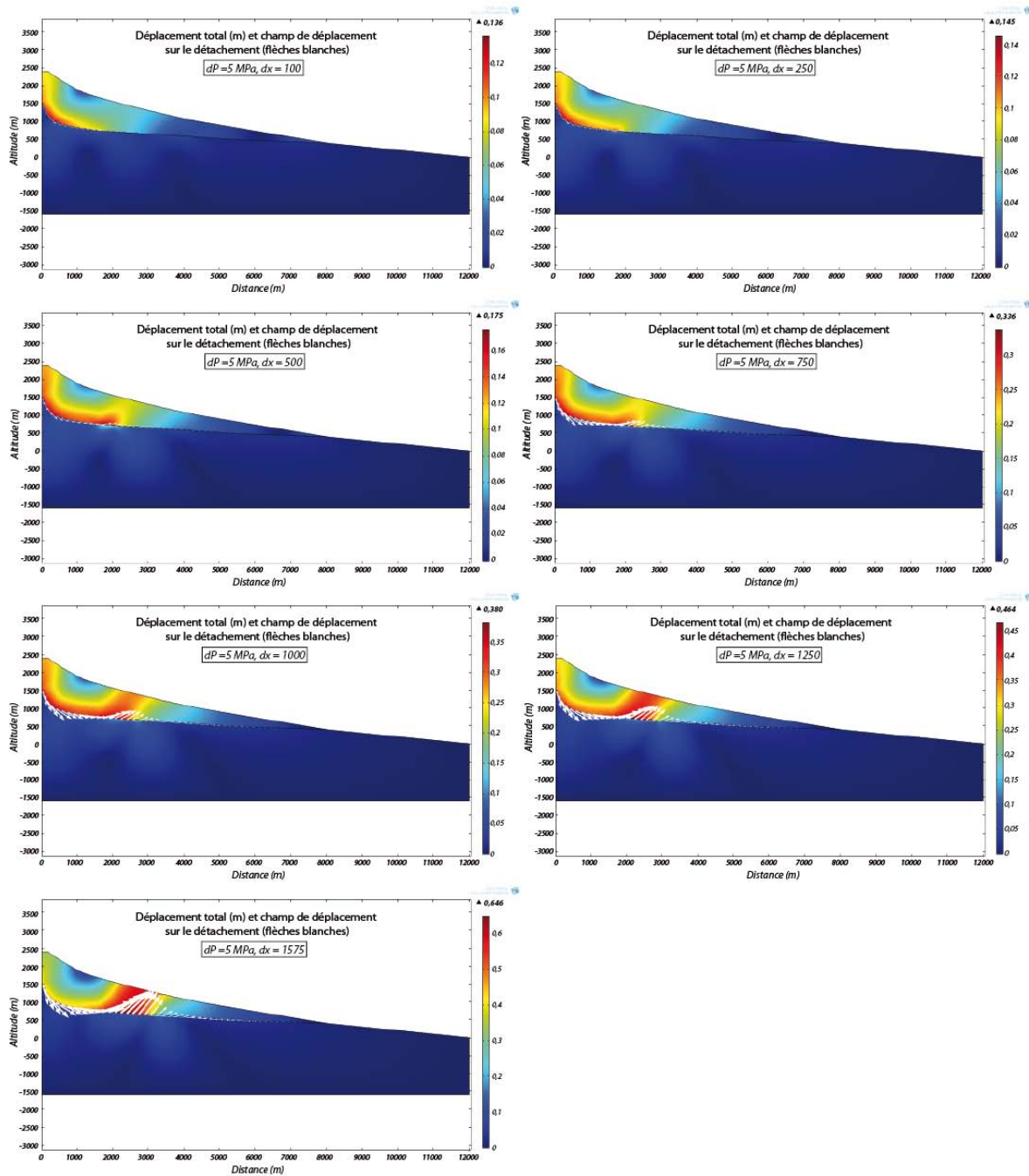


Figure V.21 : Champ de déplacement total sur l'ensemble de la géométrie et vecteur déplacement sur le détachement supérieur associé à la mise en place progressive du sill au cours du cas d'étude 4. Le vecteur déplacement se décompose en une composante normale générée par la surpression magmatique et une composante tangentielle.

Nos résultats montrent que l'introduction d'une surpression au sein d'une zone sans friction augmente l'amplitude des déplacements tangentiels sur le détachement dans tous les cas considérés. Ceci atteste que, si la surpression induit l'apparition d'une composante normale au vecteur déplacement sur le détachement (Fig. V.20, Fig. V.21), elle favorise également le glissement le long de ce dernier. Ceci est illustré par la figure V.22, représentant le glissement

différentiel sur le détachement entre le cas d'étude 2 (sans surpression) et le cas présent (cas 4, avec surpression). Excepté pour les incréments de distance $dx = 500$ m et $dx = 750$ m où le différentiel est légèrement négatif (cela n'est pas expliqué à l'heure actuelle), le glissement est toujours plus important sur le détachement lorsque l'on introduit une surpression. La différence de glissement n'est pas maximale au niveau du sill lui-même mais en amont, dans la zone à fort pendage du plan de faiblesse, où elle peut atteindre plus de 15 cm. Au niveau du sill, l'influence de la surpression sur le glissement se fait sentir à partir d'une longueur de sill d'environ 1000 m avec une différence d'environ 5 cm entre les amplitudes de glissement.

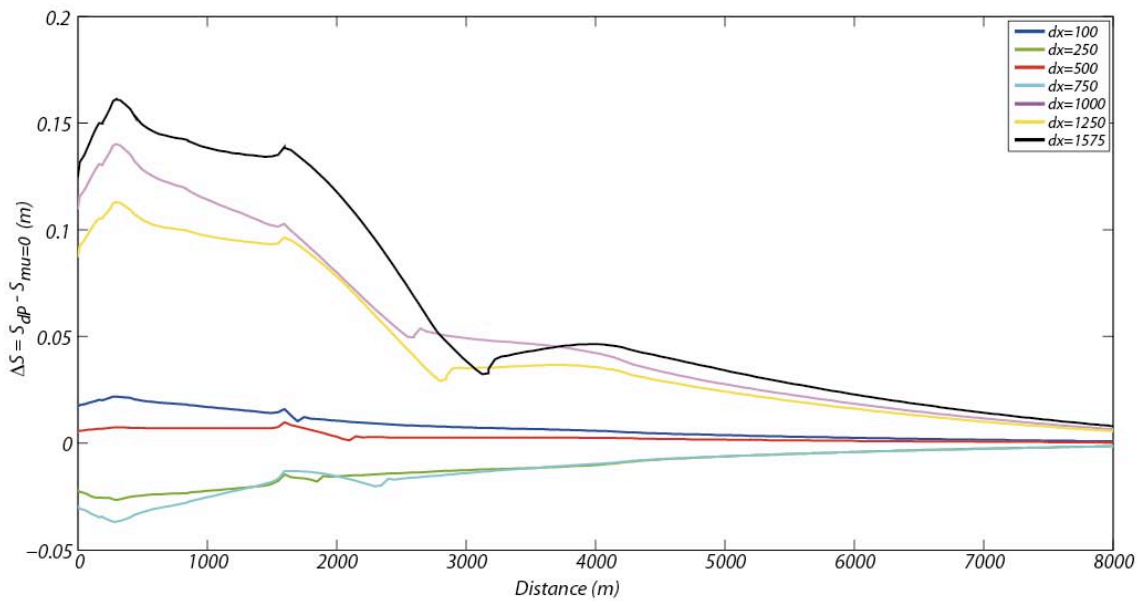


Figure V.22 : Déplacement tangentiel ΔS différentiel entre les cas d'étude 2 et 4 montrant la capacité d'un sill en surpression à générer du glissement sur le détachement. S_{dp} correspond au déplacement tangentiel sur le détachement dans le cas 4 (friction nulle sur le détachement et surpression) et $S_{\mu=0}$ est le déplacement tangentiel sur le détachement dans le cas 2 (friction nulle sur le détachement et absence de surpression).

L'injection d'un sill dans le plan de détachement se fait donc en tension-cisaillement et le glissement est favorisé par la surpression dans le sill. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de Catry (2011) et suggèrent qu'il est physiquement possible de générer du glissement au niveau d'un plan de faiblesse mécanique au sein d'un édifice volcanique, par l'intrusion d'un sill en surpression au sein de cette discontinuité. Ces modélisations s'accordent donc avec notre modèle conceptuel proposé dans le chapitre III, suggérant que les sills, en s'intrudant dans le détachement, favorisent le glissement du flanc de l'édifice. Cependant, ces modèles semblent également montrer la forte influence du plan de faiblesse lui-même sur le

glissement du flanc. Il est donc important de caractériser l'effet du sill uniquement, dans un modèle où le plan de détachement n'est pas pris en compte.

V.2.3.2. Déplacements associés à l'injection d'une intrusion subhorizontale dans un édifice sans détachement.

Pour réaliser ces modèles, nous avons utilisé une géométrie identique aux modèles précédents, ainsi qu'un maillage et des propriétés mécaniques et rhéologiques similaires. La surface séparant les deux sous-domaines inférieurs et supérieurs a été conservée mais une condition de continuité, assurant la continuité physique de part et d'autre du plan, a été appliquée (Fig. V.23). Cette condition est appliquée partout sur la surface, excepté sur la zone d'injection de l'intrusion où la condition de contact a été conservée. Les étapes de construction 1 et 2 du modèle sont donc restées inchangées. Nous présenterons ici les résultats de deux types de simulation.

(1) Une simulation où l'intrusion est assimilée à une zone sans friction ($\mu = 0$, $C_0 = 0$, traction = 0) et sans surpression et se propage par incréments de distance successifs (étude paramétrique). Cette simulation est l'équivalent « sans détachement » du cas d'étude 2 du paragraphe précédent et sera donc nommée « Cas 2b ».

(2) Une simulation où l'intrusion est assimilée à une zone sans friction, soumise à une surpression de 5 MPa et où l'intrusion se propage par incréments de distance successifs. Cette simulation est l'équivalent du cas d'étude 4 et sera nommée « Cas 4b ».

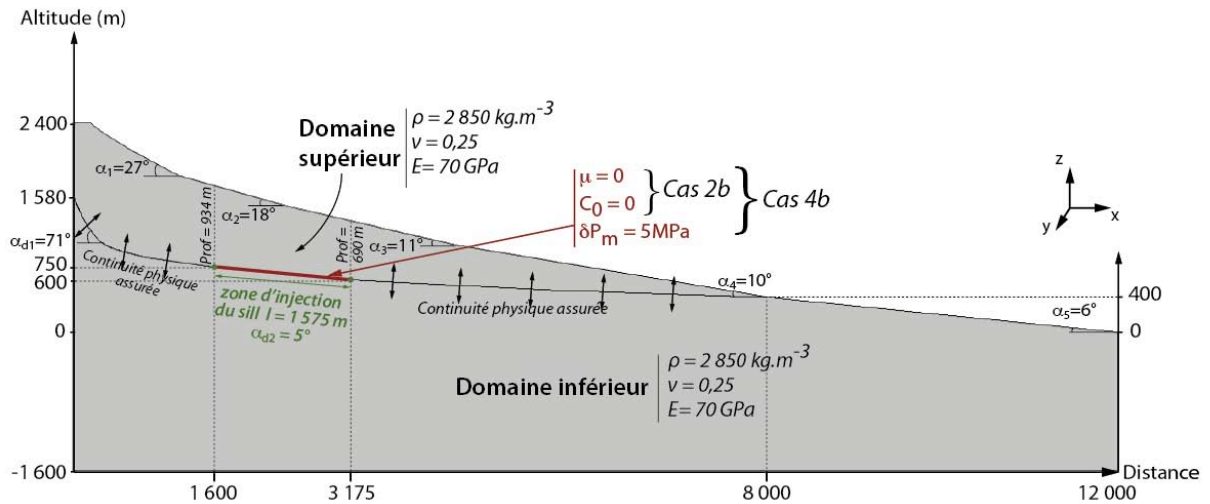


Figure V.23 : Géométrie et paramètres physiques du modèle simulant l'injection d'une intrusion subhorizontale dans un édifice « sans détachement ».

Cas 2b - Paramètres de friction nuls – Pas de surpression – Etude paramétrique

Pour ce cas d'étude, l'intrusion est considérée comme une zone ayant des paramètres de friction nuls et sans surpression. Tout comme pour les cas d'étude précédents, la vérification du critère de Coulomb permet d'appréhender la stabilité mécanique de notre modèle. La condition de rupture est atteinte sur une longueur d'environ 100 m le long de l'intrusion, quelle que soit la longueur totale de cette dernière (Fig. V.24). Le modèle n'est donc pas à l'équilibre à l'état final sur cette partie de la géométrie. Ceci peut être lié à un effet de bord relatif au changement de conditions aux limites entre l'intrusion (condition de contact où le glissement est permis) et le reste de la discontinuité séparant les deux sous-domaines (condition de continuité interdisant le glissement). Cet effet devra être corrigé dans les futurs modèles où il faudra certainement modifier les conditions aux limites à proximité de l'intrusion. Cependant, pour une longueur maximale de l'intrusion (1575 m), la zone instable est relativement petite et nous négligerons donc cet effet dans la suite de la discussion.

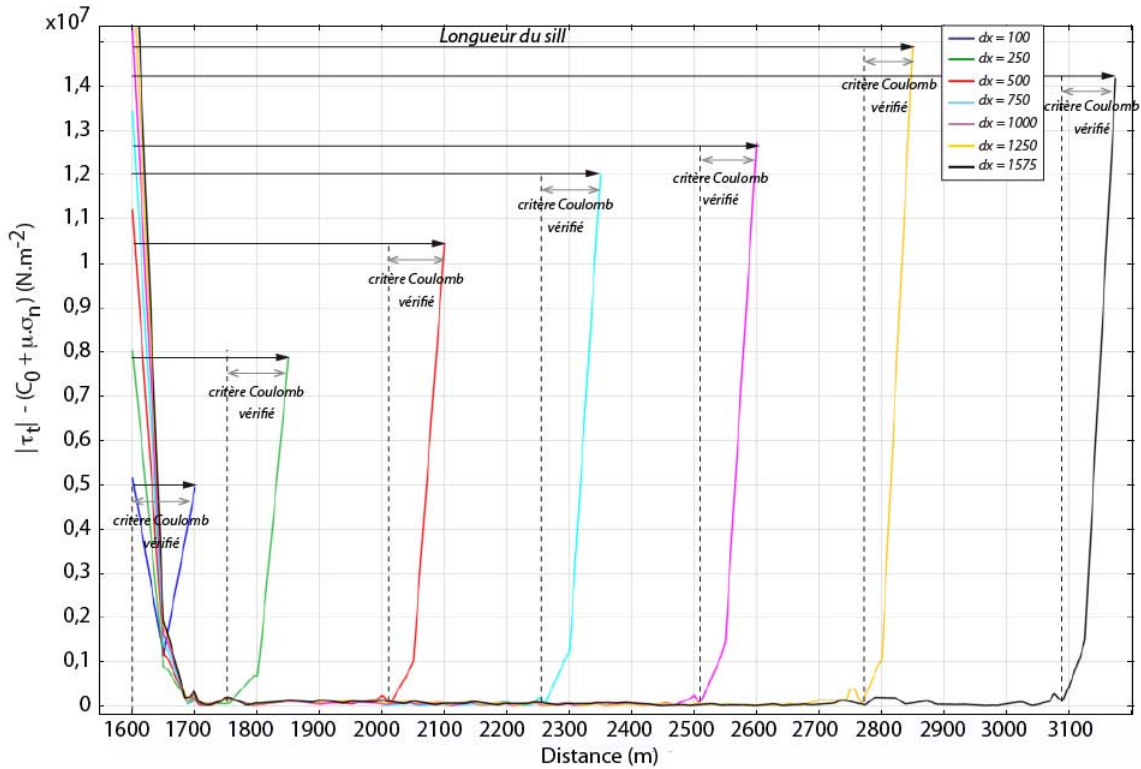


Figure V.24 : Vérification du critère de Coulomb sur les longueurs d'intrusion successives du modèle. Le critère de Coulomb se vérifie sur une longueur d'environ 100 m à la terminaison du sill et implique une instabilité mécanique.

Ce cas d'étude montre que le glissement associé à la mise en place d'une intrusion subhorizontale sans surpression tend à augmenter de manière régulière au cours de la propagation de l'intrusion (Fig. V.25.a). Le champ de déplacement tangentiel est symétrique et centré au milieu de l'intrusion où le maximum de déplacement est observé. Pour la longueur maximum de l'intrusion, la valeur maximale de déplacement tangentiel atteint environ 11 cm. Cette valeur est plus de deux fois plus faible que le déplacement tangentiel calculé au cours de l'étape 2 qui atteignait 28 cm. Les déplacements normaux sont proches de zéro sauf aux extrémités de l'intrusion où leur amplitude augmente, probablement à cause des effets de bords cités plus haut qui favorisent la déformation subverticale du domaine.

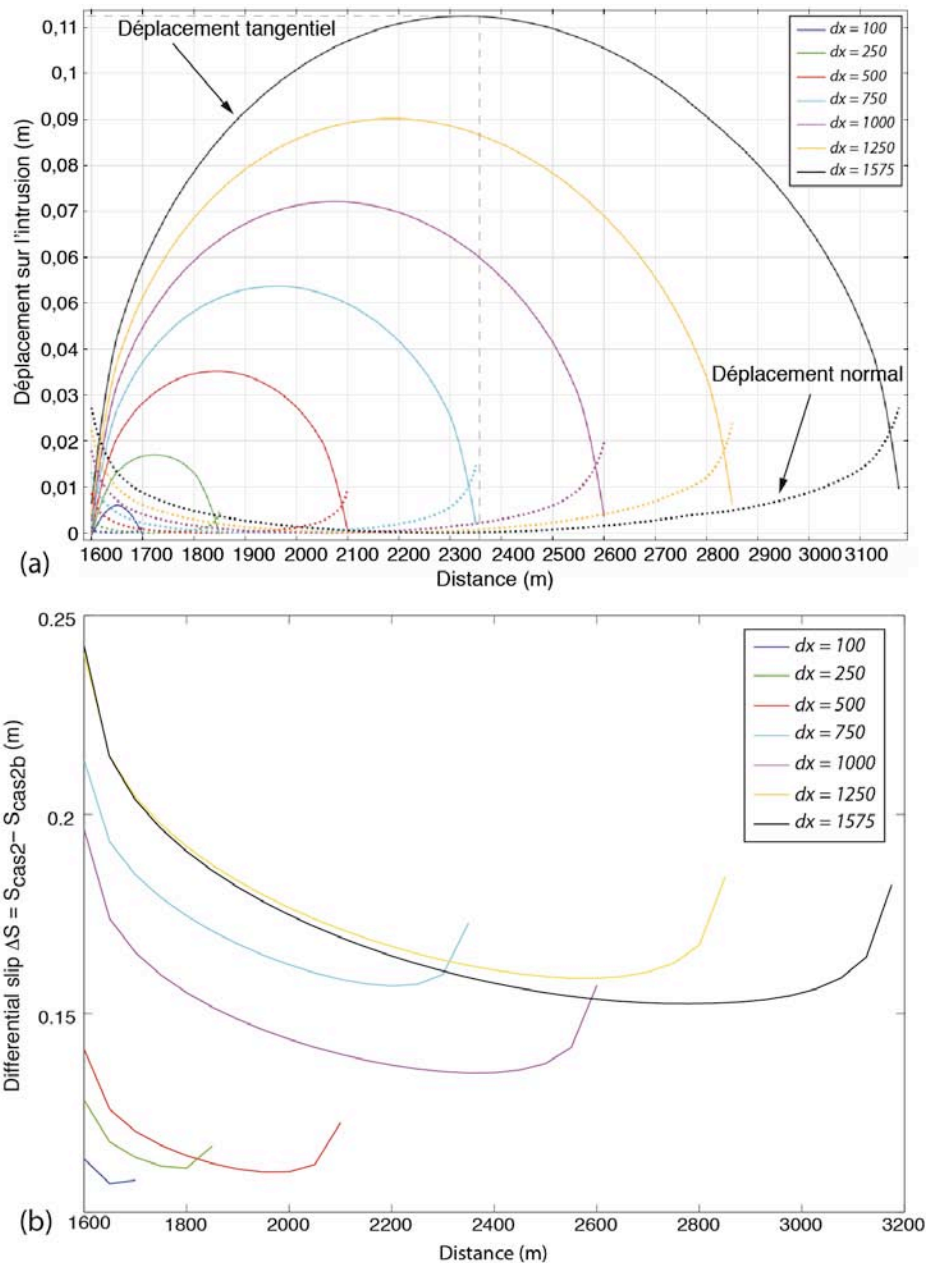


Figure V.25 : **(a)** Déplacements tangentiels et normaux sur l'intrusion aux différents incréments de distance pour le cas d'étude 2b. L'amplitude des déplacements tangentiels maximum est d'environ 11 cm alors que les déplacements normaux sont proches de zéro. **(b)** Glissement différentiel ΔS sur l'intrusion entre le cas d'étude 2 (S_{cas2}) et le cas d'étude 2b (S_{cas2b}) montrant la contribution relative du détachement en tant que surface de friction sur le glissement au niveau de l'intrusion.

La figure V.25.b représente la différence entre les déplacements tangentiels calculés sur la zone de l'intrusion au cours du cas d'étude 2 (qui considère la présence d'un plan de faiblesse dans l'édifice et d'une intrusion sans surpression) et au cours de l'étape 2b (action de l'intrusion seule). Elle montre que la contribution de l'intrusion subhorizontale dans le glissement augmente vers l'aval mais ne surpasse jamais la contribution du plan de faiblesse (ce qui

impliquerait un différentiel négatif). A partir de ces résultats et des amplitudes de glissement déterminés au cas 2, il est possible de montrer que, dans nos modèles impliquant l'existence d'un détachement, la contribution relative d'une intrusion subhorizontale sans surpression dans le glissement représente 30 à 40% du glissement total calculé sur la zone intrudée.

Cas 4b - Paramètres de friction nuls – Surpression magmatique 5 MPa – Etude paramétrique

Dans ce dernier cas d'étude, une surpression de 5 MPa est appliquée sur la zone de l'intrusion. La vérification du critère de Coulomb montre que, comme dans le cas 2b, la zone terminale de l'intrusion se situe en rupture (Fig. V.26). Cette caractéristique peut être liée au effet de bord à la terminaison de l'intrusion devra être corrigée au cours de futurs travaux.

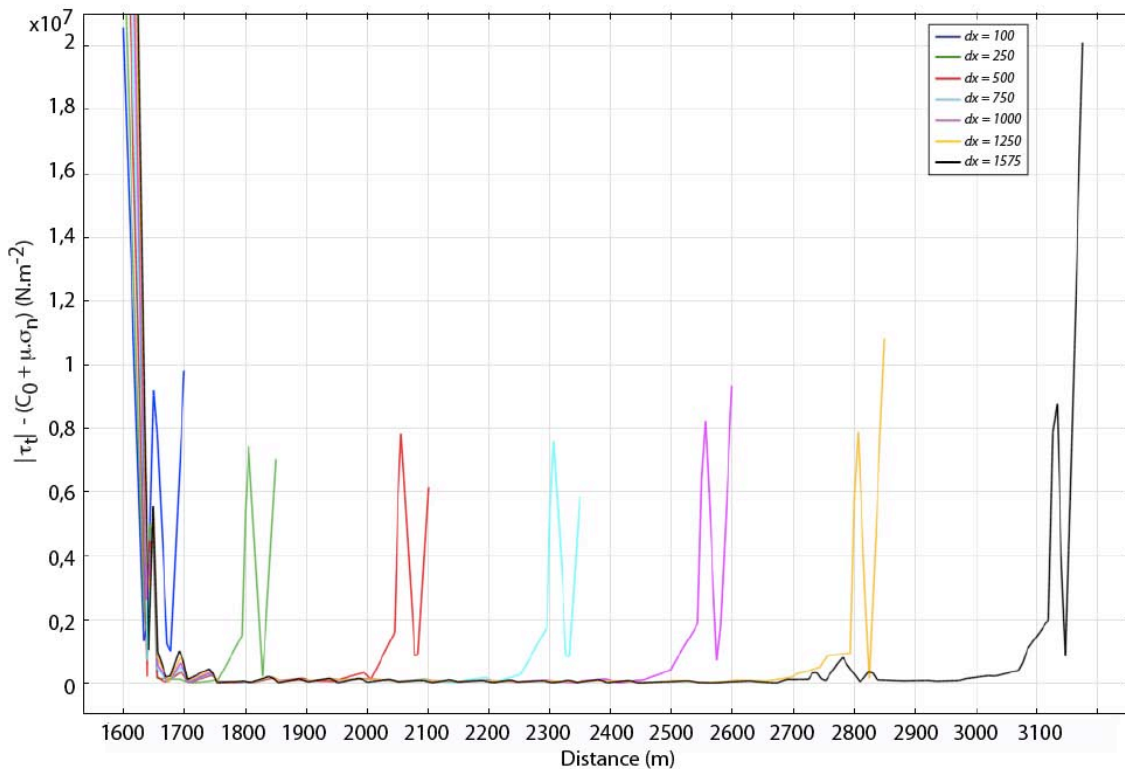


Figure V.26 : Vérification du critère de Coulomb sur l'intrusion subhorizontale pour les différents incréments de distance. Comme pour le cas 2b, ce critère est vérifié sur une petite longueur d'intrusion et implique une instabilité mécanique dans cette zone.

L'application d'une surpression modifie le champ de déplacement sur l'intrusion. En effet, les déplacements tangentiels ne sont plus symétriques ni centrés par rapport à l'intrusion. Le maximum de glissement se produit à présent dans la partie amont de l'intrusion (Fig. V.27.a). Le maximum de glissement, de 16,5 cm environ est atteint pour une longueur maximale d'intrusion. Cette valeur est supérieure au glissement induit par une intrusion sans surpression

(cas 2b) mais bien inférieure au glissement calculé dans le cas 4 (54 cm). Cette simulation suggère qu'en l'absence de plan de faiblesse dans l'édifice, une intrusion subhorizontale en surpression est capable à elle seule de générer du glissement.

D'autre part, les déplacements normaux associés à la surpression sont également décentrés par rapport au centre de l'intrusion, en accord avec les observations du cas 4. En revanche, l'amplitude des déplacements normaux tend à surpasser celle des déplacements tangentiels dans la partie aval de l'intrusion pour toutes les longueurs d'intrusion considérées. L'amplitude maximale de déplacement normal à l'intrusion est de 24 cm, identique à celle calculée au cours du cas 4.

La figure V.27.b représente la différence entre les déplacements tangentiels calculés sur la zone de l'intrusion au cours du cas d'étude 4 et au cours de l'étape 4b (action de l'intrusion seule). Elle montre que la contribution d'une intrusion en surpression augmente vers l'aval de l'intrusion bien que cette dernière ne surpasse jamais la contribution du détachement.

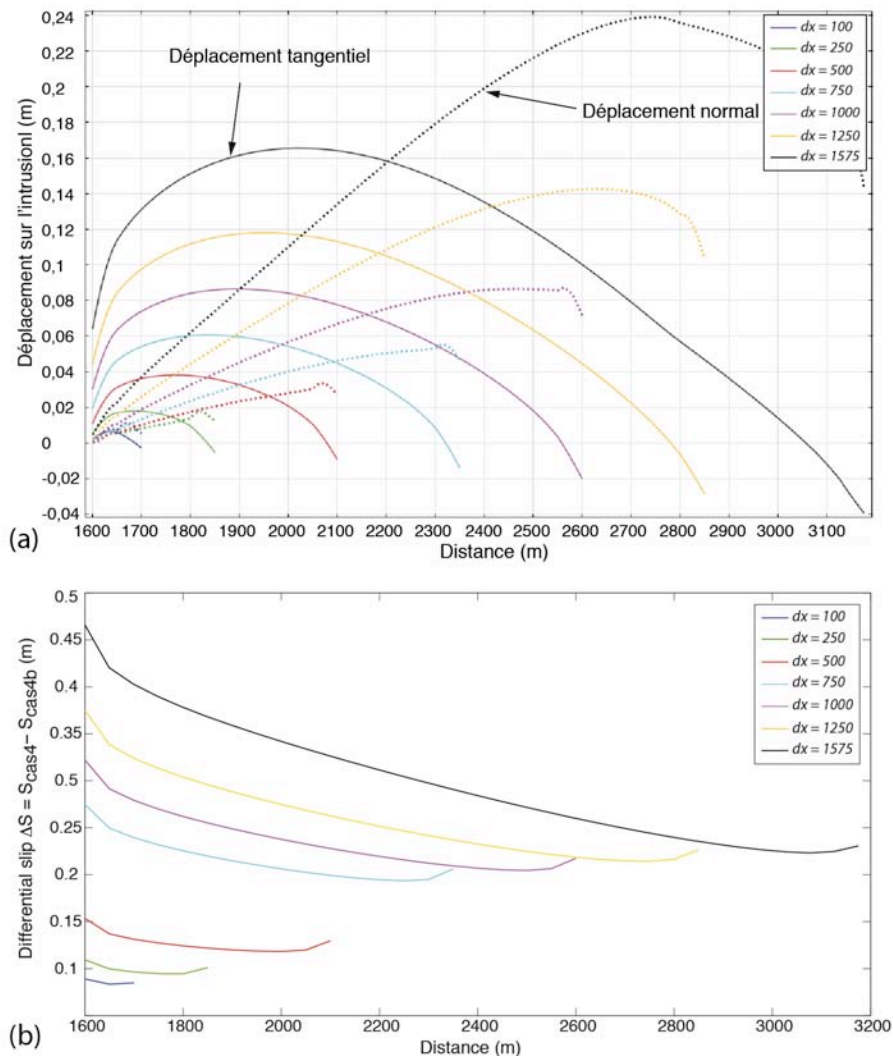


Figure V.27 : (page précédente): **(a)** Déplacements tangentiels et normaux sur l'intrusion pour les différents incréments de distance du cas 4b. **(b)** Glissement différentiel sur l'intrusion entre le cas d'étude 4 et le cas d'étude 4b montrant la contribution relative du détachement en tant que surface de friction sur le glissement au niveau de l'intrusion.

Enfin, la figure V.28 représente la différence de glissement calculé sur l'intrusion, entre les cas 4b et 2b. Elle quantifie donc l'influence relative de la surpression sur le glissement. On remarque que l'effet de la surpression sur les déplacements tangentiels est dominant dans la partie amont de l'intrusion alors que c'est l'absence de friction et de cohésion qui contrôle le glissement dans sa partie aval. Plus la taille de l'intrusion augmente, plus l'influence de la surpression domine sur une grande distance. Sur la plus grande longueur d'intrusion, le glissement maximum induit par la seule surpression est d'environ 8 cm, correspondant à près de 50% du glissement maximum total calculé sur la zone (16,5 cm). Cette contribution relative diminue jusqu'à 20-30% lorsque la taille de l'intrusion décroît.

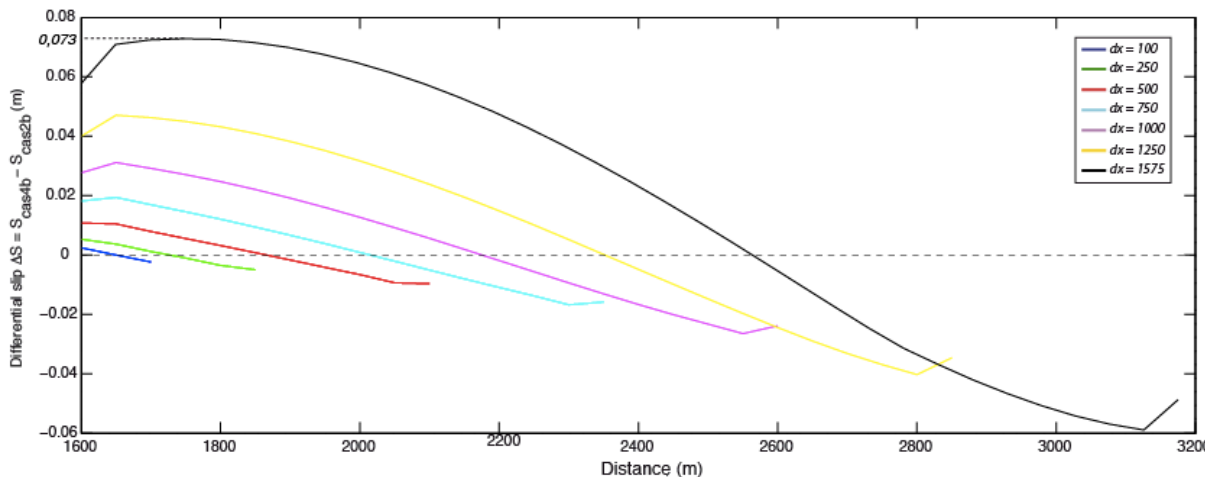


Figure V.28. : Glissement différentiel ΔS calculé à chaque incrément de longueur d'intrusion entre les cas 2b (sans surpression, S_{cas2b}) et 4b (avec surpression, S_{cas4b}). L'effet de la surpression sur le glissement s'observe dans la partie supérieure de l'intrusion.

V.3. Discussion et conclusion

Nos modèles testent la capacité d'un sill ou d'une intrusion à faible pendage externe à générer du glissement dans l'édifice. Ces modèles impliquent l'existence ou non d'un plan de faiblesse interne. Les premiers tests montrent la difficulté d'obtenir des géométries initiales stables (numériquement et mécaniquement) lorsque de faibles valeurs de cohésion et de friction

sont appliquées sur le détachement (cf. Figs V.10. et V.11). Ce problème trouve une cohérence vis à vis des observations naturelles réalisées à La Réunion. En effet, au Piton des Neiges, la mise en évidence de déplacements ductiles inter-intrusifs sur le détachement de Salazie (*Famin et Michon, 2010*) suggère que l'édifice est déjà dans un état d'instabilité avant même la mise en place de sills. Au Piton de la Fournaise, le glissement continu du flanc est depuis l'éruption d'avril 2007 (*Froger et al., in prep ; Brenguier et al., 2012*) est également en accord avec cette interprétation.

Dans nos modèles, définis à l'équilibre, la convergence vers un état de stabilité numérique est essentielle pour la validité de la solution calculée. C'est pourquoi nous avons utilisé des valeurs de propriétés mécaniques garantissant de faibles déplacements et une solution numérique stable. Ces simulations explorent donc les déformations de l'édifice avec des propriétés mécaniques de la roche à court terme (co-intrusif) qui sont probablement surestimées sur le long terme (inter-intrusif).

Nos modèles numériques calculent des déplacements tangentiels importants sur le détachement, avec ou sans introduction de surpression. Ils suggèrent également que la surpression d'un sill contribue à environ 30% des déplacements tangentiels sur le détachement. Ces résultats étayent donc notre interprétation suggérant l'existence d'une composante tangentielle lors de l'ouverture des sills, i.e. que les sills génèrent du glissement lors de leur mise en place. Ce résultat implique alors que les sills ne peuvent être utilisés pour déterminer l'orientation de la contrainte principale minimum σ_3 .

Les modèles introduisant une surpression de sill de 5 MPa engendrent un glissement de l'ordre de 50 cm sur le détachement et des déplacements totaux du même ordre de grandeur en surface. La composante de déplacement horizontal en surface atteint des amplitudes maximales de 45 cm (Fig. V.29).

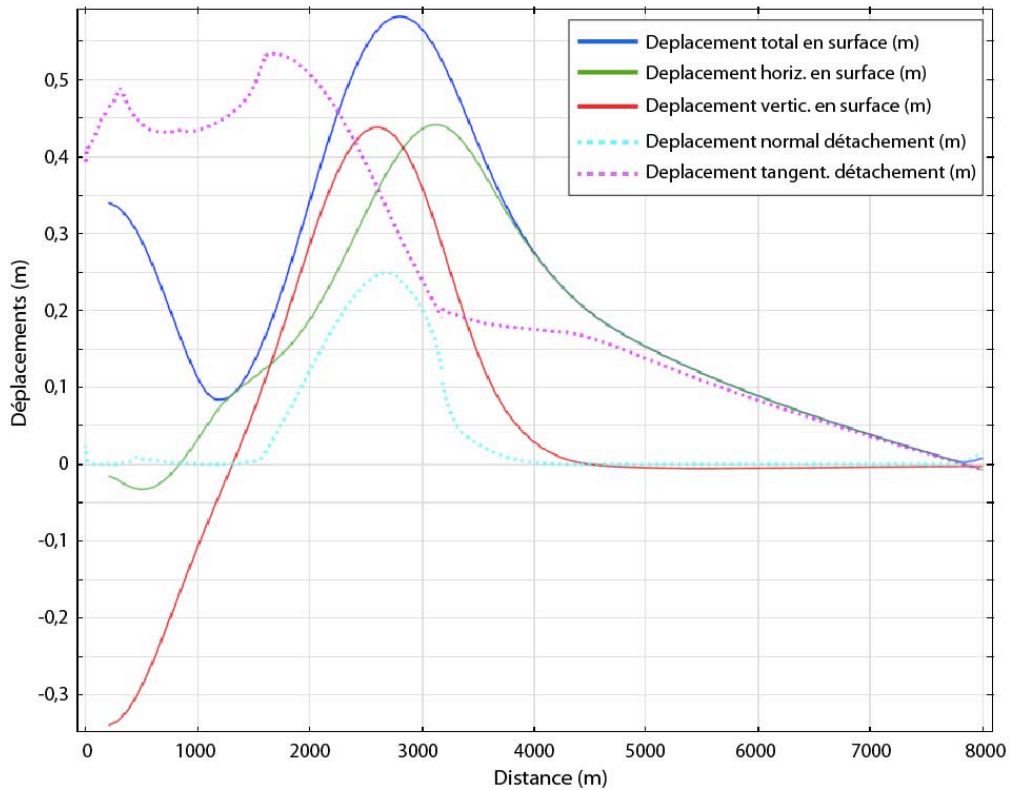


Figure V.29 : Déplacements calculés en surface du domaine pour une surpression de sill de 5 MPa, et déplacements normaux et tangentiels associés sur le détachement. Une surpression de 5 MPa induit une ouverture maximale de 25 cm.

L'ouverture maximale (i.e. déplacement normal) du sill est d'environ 25 cm pour une surpression de 5 MPa. Or, l'épaisseur moyenne des intrusions subhorizontales mesurées au Piton des Neiges est d'environ 65 cm (Fig. V.30.a). Ceci suggère que les valeurs de surpression employées dans nos modèles sont probablement plus faibles que celles qui engendrent les intrusions subhorizontales au Piton des Neiges. Des ouvertures proches de 65 cm sont en revanche obtenues avec des valeurs de surpression de 9-10 MPa (Fig. V.30.b). Les valeurs de surpression considérées dans la littérature se situent entre 1 et 10 MPa et sont généralement utilisées pour la modélisation d'intrusions subverticales. Nos résultats suggèrent donc que les valeurs de surpression à considérer pour les sills se situent à la limite supérieure de cette gamme de valeurs.

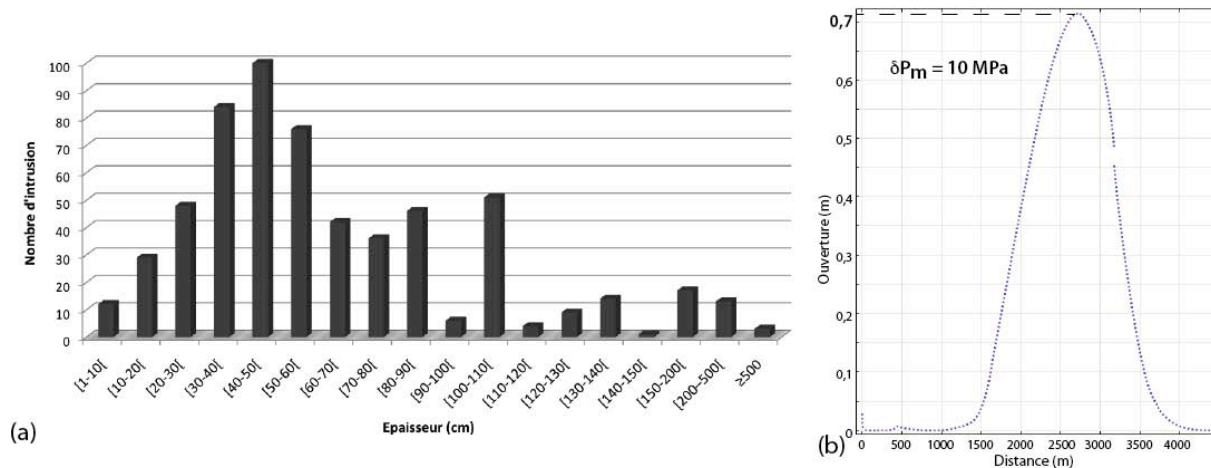


Figure V.30 : **(a)** Histogramme des épaisseurs des intrusions subhorizontales (à pendage $\leq 45^\circ$) du Piton des Neiges. **(b)** Une surpression de 10 MPa dans nos modèles induit une ouverture compatible avec les épaisseurs moyennes des intrusions subhorizontales (70 cm).

Nos modèles peuvent-ils reproduire les déplacements de surface enregistrés au Piton de la Fournaise ? Sur cet édifice, la déformation de surface associée à l'éruption distale d'avril 2007 (éruption à océanites) semble compatible avec la mise en place d'une intrusion à faible pendage externe (Froger et al., 2010 ; Got et al., soumis ; Froger et al., in prep). Au cours de cette éruption, le flanc est de l'édifice a subi une déformation horizontale d'une amplitude maximale de 1,4 m (Fig. V.2 et V.31.b). Le glissement se poursuit à l'heure actuelle au rythme de quelques centimètres par an (Brenguier et al., 2012). En prenant cette éruption comme cas de référence, des simulations préliminaires tentant de reproduire les déformations de surface (champ vectoriel et amplitude) associées ont été réalisées. L'orientation des vecteurs déplacement obtenus lors de ces simulations présente des similitudes intéressantes avec celles déterminés par les données GPS lors de l'éruption d'avril 2007 (Fig. V.31.). En effet une zone en subsidence, mise en évidence dans la partie sommitale du Piton de la Fournaise est également enregistrée dans nos modèles. Par ailleurs, le champs de déplacement de surface sur le flanc, entre 2300 et 6800 m est également bien reproduit par nos modèles. Néanmoins, plusieurs différences de tailles existent entre les résultats de nos simulations et les déplacements réels observés : d'une part, la zone montrant le plus fort déplacement horizontal entre 6000 et 7000 m, n'est absolument pas reproduite par nos modèles ; d'autre part la magnitude des déplacements de surface est très différente de celle observée au Piton de la Fournaise lors de cette éruption. Nos modèles semblent donc appuyer l'interprétation de Froger et al. (in prep), impliquant l'injection d'une intrusion subhorizontale pour cette éruption mais des processus plus complexes sont très certainement à envisager afin d'expliquer la géométrie du champ de déplacement de surface.

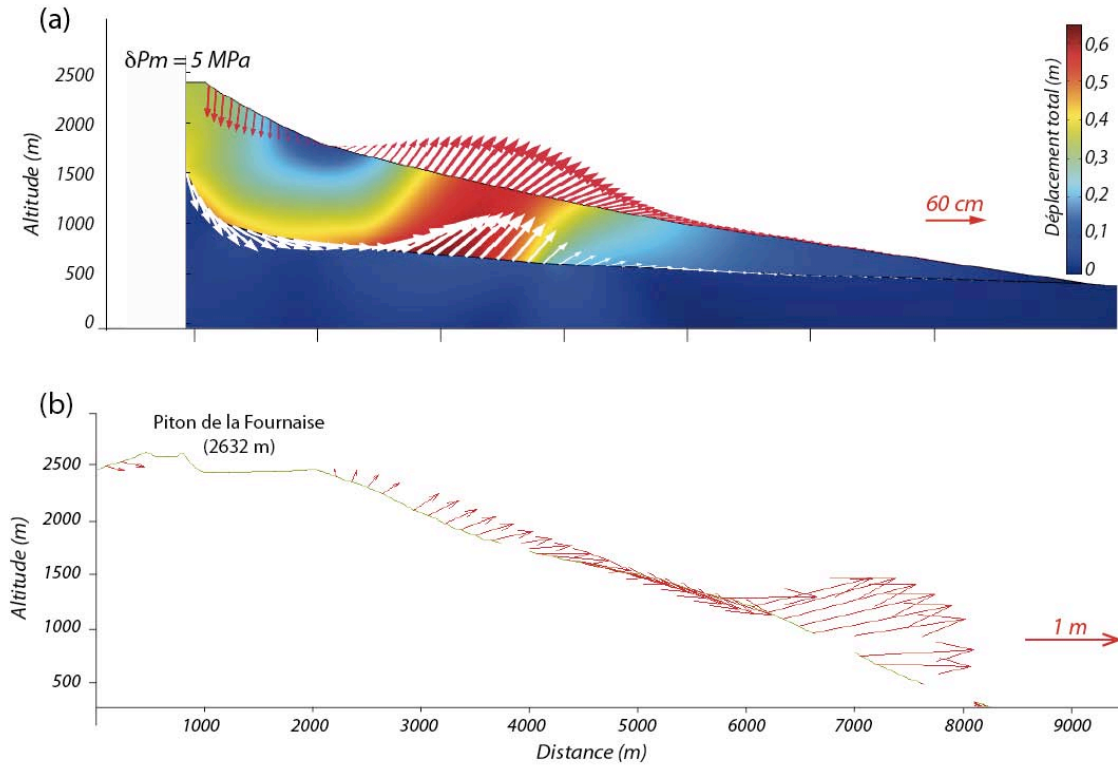


Figure V.31. : **(a)** Déplacement total et vecteurs déplacements (flèches rouges) à la surface du domaine pour une surpression de 5 MPa appliquée sur la zone du sill. Les flèches blanches représentent le vecteur déplacement sur le détachement. **(b)** Vecteurs déplacements co-intrusif (flèches rouges) à la surface du Piton de la Fournaise lors de l'éruption d'avril 2007 (d'après Froger et al., in prep).

Comme nous l'avons vu ci-dessus, l'amplitude des déplacements calculés pour des surpressions de 5 MPa est largement inférieure à celle mesurée au cours de l'éruption. Des simulations supplémentaires montrent que l'amplitude des déplacements est reproduite pour des valeurs de surpression de 18 MPa (Fig. V.32). Cette valeur est élevée par rapport aux surpressions magmatiques modélisées pour le Piton de la Fournaise (1,7-2,2 MPa, Peltier et al., 2008). Cependant, ces valeurs sont calculées pour des intrusions subverticales alimentant des éruptions sommitales et partant de profondeurs estimées entre 1900 et 2100 m (Peltier et al., 2008). Or, les éruptions distales du Piton de la Fournaise semblent associées à des intrusions subhorizontales (Froger et al., in prep.) trouvant leur source à des niveaux beaucoup plus profonds (2150-2450 m de profondeur ; Peltier et al., 2008). La propagation de ces sills requiert donc des valeurs de surpression plus élevées que les dykes superficiels.

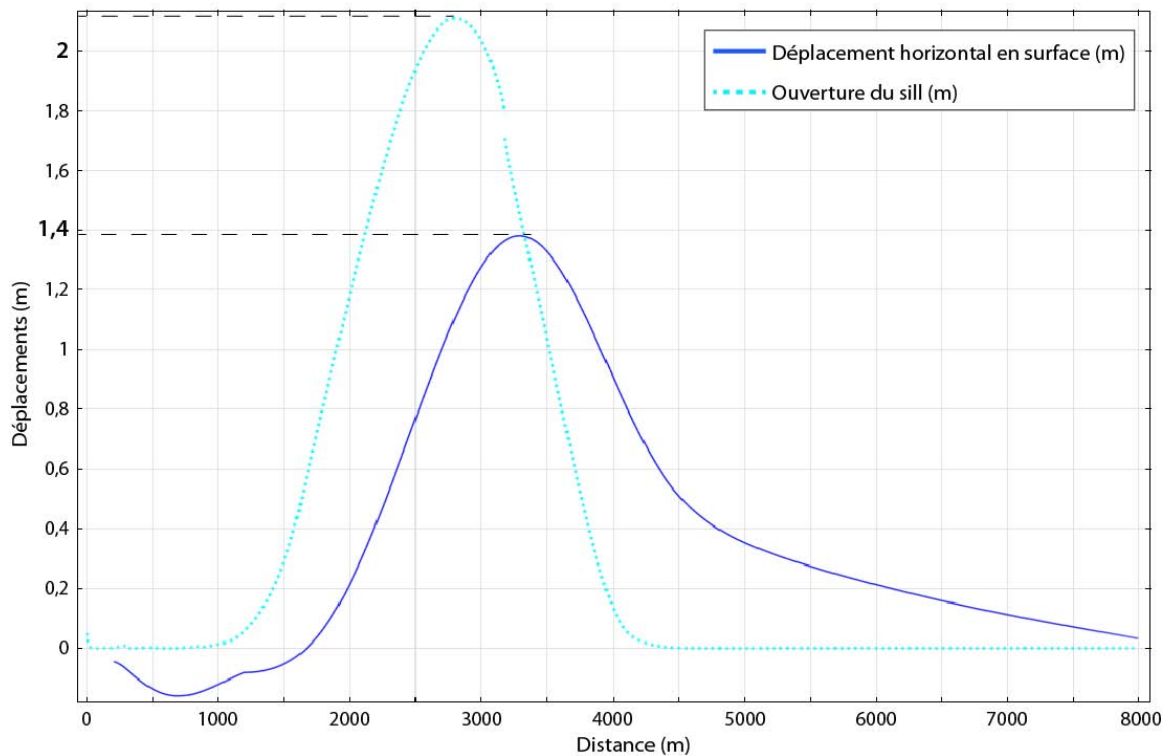


Figure V.32 : Déplacement horizontal de surface (trait plein) et déplacement normal sur le détachement (tirets) pour une surpression modélisée de 18 MPa. Cette simulation reproduit les amplitudes des déformations horizontales de surface lors de l'éruption d'avril 2007 mais implique une ouverture de sill trop importante par rapport aux observations de terrain.

L'ouverture maximale associée à une surpression de 18 MPa est supérieure à 2 m (Fig. V.32). Or, les intrusions subhorizontales d'océanite mesurées au Piton des Neiges ont des épaisseurs moyennes de 62 cm. Cette ouverture est reproduite avec des surpressions de 9 MPa dans nos simulations. Nos modèles, tels qu'ils sont définis aujourd'hui, arrivent donc à reproduire des vecteurs de déformation de surface comparables à ceux enregistrés sur le Piton de la Fournaise grâce aux méthodes géophysiques. Néanmoins, ils ne sont pas encore à même de reproduire les amplitudes de ces déplacements avec un sill aux caractéristiques géométriques similaires à celles observées sur le terrain.

En résumé, les résultats obtenus lors de cette étude numérique ont les implications majeures suivantes :

(1) ils suggèrent que les sills, associés à un plan de faiblesse mécanique, sont capables de générer du glissement à l'échelle de l'édifice et que leur contribution dans le déplacement tangentiel est d'environ 30%,

(2) ils apportent des arguments en faveur de l'occurrence de sills pour les éruptions distales du Piton de la Fournaise,

(3) ils permettent d'envisager des valeurs de surpression réalistes pour les intrusions de type sills (~10 MPa).

V.4. Améliorations à apporter aux modèles

Ces modèles permettent d'appuyer notre modèle conceptuel selon lequel les sills sont des facteurs d'instabilité dans un édifice volcanique. Cependant, ils présentent plusieurs limitations importantes que les travaux futurs devront considérer.

- L'approximation sur l'homogénéité et l'isotropie du milieu représente une limite de nos modèles. En effet, les différentes tomographies sismiques réalisées au Piton de la Fournaise et sur d'autres édifices volcaniques mettent en avant le caractère hétérogène et anisotrope des volcans, lié à l'empilement de coulées de lave, à la fracturation et à l'injection répétée d'intrusions magmatiques. Cette approximation se devra d'être levée lors de travaux ultérieurs où un modèle prenant en compte les hétérogénéités du milieu devra être réalisé.

- L'approximation d'un milieu élastique est également limitante car elle ne permet pas de rendre compte des phénomènes thermiques et du comportement à long terme de l'édifice. Il serait préférable d'utiliser une rhéologie élasto-visco-plastique plus adaptée à la modélisation du comportement des édifices volcaniques en prenant par exemple en compte l'effet de la relaxation des contraintes dans l'édifice.

- La modélisation du sill peut être rendue plus réaliste en prenant en compte les paramètres de viscosité et l'effet de la température associés à ce type de fluide (utilisation du module d'interaction fluide/solide de COMSOL).

- L'utilisation de modèles 2D est adéquate en première approximation seulement. Les futurs modèles prendront en considération une géométrie 3D. Des topographies réelles, comme celles du Piton de la Fournaise pourront également être utilisées.

- Enfin, les limitations associées aux conditions aux limites choisies (effets de bord) se devront d'être prises en comptes.

La validation physique de notre modèle de permutation des contraintes passe également par l'analyse de l'évolution du champ des contraintes associée à la mise en place d'une intrusion

subhorizontale. Observe-t-on une réorientation des contraintes suite au glissement induit par la mise en place d'un sill ? Ce nouveau champ de contraintes, s'il existe, est-il compatible avec la mise en place de dykes subverticaux dans la partie sommitale de l'édifice comme cela est observé au Piton de la Fournaise ? Les modèles, réalisés lors de futurs travaux, tenteront de répondre à ces questions. A l'heure actuelle, la réorientation des contraintes vers un régime extensif générée par le glissement sur le sill n'est pas observée car les conditions aux limites utilisées favorisent le glissement de tout le sous-domaine supérieur sur le détachement. La mise en évidence d'un champ de contrainte dans la zone sommitale reflétant l'effet de l'intrusion d'un sill sous le flanc nécessitera donc certainement la modification de certaines conditions aux limites sur la limite verticale au dessus du sill afin d'empêcher le glissement vertical sur cette bordure.

Enfin, la géométrie simplifiée utilisée ne permet pas de reproduire de manière satisfaisante la magnitude des déformations de surface observées au Piton de la Fournaise. Une seconde géométrie, prenant en compte la topographie réelle du flanc est du Piton de la Fournaise sera donc utilisée dans de futures simulations. Dans ce nouveau modèle, une frontière à faible pendage sera modélisée, prenant son origine sous le sommet, à environ 1500 m de profondeur (altitude estimée du réservoir magmatique du Piton de la Fournaise, *Peltier et al., 2008*) et recoupant la surface de l'édifice à environ 600 m d'altitude (altitude de la fissure éruptive d'avril 2007). L'ensemble de la géométrie sera dans un premier temps considéré comme homogène et isotrope puis complexifiée afin de prendre en considération l'anisotropie supposée du milieu.

CHAPITRE VI

*Synthèse générale
et conclusions*

Chapitre VI – Synthèse générale et conclusions

L'évolution des volcans boucliers basaltiques est ponctuée par des épisodes de déstabilisation en masse prenant la forme de grands glissements lents de flancs et d'effondrements latéraux rapides. Sur l'archipel d'Hawaii, l'origine de ces phénomènes d'instabilité est généralement attribuée à l'intrusion répétée de dykes dans les rift zones et à l'existence de grands plans de faiblesse à la base de l'édifice. Ce mécanisme a longtemps été généralisé à l'ensemble des volcans boucliers. Or, la multiplication des études sur des édifices tels que ceux des Canaries, des Galapagos ou de La Réunion montre l'existence d'une grande diversité de contextes géologiques régionaux, de géométries d'intrusions et de manifestations volcano-tectoniques. Cette pluralité va à l'encontre d'un modèle d'évolution unique des volcans boucliers

Par ailleurs, la majorité des études des volcans boucliers basaltiques se concentre sur des édifices actifs ou jeunes, peu érodés tels que le Kilauea, Tenerife, Fernandina ou le Piton de la Fournaise. Les phénomènes enregistrés en surface font alors l'objet d'interprétations sur les processus profonds et sur les structures internes. Or, sur ces édifices, ces structures ne peuvent pas être directement observées, si bien que leur existence et leur implication réelle dans le fonctionnement et la déformation du volcan demeurent interprétatives.

Au Piton des Neiges, l'intense érosion du massif permet l'accès direct à sa structure interne. L'étude de cet édifice se révèle donc être un atout majeur pour la compréhension des interactions profondes entre l'activité magmatique et les structures tectoniques et des processus favorisant l'instabilité sur ce type d'édifice. Ainsi, les travaux récents de Famin et Michon (2010) dans le Cirque de Salazie ont révélé l'existence d'un plan de détachement majeur en profondeur intrudé par une pile de sill épaisse, siège d'une intense déformation cisailante et d'une importante altération hydrothermale. Dans la continuité de ce travail, nous avons mené une étude de terrain intensive sur le Piton des Neiges et une modélisation numérique des comportements mécaniques des structures observées. Cette approche permet de proposer un modèle général d'évolution morpho-structural du Piton des Neiges, impliquant des interactions fortes entre dykes, sills, champs de contraintes et déstabilisations de flanc.

Après une synthèse des principaux résultats et des interprétations de notre étude, nous discuterons des implications générales du modèle proposé et des perspectives qui découlent de nos travaux.

VI.1. Les données de terrain : une relation entre intrusions, déformation et déstabilisation

VI.1.1. Deux rift zones perpendiculaires au Piton des Neiges

Nous observons deux zones d'intrusions préférentielles perpendiculaires dans les parties distales du Piton des Neiges :

- Une **rift zone N120-160°E** au Nord (La Montagne, Bras-de Sainte Suzanne), active entre 2,2 et 1,3 Ma. Elle possède une morphologie diffuse et évasée, différente des rift zones hawaïenne.
- Une **rift zone N°30°E** au Sud-Sud-Ouest (Etang-Salé), probablement active entre 2,5 Ma et 29 ka. Cette rift zone est étroite et rectiligne et possède une extension très marquée en mer (ride de l'Etang-Salé).

Nous interprétons ces rift zones comme la manifestation de la **réactivation de structures crustales** N120°E et N30°E autour de La Réunion au stade précoce de l'évolution du Piton des Neiges.

VI.1.2. Les intrusions subhorizontales dominant en profondeur

Dans les zones internes du Piton des Neiges (Cirques de Salazie et de Cilaos), les intrusions sont dominées par les sills et des dykes subhorizontaux qui représentent près de la moitié de notre jeu de donnée (Fig. VI.1). Ces intrusions peuvent se concentrer en « **sill zones** », sièges d'une importante **déformation** fragile et d'une **altération hydrothermale** intense. Trois sill zones sont clairement identifiées à la fois dans Salazie et dans Cilaos. Ces sills ont majoritairement un pendage externe, ce qui implique que le trajet du magma le moins énergétique n'est pas forcément le plus court chemin vers la surface.

L'existence d'une grande quantité de sills en profondeur contredit ainsi le modèle classique d'une mise en place du magma majoritairement sous forme de dykes subverticaux.

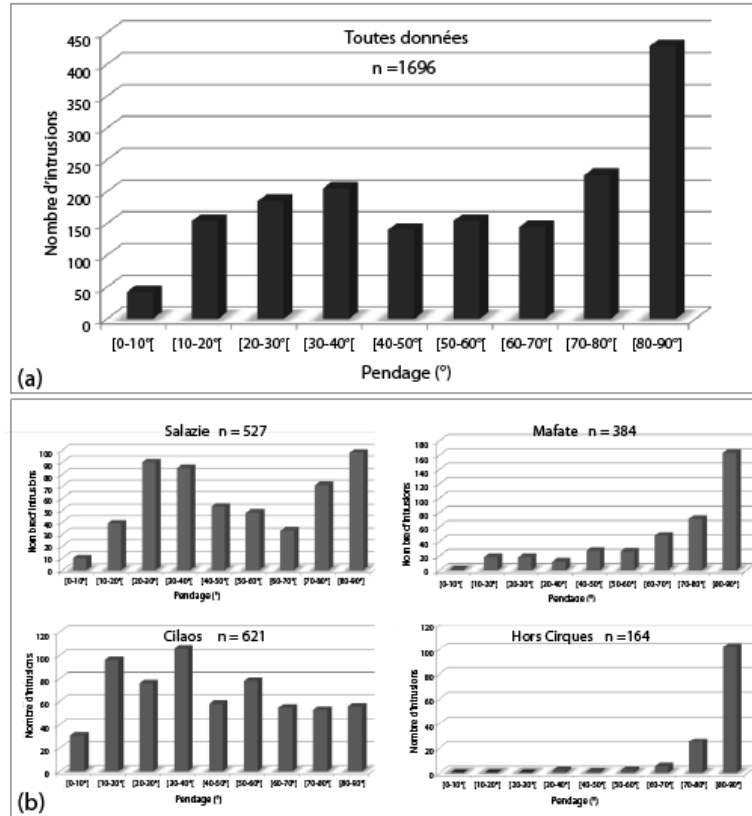


Figure VI.1 : Histogrammes des pentages des intrusions mesurées **(a)** sur l'ensemble du Piton des Neiges et **(b)** dans chaque Cirque et sur les flancs montrant la prépondérance des intrusions à faible pendage ($\leq 40^\circ$) dans Salazie et Cilaos, i.e. en dehors des rift zones.

VI.1.3. Trois directions d'intrusions perpendiculaires dans Salazie et Cilaos

Les intrusions subhorizontales coexistent avec deux groupes de dykes subverticaux perpendiculaires répartis sur l'ensemble de la surface des Cirques.

Ainsi, au Piton des Neiges, il existe **trois grandes directions d'intrusion perpendiculaires** (Fig VI.2.a):

- Des dykes subverticaux cohérents avec une direction de σ_3 **NNE-SSW à NE-SW**. Ce groupe de dykes est dominant dans Salazie, dans Mafate et hors des Cirques.

- Des dykes subverticaux compatibles avec une direction de σ_3 **WNW-ESE** à **NW-SE**. Ce groupe de dykes est dominant dans Cilaos et dans la ravine des Avirons (rift zone de l'Etang-Salé).
- Des intrusions **subhorizontales** sous forme d'intrusions isolées ou de **sills zones**.

Ces trois groupes d'intrusions perpendiculaires se recoupent mutuellement tout au long de l'histoire du Piton des Neiges. Une forte altération hydrothermale est enregistrée dans les zones à grande densité d'intrusions.

VI.1.4. Les déformations sont compatibles avec les directions d'intrusion et concentrées dans les zones d'injections

Les structures de déformation au Piton des Neiges sont majoritairement fragiles et se **concentrent dans les zones à forte densité d'intrusions, en association avec l'altération**. Ces structures affectent majoritairement les unités du **stade basique** et recoupent peu les formations différenciées.

- Les champs de contraintes déterminés sur l'édifice sont majoritairement extensifs. Nous mettons en évidence **deux extensions perpendiculaires** dans les trois Cirques :
 - une extension **NNE-SSW**, majoritaire dans Salazie,
 - une extension **WNW-ESE**, majoritaire dans Cilaos (Fig. VI.2.b-c).

Ces deux extensions sont compatibles avec les deux groupes de dykes subverticaux. Nous proposons que les extensions NNE-SSW et WNW-ESE aient constitué les champs de contrainte initiaux dans Salazie et Cilaos respectivement. Ceux-ci seraient principalement contrôlés par les structures crustales régionales bordant La Réunion.

- Dans les zones fortement intrudées (et dans les sill zones en particulier), notre étude a déterminé l'existence de régimes de contraintes **décrochants** et **compressifs** (Fig. VI.2.d). Ils présentent des **axes de contraintes parallèles aux axes des tenseurs extensifs** et aux axes de σ_3 obtenus par les intrusions.

- Les structures de déformation associées à ces différents régimes de contraintes se recoupent mutuellement. Un recoupement mutuel entre ces structures et les trois groupes d'intrusion est également observé. Ceci suggère une **contemporanéité des différents régimes de contraintes et des trois groupes d'intrusions au Piton des Neiges**.

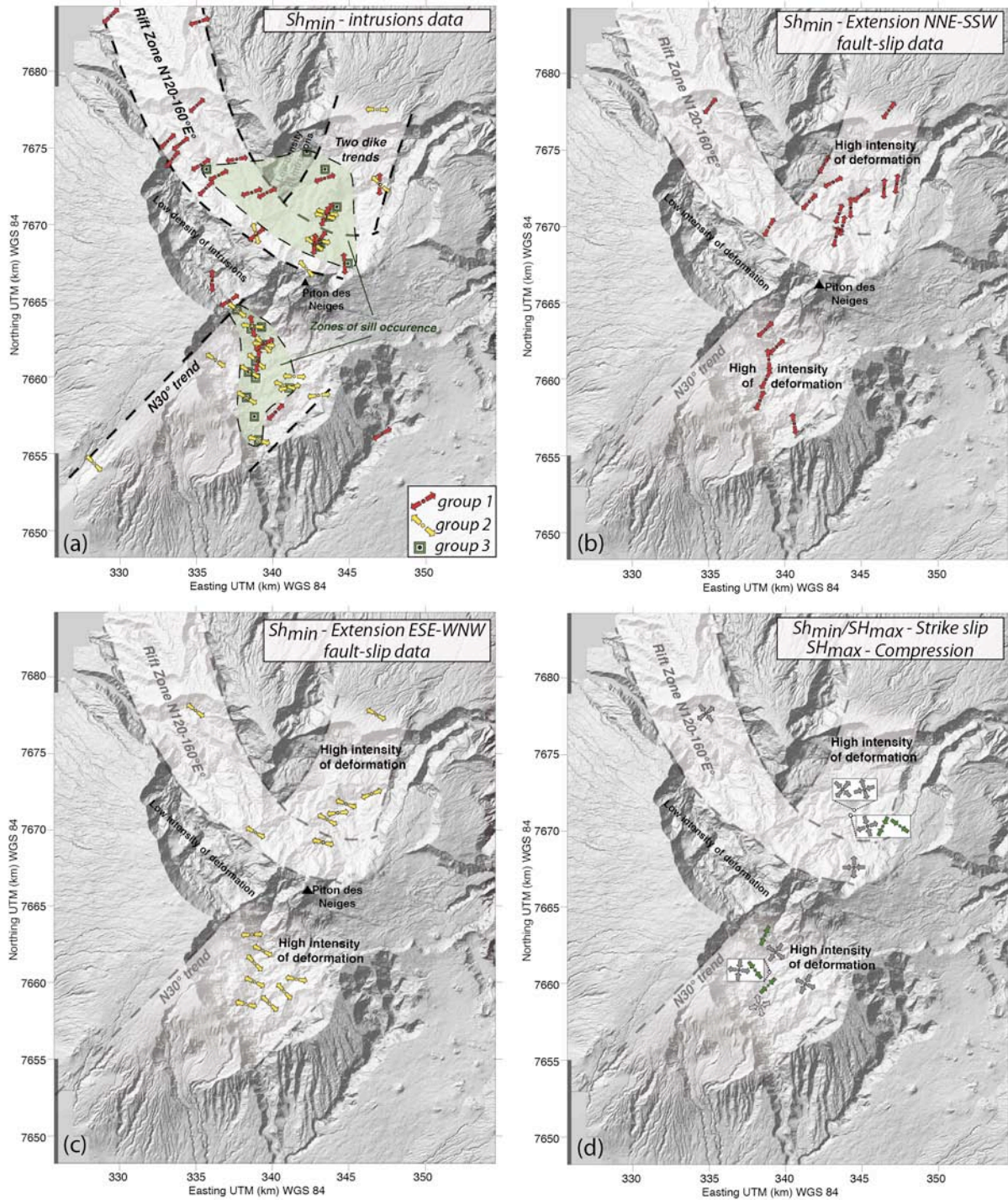


Figure VI.2 : **(a)** Orientations des contraintes horizontales minimum (Sh_{min}) déterminées à l'échelle du massif du Piton des Neiges à partir des trois groupes d'intrusions. **(b)** Orientations de Sh_{min} associées à l'extension NNE-SSW et **(c)** à l'extension ESE-WNW dans les trois Cirques. **(d)** Sh_{min} et SH_{max} associés aux tenseurs décrochants et compressifs. L'ensemble de ces résultats montre la cohérence des champs de contraintes à l'échelle de l'édifice.

VI.1.5. Les intrusions et la déformation sont associées à des avalanches de débris récurrentes sur le Piton des Neiges

Sur le terrain, de grandes quantités de **brèches d'avalanche de débris** affleurent dans les trois Cirques. Elles attestent de phénomènes **d'effondrements de flanc** récurrents au cours de l'évolution du Piton des Neiges.

Cinq périodes de déstabilisation majeures sont mises en évidence par notre étude, toutes au cours du stade basique de l'édifice (Fig. VI.3b) :

- entre **2,6 et 2,4 Ma** - effondrement du **flanc nord** vers le Nord (*Brèche Noire – Salazie, Brèche de la Galerie Salazie Amont, Brèche de Sainte Suzanne ?*),
- avant **1,6 Ma** - effondrement du **flanc nord** vers le Nord (*Brèches primitives – Mafate, Brèche de la galerie Salazie Aval, Brèche de Sainte Suzanne ?*),
- avant **1,3 Ma** : effondrement du **flanc sud-ouest** vers l'Ouest (*Brèche I – Cilaos*),
- vers **1 Ma** : effondrement du **flanc ouest** vers l'Ouest (*Brèche des Orangers – Mafate, Brèche I du Cap La Houssaye ?*),
- entre **1,2 Ma** et **611 ka**: effondrement du **flanc sud** vers le Sud (*Brèche II – Cilaos*),

Plusieurs évènements mineurs sont également déterminés dans les Cirques et sur les flancs et impliquent certainement de petits volumes :

- entre 1 Ma et 483 ka : effondrement vers le NNO (*Brèche pulvérulente – Mafate*),
- entre 435 et 350 ka : effondrements successifs vers l'Ouest (*Brèches II à IV du Cap La Houssaye*),
- < 350 ka : effondrement vers le NE (*Brèche de Grand Ilet – Salazie*)
- entre 350 ka et 4 ka : effondrement vers le nord (*Brèche de Marla – Mafate*)

Les directions d'écoulement de l'ensemble de ces brèches sont cohérentes avec les directions d'extension. Par ailleurs, la Brèche Noire, les Brèches I et II et la Brèche de Grand Ilet sont **associées à la présence de sills** sous-jacents.

Les cicatrices d'avalanches associées à ces effondrements sont mal contraintes. En effet, ces structures ont été recouvertes par les produits postérieurs puis ont subi l'intense érosion du massif. La seule bordure clairement observée se situe dans le rempart ouest de Mafate et s'associe à la Brèche des Orangers. Ainsi les limites de calderas d'avalanche que nous proposons sont interprétatives et s'inspirent des précédents travaux de Oehler (2005) et Arnaud (2005).

Par ailleurs, les dépôts de brèches d'avalanche de débris subaériens sont rattachés à l'existence de **produits de démantèlement sur les flancs sous-marins de l'édifice** (Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2007, cf. Fig. II.2 et II.19, Fig. IV.3a). Cependant, leur extension en mer semble bien moindre que les dépôts d'avalanche mis en évidence sur l'archipel d'Hawaii ou des Canaries (LeFriant et al., 2011). D'après LeFriant et al. (2011), ceci serait la conséquence de l'absence d'effondrements de flanc majeurs au Piton des Neiges. Les dépôts chaotiques sous-marins représenteraient alors des évidences d'instabilités de type « glissement lent ». Notre étude, montrant l'existence de **grands volumes de brèches d'avalanche de débris dans les Cirques** et sur les flancs, ne s'accorde pas avec cette interprétation. Les différentes unités de brèche reconnues suggèrent l'occurrence d'effondrements de flanc répétés au cours de l'évolution du massif. La faible extension des dépôts de démantèlement en mer pourraient alors être expliquée comme la conséquence d'avalanches de débris aux volumes limités (comparativement à ceux impliqués dans les avalanches d'Hawaii ou des Canaries) et/ou de faible énergie (propagation plus lente et extension moindre) mais se produisant de manière récurrente tout au long de l'histoire du Piton des Neiges.

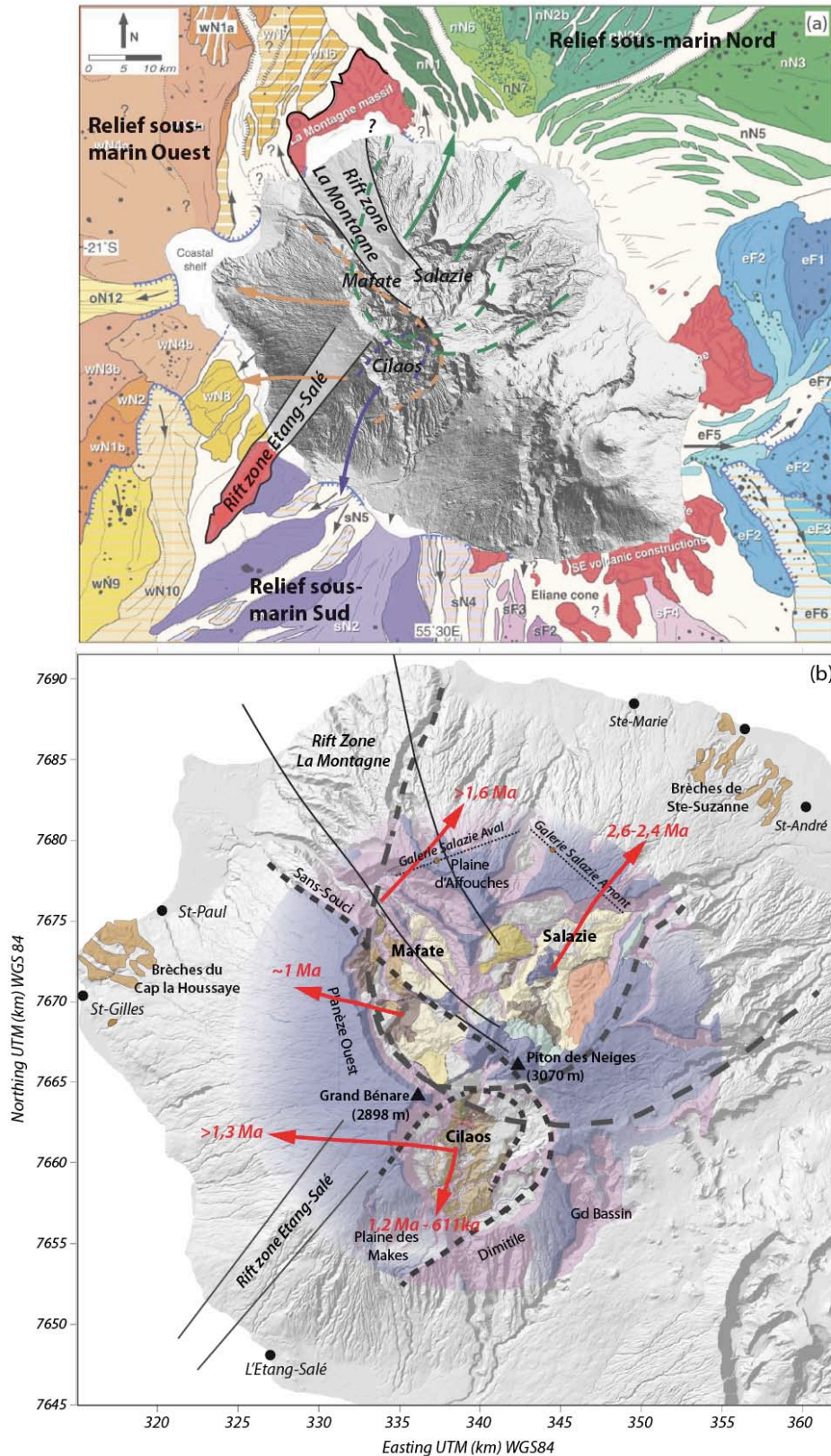


Figure VI.3: **(a)** Cicatrices et direction des avalanches de débris, rattachées au dépôts de démantèlement sous-marins cartographiés par Oehler et al., 2007. Les cicatrices ouvertes vers le Nord sont issues de Oehler (2005). La continuité sous marine des rift zones est également représentée. **(b)** Cartographie générale des Cirques du Piton des Neiges, cicatrices d'avalanche, directions et âges proposés pour les cinq déstabilisations majeures ayant affecté l'édifice au cours du stade basique (Code couleur de la carte identique aux figures III.1, III.5 et III.17).

Les résultats de notre étude structurale montrent donc une grande cohérence à l'échelle du Piton des Neiges. L'ensemble de ces données suggère un mécanisme commun reliant ces différents processus que nous associons à l'occurrence de permutations de contraintes répétées dans l'édifice.

VI.2. Un modèle conceptuel : Cycles de permutation des contraintes associés à l'activité intrusive des volcans boucliers.

Dans un milieu élastique linéaire et en l'absence de glissement basal (*spreading*), l'augmentation des magnitudes des contraintes principales σ_3 et σ_2 associées à la mise en place d'une intrusion en surpression peut conduire à la permutation des axes du tenseur des contraintes appliqué (cf. Chapitre IV). Ainsi, sous un régime de contrainte initial en extension, l'intrusion répétée de dykes subverticaux provoque la permutation des contraintes horizontales et l'initiation d'une extension perpendiculaire. Ce modèle, proposé dans plusieurs contextes magmatiques (y compris les volcans), permet d'expliquer la mise en place d'intrusions subverticales, perpendiculaires au premier groupe de dykes. Nous proposons de pousser ce modèle à un stade supplémentaire pour expliquer la présence de sills dans un édifice majoritairement en extension. En effet, si l'activité intrusive se maintient, les axes de contraintes horizontales permutent régulièrement jusqu'à ce que leur magnitude dépasse celle de la contrainte verticale. Un régime décrochant puis compressif est alors initié et la compression génère des conditions favorables à l'injection d'intrusions subhorizontales. Ce mécanisme de permutations successives provoque la diminution de la contrainte déviatorique et induit la stabilisation progressive de l'édifice.

Nous proposons ensuite que les sills intrudés dans les sill zones, assistés par la présence de fluides hydrothermaux, jouent un rôle déstabilisateur dans l'édifice. Le glissement du flanc sur les sill zones permet la diminution du confinement latéral et la réinitialisation d'un champ de contrainte extensif, générant ainsi un nouveau cycle. Ainsi, l'intrusion de sills, associée à d'autres facteurs tels que l'altération hydrothermale, la sismicité ou des pressions de pore élevées, favorise la rupture et permet le déclenchement d'avalanches de débris sur l'édifice.

Ce **modèle de cycles de permutations de contraintes**, établi à partir des structures du Piton des Neiges (Fig. VI.4) permet (i) d'expliquer la coexistence de régimes extensifs, décrochants et compressifs et d'intrusions perpendiculaires, (ii) d'expliquer la concentration des

déformations dans les zones les plus intrudées du massif et (iii) de proposer un mécanisme à l'origine des avalanches de débris sur l'édifice. De tels cycles de permutations de contraintes, cloturés par l'intrusion de sills et par un glissement de flanc, se seraient produits tout au long du stade basique du Piton des Neiges. Il se serait progressivement estompé au cours du stade différencié à cause de la diminution de l'activité intrusive.

Notre modèle met l'accent sur le rôle essentiel des sills et des plans de faiblesse internes dans la déformation du Piton des Neiges. L'occurrence de permutations de contraintes successives implique également l'absence de structure de déformation basale suffisamment active pour compenser l'augmentation des contraintes associée à l'intrusion de magma dans l'édifice. Ainsi, nous suggérons l'absence de décollement basal au Piton des Neiges ou que cette structure, si elle existe, n'a pas compensé les forts taux d'intrusions dans l'édifice.

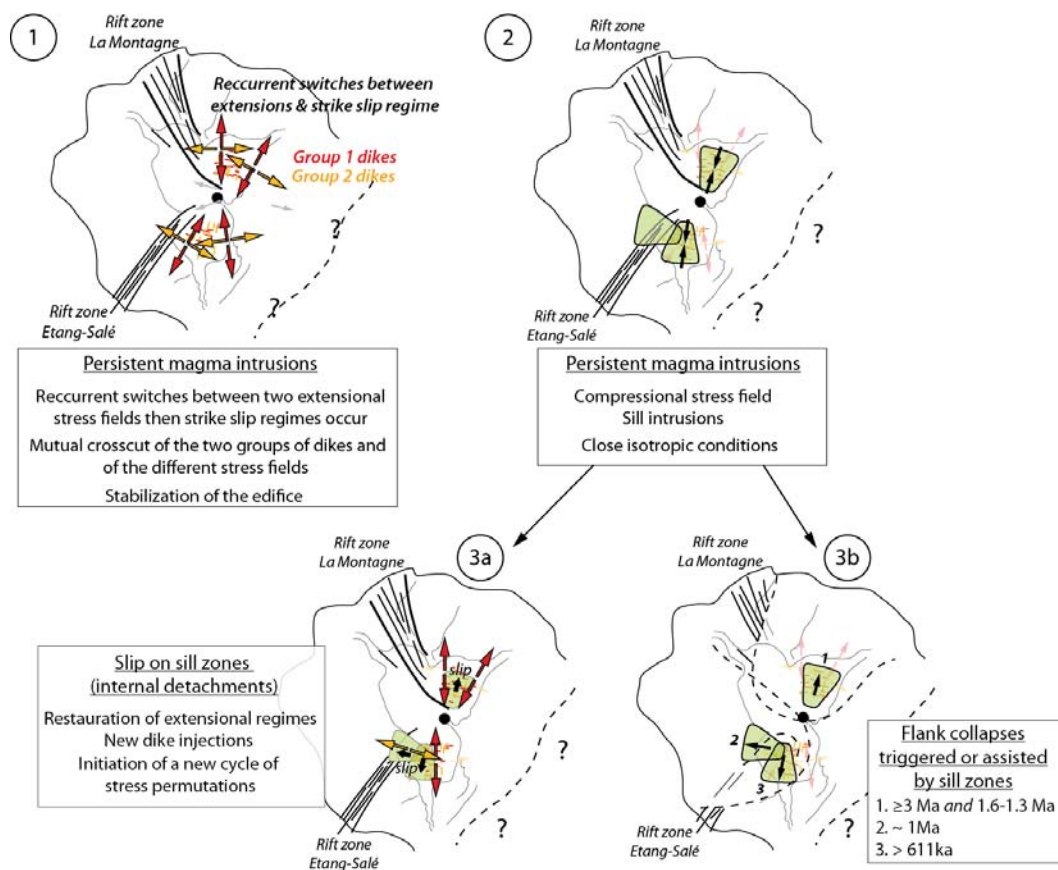


Figure VI.4 : Schémas interprétatif montrant l'évolution des champs de contraintes au Piton des Neiges au cours du stade basique par permutations successives des axes des contraintes dans l'édifice. Il est important de noter que chaque Cirque a pu avoir son évolution de contraintes propre.

VI.3. L'apport de la modélisation : Quantification des déformations liées aux sills

L'utilisation la modélisation numérique pour tester le comportement mécanique d'un édifice dont la structure est celle observée au Piton des Neiges, nous a permis d'obtenir des résultats à l'implication majeure.

- **La présence d'un plan de faiblesse au sein d'un édifice contribue à lui seul à son instabilité**, même avec des paramètres mécaniques élevés. Ceci est en accord avec les observations d'une intense déformation cisailante ductile au sein du détachement de Salazie hors des périodes de mise en place d'intrusions.

- **L'intrusion de sills dans un plan de détachement favorise clairement le glissement dans le plan de détachement.** Leur contribution sur l'amplitude des déplacements tangentiels est d'environ 30%. Ce résultat confirme que les sills ont une composante en cisaillement lors de leur mise en place et jouent un rôle important dans l'instabilité d'un édifice.

- Les surpressions associées aux sills semblent plus élevées que celles associées à l'intrusion d'un dyke et sont d'environ **10 MPa**. Cette différence est expliquée par une origine plus profonde des sills, nécessitant des surpressions plus élevées pour leur propagation.

- L'orientation des vecteurs déplacements observés en surface au Piton de la Fournaise peut être reproduite par les modèles simulant l'injection d'un sill en profondeur. Ceci confirme les interprétations précédemment proposées d'**éruptions distales alimentées par des sills au Piton de la Fournaise.**

VI.4. Discussion : application du modèle à d'autres édifices

Sur de nombreux volcans boucliers, tels que le Piton de la Fournaise, les îles Canaries ou Galapagos, l'existence d'une structure basale active accommodant la déformation de l'édifice reste très controversée (*Carracedo, 1999 ; deVoogd et al. 1999 ; Naumann et Geist, 2000 ; Mitchell et al., 2002 ; Fernandez et al., 2009 ; LeFriant et al., 2011*). Sur ces édifices, les rift zones ont une géométrie différente des rift zones hawaïennes et chaque volcan possède ses caractéristiques volcano-structurales propres. Le modèle de déformation « hawaïen » est donc difficilement applicable sur ces volcans. D'autres mécanismes doivent donc être envisagés et parmi eux, l'occurrence de permutations de contraintes est une piste intéressante.

Le Piton de la Fournaise (La Réunion)

Le Piton de la Fournaise est caractérisé par l'existence de deux rift zones sommitales perpendiculaires N25-30°E et N120°E. Les éruptions se produisent généralement à proximité du sommet, au sein des rift zones et seraient alimentées par des dykes subverticaux (*Peltier et al., 2005 ; 2007 ; Fukushima, 2005*). Ponctuellement, des éruptions distales (éloignées du sommet et à basse altitude) se produisent et pourraient être alimentées par des sills (*Tinard, 2007 ; Froger et al., 2010 ; Froger et al., in prep*). Ces éruptions sont le plus souvent accompagnées d'une importante déformation horizontale du flanc est vers la mer. L'exemple caractéristique est l'éruption d'avril 2007, associé à un glissement co-intrusif supérieur au mètre (Fig. V.2 et V.31.b, *Froger et al., 2010*). Les éruptions suivant les éruptions distales se produisent généralement au sein des rift zones sommitales. Got et al., (*soumis*) suggèrent l'existence de cycles éruptifs caractérisés par un taux d'alimentation magmatique constant, au cours desquels la contrainte horizontale augmente jusqu'à générer des déplacements sur le flanc est et un transfert de magma horizontal (éruption distale). Le déplacement du flanc est favoriserait la relaxation des contraintes horizontales et réinitierait un nouveau cycle éruptif. L'organisation cyclique de l'activité éruptive et la déformation du Piton de la Fournaise semblent donc cohérentes avec l'existence de permutations de contraintes dans l'édifice. Cependant, une telle interprétation se doit d'être vérifiée par des études plus poussées pouvant par exemple inclure l'analyse de la sismicité et des mécanismes au foyer associés à l'intrusion de magma dans l'édifice.

La Palma, La Gomera, Ténérife (Canaries)

Certaines îles de l'archipel des Canaries sont érodées et l'accès à la structure internes des édifices est possible, notamment à Fuerteventura, La Gomera ou La Palma. Sur ces deux derniers massifs, de grandes quantités de sills sont observés en profondeur, s'organisant en piles épaisses à l'interface entre deux unités structurales (e.g. *Cendrero, 1970 ; Staudigel and Schmincke, 1984 ; Staudigel et al., 1986 ; Fernandez et al., 2002 ; Ancochea et al., 2008*). Ces sills seraient représentatifs de la transition entre le stade sous-marin et sub-aérien. De nombreux dykes affectent l'ensemble de la séquence volcanique sur ces deux volcans. A La Palma, ces dykes montrent une organisation bimodale avec une orientation NW-SE bien définie et une orientation NE-SW plus diffuse (*Fernandez et al., 2002*). A La Gomera, Ancochea et al. (2003) suggèrent la présence de deux familles d'intrusions radiales sur les flancs de l'édifice. Sur le volcan de Tenerife, l'étude structurale des séries anciennes (massifs de Teno et d'Anaga) suggère également l'existence de deux directions préférentielles d'intrusions perpendiculaires, NW et SE, associées à des champs de contraintes extensifs compatibles (Fig. VI.5 ; *Marinoni et*

Gudmundsson, 2000). Ces auteurs proposent que « le champ de contraintes local à Tenerife a été modifié brutalement et répétitivement dans le passé par permutations de axes des contraintes minimum et intermédiaires ». Ainsi, l'absence supposée de déformation basale de type « spreading » aux Canaries (Fernandez et al., 2009 ; Morgan et McGovern, 2005 ; Mitchell et al., 2002 ; Elsworth et Day, 1999, Carracedo, 1999), la présence de grandes quantités de sills en profondeur (La Palma, La Gomera) et de deux populations dominantes de dykes subverticaux (La Palma, La Gomera, Tenerife) sont des arguments en faveur de l'occurrence de permutations de contraintes dans ces édifices. Ces observations doivent d'être complétées et étayées par des études structurales détaillées à l'image de celle réalisée au Piton des Neiges au cours de ce travail. Elles permettraient d'envisager ou non l'applicabilité de notre modèle aux édifices des Canaries.

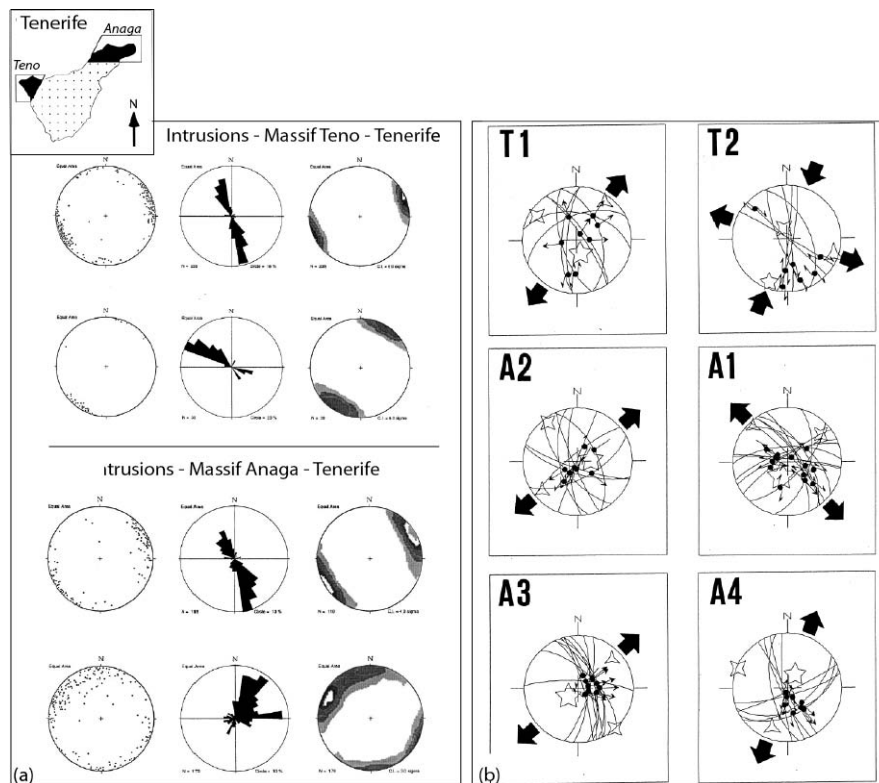


Figure VI.5: **(a)** Organisation bimodale des dykes des massifs de Teno et d'Anaga à Tenerife montrant deux directions préférentielles perpendiculaires. **(b)** Paléo-tenseurs déterminés sur ces deux massifs, compatibles avec les deux directions d'intrusions. D'après Marinoni et Gudmundsson (2000).

Fernandina (Galapagos)

A Fernandina, la répartition des fissures éruptives en surface a été interprétée comme une organisation radiale sur les flancs et concentrique au sommet (e.g. Rowland et Garbeil, 2000). Cette organisation est notamment expliquée comme la manifestation de surface de

variations de surpressions magmatiques dans des réservoirs de type sills ou diapirs (Chadwick et Howard, 1991 ; Chadwick et Dieterich, 1995 ; Chadwick et al., 2011). D'autre part, les éruptions et le champ de déformation associé sont compatibles avec l'injection de sills en profondeur (Jonsson et al., 1999 ; Chadwick et al., 2011).

Si cette organisation radiale des fractures semble justifiée au premier ordre, une analyse plus détaillée permet de mettre en évidence deux orientations préférentielles NW-SE et NE-SW, en accord avec Chadwick et Howard (1991). Ceci est montré sur la figure VI.6 où nous avons reporté la direction des fissures « radiales » de Fernandina (par opposition aux fissures clairement concentriques). Cette rosace montre deux directions dominantes, globalement perpendiculaires.

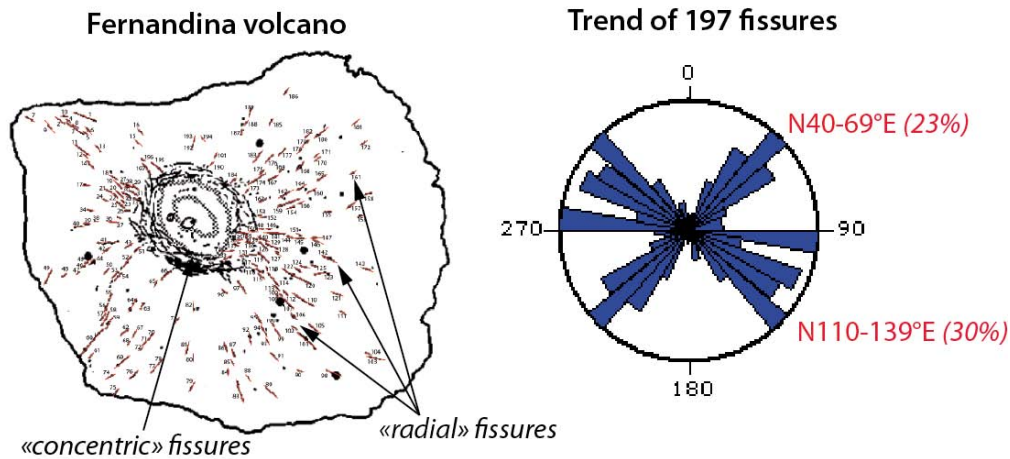


Figure VI.6 : Volcan Fernandina aux Galapagos et répartition des fissures éruptives sur ses flancs (Schéma de Chadwick et Howard, 1991). Notre rosace de direction des fissures radiales montre deux grandes orientations principales perpendiculaires N50°E et N130°E et une direction secondaire N90°E.

Ainsi, l'organisation des fissures éruptives sur ce volcan présente des similitudes intéressantes avec les observations réalisées à La Réunion et aux Canaries et constitue un premier indice pouvant suggérer l'existence de permutations de contraintes sur Fernandina. Bien évidemment, cette interprétation préliminaire nécessite l'apport de données supplémentaires et d'importantes investigations de terrain afin d'être confirmée.

VI.5. Conclusions et perspectives

Au cours de cette thèse, nous avons réalisé un important travail de terrain visant à (1) caractériser l'organisation spatiale et géométrique des systèmes intrusifs du Piton des Neiges et (2) à étudier les structures de déformation afin de déterminer les états de contraintes sur l'ensemble de trois Cirques du Piton des Neiges et sur les flancs.

Il nous a permis de récolter plus de 3000 mesures structurales, constituant ainsi le plus grand jeu de données de ce type acquis à La Réunion.

En parallèle, nous avons mené une étude de modélisation numérique, en collaboration avec Virginie Pinel du laboratoire ISTerre de Chambéry dans le but de tester le comportement mécanique d'un édifice dont la structure est définie à partir de nos données de terrain. Ainsi, cette étude constitue la première étude croisée des systèmes d'intrusions magmatiques, des champs de contraintes et des phénomènes d'instabilités au Piton des Neiges.

Nous mettons en avant la forte interdépendance de ces trois processus sur cet édifice à travers un modèle conceptuel de **cycles répétés de permutations de contraintes**. Notre modèle implique le **rôle essentiel des sills dans la déstabilisation** des édifices et constitue une alternative au modèle de déformation établi à Hawaii, applicable sur des édifices dont le fonctionnement n'est pas expliqué par le modèle hawaïen, tels que la Piton de La Fournaise et les volcans des îles Canaries et Galapagos.

Ce travail apporte ainsi une contribution significative à la compréhension des mécanismes internes se produisant sur les volcans boucliers et montre l'importance fondamentale des études de terrain sur des édifices anciens pour une meilleure connaissance du fonctionnement des édifices actifs.

Perspectives

Un important travail de modélisation doit encore être réalisé. Ces simulations futures envisageront des géométries et des rhéologies plus réalistes et s'attacheront à définir des conditions aux limites plus complexes. Elles auront pour principal objectif de déterminer **les variations des contraintes** dans l'édifice lors de la mise en place d'intrusions subhorizontales. Pour cela, il semble nécessaire de modifier certaines conditions aux limites de notre modèle. En effet, la condition de symétrie appliquée sur la limite latérale gauche du modèle induit une importante déformation verticale du domaine sur la partie supérieure du détachement qui

semble irréaliste sur des objets naturels. Cette déformation « masque » les effets réels liés aux intrusions sur les contraintes dans la partie supérieure du modèle. Il sera donc nécessaire de contraindre le domaine sur cette frontière en limitant sa capacité à se déformer dans le plan vertical. Une fois cette condition modifiée, l'objectif sera de faire varier les valeurs de surpression dans l'intrusion modélisée et les conditions de friction sur le détachement afin de quantifier les variations d'amplitude et d'orientation des contraintes principales. Cela permettra de déterminer si le sill et le glissement associé favorisent l'augmentation de la contrainte déviatorique dans la partie amont de l'édifice et permettent d'atteindre les conditions mécaniques adéquates pour la mise en place postérieure de dykes dans cette zone.

A plus large échelle, des investigations structurales sur des analogues du Piton des Neiges tels que La Palma et La Gomera aux Canaries (volcans érodés) devront être menées afin de confirmer la validité de notre modèle de permutation de contraintes sur d'autres édifices. De telles études nous permettront alors de déterminer si La Réunion constitue un objet à l'évolution unique ou si une généralisation du modèle de cycles de permutations de contraintes est possible. D'autre part, nous envisagerons de coupler les études de terrain sur des volcans érodés avec des études géophysiques telles que l'analyse de la sismicité ou des déformations de surface sur des édifices actifs. Cette approche multidisciplinaire nous permettra d'obtenir une vision intégrée des relations entre activité intrusive, perturbation des contraintes, structures internes et déformation de l'édifice, afin d'établir des modèles de fonctionnement des volcans boucliers plus réalistes.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

A

- Ablay, G. J., and M. Hürlimann (2000), Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 135-159.
- Acocella, V., and M. Neri (2009), Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments, *Tectonophysics*, 471(1-2), 67-77.
- Acocella, V., B. Behncke, M. Neri, and S. D'Amico (2003), Link between major flank slip and 2002–2003 eruption at Mt. Etna (Italy), *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Adushkin, V. V., N. Y. Zykov, and S. A. Fedotov (1995), Mechanism of volcanic slope failure. Assessment of potential collapse and debris avalanche at Klyuchevskoi volcano, *Volc. Seism.*, 16, 667-684.
- Aggitalis, G., A. Alivizatos, D. Stamoulis, and G. Stournaras (1996), Correlating uniaxial compressive strength with Schmidt hardness, point load index, Young's modulus, and mineralogy of gabbros and basalts (Northern Greece), *Bulletin of the International Association of Engineering geology*, 54.
- Aki, K., and V. Ferrazzini (2000), Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *Journal of Geophysical Research*, 105(B7), 617-640.
- Allen, R. M., et al. (2002), Plume-driven plumbing and crustal formation in Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 107(B8).
- Ancochea, E., M. J. Huertas, F. Hernán, and J. L. Brändle (2010), Volcanic evolution of São Vicente, Cape Verde Islands: The Praia Grande landslide, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2), 143-157.
- Ancochea, E., J. L. Brändle, M. J. Huertas, F. Hernán, and R. Herrera (2008), Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: The basic dikes of La Gomera (Canary Islands), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173(3-4), 207-216.
- Ancochea, E., J. L. Brändle, M. J. Huertas, C. R. Cubas, and F. Hernán (2003), The felsic dikes of La Gomera (Canary Islands): identification of cone sheet and radial dike swarms, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(3-4), 197-206.
- Anguita, F., and F. Hernan (2000), The Canary Islands origin: a unifying model, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 1-26.
- Anguita, F., L. Garcia Cacho, F. Colombo, A. Gonzalez Camacho, and R. Vieira (1991), Roque Nublo caldera: a new stratocone caldera in Gran Canaria, Canary Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2), 45-63.
- Apuani, T., C. Corazzato, A. Cancelli, and A. Tibaldi (2005), Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for volcano instability evaluation, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 64(4), 419-431.
- Arnaud, N. (2005), Les processus de démantèlement des volcans, la cas d'un volcan bouclier en milieu océanique: le Piton des Neiges (Ile de la Réunion), 422 pp, Université de la Réunion.
- Averous, P. (1983), Esquisse géomorphologique des atterages de l'île de la Réunion, *Document Terres Australes et Antarctiques Françaises*.

B

- Bachèlery, P. (1999) Le fonctionnement des volcans boucliers - exemple des volcans de La Réunion et de la Grande Comore, Mémoire d'HDR, 250 pp, Université de la Réunion.
- Bachèlery, P. (1981), Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique, 216 pp, Université de Clermont-Ferrand.
- Bachèlery, P., and P. Mairine (1990), Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma, in *Le volcanisme de la Réunion - Monographie*, edited, pp. 213-242, Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand.
- Bachèlery, P., and J. Coudray (1993), Carte volcano-tectonique de la Grande Comore (Ngazidja), Centre National de Documentation et de Recherche Scientifique: Université de la Réunion, Dép. des Sciences de la Terre.
- Bachèlery, P., and L. Michon (2010), The Enclos caldera: how did it form?, paper presented at Workshop on Collapse Calderas, La Réunion.
- Bachèlery, P., P. Labazuy, and J.-F. Lénat (1996), Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à la Réunion, *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 323*(série II a), 475-482.
- Bachèlery, P., B. Robineau, M. Courteaud, and C. Savin (2003), Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 174(2), 125-140.
- Barruol, G., and F. R. Fontaine (2013), Mantle flow beneath La Réunion hotspot track from SKS splitting, *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 108-121.
- Berthod, C. (2012), Age et mécanisme de glissement d'un volcan basaltique sur son réservoir magmatique (Piton des Neiges, La Réunion), 40 pp, Université Montpellier 2, Montpellier.
- Billard, G., and P. Vincent (1974), Cartes géologiques de la France, La Réunion 1/50000 (4 feuilles) et notice, Orléans, France.
- Birch, F. (1966), The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *Journal of Geophysical Research*, 66, 2199-2224.
- Bonneville, A., J. P. Barriot, and R. Bayer (1988), Evidence from geoid data of a hotspot origin for the southern Mascarene Plateau and Mascarene Islands (Indian Ocean), *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4199-4212.
- Borgia, A. (1994), Dynamic basis of volcanic spreading, *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), 791-804.
- Borgia, A., and B. Treves (1992), Volcanic plates overriding the ocean crust: structure and dynamics of Hawaiian volcanoes, *Geological Society, London, Special Publications*, 60(1), 277-299.
- Borgia, A., L. Ferrari, and G. Pasquarè (1992), Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna, *Nature*, 357, 231-235.
- Borgia, A., R. Lanari, E. Sansosti, M. Tesauro, P. Berardino, G. Fornaro, M. Neri, and J. B. Murray (2000), Actively growing anticlines beneath Catania from the distal motion of Mount Etna's decollement measured by SAR interferometry and GPS, *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3409-3412.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, A. Nercessian, and V. Ferrazzini (2007), 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophysical Research Letters*, 34(2).
- Brenguier, F., et al. (2012), First Results from the UnderVolc High Resolution Seismic and GPS Network Deployed on Piton de la Fournaise Volcano, *Seismological Research Letters*, 83(1), 97-102.
- Bret, L. (2002), Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges: Modélisation et implications hydrogéologiques, 184 pp, Université de la Réunion.
- Bret, L., Y. Fèvre, J.-L. Join, B. Robineau, and P. Bachèlery (2003), Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): overview and geological hazard, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123(1-2), 25-41.

- Brooks, B. A., J. Foster, D. Sandwell, C. J. Wolfe, P. Okubo, M. P. Poland, and D. Myer (2008), Magmatically triggered slow slip at Kilauea volcano, Hawaii, *Science*, 321, p.1177.
- Brothelande, E. (2007), Etude structurale et géochimique de la déformation d'une chambre magmatique en contexte de volcan bouclier: le massif du Piton des Neiges, île de La Réunion, 22 pp, Lyon.
- Burke, K. (1996), The African Plate, *South African Journal of Geology*, 4, 339-407.
- Bussière, P. (1959), Etude géologique de l'île de La Réunion *Rep.*, 64 pp, Service Géologique, Madagascar.

C

- Cantagrel, J. M., N. O. Arnaud, E. Ancochea, J. M. Fúster, and M. J. Huertas (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, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3-4), 225-241.
- Carracedo, J. C. (1996), Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1-2), 151-162.
- Carracedo, J. C. (1999), Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 1-19.
- Carracedo, J. C., S. J. Day, H. Guillou, and P. Gravestock (1999), Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente, *Geological Society of America Bulletin*, 111(5), 755-768.
- Carracedo, J. C., et al. (2011), Evolution of ocean-island rifts: the northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands, *Geol. Soc., Am. Bull.*, 123(3-4), 562-584.
- Catry, T. (2011), Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes: a numerical study, 210 p. pp, Università di Bologna, Bologna.
- Catry, T., V. Cayol, L. Michon, M. Chaput, V. Famin, and C. Romagnoli Co-intrusive shear stress triggers flank collapse on basaltic volcanoes, *in prep.*
- Cayol, V. (1996), Analyse élastostatique tridimensionnelle du champ de déformations des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, 161p. pp, Université Paris VII, Paris.
- Cayol, V., and F. H. Cornet (1997), 3D Mixed Boundary Elements for elastostatic deformation field analysis, *Int. J. Rock. Min. Sci.*, 34(2), 275-287.
- Cayol, V., and F. H. Cornet (1998), Three-dimensional modeling of the 1983-1984 eruption at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, *Journal of Geophysical Research*, 103, 18 025-018 037.
- Cayol, V., J. H. Dieterich, A. T. Okamura, and A. Miklius (2000), High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii, *Science*, 288, 2343-2345.
- Cendrero, A. (1970), The Volcano-plutonic Complex of La Gomera (Canary Islands), *Bulletin of Volcanology*, 34, 537-561.
- Cervelli, P., P. Segall, K. Johnson, M. Lisowski, and A. Miklius (2002), Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano, *Nature*, 415, 1014-1018.
- Chadwick Jr., W. W., and K. A. Howard (1991), The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos, *Bulletin of Volcanology*, 53, 259-275.

- Chadwick Jr., W. W., and J. H. Dieterich (1995), Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 37-52.
- Chadwick, W. W., S. Jónsson, D. J. Geist, M. Poland, D. J. Johnson, S. Batt, K. S. Harpp, and A. Ruiz (2011), The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galápagos: The first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR, *Bulletin of Volcanology*, 73(6), 679-697.
- Charvis, P., A. Laesanpura, J. Gallart, A. Hirn, J.-C. L epine, B. de Voogd, T. A. Minshull, Y. Hello, and B. Pontoise (1999), Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2875-2893.
- Chevallier, L. (1979), Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de La Réunion - Leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental, 187 pp, Université Scientifique et Médicale, Grenoble.
- Chevallier, L., and N. Vatin-Perignon (1982), Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean, *Bulletin of Volcanology*, 45, 285-298.
- Cianetti, S., C. Giunchi, and E. Casarotti (2012), Volcanic deformation and flank instability due to magmatic sources and frictional rheology: the case of Mount Etna, *Geophysical Journal International*, 191, 939-953.
- Clague, D. A., and R. P. Denlinger (1994), Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes, *Bulletin of Volcanology*, 56, 425-434.
- Clague, D. A., and J. G. Moore (2002), The proximal part of the giant submarine Wailau landslide, Molokai, Hawaii, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 259-287.
- Coppo, N., P.-A. Schnegg, W. Heise, P. Falco, and R. Costa (2008), Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Canadas caldera, Tenerife, Canary Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(3-4), 153-166.
- Courtillot, V. (1990), Deccan volcanism at the Cretaceous-Tertiary boundary: past climatic crises as a key to the future?, *Global and Planetary Change*, 3(3), 291-299.
- Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse, and J. Stock (2003), Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 295-308.
- Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.-J. Jaeger, and H. Cappetta (1986), Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary?, *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3-4), 361-374.
- Crandell, D. R. (1989), Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris avalanche hazard zonation, *USGS Bull.*, 1861, 32.
- Crandell, D. R., C. D. Miller, H. X. Glicken, R. L. Christiansen, and C. G. Newhall (1984), Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California, *Geology*, 12(3), 143-146.
- Cruchet, M., P. Nehlig, N. Arnaud, P. Chevalier, and F. Lacquement (2008), Nouvelles datations K-Ar et ¹⁴C dans le massif du Piton des Neiges - rapport BRGM RP56905FRRep., 22 pp.
- Currenti, G., C. Del Negro, and G. Ganci (2007), Modelling of ground deformation and gravity fields using finite element method: an application to Etna volcano, *Geophysical Journal International*, 169(2), 775-786.

D

- Davies, T. R. H. (1982), Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization, *Rock mechanics and Rock Engineering*, 15(1), 9-24.

- Day, S. J. (1996), Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes, *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 77-93.
- Day, S. J., S. I. N. Heleno da Silva, and J. F. B. D. Fonseca (1999a), A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 191-218.
- Day, S. J., J. C. Carracedo, H. Guillou, and P. Gravestock (1999b), Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 135-167.
- de Voogd, B., S. Pou Palomé, A. Hirn, P. Charvis, J. Gallart, D. Rousset, J. Dañobeitia, and H. Perroud (1999), Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion, *Journal of Geophysical Research*, 104(B2), 2855-2874.
- Delaney, P. T., R. S. Fiske, A. Miklius, A. T. Okamura, and M. K. Sako (1990), Deep magma body beneath the summit and rift zones of Kilauea volcano, Hawaii, *Science*, 247, 1311-1316.
- Delaney, P. T., A. Miklius, T. Arnadóttir, A. T. Okamura, and M. K. Sako (1993), Motion of Kilauea volcano during sustained eruption from the Puu Oo and Kupaianaha vents, 1983-1991, *Journal of Geophysical Research*, 98(B10), 17801-17820.
- Delaney, P. T., R. P. Denlinger, M. Lisowski, A. Miklius, P. G. Okubo, A. T. Okamura, and M. K. Sako (1998), Volcanic spreading at Kilauea, 1976-1996, *Journal of Geophysical Research*, 103(B8), 3-23.
- Delcamp, A., B. Van Wyk de Vries, M. R. James, L. S. Gailler, and E. Lebas (2011), Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusions, *Bull. Volc.*, 74, 743-765.
- Delemen, I. F. (1995), Gravitational instability mechanisms in volcanic cones (with reference to Klyuchevskoi volcano), *Volc. Seism.*, 16, 649-666.
- Delibrias, G., M. T. Guiller, and J. Labeyrie (1983), Gif natural radiocarbon measurements, in *Radiocarbon*, edited.
- Demange, J., P. Chovelon, and P. Puvilland (1989), Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): Volcanic and structural implications, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(1-3), 153-176.
- Deniel, C., G. Kieffer, and J. Lecointre (1992), New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion - A revised chronology for the Differentiated Series, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, 253-267.
- Denlinger, R. P., and P. Okubo (1995), Structure of the mobile south flank of Kilauea volcano, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, 100(B12), 24,499-424,507.
- DePaolo, D. J., and M. Manga (2003), Deep origin of hotspots - the Mantle Plum model, *Science*, 300, 920-921.
- Dieterich, J. H. (1988), Growth and persistence of Hawaiian Volcanic Rift Zones, *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4258-4270.
- Donnadieu, F., and O. Merle (1998), Experiments on the indentation process during cryptodome intrusions: New insights into Mount St. Helens deformation, *Geology*, 26(1), 79-82.
- Duncan, R. A., J. Backman, L. Peterson, and P. The Shipboard Scientific (1989), Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the ocean drilling program, leg 115, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(1-3), 193-198.

E

- Elsworth, D., and B. Voight (1995), Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks, *Journal of Geophysical Research*, 100(B4), 6005-6024.

- Elsworth, D., and S. J. Day (1999), Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(323-340).
- Erismann, T. H. (1979), Mechanisms of large landslides, *Rock Mechanics*, 12, 15-46.
- Eychenne, J. (2008), Origine et conséquences de la déformation interne du Piton des Neiges, Ile de La Réunion, 40 pp, Université Nancy 2, Nancy.

F

- Famin, V., and L. Michon (2010), Volcano destabilization by magma injections in a detachment, *Geology*, 38(3), 219-222.
- Fernandez, J., et al. (2009), Gravity driven deformation of Tenerife measured by InSAR time series analysis, *Geophysical Research Letters*, 36(L04306).
- Fernández, C., J. De la Nuez, and R. Casillas (2002), Stress field associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands), *Tectonics*, 21(4), 18p.
- Fernández, C., R. Casillas, E. García Navarro, M. Gutiérrez, M. A. Camacho, and A. Ahijado (2006), Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands), *Tectonics*, 25(6).
- Fèvre, Y. (2005), Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé, La Réunion (Océan Indien), 217 pp, Université de la Réunion, France.
- Fèvre, Y., L. Bret, B. Robineau, and J.-L. Join (2001), A newly discovered debris avalanche deposit: rivière des Pluies Breccia, Northern Reunion Island, paper presented at EUG XI, Strasbourg.
- Fèvre, Y., L. Bret, O. Odon, N. Arnaud, and P. Bachèlery (2003), New insights on Mafate - Saint Gilles debris avalanche deposits (westward Piton des Neiges volcano, Réunion Island), paper presented at EGS - AGU- EUG Joint Assembly, Nice.
- Filmer, P. E., M. K. McNutt, and C. J. Wolfe (1993), Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society Islands, *Journal of Geophysical Research*, 98(B11), 19565-19577.
- Fiske, R. S., and E. D. Jackson (1972), Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses, *Proc. R. Soc. of Lond. A.*, 329, 299-326.
- Foulger, G. R., and J. H. Natland (2003), Is "hotspot" volcanism a consequence of plate tectonics?, *Science*, 300, 921-922.
- Fretzdorff, S., P. Stoffers, C. W. Devey, and M. Munschy (1998), Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Réunion Island, western Indian Ocean, *Marine Geology*, 148(1-2), 39-53.
- Fretzdorff, S., M. Paterne, P. Stoffers, and E. Ivanova (2000), Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments, *Bulletin of Volcanology*, 62(4), 266-277.
- Frey, F. A., W. S. Wise, M. O. Garcia, H. West, S. T. Kwon, and A. Kennedy (1990), Evolution of Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B2), 1271-1300.
- Froger, J. L., A. Augier, V. Cayol, and T. Souriot (2010), Some considerations about the April 2007 eruption at Piton de la Fournaise suggested by InSAR data, in *IAVCEI 4th Collapse Caldera Workshop*, edited, La Réunion Island.
- Froger, J. L., V. Famin, A. Augier, V. Cayol, L. Michon, and J.-F. Lénat, Volcano creep and flank collapse revealed by Radar interferometry at Piton de la Fournaise, *in prep.*
- Fukushima, Y. (2005), Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise, *Journal of Geophysical Research*, 110(B3).

G

- Gailler, L.-S. (2010), Structure interne d'un système volcanique océanique de type point chaud: La Réunion (Océan Indien) - Approches géophysiques, 425 pp, Université Blaise Pascal - Clermont-Fd II, Clermont-Ferrand.
- Gailler, L.-S., and J.-F. Lénat (2010), Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data, *Journal of Geophysical Research*, 115(B12105).
- Gailler, L.-S., J.-F. Lénat, M. Lambert, G. Levieux, N. Villeneuve, and J.-L. Froger (2009), Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2), 31-48.
- Galindo, I., C. Soriano, J. Martí, and N. Pérez (2005), Graben structure in the Las Cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands): implications for active degassing and insights on the caldera formation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 73-87.
- Gallart, J., L. Driad, P. Charvis, M. Sapin, A. Hirn, J. Diaz, B. de Voogd, and M. Sachpazi (1999), Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect, *Journal of Geophysical Research*, 104(B2), 2895-2908.
- Garnier, C. (2008), Etude du glissement de terrain de grande ampleur de Grand Ilet, Cirque de Salazie - Ile de La Réunion - rapport BRGM RP56706FR, 74 pp, La Réunion.
- Gee, M. J. R., A. B. Watts, D. G. Masson, and N. C. Mitchell (2001), Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands, *Marine Geology*, 177(3-4), 271-293.
- Geyer, A., and J. Martí (2010), The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: Implications on the origin and dynamics of the rift systems, *Tectonophysics*, 483(3-4), 310-326.
- Giachetti, T., R. Paris, K. Kelfoun, and F. J. Pérez-Torrado (2010), Numerical modelling of the tsunami triggered by the Güimar debris avalanche, Tenerife (Canary Islands): Comparison with field-based data, *Marine Geology*, 284, 189-202
- Gillot, P., P. Nativel, and M. Condomines (1990), Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise, depuis 0.53 Ma, in *Le Volcanisme de la Réunion - Monographie*, edited, pp. 243-256, Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand.
- Gillot, P.-Y., J.-C. Lefevre, and P. Nativel (1994), Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island, *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 291-302.
- Gillot, P. Y., and P. Nativel (1982), K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion Island, Indian ocean, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13(1-2), 131-146.
- Glicken, H. (1986), Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St Helens volcano, Washington, 90 pp.
- Glicken, H. (1991), Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches, in *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Spec. Pub.*, edited by F. RV and S. GA, pp. 99-106.
- Glicken, H., B. Voight, and R. J. Janda (1981), Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St Helens volcano, in *Symposium on Arc Volcanism*, edited by IAVCEI, pp. 109-110, Tokyo and Hakone.
- González, P. J., K. F. Tiampo, A. G. Camacho, and J. Fernández (2010), Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands, *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 545-557.
- Got, J. L., J. Fréchet, and F. W. Klein (1994), Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, 99(B8), 15375-15386.
- Got, J. L., A. Peltier, T. Staudacher, P. Kowalski, and P. Boissier How mechanical thresholds modulate magma transfer at Piton de la Fournaise volcano, *Nature Geosciences*, submitted.
- Got, J. L., V. Monteiller, J. Monteux, R. Hassani, and P. Okubo (2008), Deformation and rupture of the oceanic crust may control growth of Hawaiian volcanoes, *Nature*, 451(7177), 453-456.
- Gudmundsson, A., L. B. Marinoni, and J. Martí (1999), Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 1-13.

H

- Habib, P. (1975), Production of gaseous pore pressure during rock slides, *Rock mechanics and Rock Engineering*, 7(4), 193-197.
- Handin, J. (1966), Strength and ductility, in *Handbook of Physical Constants*, edited by C. SP, pp. 223-290, Geol. Soc. America, New York.
- Hayashi, J.N., and S. Self (1992), A comparison between pyroclastic flow and debris avalanche mobility, *Journal of Geophysical Research*, 97(B6), 9063-9071.
- Herrick, J. A., and W. I. Rose (2009), Evidence of multiple flank collapse at volcan Baru, Panama, in *AGU Fall Meeting*, edited by AGU, San Francisco.
- Hill, D. P., and J. J. Zucca (1987), Geophysical constraints on the structure of Kilauea and Mauna Loa volcanoes and some implications for seismomagmatic processes, *Volcanism in Hawaii, USGS Prof. Pap., 1350*, 903-917.
- Hoek, E., and E. T. Brown (1997), Practical estimates of rock mass strength, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34(8), 1165-1186.
- Hoek, E., P. K. Kaiser, and W. F. Bawden (1995), Support of underground excavations in hard rock, 215 p., Rotterdam, Balkema.
- Holcomb, R. T., and R. C. Searle (1991), Large landslides from oceanic volcanoes, *Marine Geotechnology*, 10(1-2), 19-32.
- Hsü, K. J. (1975), Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls, *Geological Society of America Bulletin*, 86(1), 129-140.
- Hürlimann, M., E. Turon, and J. Martí (1999), Large landslides triggered by caldera collapse events in Tenerife, Canary Islands, *Phys. Chem. Earth*, 24(10), 921-924.
- Hürlimann, M., J. O. Garcia-Piera, and A. Ledesma (2000), Cause and mobility of large volcanic landslides: application to Tenerife, Canary Islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 121-134.
- Hürlimann, M., A. Ledesma, and J. Marti (2001), Characterization of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands, *Engineering Geology*, 59, 115-132.

I

- Iverson, R. M. (1995), Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4), 295-308.

J

- Jaeger, J. C., and N. G. W. Cook (1979), *Fundamentals of rocks mechanics*, 3 ed., 593 pp., Chapman and Hall, London.
- Jónsson, S., H. Zebker, P. Cervelli, P. Segall, H. Garbeil, P. Mouginiis-Mark, and S. Rowland (1999), A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina volcano, Galapagos, observed by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 26(8), 1077-1080.

K

- Kerle, N., and B. van Wyk de Vries (2001), The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua - investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, 49-63.
- Kieffer, G. (1990), Grands traits morphologiques de l'île de La Réunion, in *Le volcanisme de La Réunion Monographie*, edited by L. JF, pp. 75-114, Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand.
- Kluska, J.-M. (1997), Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans, 93 pp, Université Paris XI, Orsay, Paris.
- Krastel, S., H. U. Schmincke, C. L. Jacobs, R. Rihm, T. P. Le Bas, and B. Alibés (2001), Submarine landslides around the Canary Islands, *Journal of Geophysical Research*, 106(B3), 3977-3997.

L

- Labazuy, P. (1988), Interprétation de données bathymétriques et géophysiques sur les flancs immergés de La Réunion, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy, P. (1991), Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (île de La Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines, 260 pp, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy, P. (1996), Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 295-306.
- Lacquement, F., and E. Jaques (2008), Carte géologique du Cirque de Mafate 1/10000e.
- Lacquement, F., and P. Nehlig (2008), Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (île de La Réunion, France) - Rapport final BRGM/RP56730FR, 96 pp.
- Lambert, M. (2003), Etude de la structure interne du point chaud de La Réunion d'après les données gravimétriques, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Le Friant, A., E. Lebas, V. Clément, G. Boudon, C. Deplus, B. de Voogd, and P. Bachèlery (2011), A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys, *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Legros, F. (2002), The mobility of long-runout landslides, *Engineering Geology*, 63, 301-331.
- Lénat, J.-F., and P. Bachèlery (1987), Dynamic of magma transfer at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean), in *Modeling of volcanic processes*, edited by C.-Y. e. Scarpa, pp. 57-72.
- Lénat, J.-F., and P. Labazuy (1990), Morphologies et structures sous-marines de la Réunion, in *Le volcanisme de la Réunion - Monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp. 43-74.
- Lénat, J.-F., P. Vincent, and P. Bachèlery (1989), The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36, 1-36.
- Lénat, J.-F., B. Malengreau, and A. Galdeano (2001), A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean), *Journal of Geophysical Research*, 106(B5), 8645-8663.
- Lénat, J.-F., O. Merle, and L. Lespagnol (2009), La Réunion: An example of channeled hot spot plume, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2), 1-13.
- Lénat, J.-F., P. Bachèlery, A. Bonneville, A. Galdeano, P. Labazuy, D. Rousset, and P. Vincent (1990), Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean), *Oceanologica Acta, Spec. Vol. 10*, 211-224.

- Lerebour, P. (1987), Etude du forage du Grand Brûlé: lithostratigraphie, pétrologie, minéralogies primaire et secondaire, Université Paris-Sud Orsay, Paris.
- Lesquer, A. (1990), Structure profonde de l'île de La Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques, in *La volcanisme de la Réunion Monographie*, edited by L. JF, pp. 19-27, Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand.
- Lipman, P. W., and D. R. Mullineaux (1981), The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington, *USGS Prof. Pap.*, 1250.
- Lipman, P. W., B. W. Eakins, and H. Yokose (2003), Ups and downs on spreading flanks of ocean-island volcanoes: evidence from Mauna Loa and Kilauea, *Geology*, 31(10), 841-844.
- Lipman, P. W., J. P. Lockwood, R. T. Okamura, D. A. Swanson, and K. M. Yamashita (1985), Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii, *USGS Prof. Pap.*, 1276, 1-45.
- Lipman, P. W., W. R. Normark, J. G. Moore, J. B. Wilson, and C. E. Gutmacher (1988), The Giant Submarine Alike Debris Slide, Mauna Loa, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 93(B5), 4279-4299.
- Lundgren, P., F. Casu, M. Manzo, A. Pepe, P. Berardino, E. Sansosti, and R. Lanari (2004), Gravity and magma induced spreading of Mount Etna volcano revealed by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 31(4).
- Lundgren, P., P. Berardino, M. Coltelli, G. Fornaro, R. Lanari, G. Puglisi, E. Sansosti, and M. Tesauro (2003), Coupled magma chamber inflation and sector collapse slip observed with synthetic aperture radar interferometry on Mt. Etna volcano, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2247.

M

- MacDonald, G. A. (1972), *Volcanoes*, 510 pp., Englewood Cliffs, New Jersey.
- MacFarlane, D. J., and W. I. Ridley (1969), An interpretation of gravity data for Lanzarote, Canary Islands, *Earth and Planetary Science Letters*, 6(6), 431-436.
- MacSaveney, M. J. (1978), Sherman glacier rock avalanche, in *Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena*, edited by V. B, pp. 71-96, Elsevier, Amsterdam.
- Mahoney, J. J., R. A. Duncan, W. Khan, E. Gnos, and G. R. McCormick (2002), Cretaceous volcanic rocks of the south Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Réunion hotspot and Deccan Traps, *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 295-310.
- Maillot, E. (1999), Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques : Ile de la Réunion (Océan Indien). Approche structurale et expérimentale, 289 pp, Université de la Réunion.
- Malengreau, B., J.-F. Lénat, and J.-L. Froger (1999), Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 131-146.
- Marinoni, L. B., and G. Pasquarè (1994), Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands, *Tectonophysics*, 239(1-4), 111-137.
- Martí, J. (1998), Comment on "A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands" by A. B. Watts and D. G. Masson, *J. Geophys. Res.*, 103(B5), 9945-9947.
- Martí, J., and A. Gudmundsson (2000), The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma chamber migration, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 161-173.
- Martí, J., G. J. Ablay, and S. Bryan (1996), Comment on "the Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes" by J.C. Carracedo, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1-2), 143-149.
- Masson, D. G., M. Canals, B. Alonso, R. Urgeles, and V. Huhnerbach (1998), The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms, *Sedimentology*, 45(2), 411-432.

- Masson, D. G., A. B. Watts, M. J. R. Gee, R. Urgeles, N. C. Mitchell, T. P. Le Bas, and M. Canals (2002), Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth Science Reviews*, 57, 1-35.
- Mathieu, L., B. van Wyk de Vries, E. Holohan, and V. Troll (2008), Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 1-13.
- McDougall, I. (1971), The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 85, 261-288.
- McGuire, W. J. (1996), Volcano instability: a review of contemporary themes, *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 1-23.
- McGuire, W. J., J. B. Murray, A. D. Pullen, and S. J. Saunders (1991), Ground deformation monitoring at Mt Etna; evidence for dyke emplacement and slope instability, *Journal of the Geological Society of London*, 148, 577-583.
- McMurtry, G. M., E. Herrero-Bervera, M. D. Cremer, J. R. Smith, J. Resig, C. Sherman, and M. E. Torresan (1999), Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alika 2 giant Hawaiian submarine landslide, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 35-58.
- Merle, O., and A. Borgia (1996), Scaled experiments of volcano spreading, *Journal of Geophysical Research*, 101(B6), 805-817.
- Merle, O., and J.-F. Lénat (2003), Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 1-11.
- Merle, O., P. Mairine, L. Michon, P. Bachèlery, and M. Smietana (2010), Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1-2), 131-142.
- Michon, L., and F. Saint-Ange (2008), Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution, *Journal of Geophysical Research*, 113(B3).
- Michon, L., T. Staudacher, V. Ferrazzini, P. Bachèlery, and J. Marti (2007a), April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation, *Geophysical Research Letters*, 34(21).
- Michon, L., F. Saint-Ange, P. Bachelery, N. Villeneuve, and T. Staudacher (2007b), Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *Journal of Geophysical Research*, 112(B04205), 1-21.
- Michon, L., V. Cayol, L. Letourneur, A. Peltier, N. Villeneuve, and T. Staudacher (2009), Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2), 14-30.
- Mitchell, N. C., D. G. Masson, A. B. Watts, M. J. R. Gee, and R. Urgeles (2002), The morphology of submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 83-107.
- Montgomery-Brown, E. K., P. Segall, and A. Miklius (2009), Kilauea slow slip events: Identification, source inversions, and relation to seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Montgomery-Brown, E. K., D. K. Sinnett, K. M. Larson, M. P. Poland, P. Segall, and A. Miklius (2011), Spatiotemporal evolution of dike opening and décollement slip at Kīlauea Volcano, Hawai'i, *Journal of Geophysical Research*, 116(B3).
- Moore, G. W., and J. G. Moore (1988), Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii, in *Sedimentologic consequence of convulsive geologic events. Sp. Pap. Geol. Soc. Am.*, edited, pp. 101-110.
- Moore, J., W. M. White, D. Paul, R. A. Duncan, W. Abouchami, and S. J. G. Galer (2011), Evolution of shield-building and rejuvenescent volcanism of Mauritius, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207(1-2), 47-66.

- Moore, J. G. (1964), Giant submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *US Geol. Surv. Prof. Pap*, 501, D95-D98.
- Moore, J. G., and W. R. Normark (1994), Giant hawaiian landslides, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 119-144.
- Moore, J. G., and W. W. Chadwick Jr. (1995), Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii, in *Geophysical Monograph Series*, edited, pp. 21-44.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989), Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 465-484.
- Morgan, J. K., and D. A. Clague (2003), Volcanic spreading on Mauna Loa volcano, Hawaii: Evidence from accretion, alteration, and exhumation of volcanoclastic sediments, *Geology*, 31(5), 411-414.
- Morgan, J. K., and P. J. McGovern (2005), Discrete element simulations of gravitational volcanic deformation: 1. Deformation structures and geometries, *Journal of Geophysical Research*, 110(B5).
- Morgan, J. K., G. F. Moore, and D. A. Clague (2003), Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, 108(B9).
- Morgan, J. K., G. F. Moore, D. J. Hills, and S. Leslie (2000), Overthrusting and sediment accretion along Kilauea's mobile south flank, Hawaii: evidence for volcanic spreading from marine seismic reflection data, *Geology*, 28(7), 667-670.
- Morgan, W. J. (1971), Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 230, 42-43.
- Morgan, W. J. (1981), Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans, in *The Sea*, edited by C. Emiliani, pp. 443-487, Wiley Interscience, New York.
- Munro, D. C., and S. K. Rowland (1996), Caldera morphology in the western Galapagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1-2), 85-100.

N

- Naumann, T., and D. Geist (2000), Physical volcanology and structural development of Cerro Azul volcano, Isabela island, Galapagos: implications for the development of Galapagos-type shield volcanoes, *Bulletin of Volcanology*, 61, 497-514.
- Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. L epine, and M. Sapin (1996), Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 123-143.
- Neri, M., V. Acocella, and B. Behncke (2004), The role of the Pernicana Fault System in the spreading of Mt. Etna (Italy) during the 2002-2003 eruption, *Bulletin of Volcanology*, 66(5), 417-430.
- Neri, M., V. Acocella, B. Behncke, V. Maiolino, A. Ursino, and R. Velardita (2005), Contrasting triggering mechanisms of the 2001 and 2002-2003 eruptions of Mount Etna (Italy), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 235-255.

O

- Oehler, J., B. van Wyk de Vries, and P. Labazuy (2005), Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 169-189.
- Oehler, J.-F. (2005), Les déstabilisations de flanc des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines, 422 pp, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Oehler, J.-F., P. Labazuy, and J.-F. Lénat (2004), Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island, *Bulletin of Volcanology*, 66(7), 585-598.
- Oehler, J.-F., J.-F. Lénat, and P. Labazuy (2007), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 717-742.
- Okubo, C. H. (2004), Rock mass strength and slope stability of the Hilina slump, Kilauea volcano, Hawaii, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1-2), 43-76.
- Owen, S., and R. Burgmann (2006), An increment of volcano collapse: Kinematics of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3), 163-185.
- Owen, S., P. Segall, M. Lisowski, A. Miklius, R. P. Denlinger, and M. K. Sako (2000), Rapid deformation of Kilauea volcano: Global Positioning System measurements between 1990 and 1996, *Journal of Geophysical Research*, 105(B8), 18983-18998.
- Owen, S., P. Segall, J. Freymueller, A. Miklius, R. P. Denlinger, T. Arnadottir, M. K. Sako, and R. Bürgmann (1995), Rapid deformation of the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, 267(5202), 1328.

P

- Palmer, B. A., B. V. Alloway, and V. E. Neall (1991), Volcanic debris avalanche deposits in New Zealand - Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows, *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Spec. Pub.*, 45.
- Paris, R., F. J. Pérez-Torrado, M. C. Cabrera, P. Wassmer, J. L. Schneider, and J. C. Carracedo (2004). Tsunami-induced conglomerates and debris-flow deposits on the western coast of Gran Canaria (Canary Islands). *Acta Vulcanologica*, 16(1-2), 133-136.
- Peltier, A. (2007), Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de la Fournaise (Réunion) à partir d'une analyse croisée de données de déformation, géochimiques et structurales, 282 pp, Université de la Réunion.
- Peltier, A., T. Staudacher, and P. Bachèlery (2007), Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, *Journal of Geophysical Research*, 112(B3).
- Peltier, A., P. Bachèlery, and T. Staudacher (2009), Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2), 93-108.
- Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery (2005), Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- Peltier, A., V. Famin, P. Bachèlery, V. Cayol, Y. Fukushima, and T. Staudacher (2008), Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data, *Earth and Planetary Science Letters*, 270(3-4), 180-188.

- Pérez-Torrado, F. J., R. Paris, M. C., Cabrera, J. L. Schneider, P. Wassmer, J. C. Carracedo, A. Rodriguez-Santana, and F. Santana (2006), Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands, *Marine Geology*, 227(1-2), 135-149.
- Peterson, D. W., and R. B. Moore (1987), Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii, *Volcanism in Hawaii, USGS Prof. Pap.*, 1350, 149-189.
- Pollard, D. D., and O. H. Muller (1976), The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions, *Journal of Geophysical Research*, 81, 975-984.
- Presley, T. K., J. M. Sinton, and M. Pringle (1997), Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii, *Bulletin of Volcanology*, 58(8), 597-616.

Q

- Quidelleur, X., J. W. Holt, T. Salvany, and H. Bouquerel (2010), New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma, *Geophysical Journal International*, 182(2), 699-710.

R

- Rançon, J. P., P. Lerebour, and T. Augé (1989), The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(1-3), 113-127.
- Reid, M. E., T. W. Sisson, and D. L. Brien (2001), Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington, *Geology*, 29(9), 779-782.
- Rocher, P. (1988), Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges: Etude détaillée du Cirque de Salazie, Université Paris XI - Orsay, Paris.
- Rowland, S., and H. Garbeil (2000), Slopes of oceanic basalt volcanoes, *AGU Geophys. Monogr.*, 116, 223-247.
- Rubin, A. M. (1990), A comparison of rift-zone tectonics in Iceland and Hawaii, *Bulletin of Volcanology*, 52, 302-319.
- Ryan, M. P. (1988), The mechanics and three-dimensional internal structure of active magmatic systems: Kilauea Volcano, Hawaii, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4213-4248.
- Ryan, M. P., J. Y. K. Blevins, A. T. Okamura, and R. Y. Koyanagi (1983), Magma subsidence mechanics: theoretical summary and application to Kilauea volcano, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, 88(B5), 4147-4181.

S

- Saint-Ange, F. (2009), La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (Ile de la Réunion, Océan Indien), 279 pp, Université de la Réunion.
- Saint-Ange, F., P. Bachèlery, N. Babonneau, L. Michon, and S. J. Jorry (2013), Volcaniclastic sedimentation on the submarine slopes of a basaltic hotspot volcano: Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *Marine Geology, Accepted manuscript*.
- Saint-Ange, F., et al. (2011), A volcaniclastic deep-sea fan off La Reunion Island (Indian Ocean): Gradualism versus catastrophism, *Geology*, 39(3), 271-274.
- Salvany, T. (2009), Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques: Exemple des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien), 391 pp, Université Paris-Sud XI, Paris.
- Salvany, T., P. Lahitte, P. Nativel, and P.-Y. Gillot (2012), Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4Ma, *Geomorphology*, 136(1), 132-147.
- Satake, K., J. R. Smith, and K. Shinozaki (2002), Three-Dimensional reconstruction and tsunami model of the Nuuanu and Wailau giant landslides, Hawaii, in *Hawaiian volcanoes: deep underwater perspectives. Geophys. Monograph*, edited by T. E. L. PW, G. MO, N. J and A. S, pp. 333-346, AGU.
- Schlich, R., J. Dymant, and M. Munschy (1990), Structure and age of the Mascarene and Madagascar basins, paper presented at Colloque International Volcanisme Intraplaque: Le Point Chaud de la Réunion, Inst. de Phys. du Globe, Paris.
- Schneider, J.-L., and R. V. Fisher (1998), Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83, 141-165.
- Schultz, R. A. (1995), Limits on strength and deformation properties of jointed basaltic rock masses, *Rock mechanics and Rock Engineering*, 28(1), 1-15.
- Schultz, R. A. (1996), Relative scale and the strength and deformability of rock masses, *Journal of Structural Geology*, 18(9), 1139-1149.
- Shreve, R. L. (1966), Sherman landslide, Alaska, *Science* 154(3757), 1639-1643.
- Siebert, L. (1984), Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22, 163-197.
- Siebert, L., H. Glicken, and T. Ui (1987), Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions, *Bulletin of Volcanology*, 49(1), 435-459.
- Sisavath, E., N. Babonneau, F. Saint-Ange, P. Bachèlery, S. J. Jorry, C. Deplus, B. De Voogd, and B. Savoye (2011), Morphology and sedimentary architecture of a modern volcaniclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island, *Marine Geology*, 288(1-4), 1-17.
- Smietana, M. (2011), Petrologie, geochronologie (K, Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion: Implications sur la construction de l'édifice volcanique, 238 pp, Université de la Réunion.
- Smith, J. R., A. Malahoff, and A. N. Shor (1999), Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 59-88.
- Staudigel, H., and H.-U. Schmincke (1984), The Pliocene Seamount series of La Palma/ Canary Islands, *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11,195-111,215.
- Staudigel, H., G. Feraud, and G. Giannerini (1986), The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27, 299-322.
- Swanson, D. A., W. A. Duffield, and R. S. Fiske (1976), Displacement of the south flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones, *USGS professional paper*, 965.

T

- Tinard, P. (2007), Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir de données interférométriques. Août 2003-Avril 2007., 334 pp, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Trusdell, F., D. M. Thomas, and G. P. L. Walker (1990), Preliminary results from a scientific observation hole on the Kilauea east rift zone, in *Trans. Am. Geophys. Un.*, edited by EOS, p. 1676.
- Turcotte, D. L., and G. Schubert (2002), *Geodynamics - 2nd ed.*, Cambridge University Press, Cambridge.

U

- Ui, T. (1981), Dry avalanche - Mechanism of eruption, transportation and deposition, in *Symposium on arc volcanism*, edited by IAVCEI, pp. 388-389.
- Ui, T. (1983), Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1-4), 135-150.
- Ui, T., and H. Glicken (1986), Internal structural variations in a debris avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA, *Bulletin of Volcanology*, 48(4), 189-194.
- Ui, T., S. Kawachi, and V. E. Neall (1986), Fragmentation of debris avalanche material during flowage - Evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(3-4), 255-264.
- Ui, T., S. Takarada, and M. Yoshimoto (2000), Debris Avalanches, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by S. H., pp. 617-626, Academic Press, San Diego.
- Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1969), Early volcanic rocks of Réunion and their tectonic significance, *Bulletin of Volcanology*, 33(4), 1246-1268.
- Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1972a), Aspects of Magmatic Evolution on Réunion Island, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 271(1213), 105-130.
- Upton, B. G. J., and W. J. Wadsworth (1972b), Peridotitic and gabbroic rocks associated with the Shield-forming lavas of Réunion, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 35, 139-158.
- Urgeles, R., M. Canals, J. Baraza, B. Alonso, and D. Masson (1997), The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island, *J. Geophys. Res.*, 102(B9), 20305-20323.
- Urgeles, R., D. G. Masson, M. Canals, A. B. Watts, and T. Le Bas (1999), Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, 104(B11), 25331-25348.

V

- van Wyk de Vries, B., and A. Borgia (1996), The role of basement in volcano deformation, *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 95-110.

- van Wyk de Vries, B., and P. W. Francis (1997), Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading *Nature*, 387, 387-390.
- van Wyk de Vries, B., N. Kerle, and D. Petley (2000), Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua, *Geology*, 28(2), 167-170.
- van Wyk de Vries, B., S. Self, P. W. Francis, and L. Keszthelyi (2001), A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, 225-247.
- Varnes, D. J. (1978), Slope movement types and processes, in *Landslides: Analysis and Control, Special Report*, edited by S. RL and K. RJ, pp. 11-33, National Academy of Sciences, Washington DC.
- Voight, B. (1981) Time scale for the first moments of the May 18 eruption, U.S, in *The 1980 eruption of Mount St Helens, Washington*, edited by L. PW and M. DR, pp. 69-86.
- Voight, B., and D. Elsworth (1997), Failure of volcano slopes, *Géotechnique*, 47(1), 1-31.
- Voight, B., H. Glicken, R. J. Janda, and P. M. Douglass (1981), Catastrophic rockslide avalanche of May 18, in *The 1980 eruption of Mount St Helens, Washington*, edited by L. PW and M. DR, pp. 347-377.
- Voight, B., R. J. Janda, H. Glicken, and P. M. Douglass (1983), Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide avalanche of 18 May 1980, *Géotechnique*, 33, 243-273.

W

- Walker, G. P. L. (1986), Koolau dike complex, Oahu: intensity and origin of a sheeted-dike complex high in a Hawaiian volcanic edifice, *Geology*, 14, 310-313.
- Walker, G. P. L. (1987), The dike complex of Koolau volcano, Oahu: internal structure of hawaiian rift zone, *USGS Prof. Pap.*, 1350(vol. 2), 961-993.
- Walker, G. P. L. (1990), Geology and volcanology of the Hawaiian islands, *Pacific Science*, 44, 315-347.
- Walker, G. P. L. (1993), Basaltic-volcano systems, *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 3-38.
- Walker, G. P. L. (1999), Volcanic rift zones and their intrusion swarms, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 21-34.
- Walker, G. P. L. (2000), Basaltic volcanoes and volcanic systems, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by S. H., pp. 293-289, Academic Press, San Diego.
- Walter, T. R. (2003), Buttressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental approach on the formation of rift zones, *Geophysical Research Letters*, 30(6).
- Walter, T. R., and V. R. Troll (2003), Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1-2), 107-120.
- Walter, T. R., V. Acocella, M. Neri, and F. Amelung (2005), Feedback processes between magmatic events and flank movement at Mount Etna (Italy) during the 2002-2003 eruption, *Journal of Geophysical Research*, 110(B10).
- Watts, A. B., and D. G. Masson (1995), A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, 100(B12), 24487-24498.
- Watts, A. B., U. S. Ten Brink, P. Buhl, and T. M. Brocher (1985), A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain, *Nature*, 315, 105-111.

Y

Yoshida, H., and T. Sugai (2007), Topographical control of large-scale sediment transport by a river valley during the 24 ka sector collapse of Asama volcano, Japan, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*(3/2007), 217-224.

Z

Zucca, J. J., and D. P. Hill (1980), Crustal structure of the southeast flank of Kilauea Volcano, Hawaii, from seismic refraction measurements, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1149-1159.

ANNEXES

Annexe I

Lateral flank movements on basaltic volcanoes triggered by sheared intrusions

T. Catry (1,2), V. Cayol (3), L. Michon (2), **M. Chaput** (2), V. Famin (2), C. Romagnoli (1)

1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, 1 Piazza di Porta San Donato 40127 Bologna, Italy (catry.thibault2@unibo.it), (2) Laboratoire Géosciences Réunion, UMR CNRS 7154 IPGP, Université de la Réunion, Saint-Denis, France (tcatry@univ-reunion.fr), (3) Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, CNRS-IRD-Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

1- Introduction

Lateral flank collapse is one of the main causes of destruction of oceanic basaltic volcanoes (Holcomb and Searle, 1988; Lipman et al., 1988). The consequences of such processes, i.e debris avalanches (Moore et al., 1989) and tsunamis (Keating and McGuire, 2000; Kelfoun et al., 2010), make this issue of primary importance for risk mitigation. It is classically assumed that recurrent dike injections along vertical rift zones are the main cause of flank lateral displacements along seaward low angle sliding plane (e.g. Dieterich, 1988; McGuire, 1996; Elsworth and Day, 1999 and references therein). Although the initiation of the volcano flank sudden destabilization might be the excess pore pressure during dike injection along vertical rift zones (Iverson, 1995; Elsworth and Voight, 1995; Elsworth and Day, 1999), the ability of failure to propagate along a shallow-dipping sliding plane and subsequently initiate a voluminous debris avalanche on volcanoes with gentle slopes remains enigmatic (Iverson, 1995; Elsworth and Day, 1999). An alternative cause of flank displacement has been recently proposed from field investigations in the deeply incised volcano of La Réunion Island. Besides vertical dikes, injection of sub-horizontal sills along a low-dipping detachment could account for an alternative explanation for flank sliding on basaltic shields (Famin and Michon, 2010). This model based on geological observations must be mechanically constrained as it implies shear during magma intrusion.

Another question addressed by this paper is whether the surface displacements resulting from an intrusion (sheared or not) can be distinguished from those related to a fault.

Thus, the purpose of this paper is twofold. First, we investigate how planar intrusions can trigger flank displacements on basaltic volcanoes. Second, we determine rules of thumb to

distinguish surface displacements associated with magma intrusions, sheared magma intrusions (i.e. with coeval opening and shear) and faults.

We first review the most common intrusion geometries (dips and thicknesses) encountered on basaltic volcanic edifices. This section gives inputs for the numerical modeling of co-intrusive strains, surface displacements and slope variations related to magma injections with different dips, under different stress fields. Finally, we interpret some known phenomena of lateral displacements affecting basaltic volcano flanks in the light of these findings.

2- Sheet intrusions within basaltic edifices

Several field analyses were conducted on active and extinct basaltic volcanoes in order to characterize the geometry of the magmatic plumbing systems. Studies in Koolau (Oahu; Walker, 1986), Waianea (Oahu; Zbinden and Sinton, 1988), Tutulia (American Samoa; Walker and Eyre, 1995), Tenerife (Marinoni and Gudmundsson, 2000), Stromboli (Tibaldi, 2003) and Piton de la Fournaise (La Réunion; Letourneur et al., 2008), have shown that steeply dipping intrusions ($>70^\circ$) account for most of the plumbing system they represent 85% of the intrusions (Fig. 1a). It is worth noting that these intrusions were observed in the edifice upper structural level, i.e., at a maximum depth of ~ 1 km. Strikingly different dips have been described for the intrusive complex injected in the lowermost units of the volcanic edifice of La Gomera, La Palma and Piton des Neiges, where the core of the volcanoes outcrops. In La Gomera, most sheet intrusions present outward dips ranging from 0° to 30° (Cendrero, 1970, Ancochea et al., 2008). Similarly, at La Palma, abundant subhorizontal intrusions cut the submarine sequence of the edifice, above the basal plutonic complex (Staudigel and Schmincke, 1984; Fernandez et al., 2002). Detailed studies at these volcanoes (Ancochea et al., 2008, Staudigel and Schmincke, 1984) show that intrusions emplaced in the old deeper part of the edifices are subhorizontal, while those observed in the shallower and younger units are subvertical. The shallow-dipping intrusions are frequently cut by the dikes related to the younger edifice. At Piton des Neiges volcano, the extinct basaltic shield of La Réunion, abundant sub-horizontal intrusions are also injected in the lower edifice (Chevalier and Vatin-Perignon, 1982; Famin and Michon, 2010). We carried out a field analysis in the southern part of Piton des Neiges that quantitatively confirms this observation (Fig. 1b).

These data consequently suggest the occurrence of two types of sheet intrusion geometry. The inner part of the basaltic volcanoes is mostly intruded by sub-horizontal magma injections whereas the shallowest part is essentially affected by vertical and sub-vertical diking. Finally, whatever the injection dip, the intrusion thicknesses mainly range between 0 and 1 m (Figs. 1c and 1d).

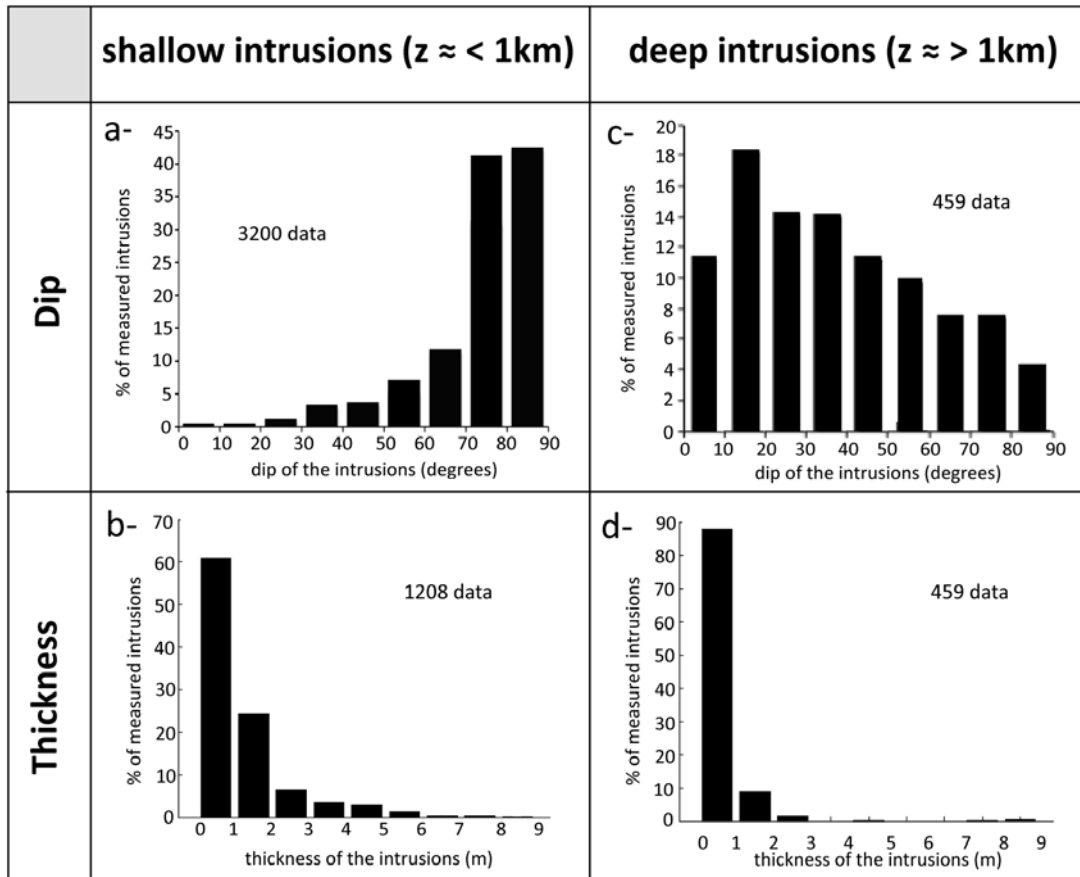


Figure 1: Dip and thickness of sheet intrusions. a and b- Dip and thickness of 3200 and 1208 sheet intrusions measured in poorly eroded basaltic volcanoes (depth $< 1\text{ km}$) (Walker, 1986; Zbinden and Sinton, 1988; Walker and Eyre, 1995; Marinoni and Gudmundsson, 2000; Tibaldi, 2003; Letourneur et al., 2008); c and d- Dip and thickness of 459 sheet intrusions measured in the deeply eroded Piton des Neiges volcano (depth $> 1\text{ km}$).

3- Numerical modelling of fractures

3.1- Model description

Volcano deformation has already been successfully modeled with a Mixed Boundary Element numerical method (MBEM; Cayol and Cornet, 1997) and applied on Piton de la Fournaise (Cayol et Cornet, 1998b; Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2010; Peltier et al., 2007), Merapi (Beauducel and Cornet, 1999) and Kilauea (Cayol et al., 2000; Dieterich et al., 2000). In the present work, we use MBEM in order to study the response of a volcano to sub-vertical and sub-horizontal intrusions and to determine rules of thumb to discriminate displacement fields associated with intrusions and non-injected faults. The MBEM is a fully three-dimensional method, which considers realistic topographies and any number and geometry of sources (magma reservoir, intrusions or faults) for media that are linearly elastic, homogeneous and have isotropic rock properties.

In our models, boundary conditions are stresses, the stress at the surface being considered null. The host rock is loaded by gravity. Three different types of fractures are addressed depending on different stress changes. Purely opened intrusions are defined as fractures that open normal to

the minimum principal stress, as a response to driving stresses when magma pressure exceeds the minimum principal stress. Faults are fractures undergoing shear displacements when shear stress changes. Sheared intrusions are defined as fractures undergoing transtensional displacements (i.e. opening plus shear) as a response to coeval overpressures and shear stresses changes acting when intrusions are emplaced at an angle from the host rock maximum principal stress. Intrusions can be sheared when the intrusion direction is guided by a preexisting fracture (Currie and Ferguson, 1970; Gudmundsson, 1983; Delaney et al., 1986), by a rheological contrast (Kavanagh et al., 2006; Menand, 2009; Maccaferri et al., 2010), or if it is not fully reoriented in response to a rotation of the remote stress field (Dahm, 2000; Watanabe et al., 2002; Menand et al., 2010). Driving stresses result from depth dependent magma pressure and host rock stresses, but for simplicity an average value is considered in the computation. The boundary element code solves the opening distribution that matches these boundary conditions, resulting in variable displacements along a fracture submitted to constant stress changes.

The topography and the modeled fractures are meshed by triangular elements. Mesh density is high in areas where deformation gradients are expected to be the largest and decreases farther (Fig. 2a).

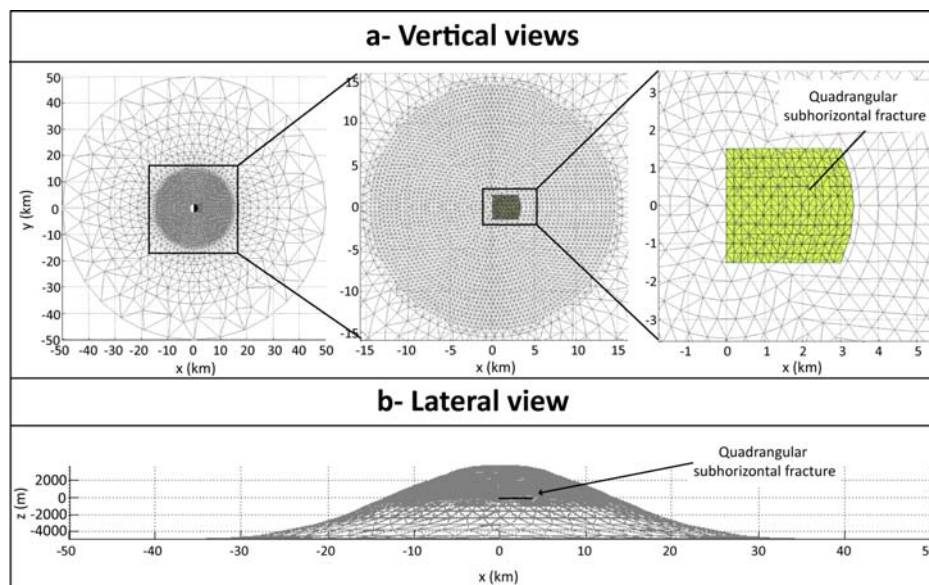


Figure 2: Geometry and mesh of the topography in top (a) and lateral (b) views. The mesh is denser in the summit part, above the area where modeled fractures (in green) are located.

Slopes of basaltic volcanoes usually range from a few degrees to 12° (Rowland and Garbeil, 2000) although some volcanic edifices, such as Piton de la Fournaise and those of Galapagos, have unusual slopes locally reaching 20 to 35° . An axially-symmetrical cone-shaped topography with 20° slopes is thus considered (Fig. 2b) as a reference topography.

3.2- Fractures geometry and location

We use geographical coordinates such that the z axis is vertical, the x axis is oriented in the East-West direction and the y axis in the North-South direction. The strike of the intrusions is chosen to be North-South (i.e. along the y axis, Fig. 3).

Since the 3D extent of fractures is difficult to constrain in the field, we assumed both kind of fractures (subvertical and subhorizontal) are planar and have a simple quadrangular shape (Fig. 3a). Following our compilation of field data, we assume that subvertical fractures have dips ranging from 60 to 90° and that subhorizontal fractures have dips ranging from 0 to 30° (Fig. 3b). Dip values of 80° and 10° , respectively, will be assumed in the modeling.

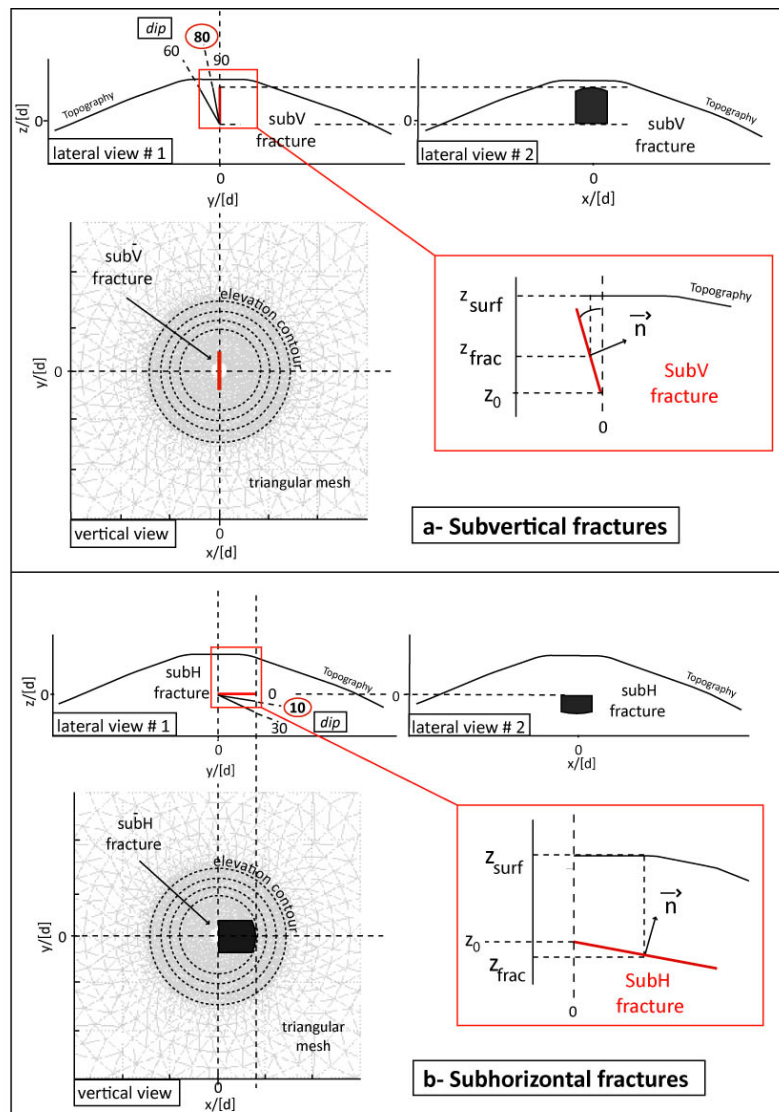


Figure 3: Geometries of a- subvertical (subV) and b- subhorizontal (subH) fractures considered in the model. Main parameters used for the calculation of displacements associated with a subvertical or subhorizontal fracture are presented in red squares: \vec{n} is the normal to the fracture, z_{surf} is the mean elevation of the surface above the centroid of each fracture element, and z_{frac} is the mean elevation of the fracture centroid and z_0 the depth of emplacement of the fracture.

The fractures are assumed to originate at 2.5-3 km depth, corresponding to the level of neutral buoyancy (i.e. the level where magma density equals the density of the surrounding rock) in basaltic edifices (Tilling and Dvorak, 1993). This depth corresponds to the presumed depth of the shallowest reservoir at Kilauea, Mauna Loa, Krafla (Tryggvason, 1984) and Piton de la Fournaise (Nercessian et al., 1996; Battaglia et al., 2005). This is also the depth of subhorizontal intrusions at Piton des Neiges estimated by Famin and Michon (2010). In our models, the top of the subhorizontal fractures and the bottom of the subvertical ones are located at $z = 0$, beneath the axis of symmetry of the topography.

3.3- Stresses in the edifice

Initial stresses in the volcano are assumed to be such that, at the location of the intrusions, one of the principal stresses is vertical. Indeed, directions of maximum principal stress directions resulting from gravity-loaded models were shown to be subvertical except for the shallowest part of the edifice where they become parallel to the ground surface (Dieterich, 1988; Cayol and Cornet, 1998). These models also showed that the horizontal principal stresses had magnitudes smaller than the vertical principal stress. As the volcano is axisymmetric, we assume the horizontal principal stresses are sub-equal. The principal stresses will be referred to as σ_v and σ_h for the vertical and horizontal principal stresses, respectively.

In order to quantify the stress anisotropy in the edifice, we define a stress ratio k as

$$k = \frac{\sigma_h}{\sigma_v} \quad (1)$$

In this study, we address intraplate shield volcanoes. Thus it is assumed that the regional stress (1) has little influence on the stress field in the edifice and (2) cannot be compressional (i.e. $k \leq 1$ and no reverse fault due to regional influence) and no reverse fault can be induced as a direct consequence of this stress field.

A crude estimate of the crust stress ratio k is given by considering a half-space deforming uniaxially under its own weight (no horizontal extension).

For this special case, the stress ratio is determined to be

$$k = \frac{\nu}{(1-\nu)} = \frac{1}{3} \quad (2)$$

for $\nu = 0.25$ (Jaeger and Cook, 1979).

This loading neglects both pore fluids and the fact that the state of stress in a given edifice results from successive episodes of intrusions, tectonic loading and faulting. Thus such a low k value is unlikely. Several pieces of evidence indicate that the successive loading episodes undergone by the crust lead to a state of failure equilibrium. It is indicated by the occurrence of earthquakes due to fluids movement, either magmatic (Dieterich et al., 2000), aqueous or gaseous (Roeloffs, 1996; Segall et al., 1994) or to fault motions (Stein et al., 1992; Segall et al., 2006). In situ stress measurements in deep wells and boreholes worldwide (Townsend and Zoback, 2000) show that the Coulomb failure theory, for friction coefficients μ , in the range of 0.6 to 1, gives predictions that are consistent with the measurements. These studies also indicate that pore pressure is close to

hydrostatic. Assuming that the crust is in a state of failure equilibrium, the stress ratio k of a fluid saturated crust is computed as:

$$k = \frac{\sqrt{1+\mu^2} - \mu}{\sqrt{1+\mu^2} + \mu} + 2 \frac{\rho_w}{\rho_r} \frac{\mu}{\sqrt{1+\mu^2} + \mu} \quad (3)$$

where, ρ_w and ρ_r are the density of water and the bulk density of volcanic rocks, respectively. Taking $\rho_r = 2700 \text{ kg/m}^3$ and considering friction coefficients corresponding to the range of values determined in laboratory experiments ($\mu = 0.6$ to 1), k slightly varies from 0.5 for $\mu = 1$ to 0.6 for $\mu = 0.6$. Note that values of k larger than 0.6 could be met for rocks that are not at the rock strength limit. For instance, $k = 1$ corresponds to a lithostatic state of stress that can exist on a volcano loaded by repeated dike injections (Dieterich, 1988). Such a state of stress is consistent with the successive intrusion of radial and circumferential dikes on the Galapagos Islands (Chadwick and Dieterich, 1995). It was also determined from the modelling of surface displacements and eruptive fissure opening at La Réunion (Cayol and Cornet, 1998).

We explore displacements induced by magma injections or fault motions associated with edifices loaded by different initial stress ratios k ranging between 0.5 and 1 . $k = 0.5$ and $k = 1$ correspond to rocks at the rock strength limit and at the lithostatic limit, respectively. On the one hand, the state of stress is isotropic for $k = 1$, with terms equal to the weight of the rock column. On the other hand, the state of stress is anisotropic for $k \neq 1$, with a vertical maximum principal stress equals to the weight of the rock column. The smaller k , the larger the anisotropy.

3.4- Applied stress perturbation

For magma intrusions (sheared or not), stress perturbations along the fracture surface are assumed to result from the difference between the magma pressure and stresses in the edifice. The stress perturbations matrix corresponding to the intrusion of magma in the elastic host rock is defined as:

$$\Delta\sigma(z) = \begin{bmatrix} P_m(z) - k\sigma_v(z) & 0 & 0 \\ 0 & P_m(z) - k\sigma_v(z) & 0 \\ 0 & 0 & P_m(z) - \sigma_v(z) \end{bmatrix} \quad (4)$$

where the magma pressure $P_m(z)$ is controlled by both the magma density ρ_m in the inclined fracture with its top (subhorizontal fractures) or bottom (subvertical fractures) at z_0 (Figure 3), and a constant overpressure ΔP_0 inherited from the magmatic source:

$$P_m(z) = \rho_m g(z_0 - z) + \Delta P_0 \quad (5)$$

The maximum principal stress σ_v corresponds to the weight of the overlying rocks:

$$\sigma_v(z) = \rho_r g(z_{surf} - z) \quad (6)$$

Here, z_{surf} is the elevation of the surface above each point of the fracture (Fig. 3).

Changes of normal and shear stresses ($\Delta\sigma_x(z)$ and $\Delta\tau(z)$ respectively) resolved on a fracture dipping of an angle dip , with unit normal vector $n = (\sin dip, 0, \cos dip)^T$ can be computed from the stress tensor given in equation (4) as:

$$\Delta\sigma_x(z) = P_n(z) - \sigma_y(z)(k \sin(dip)^2 + \cos(dip)^2) \quad (7)$$

and

$$\Delta\tau(z) = \sigma_y(z)(k-1)\cos(dip)\sin(dip) \quad (8)$$

where σ_y is given by equation (6).

Practically, an average stress vectors \bar{T} is applied to the fracture,

$$\bar{T} = \overline{\Delta\sigma(z)}n \quad (9)$$

where $\Delta\sigma(z)$, given by equation (7), corresponds to average normal and shear stress

changes on the fracture ($\overline{\Delta\sigma_x(z)}$ and $\overline{\Delta\tau(z)}$, respectively). We take the same bulk density of rocks ρ_r as used before for defining ranges of stress ratio, i.e. 2700 kg/m³. ρ_m of 3200 kg.m⁻³ is taken, corresponding to the olivine-rich magmas found in the sills of Piton des Neiges (Michon and Famin, 2010) and mostly emitted in the lower slopes of Piton de la Fournaise (Velain, 1878). To compute \bar{T} we determine the value of ΔP_0 so that $\overline{\Delta\sigma_x(z)}$ corresponds to a given normal stress change.

In the text $\overline{\Delta\sigma_x(z)}$ and $\overline{\Delta\tau(z)}$ will refer to $\overline{\Delta\sigma_n}$ and $\overline{\Delta\tau}$.

The three types of fractures tested in the present work are characterized by the following stress conditions:

Purely opened intrusions (or mode 1 elastic cracks)- Fractures are submitted to a pressure change, which is the typical load considered for intrusions in the literature (Anderson, 1938; Bandsdottir and Einarsson, 1979; Pollard and Holzhausen, 1979; Jaegger et al.2007). Such stress changes are met when k equals 1 or when the intrusion is perpendicular to σ_3 . The intrusion mean normal stress change $\overline{\Delta\sigma_x}$ is assumed to be 1 MPa, a value generally inferred for intrusions in oceanic shield volcanoes (Yun et al., 2006; Peltier et al, 2007; 2008; Fukushima et al., 2010), Stromboli (Casagli et al., 2009) or Sierra Negra volcano (Galapagos), range from 0 to a few MPa.

Fractures are submitted to shear stress changes only. This load typically corresponds to the load applied to faults. On the fracture, $\overline{\Delta\sigma_n}$ is null and $\overline{\Delta\tau}$, which is derived from equation (8) has value of

$$\overline{\Delta\tau(z)} = \rho_r g(z_{surf} - z_{frac})(k-1)\cos(dip)\sin(dip), \quad (10)$$

where z_{frac} is mean elevation of the fracture (Fig. 3).

Sheared intrusions- Fractures are submitted to a mixed loading corresponding to a normal stress change combined with a shear stress change. This load is met when $k \neq 1$ and the intrusion is neither perpendicular to σ_3 nor to σ_1 . As for purely opened intrusions, $\overline{\Delta\sigma_n}$ is assumed to be 1 MPa and, as for faults, $\overline{\Delta\tau}$ is given by equation (10).

For faults and sheared intrusions, $\overline{\Delta\sigma_n}$ is independent on the considered parameters, while $\overline{\Delta\tau}$ depends on ρ , k , the intrusion dip, and the average depth difference between the ground and the fracture ($z_{surf} - z_{frac}$). For these stress changes, displacements corresponding to horizontal or vertical fractures are not studied as they lead to the same results as normal stress changes.

3.5- Scaling of the results

In order to be able to generalize our results to any loading, elastic parameter, and fracture dimension, all three-dimensional shear displacements are normalized by dividing them by a scaling factor $[d]$ equal to

$$[d] = 2 \frac{(1-\nu^2)}{E\pi} a \sqrt{\overline{\Delta\sigma_n} + \overline{\Delta\tau}}, \quad (11)$$

where $\sqrt{\overline{\Delta\sigma_n} + \overline{\Delta\tau}}$ is the total stress change, a is the half length of the fracture, E is the Young's modulus and ν the Poisson's ratio of the elastic medium. Thus, normalized displacements are a-dimensional. The scaling factor is determined from the maximum displacements U_{max} induced by a pressure change p on a planar fracture of radius a located in an infinite medium (Sneddon, 1946)

$$U_{max} = 2 \frac{(1-\nu^2)}{E\pi} a \sqrt{p}. \quad (12)$$

4- Results

In order to investigate the influences of the loading conditions and of the fracture dip on the edifice deformation, we compare displacement fields related to the three types of fracture, i.e. dikes, faults and sheared intrusion, and quantify the fracture displacements resulting from the different types of stress changes. Then, we investigate the dependence of these displacements to the fractures dip and the stress ratio k .

From the analyzed surface displacements we propose criteria for the determination of the fracture characteristics (such as dip and depth) and of the type of stress change (normal, shear or mixed) acting on the fracture. We also try to determine the stress ratio in the edifice from the surface displacements.

4.1- Fracture displacements

4.1.1- Role of fracture dip

We compute shear stress changes, and scaled displacements as a function of the dip of the fractures. Since, when applied, normal stresses are taken constant and the same for all dips, the average opening is also the same for all dips. When no shear stress is applied, the average shear displacement is negligible. In the sheared intrusion case, the stress anisotropy ratio is fixed to $k = 0.6$.

For shear stress changes, single cases corresponding to horizontal or vertical fractures are not studied. As indicated by equation (10), the shear stress change depends on the dip of the fracture. It increases when the dip of subhorizontal fractures increases and decreases when the dip of subvertical fractures increases (Fig. 4). For faults, no opening occurs and shear displacements are proportional to the shear stress change, thus scaled shear displacements are constant for subhorizontal fractures (Fig. 4). They slightly increase with the dip for subvertical fractures (Fig. 4). Indeed, for larger dips, fractures are closer to the ground surface. As less material has to be moved than at larger depths, larger displacements occur. Thus, shear displacements do not simply scale to the amplitude of the shear stress changes, but increase when the dip increases and the fracture get nearer to the surface.

For sheared intrusions (mixed stress change), despite the constant normal stress, the average opening is not constant, but inversely proportional to the shear stress (Fig. 4). The larger the shear stress change, the smaller the opening of the fracture. Shear displacements are proportional to the shear stress change but vary little as the shear stress change varies (Fig. 4). Amplitudes of average shear displacements are at least three times larger than the average openings for subhorizontal dips $> 5^\circ$ or subvertical dips $< 80^\circ$, but become an order of magnitude larger than the average opening when the subhorizontal dip is larger than 10° or the subvertical dip is smaller than 70° .

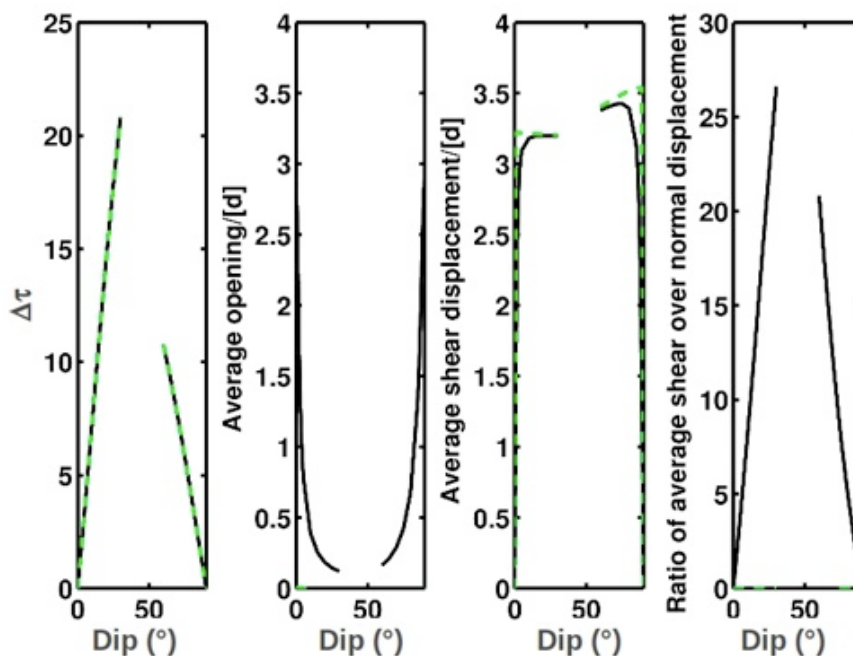


Figure 4: Comparison of fracture shear stress change, displacements and displacement ratios determined for shear stress changes (dashed green line) and mixed stress changes (solid black line, $k = 0.6$) as a function of their dips.

4.1.2- Role of the stress anisotropy, k

We compute shear stress changes and displacements as a function of the stress anisotropy ratio, k , for a subhorizontal fracture of 10° dip and a subvertical fracture of 80° dip. Shear stress changes being linear functions of $k-1$ (equation 10 and Figure 6), they are larger for large stress anisotropies ($k < 0.6$), smaller for small stress anisotropies ($k > 0.6$), and null for $k = 1$. For both types of stress changes, the openings and shear displacements have very similar values and evolutions for 10° and 80° fractures (Figure 6).

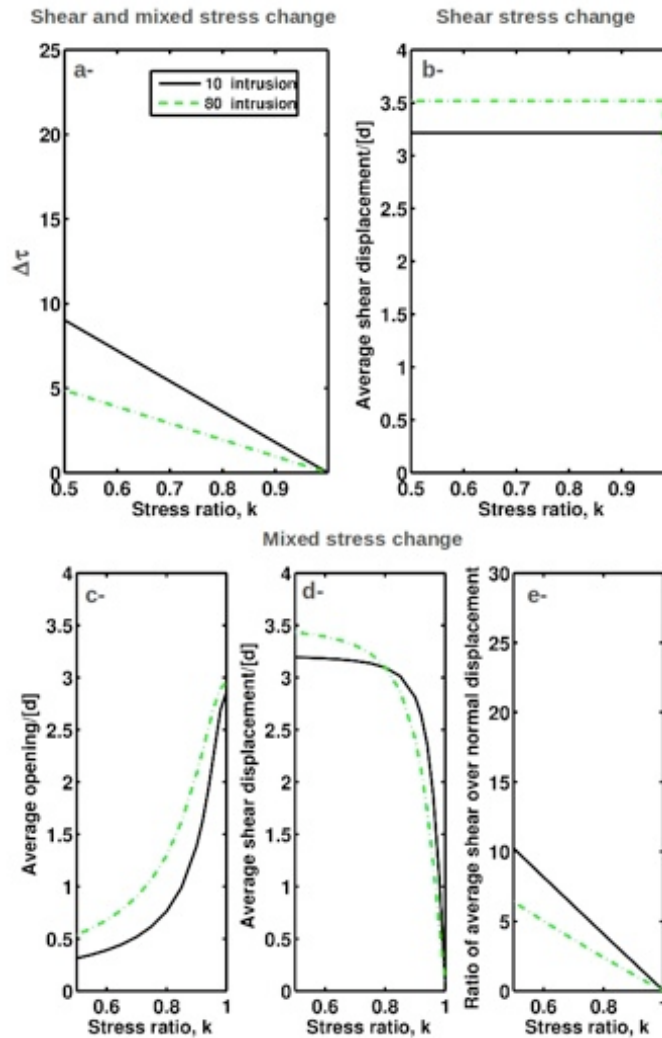


Figure 5: Influence of the stress ratio k on the fracture a- shear stress changes and b- scaled displacements obtained for shear stress changes and c- d- e- mixed stress changes. Two fracture dips are considered: a fracture with a 10° dip (solid black line) and a fracture with a 80° dip (green dashed line).

When a mixed stress change is applied to fractures, the scaled average opening increases as the stress anisotropy decreases, while the scaled shear displacement decreases. These variations are more pronounced for $k > 0.8$, indicating that shear displacements are transferred to normal displacements when stresses in the edifice become isotropic. The maximum value of shear

displacements reached under mixed stress changes corresponds to the value obtained for shear stress changes (Fig. 6).

4.2 Criteria for describing displacements associated with subhorizontal or subvertical fractures.

We describe displacements for (i) a subvertical fracture with a 80° dip and (ii) a subhorizontal fracture with a 10° dip for the three different loading cases. For the normal stress change only, the stress anisotropy ratio is $k = 1$, and for shear stress and mixed stress changes, the stress anisotropy ratio is $k = 0.6$. From this description, displacements ratios are defined to compare surface displacements.

We define upward and eastward displacements as displacements toward increasing z and x , respectively. We refer to the sides below and above a subvertical fracture as being on the foot and hanging (Fig. 7a), respectively, and the side on the upper and lower sides of a subhorizontal fractures as being on the head and foot sides (Fig. 7b), respectively. We will further refer to the footwall as side -, and the hangingwall as side +.

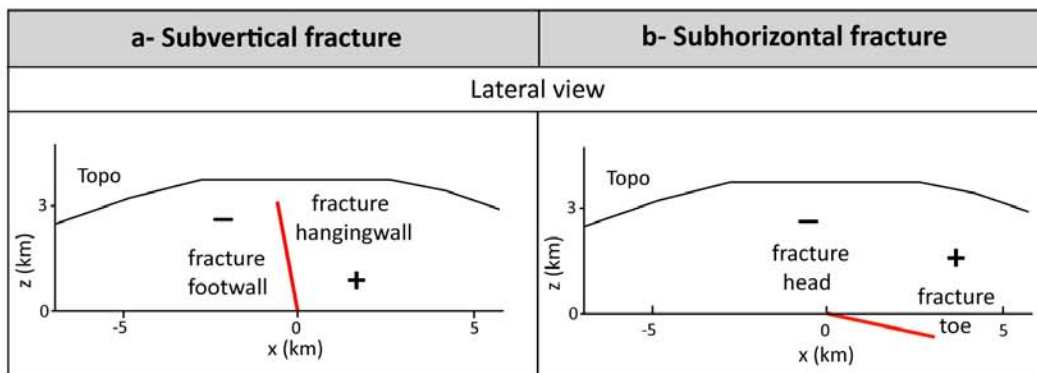


Figure 7: Terms used for the description of displacements induced by subvertical and subhorizontal fractures and related signs.

4.2.1- Subvertical fracture (Dip = 80°)

Contrasting displacement for fractures submitted to normal stress changes and shear or mixed stress changes are observed. Internal displacements associated to normal stress changes are pointing away from the fracture (Fig. 8a), while those associated to shear and mixed stress changes are pointing toward the fracture (Fig. 8b and 8c). At the surface, this results in vertical displacements corresponding to normal stress changes having a characteristic bimodal shape (Dieterich, 1975; Pollard et al., 1983) with uplifts on both sides of the fracture and subsidence above the fracture (Fig. 8a, Table 1), while vertical displacements associated with shear and mixed stress changes show opposite displacements with uplifts on the footwall, subsidence on the hangingwall and null displacements above the fracture tip (Fig. 8b and Fig 8c, Table 1).

Horizontal displacements corresponding to normal stress changes show opposite displacements, with the hangingwall moving eastward (i.e. being positive) and the footwall moving westward and null displacements above the fracture tip, while displacements corresponding to shear and mixed stress changes are westward (negative) on both sides of the fracture.

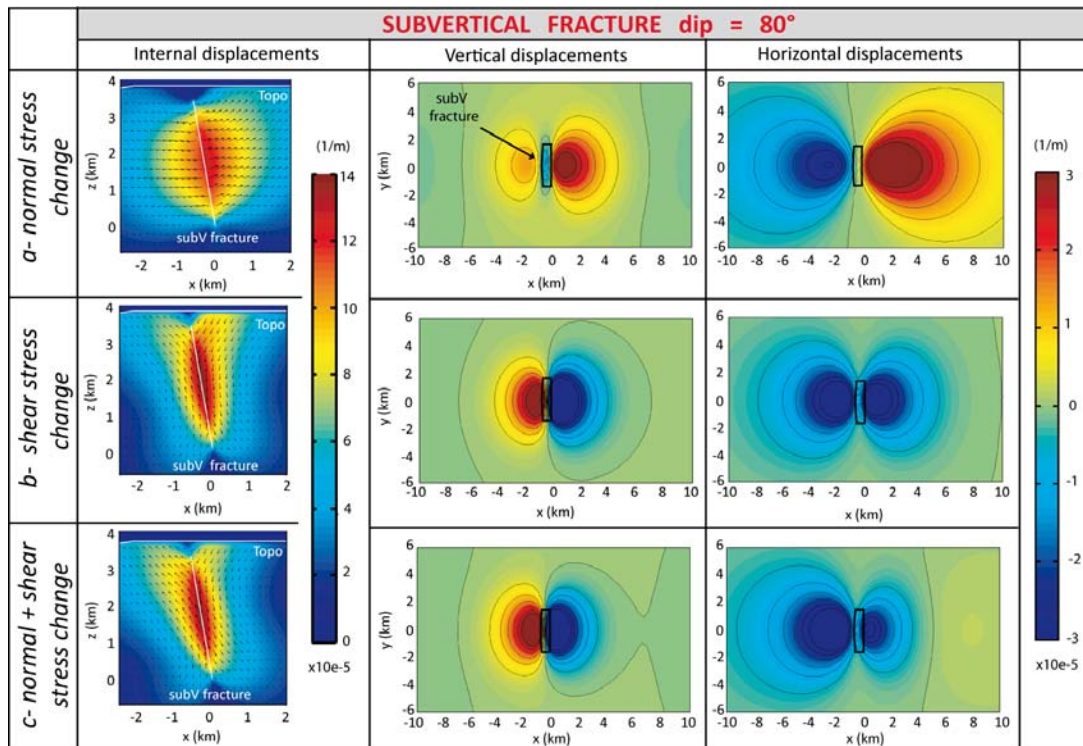


Figure 8: Internal and surface displacements associated with a subvertical fracture (dip = 80°) submitted to a- a normal stress change, b- a shear stress change ($k = 0.6$), c- a mixed stress change ($k=0.6$).

4.2.2- Subhorizontal fracture (Dip = 10°)

In a way similar as subvertical fractures, the displacement fields related to subhorizontal fractures submitted to normal stress changes, on the one hand, and shear and mixed stress changes, on the other hand, show striking differences (Fig. 9). Internal vertical displacements corresponding to normal stresses changes are pointing upward. They are maximum above of the intrusion and diverge away from the fracture center. Horizontal displacements at the surface are pointing westward above the head of the intrusion and eastward above the toe. When shear stress changes are involved, internal vertical displacements above the fracture are opposite, they correspond to uplift at the head and subsidence at the toe of the fracture, while all horizontal displacements are oriented eastward above the fracture and westward below. At the ground surface, this results in unimodal (positive) vertical displacements for normal stress changes (Fig. 9a and Table 1) and opposite vertical displacements, with subsidence at the fracture head and uplift at the fracture toe, for shear and mixed stress changes (Fig 9b, Fig. 9c and Table 1). Horizontal displacements are opposite, pointing westward on the head and eastward on the toe side for normal stress changes (Fig. 9a and Table 1), while they are pointing eastward on both sides of the fracture for shear and mixed stress changes (Fig. 9b, Fig 9c and Table 1).

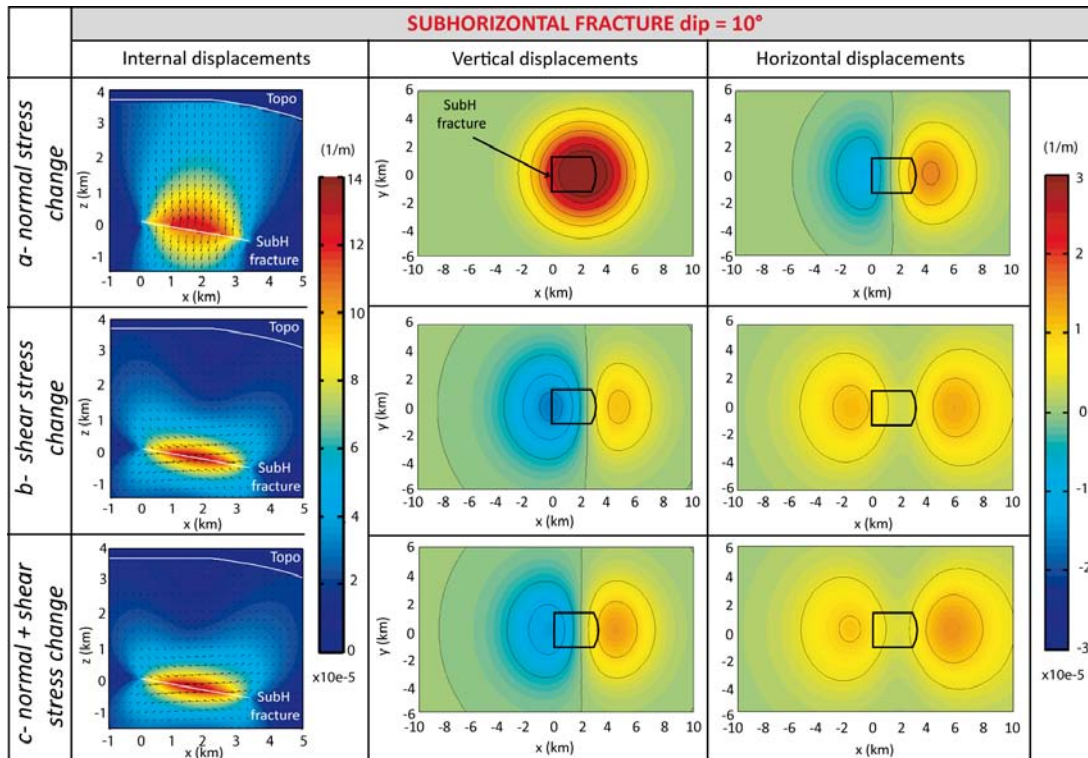


Figure 9: Internal and surface displacements associated with a subhorizontal fracture (dip = 10°) submitted to: a- a normal stress change; b- a shear stress change ($k=0.6$); c- a mixed normal and shear stress change ($k=0.6$).

4.2.3. Comparison between surface displacements induced by subvertical and subhorizontal fractures

For normal stress changes, surface displacements associated to subvertical and subhorizontal fractures have similar signs (Table 1). Vertical displacements are characterized by uplifts, which are bimodal for subvertical fractures and unimodal for subhorizontal fractures. Horizontal displacements show opposite signs, the hanging or toe sides moving eastward, and the foot or head side moving westward (Fig. 8, Fig. 9).

For shear and mixed stress changes, surface displacements associated to subhorizontal and subvertical fractures have opposite signs (Table 1). In particular:

Vertical displacements:

- show subsidence at the hangingwall and at the head sides, for subvertical and subhorizontal fractures, respectively.
- the footwall (for subvertical) and the toe (for subhorizontal) sides are affected by uplift.

Horizontal displacements:

- show westward and eastward inward and outward movements of both sides for subvertical and subhorizontal fractures, respectively (Fig. 8b, Fig. 8c and Fig. 9b, Fig. 9c).

		Vertical displacement		Horizontal displacement	
		Foot/Head side (Uz-)	Hanging/toe side (Uz+)	Foot/Head side (Ux-)	Hanging/toe side (Ux+)
SubV fracture	Normal stress change	+	+	-	+
	Shear and mixed stress change	+	-	-	-
SubH fracture	Normal stress change	+	+	-	+
	Shear and mixed stress change	-	+	+	+

Table 1: Displacement signs for the two sides of a subvertical fracture of dip 80° and a subhorizontal fracture of dip 10° (see Fig. 7 for the sides definition) under different stress changes. Vertical displacements are positive when uplift occurs, and negative if subsidence occurs. Horizontal displacements are positive when the movement is eastward, and negative when it is westward.

4.2.4. Analysis criteria definition

In order to confirm the analysis of displacements obtained for given dips corresponding to subvertical and subhorizontal fractures, and three types of stress changes, we will extend our study to a wide range of fracture dips and stress anisotropies. To compare the associated surface displacements and propose keys to the determination of the fracture geometry from surface displacements, we define several surface displacement ratios (Fig. 10). Using ratios, our study is a-dimensional and independent on the size and stress change of the fracture as well as on the elastic parameters. Such ratios can be determined from the observed displacement field, which could for instance be measured by InSAR. We define ratios of maximum vertical U_z^+/U_z^- and horizontal U_x^+/U_x^- surface displacements, ratios of maximum horizontal over maximum vertical displacements for both sides of a fracture U_x^-/U_z^- and U_x^+/U_z^+ , where - refers to foot (subvertical fracture) or head side (subhorizontal fracture) maximum displacement (Fig. 10a and 7),

and + refers to hanging (subvertical fracture) or toe side (subhorizontal fracture) maximum displacement (Fig 10b and 7). U_z and U_x refer to maximum vertical and horizontal displacements, respectively.

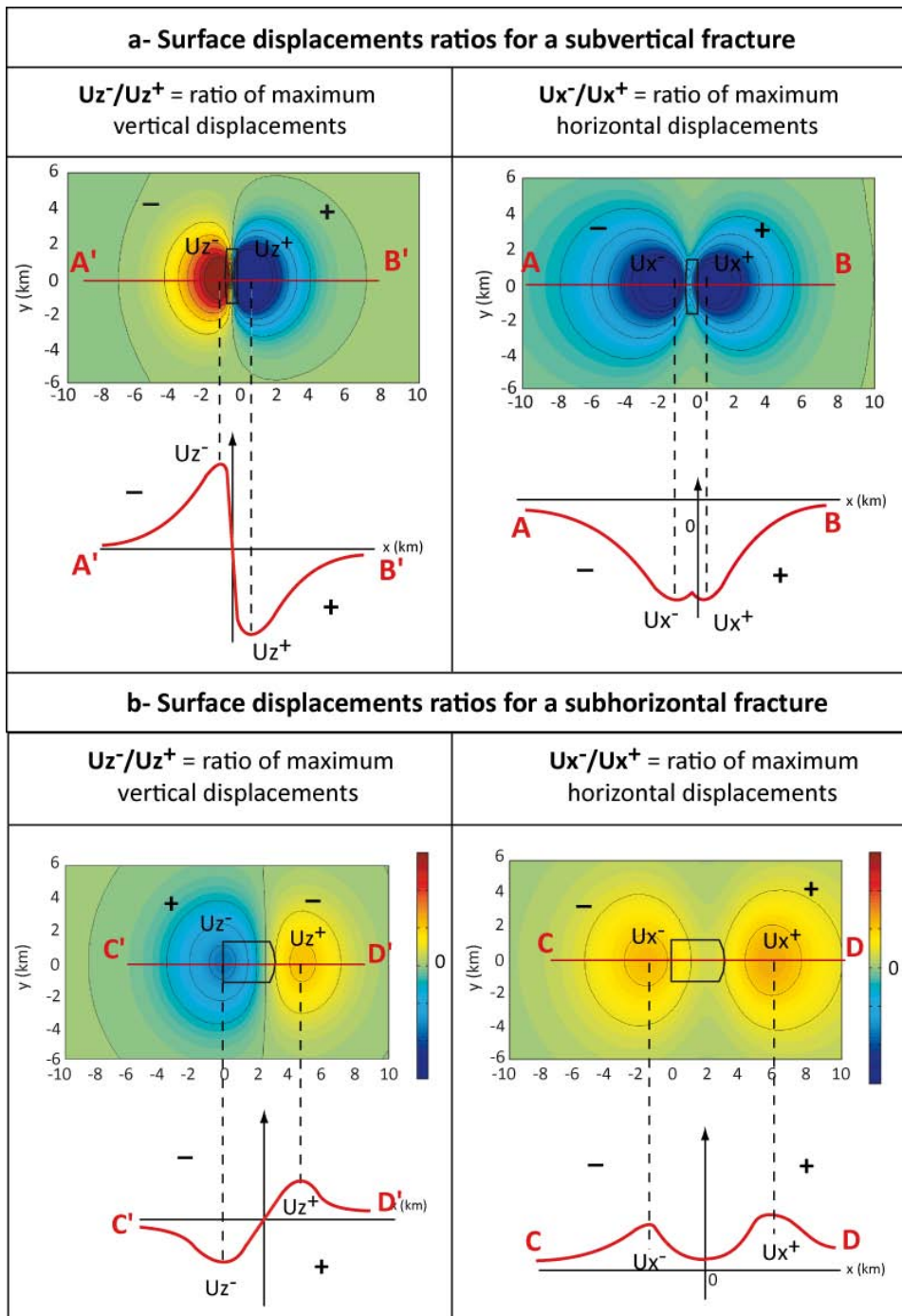


Fig. 10: Surface ratios for subvertical fractures (a) and subhorizontal fractures (b) used in section 4.2.4.

4.3- Surface displacements ratios

As the displacements ratios are independent from the fracture dimension and elastic parameters, they can probably be used to determine some characteristics of the fractures. The study of scaled fracture displacements showed that they depend on the applied stresses (section 4.1), thus the surface displacement ratios will probably also be influenced by the applied stresses. In this study, we investigate whether the displacement ratios can be used to infer the stress changes applied to a fracture and to determine the dip of the fracture and the stress anisotropy in the edifice.

4.3.1. Displacement ratios as a function of the dip and stress ratio taken separately

Displacements ratios for dips of fractures ranging from 0 to 90°, keeping the stress ratio to a constant value of $k = 0.6$, are computed (Fig. 11), as well as for stress ratios ranging from 0.5 to 1 and fixed dips (10° for subhorizontal fracture and 80° for subvertical one, Fig. 12).

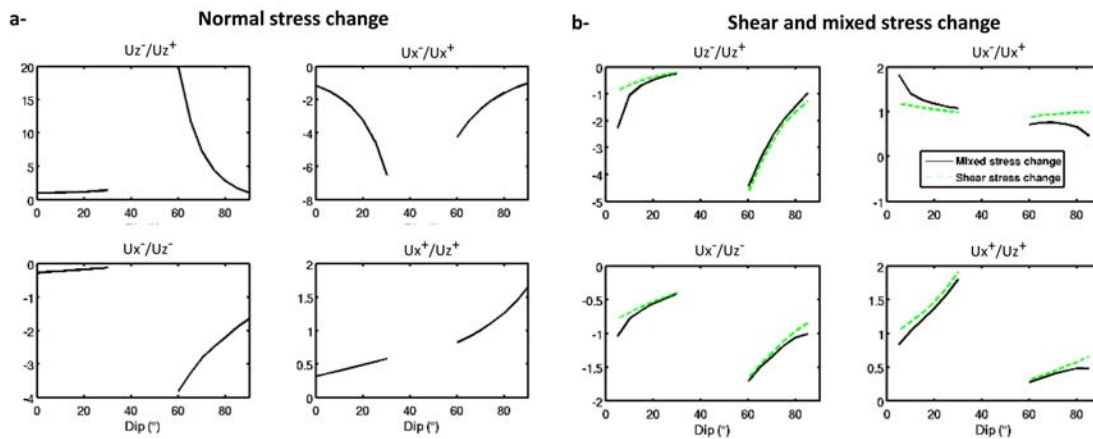


Figure 11: Influence of the fractures dip on ratios of maximum surface displacements when fractures are submitted to: a- normal stress changes and b- shear (dashed green line) and mixed (solid black line) stress changes ($k = 0.6$). The sign – in horizontal and vertical displacements refers to the footwall (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side, while the sign + refers to the hangingwall (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Fig. 7 and 10).

As seen for two particular dips in Table 1 and confirmed for a large range of dips (Fig 11), ratios of horizontal over vertical displacements U_x/U_z are negative on side - (U_x-/U_z-) and positive on side + (U_x+/U_z+), whether the stress change is normal, shear and mixed stress changes. These ratios can thus be used to discriminate the head/foot side from the toe/hanging side of fractures whatever the applied stress change. Negative U_x/U_z are, in fact, characteristic of side - (head side of subhorizontal fractures and foot side of subvertical fractures), while positive U_x/U_z are characteristic of side + (toe side of subhorizontal fractures and hanging side of subvertical fractures).

Similarly, fractures submitted to shear and mixed stress changes have ratios of maximum vertical U_z^-/U_z^+ and horizontal displacements U_x^-/U_x^+ opposite in signs with respect to the ratios of fractures submitted to normal stress changes (Fig. 11). Thus, signs of ratios U_z^-/U_z^+ **Erreur ! Signet non défini.** and U_x^-/U_x^+ can be used to discriminate fractures submitted to normal stress changes

from fractures submitted to shear stress changes. A fracture with a positive ratio of vertical displacements U_z^-/U_z^+ or a negative ratio of horizontal displacements U_x^-/U_x^+ will be undergoing a normal stress change, while a fracture with a negative U_z^-/U_z^+ or positive U_x^-/U_x^+ will be either undergoing a shear or a mixed stress change. However, the ratios U_x^-/U_z^- and U_x^+/U_z^+ have the same sign among normal stress changes and shear and mixed stress changes (Fig. 11), thus they can not be used to determine the stress change type.

When the fracture dip varies, displacements ratios associated to fractures submitted to shear stresses follow the same trend as ratios corresponding to fractures submitted to mixed stresses (Fig. 11b). However, when the stress ratio, k , varies, displacement ratios associated to fractures submitted to shear stress changes are constant (Fig. 12b), which means that the displacement ratios are independent on the stress ratio. This differs from displacement ratios associated to fractures submitted to mixed stress change, which vary with the stress ratio (Fig 12a). Fractures submitted to shear stress changes have ratios U_x^-/U_x^+ which range from 1 to 1.2, whatever the stress ratio. For mixed stress change and stress ratios $k < 0.8$, displacement ratios U_x^-/U_x^+ (Fig. 12a) are very close to the displacement ratios determined for shear stress change (Fig. 12b) and will probably be within the measurements errors of actual displacement data. In fact, they are all the more close as the fracture dip is far from a horizontal or a vertical fracture (Fig 11b). Particularly, for large stress anisotropies ($k < 0.7$) and $15^\circ < \text{dip} < 75^\circ$, it is not possible to discriminate fractures submitted to a shear stress change from fractures submitted to a mixed stress change. For smaller stress anisotropies ($k > 0.7$), ratios U_x^-/U_x^+ corresponding to mixed stress changes significantly differ from the ratios corresponding to shear stress changes. In the former case, in fact, U_x^-/U_x^+ becomes larger than 1.5 for a subhorizontal fault with a 10° dip, and smaller than 0.6 for a subvertical fault with a 80° dip. This indicates that when ratio U_x^+/U_x^- is > 1.5 or < 0.6 , the loading can not be a shear stress change only.

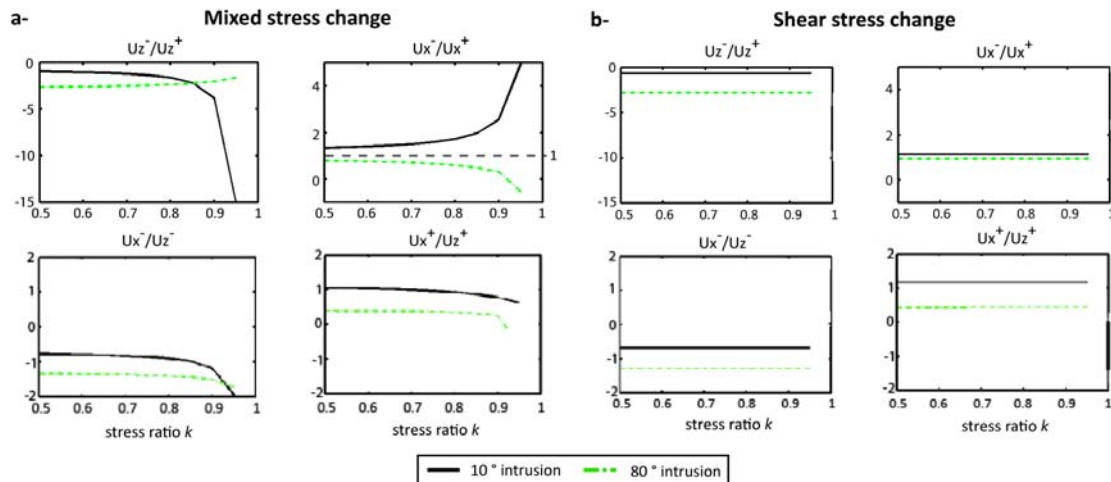


Figure 12: Influence of the stress anisotropy, k , on the surface displacements ratios when fractures are submitted to mixed (a) and shear stress changes (b). Side - refers to the footwall (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hangingwall (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Fig. 7 and 10).

Next, we question whether the displacement ratio can be used to determine whether a fracture is subhorizontal or subvertical. As we do not know whether a fracture is submitted to a shear or mixed stress change, the ratio used should be able to discriminate subvertical from subhorizontal fractures whatever the stress change. For normal stress changes, ratio U_x^-/U_x^+ cannot be used to this purpose (Fig 11a). If a shear stress change is applied to a fracture, all ratios, except U_x^-/U_x^+ which shows too similar values, can be used to discriminate subhorizontal from subvertical fractures. This result is independent from the stress ratio k (Fig 12b) as, for shear stress changes, displacement ratios are independent on the stress ratio. For mixed stress changes, ratios U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_z^- cannot be used, as similar values of U_z^-/U_z^+ correspond to subhorizontal fractures of dips $<10^\circ$ and subvertical fractures of dips $>70^\circ$ (Fig. 11b). Similarly, the same value of ratio U_x^-/U_z^- corresponds to dips of 5° and 85° (Fig. 11b). Thus, we determine that U_x^+/U_z^+ is the most reliable ratio to use to determine whether a fracture is subhorizontal or subvertical.

4.3.2. Displacement ratios as a function of the dip and stress ratio k , taken jointly

Varying the stress ratio simultaneously with the dip, we intend to confirm the results obtained previously and to draw a strategy to determine fracture characteristics, such as the hanging or foot side (or toe and head side), the type of stress change, and the dip and stress ratio. Displacement ratios corresponding to normal and shear stress changes are not represented as they do not vary with the stress ratio. They were already presented in Figs. 11 and 12.

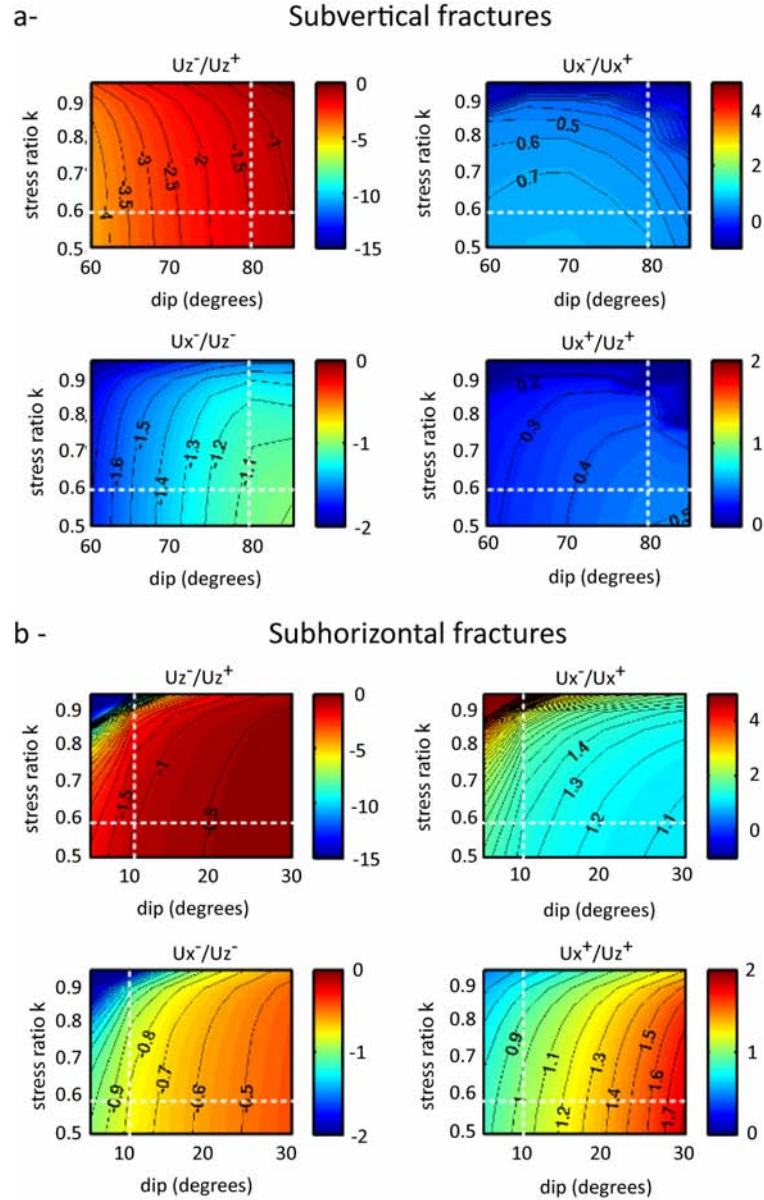


Figure 13. Influence of the fracture dip and the stress ratio k on displacements ratio for fractures submitted to a mixed stress change a- Displacement ratios for subvertical fractures defined in Fig. 3a. b- Displacement ratios for subhorizontal fractures defined in Fig. 3b. In subset a et b, the ratios represented are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side - over side +; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side - over side +; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Fig. 9 and 10). Dashed horizontal white lines correspond to stress ratio $k=0.6$, represented in Fig. 11. Dashed vertical lines correspond to dips of 80° and 10° , represented in Fig. 12.

Determination of the side of fracture

The representation of displacement ratios as a function of the dip and stress ratios k , confirms that ratio U_z^-/U_z^+ is negative and ratio U_x^-/U_x^+ is positive whatever the dip and stress ratio (Fig. 14). Negative U_x^-/U_z^- are characteristic of side -, while positive U_x^+/U_z^+ are characteristic of side + whatever the dips and stress ratios k . Thus, ratio U_x^-/U_z^- can be used to discriminate the head/foot side from the toe/hanging side of fractures.

Determination of the type of applied stress change

We confirm that values of $U_z^-/U_z^+ < 0$ and $U_x^-/U_x^+ > 0$ are not encountered under mixed stress change, confirming that these ratios can be used to discriminate fractures submitted to normal stress changes from fractures submitted to shear or mixed stress change. Recalling that U_x^-/U_x^+ ratio ranges from 1 to 1.2 for fractures under shear stress change, we determine that values of $U_x^-/U_x^+ > 1.2$ or < 1 are specific to mixed stress change, indicating that when such values are encountered the fracture is not submitted to shear stress changes.

Discriminating subvertical from subhorizontal fractures

For mixed stress change, we confirm that the same values of displacement ratios U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_x^+ (fig. 13a and Fig. 13b) correspond to subhorizontal and subvertical fractures, indicating that these ratios cannot be used to characterize subhorizontal and subvertical fractures. However, ratios U_x^-/U_x^+ and U_x^+/U_z^+ show different ranges of values for subvertical and subhorizontal fractures. As seen before, U_x^-/U_x^+ can be misleading in the case of shear stress changes, and hence it won't be used. For subvertical fractures, the ratio U_x^+/U_z^+ has values smaller than 0.5, whereas for subhorizontal fractures, this ratio is larger than 0.7. Thus, we will consider that when $U_x^+/U_z^+ > 0.6$, the fracture is subvertical, and when $U_x^+/U_z^+ < 0.6$ it is subhorizontal.

Determination of the dip

Once we know whether a fracture is subvertical or subhorizontal, the determination of the dip and stress ratio can not be done from a single ratio as several combinations of dips and stress ratios, k , correspond to the same displacement ratio, corresponding to an isovalue in Fig. 13. Thus, different displacement ratios have to be used simultaneously to determine a fracture stress ratio and dip.

Some displacement ratios vary monotonously in a similar way, like U_x^-/U_z^- and U_x^+/U_z^+ for subvertical fractures or U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_x^+ for subhorizontal fractures. Thus, using them simultaneously will not provide information on the dip and stress ratio. Some ratios vary mainly with the dip, but vary little with the stress ratio, like U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_x^+ for subvertical fractures or U_x^-/U_z^- and U_x^+/U_z^+ for subhorizontal fractures. These ratios provide information on the dip with small uncertainties but should not be used to determine the stress ratio. Other displacement ratios vary with the stress ratio but vary little with the dip, like U_x^-/U_x^+ for subvertical fractures. This ratio can be used to determine the stress ratio with small uncertainties.

From these considerations, we suggest to use combinations of displacement ratios to determine the dip and stress ratio. For subvertical fractures, U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_x^+ could be used simultaneously as they vary in different complementary ways; U_z^-/U_z^+ is mainly sensitive to variations in the dip, while U_x^-/U_x^+ is mainly sensitive to variations in the stress ratio. For subhorizontal fractures, U_x^-/U_x^+ could be used together with U_x^-/U_z^- or U_x^+/U_z^+ , as U_x^-/U_x^+ is the most sensitive to the stress ratio, whereas U_x^-/U_z^- and U_x^+/U_z^+ are mainly sensitive to the dip.

4.3.3. Sensitivity of the results to the topography, fracture length and depth

In this section, we discuss how the displacement ratios that we use to characterize the dip and stress ratio are affected by the topography, the fracture length and the fracture depth. Mainly, we investigate whether the rules of thumbs determined previously remain valid.

Displacement ratios are computed for ground surfaces with slopes of 30° for and for flat ground surfaces (Appendix A). We find that whether there is a steep topography or not, we can still use the U_x^-/U_z^- ratio to determine side + and -. Signs of U_z^-/U_z^+ or U_x^-/U_x^+ can be used to discriminate fractures submitted to normal stress changes, from those undergoing shear or mixed stress changes. For normal stress changes, the ratio U_x^+/U_z^+ changes significantly with the slope, therefore the U_x^+/U_z^+ curves specific to the studied volcano slopes (Supplementary data, Appendix A, Figure A1) should be used to determine the fracture dip. Determination of the type of applied stress change. We find (Figure A2) that ratios $U_x^-/U_x^+ > 1.2$ or < 1 are not anymore specific to mixed stress changes, as values as high as 1.7 (30° slope) and as low as 0.5 (flat topography) can be met under shear stress change. Ratios $U_x^-/U_x^+ > 1.7$ and < 1.4 , for a 30° slope, or $U_x^-/U_x^+ > 1$ and $0 < 0.5$, for a flat topography, will indicate that the fracture is under mixed stress change.

For shear and mixed stress change, the same threshold of 0.7 for the U_x^+/U_z^+ ratios can still be used to discriminate subhorizontal from subvertical fractures. As most ratios are affected by topography, the ratio plots specific to a topography should be used to determine the dip and stress ratio.

To investigate the influence of the fracture length, displacements ratios were computed for a subvertical fracture twice shorter, and a subvertical fracture twice longer than in our previous calculations. When normal stress changes are applied to the fracture, the change in displacement ratios is negligible (Appendix B1), so that the U_x^+/U_z^+ ratio can still be used to determine the fracture dip. Values of U_x^-/U_x^+ can be as large as 1.5 under shear stress change, thus mixed stress changes will be estimated when $U_x^-/U_x^+ > 1.5$ or < 1 . For shear or mixed stress changes, ratios U_x^+/U_z^+ have larger values (Appendix B2 and B3), but U_x^+/U_z^+ can still be used to discriminate subhorizontal and subvertical fractures. Subvertical fractures having an almost unchanged U_z^-/U_z^+ ratio, whereas U_x^-/U_x^+ ratio has values that are 20% larger than for 3 km long fractures; subhorizontal fractures, have ratios U_x^-/U_x^+ and U_x^+/U_z^+ 15 % larger than for a smaller fracture and U_x^-/U_z^- is almost unchanged. When fractures are subvertical, determination of the stress ratio and dip from U_x^-/U_x^+ and U_z^-/U_z^+ ratios will lead to stress ratios that can be 20% uncertainties, but to precise dip values. When fractures are subhorizontal, using U_x^-/U_x^+ and U_x^-/U_z^- will lead to precise determinations of the dip and stress ratio.

To investigate the influence of the fracture depth, displacement ratios were computed for a twice deeper subvertical fracture (3 km below sea level, instead of sea level) and for a much shallower subhorizontal fracture (200 meters below the summit, instead of sea level) (Appendix C). When normal stress changes are applied to the fracture, the change in displacement ratios is negligible (Appendix C, Figure C1). Thus, ratio U_x^+/U_z^+ can still be used to determine the fracture dip. For shear stress change (Figure C2), values of U_x^-/U_x^+ can be as low as 0.9, indicating that U_x^-/U_x^+ ranges from 0.9 to 1.2 for shear stress changes. Consequently mixed stress changes will be estimated when $U_x^-/U_x^+ > 1.2$ or < 0.9 . We determine that U_x^+/U_z^+ is little affected by the intrusion depths, thus it can still be used to determine whether the fracture is subvertical or subhorizontal. For mixed stress changes (Appendix C, Figure C3), values corresponding to small dips and large stress ratios are masked. Indeed, the associated displacement, similarly as for normal stress changes, shows a single uplift (vertical displacements are unimodal) and opposite horizontal displacements; the associated ratios are also beyond the scale. This indicates that, when unimodal displacements are observed, they can be attributed to a fracture submitted to a normal stress only, or to a fracture, close to the surface, submitted to a mixed stress change.

Ratio U_x^+/U_z^+ has similar values for $\text{dip} < 13^\circ$ and $\text{dip} > 80^\circ$. Thus, using this ratio to distinguish subvertical from subhorizontal fractures can lead to mistake shallow dipping subhorizontal fractures with steep subvertical fractures. For subvertical fractures, the ratio U_z^-/U_z^+ is unchanged whether mixed or shear stress changes are applied. Ratio U_x^-/U_x^+ is unchanged for shear stress changes and has values 15% larger than for the shallower fracture when mixed stress changes are applied (Appendix C, Figures C2 and C3). Thus, for subvertical fractures, determination of the stress ratio and dip from ratios U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_x^+ will lead to precise dip values but to stress ratios with uncertainties that can be large (0.2 for $\text{dip} < 75^\circ$ larger for $\text{dips} > 75^\circ$).

For subhorizontal fractures, ratio U_x^-/U_x^+ has values approximately 15% different whether mixed or shear stress changes are applied. For shear stress changes, U_x^-/U_z^- is almost unchanged, whereas, for mixed stress change, ratio U_x^-/U_z^- varies over larger range than for the deeper fracture.

Thus, when fractures are subhorizontal, using U_x^-/U_x^+ and U_x^-/U_z^- jointly will lead to small uncertainties on the dip (less than 5°) and larger uncertainties on the stress ratios (0.2) for dips larger than 15° and to large uncertainties for smaller dips.

4.3.4- Strategy for the determination fracture characteristics from surface displacement ratios

The results of this section can be summarized in a chart (Figure 14) that will help to identify some characteristics of fractures from surface displacement ratios. We propose a four steps procedure.

- ✧ In step 1, the location of side - (head side of subhorizontal fractures and foot side of subvertical fractures) and side + (toe side of subhorizontal fractures and hanging side of subvertical fractures) of the fracture will be determined from the sign of ratio U_x^-/U_z^- . Negative U_x^-/U_z^- are characteristic of side -, while positive U_x^-/U_z^- are characteristic of side + (Fig.8 and 9).
- ✧ In step 2, the type of stress acting on the fracture will be determined. If ratio U_z^-/U_z^+ is positive or ratio U_x^-/U_x^+ is negative, the fracture is submitted to a normal stress change. We can go directly to step 4 in order to determine the fracture dip from the magnitude of ratio U_x^+/U_z^+ in Fig 11. If ratio U_z^-/U_z^+ is negative or ratio U_x^-/U_x^+ is positive, the fracture is

either submitted to a shear or a mixed stress change. If $U_x^+/U_z^+ > 1.5$ or $U_x^+/U_z^+ < 0.9$, the fracture is submitted to a mixed stress change; otherwise the type of loading can be either a shear or a mixed stress change (Fig. 11).

- ✦ In step 3, we determine whether the fracture is subvertical or subhorizontal from ratio U_x^+/U_z^+ . If U_x^+/U_z^+ is larger than 0.7, the fracture is most likely subhorizontal, whereas if it is smaller than 0.7, it is likely to be subvertical (Fig. 11 and 12).
- ✦ In Step 4, we determine the dip and stress ratios acting on the fracture. If the fracture is subhorizontal, we use values of U_x^-/U_x^+ and U_x^-/U_z^- in Fig. 13b. If the fracture is subvertical, we use values of U_z^-/U_z^+ and U_x^-/U_x^+ in Fig. 13a. For subvertical fractures, the stress ratio can be 20% wrong, whereas the dip values are precisely determined. For subhorizontal fractures, the stress ratio and dip will be precisely determined for deep fractures.

It should be noted that when there is a topography, the curves specific to the average slope of the studied volcano should be used (Supplementary data, Appendix A), and threshold values in the chart updated (Appendix A, Figure A4). If the fracture is shallow, and unimodal vertical displacements are observed, the fracture can be either submitted to a normal stress change or to a mixed stress change.

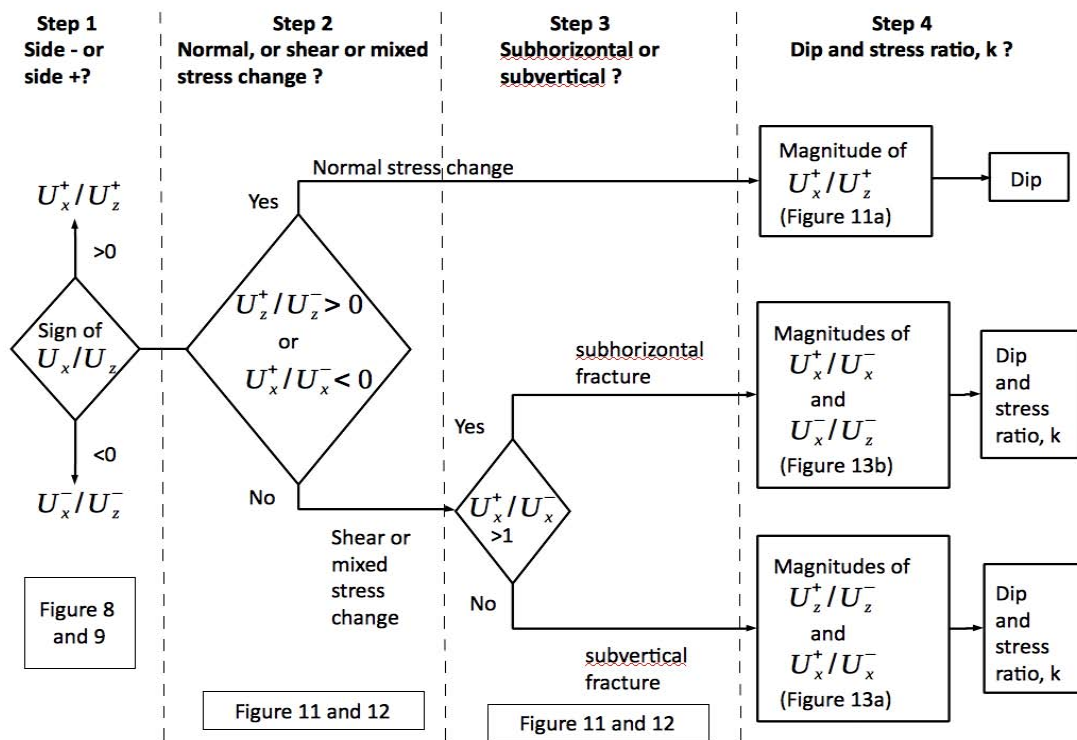


Figure 14: chart for the determination of some characteristics of fractures. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Fig. 7).

5- Discussion

Determination of stress field and fracture characteristics from surface displacement patterns

The determination of the geometry of a fracture is generally based on the deformation and seismic data recorded during the intrusive event. Pollard et al. (1983) carried out a theoretical analysis of the deformation fields in volcanic environment and described the relationships between the nature of surface displacements and the characteristics of the associated steeply-dipping fractures. Following Pollard et al (1983) and our new field data, we presented in this paper the results of a numerical study which compared the displacement fields induced by the emplacement of steeply-dipping and shallow-dipping fractures. Three types of fractures were considered in our models: (1) intrusions (type 1 fractures), (2) sheared intrusions (type 3 fractures) and (3) non-injected faults (type 2 fractures). To our knowledge, this is the first time that the effect of shear stress applied to fractures in basaltic environment is investigated.

A first order analysis of surface displacement patterns created by the three types of fractures is sufficient to discriminate subvertical from subhorizontal fractures for a given value of k (Fig. 9 and 10). Moreover, displacement fields associated with intrusions strongly differ from those resulting from sheared intrusions and faults (Fig. 9 and 10). However, the simple study of surface displacements is not valuable enough to distinguish whether the source is a sheared intrusion or a fault as their emplacement causes very similar pattern of deformation, in terms of geometry and magnitude, both for subvertical and subhorizontal fractures (Fig. 9 and 10).

In order to better constrain the dips of the fractures and the stress ratio k from modelling results, we defined four surface displacement ratios (Fig. X and XX). We study the role of these two parameters separately or their combined influence on the ratios. The chart presented in fig. 14 summarizes the methodology we propose in order to determine (1) the geometrical features of the fractures and (2) the initial stress field characteristics by estimating the stress ratio k . The first step of the procedure (Fig. 14) is used to determine the location of the side - and side + of the fractures. From this, we use the second step in order to identify the nature of the stress field acting at the surface of the fractures corresponding to the initial state of stress within the edifice at the time of emplacement of the fractures. Apart from the case of intrusions, these surface ratios permit the distinction between faults and sheared intrusions, which was not possible with the direct study of surface displacements. Step 3 is dedicated to the nature of the fracture (subvertical or subhorizontal), using a unique value of U_x^+/U_z^+ ratio (Fig. 13 and 14). Finally, we quantify precisely the dip value of the fractures and the stress ratio k through the last step of the procedure. The accuracy of the estimated dips is higher for subhorizontal fractures while the stress ratio can be determined accurately for subhorizontal and subvertical fractures (Fig. 14). In addition to these considerations, we here introduce an efficient method to study the relationships between fractures and surface displacements in volcanic environments. Although applied to models of basaltic volcanoes, we strongly believe that our approach is applicable to other types of volcanoes. Indeed, results presented in the supplementary material (appendix A, B and C) show that the topography of the edifice, the depth and length of the fractures have no major influence on the criteria defined in the step-by-step procedure. The same ratios can still be used but just need to be updated when the initial parameters of the model change.

This theoretical study has further implications. In contrast with classical models of fracture-related flank displacements, we considered the role of both subvertical and subhorizontal fractures in the mechanical behavior of basaltic volcanoes and we emphasized that flank deformation is

strongly controlled by the action of shear stress along the underlying fractures. As a consequence, considering shear stress in the future model is a key factor in the understanding of volcano behavior. Indeed, most of the inversions performed from geodetic data (considering a dislocation as the source of the displacements, mainly based on Okada's direct formulation) only allow opening of the fracture and assume that no slip occurs. This work raises the importance of inverting for both opening and slip. A recent study by Hooper et al. (2011) in a different context, suggested that surface displacements and deep crustal stress perturbations observed at Kverkfjoll volcanic system in 2007-2008 related to the intrusion of an inclined sheet are best modelled by a tensile-shear dislocation. Their geodetic data showed that the dike was submitted to dilation and translational motion of the opposing walls, requiring a model solved for opening and slip.

As shown by our results and the study by Hooper et al. (2011), this approach can potentially bring constraints on the initial stress field within basaltic edifices. Such an information is difficult to obtain and of prime importance in modelling volcano deformation.

Influence of fracture emplacement on the slope of basaltic flanks

The morphological evolution of basaltic volcanoes is the result of multiple processes of construction and destruction (Moore, 1964; McGuire, 1996; Cecchi et al., 2005). It has been long thought that one of the main morphological features of basaltic volcanoes was the presence of gentle and monotonous slopes (Simkin and Siebert, 1994). More recent studies showed that steep slopes are more common than expected on basaltic edifices (Rowland and Garbeil, 2000; Naumann and Geist, 2000). Volcanoes like Fernandina and in the western Galapagos (Rowland, 1996; Mouginiis-Mark et al., 1996; Rowland and Garbeil, 2000), Karthala (Grand Comore, Rowland and Garbeil, 2000) or Piton de la Fournaise (Reunion, Rowland and Garbeil, 2000; Michon et al., 2008), present a similar distribution of their flank slopes (Fig. XXX). The lower parts of the flanks have typical basaltic shield gentle slopes (8 to 15°), followed by steep intermediate slopes locally reaching 35 to 40°, and very low slopes (less than 5°) in their summit area (Rowland and Garbeil, 2000; Fig. 15).

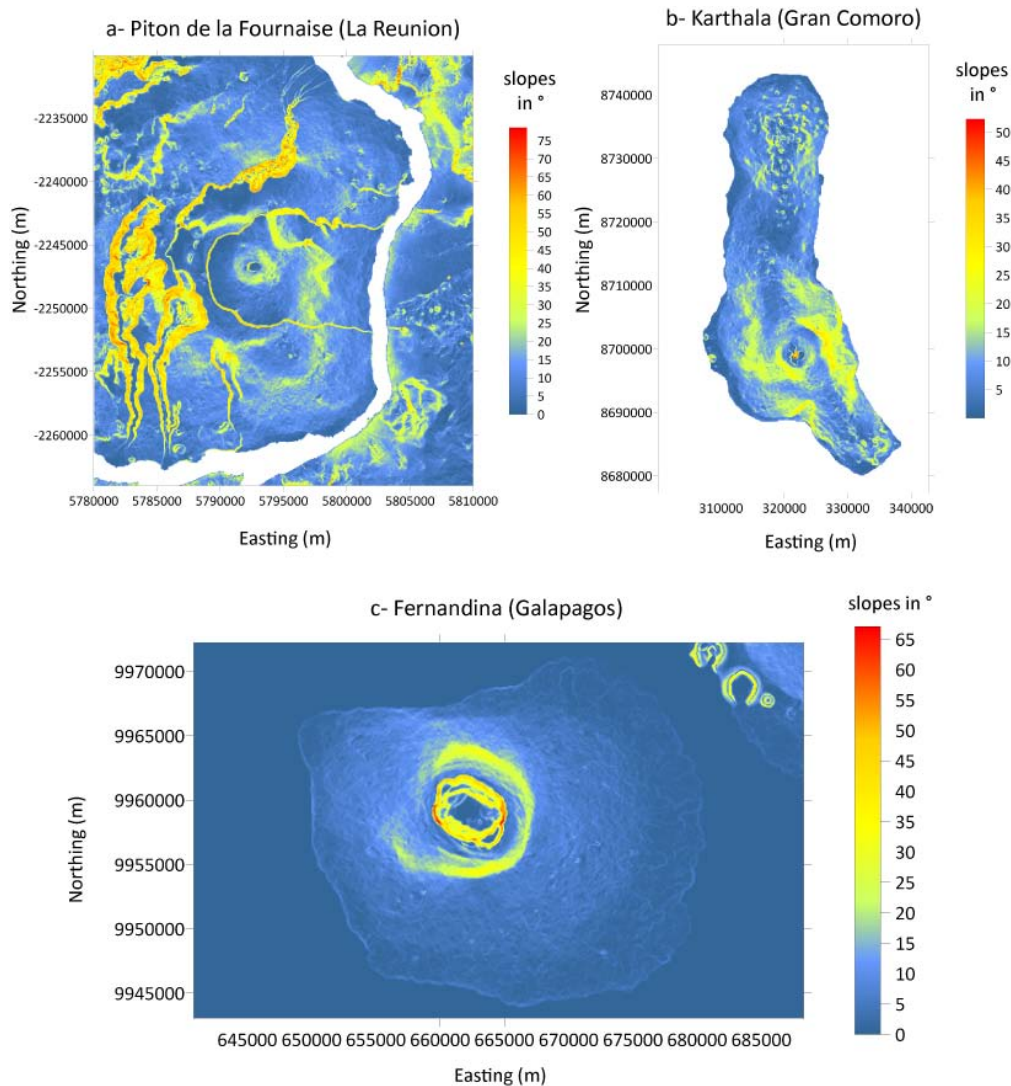


Fig. 15: Slope maps of 3 basaltic volcanoes: a- Piton de la Fournaise volcano (La Reunion), b- Karthala volcano (Gran Comoro) and c- Fernandina volcano (Galapagos).

The origin of steep slopes on basaltic volcanoes is still a matter of debate. Several hypotheses were proposed to explain how volcanoes made of accumulated lava flow can exhibit such steep slopes (we only introduce here assumptions that are relevant to our study).

(1) *constructional processes* : from the example of the Galapagos volcanoes, Rowland (1996) and Rowland and Garbeil (2000) suggested that the concentration of pyroclastic cones or vents in the summit area could lead to a differential vertical growth and the formation of steep slopes. Short lava flows could have the same influence (Naumann and Geist, 2000). Endogenous growth related to repeated dike intrusions or reservoir inflation could also be responsible for the oversteepening of basaltic flanks (Cullen et al., 1987; Annen et al., 2001). The contribution of dike intrusions to the morphological evolution of basaltic volcanoes can reach 13 % in terms of volume and 30 % in terms of height (Annen et al., 2001).

(2) *destructural processes* : Flank collapse is prone to enhance the formation of steep slopes on basaltic volcanoes (Moore, 1964 ; Michon et al., 2008).

(3) *deformation processes* : sliding of volcano flanks along a basal *décollement* or sheared faults can lead to the formation of steep slopes (Merle and Borgia, 1996). Michon et al. (2008) proposed that the existence of steep slopes at piton de la Fournaise volcano would be due to the spreading of the edifice caused by the gravitational deformation of a weak hydrothermal core (Cecchi et al., 2005).

In this section, we discuss whether or not the displacements caused by the three types of fractures we investigated have the potential to induce slope variations on basaltic volcanoes, and particularly the development of steep areas on the flanks of the edifices.

Role of sheared fractures in large displacements affecting basaltic flanks

Massive failure of a sector of a volcano is usually caused by multiple factors acting simultaneously on the stability of the flanks (Moore et al., 1989; Holcomb and Searle, 1991; McGuire, 1996). For instance, flank instability can occur when the slopes reach a critical value, or when large displacements along slip surfaces take place. Numerous studies identified repeated dike intrusions along rift-zones as one of the potential triggers of large flank displacements prone to enhance lateral collapse on basaltic volcanoes (Iverson, 1995; Elsworth and Voight, 1995; Elsworth and Day, 1999). Delaney et al. (1990) showed that dike intrusions at Kilauea (Hawaii) can be accompanied by several meters seaward displacements affecting an area of several hundred square kilometers, and might culminate in flank collapse. However, several authors underlined that the development of large scale flank slip (or instability) cannot be caused by the sole action of forceful intrusions but requires additional factors (Iverson, 1995; Elsworth and Voight, 1995; Elsworth and Day, 1999). Iverson (1995) suggested that groundwater forces might lower the frictional resistance to sliding and combine with magma pressures to trigger large displacements of the flanks. Elsworth and Voight (1995) and Elsworth and Day (1999) indicated that once initiated by dike push, sliding of a flank is conditioned by pore fluid pressure that might reduce the shear resistance along basal failure planes.

Here, we question if slip along sheared fractures (type 2 or 3) is able to trigger large flank displacements of basaltic flanks, on the light of our models. If so, what are the most favourable conditions that might lead to flank collapse of volcanoes?

Our preliminary results of surface displacements show that outward flank displacements can be caused either by a subvertical intrusion (type 1 fracture) or a subhorizontal fracture (type 1, 2 or 3 fractures, Fig. 9 and 10). In our models, displacements associated with subvertical intrusions, although being of high magnitude due to the proximity with the topographical surface, are limited to the summit area (with maximum displacements located about 3 kilometers away from the injection point), and only seem prone to initiate local phenomenon of instability (Fig. 9). In this sense, we agree with previous studies on the fact that supplementary sources of deformation besides simple dikes have to be considered in the process of major flank collapse. Sheared subvertical fractures cannot lead to flank instability on basaltic volcanoes as they create inward horizontal displacements (Fig. 9). On the contrary, it appears that subhorizontal fractures favor the development of large displaced areas on the flanks, as far as 10 km away from the summit of the edifice (Fig. 10). Moreover, this process is clearly encouraged by the effect of shear stress along the fractures: displacements resulting from movement along sheared intrusions and faults extend on wider areas, longer and show higher amplitudes than displacements linked to intrusions (Fig. 10). The longer and wider the fracture, the more extended the displaced area. It is noticeable that no major

differences occur on the geometry of the displaced zone induced by a fault or a sheared intrusion. However, the combined effect of opening and slip on a sheared intrusion causes the deformation to be slightly more intense than for a fault (Fig. 10). Our theoretical results indicate that for $k \leq 0.8$, unscaled shear displacements are a linear function of the average shear stress change (see equation 11) and thus a linear function of the mean depth difference between the ground and the fracture (equation 10). Consequently, the deeper the fracture, the larger the shear displacements. The maximum value of shear displacements reached under mixed stress changes corresponds to the value obtained for shear stress changes. Shear displacements obtained for sheared intrusions will correspond at maximum to shear displacements obtained for faults, with the difference that on faults, slip occurs when shear stresses are not resisted by friction anymore.

These observations lead us to propose that a new mechanism of large flank displacements has to be considered. Unlike previous studies that considered vertical fractures only, we proved that the occurrence of subhorizontal sheared fractures (either faults or sheared intrusions) below volcanic flanks is a main process promoting flank scale displacements that can lead to lateral instability on basaltic volcanoes. Together with our field study, these theoretical results point out the major importance of subhorizontal fractures, and shear stress, in the morphological evolution of basaltic volcanoes.

Episodes of large flank deformation involving low-angle fractures have already been described on basaltic volcanoes, although no theoretical studies of the phenomenon had been performed since then. We can distinguish 2 main processes of flank displacement on basaltic volcanoes:

1- flank displacements triggered by the emplacement of magmatic intrusions (either subvertical or subhorizontal).

At Piton des Neiges volcano (La Reunion), Famin and Michon (2010) investigated the interaction between low-angle magmatic intrusion, shear displacement and large lateral flank movements. The case they discussed is the first observable example where a detachment plane is in direct relationship with low-angle intrusions. Together with the submarine evidence offshore La Reunion (Oehler et al., 2004), these authors underline that this volcano experimented a major (long-term) destabilization of its northeastern flank. They proposed that the northeastern flank of Piton des Neiges volcano was undergoing large-scale movements through a combined mechanism of deformation associated with repeated subhorizontal intrusions within a pre-existing detachment fault. Indeed, hydrothermal alteration due to the heat of cooling injections could be responsible for a slow inter-intrusion deformation of the flank while the subhorizontal intrusions themselves would trigger rapid co-intrusive shear displacement along the detachment fault. This reveals an incremental mechanism of long-term deformation associated with subhorizontal intrusion-related slow and rapid displacements. At Fernandina (Galapagos), Jonsson et al. (1999) suggested from InSAR data that the 1995 flank eruption that caused flank scale displacements, would be the result of the emplacement of a shallow-dipping intrusion below the southwestern flank of the edifice. Similarly, Eyjafjallajökull volcano (Iceland) was affected by an unrest episode in 1994, which was correlated to the injection of a subhorizontal intrusion below the edifice, responsible for the generation of a large area of displacement (Pedersen and Sigmundsson, 2004).

On the basis of these examples, the geometry of the displaced area, and the impossibility to model the pattern of deformation using classical dike models, we propose that the 2007 episode of flank deformation observed at Piton de la Fournaise volcano (Froger et al., in prep), was the

consequence of the emplacement of a shallow-dipping intrusion below the eastern flank of the edifice.

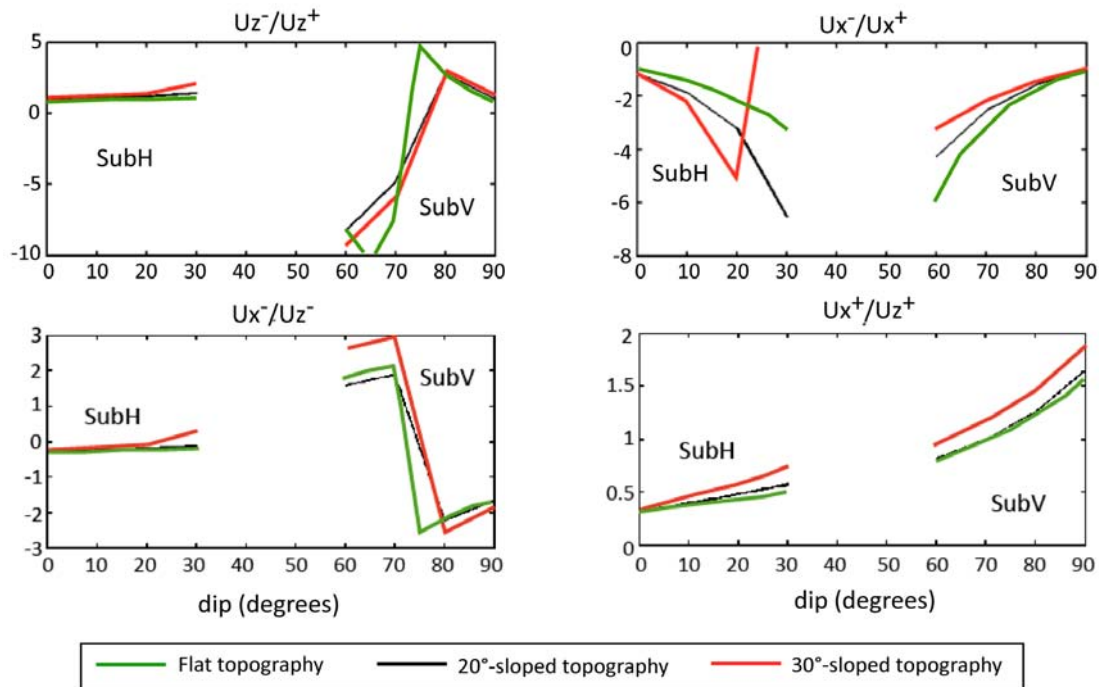
2- flank displacements associated with purely gravitational movements along weakness surfaces.

This second mechanism of lateral movements of volcanic flank is the consequence of shear movements along faults below the flank of the edifice. This mechanism is in agreement with the events of the 2002-2003 eruption at Etna volcano, where the inflation of a magmatic reservoir was the first cause of the slip of the Eastern flank of the edifice, then enhanced by magmatic intrusions (Acocella et al., 2003; Walter et al., 2005).

Supplementary Material

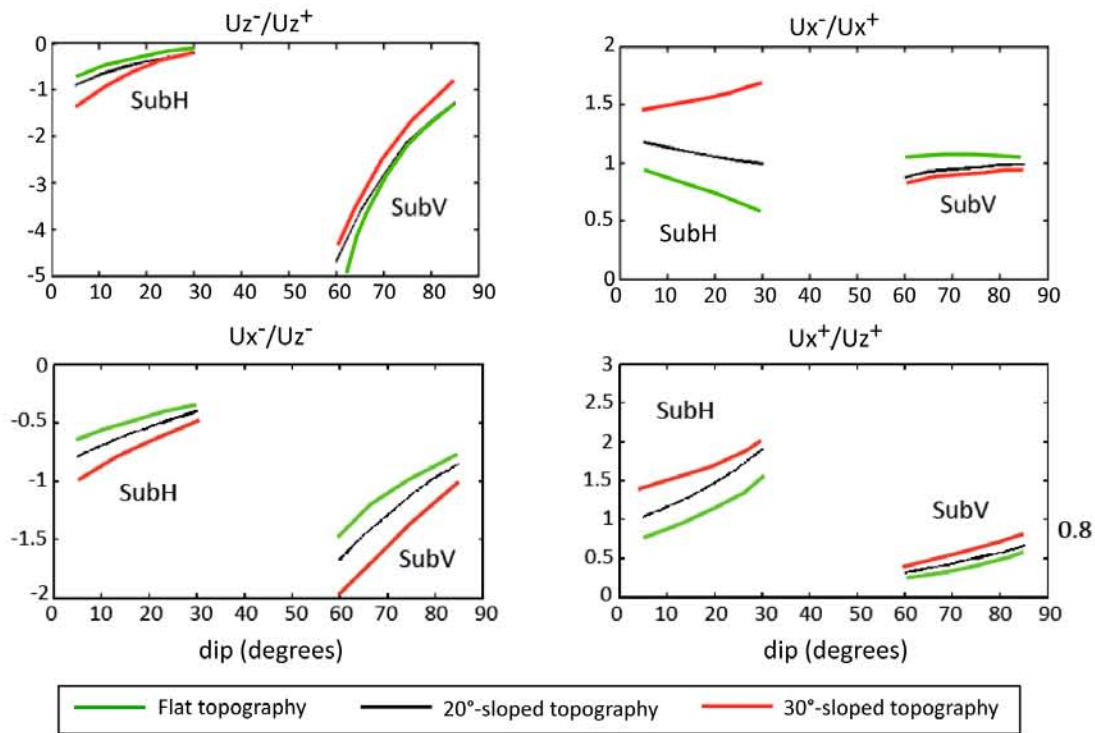
Appendix A: Influence of the topography

A1- Normal stress change



Influence of the topography on the surface displacement ratios associated with fractures submitted to a normal stress change. The influence of a flat topography (green lines), a 20°-sloped topography (reference case, black lines) and a 30°-sloped topography (red lines) are tested. Represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

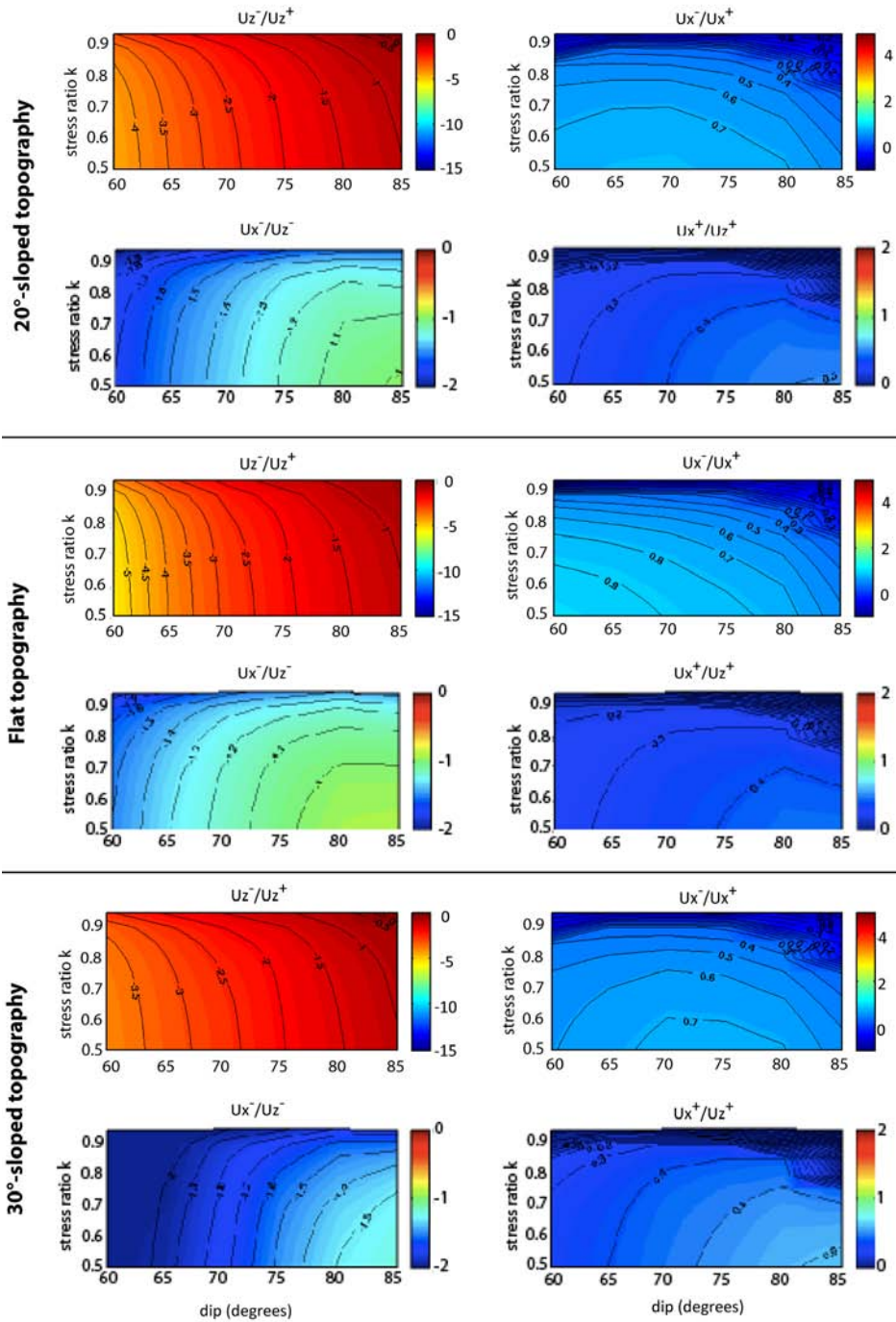
A2- Shear stress change



Influence of the topography on the surface displacement ratios associated with fractures submitted to a shear stress change. The influence of a flat topography (green lines), a 20°-sloped topography (reference case, black lines) and a 30°-sloped topography (red lines) are tested. Represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

A3- Mixed stress change

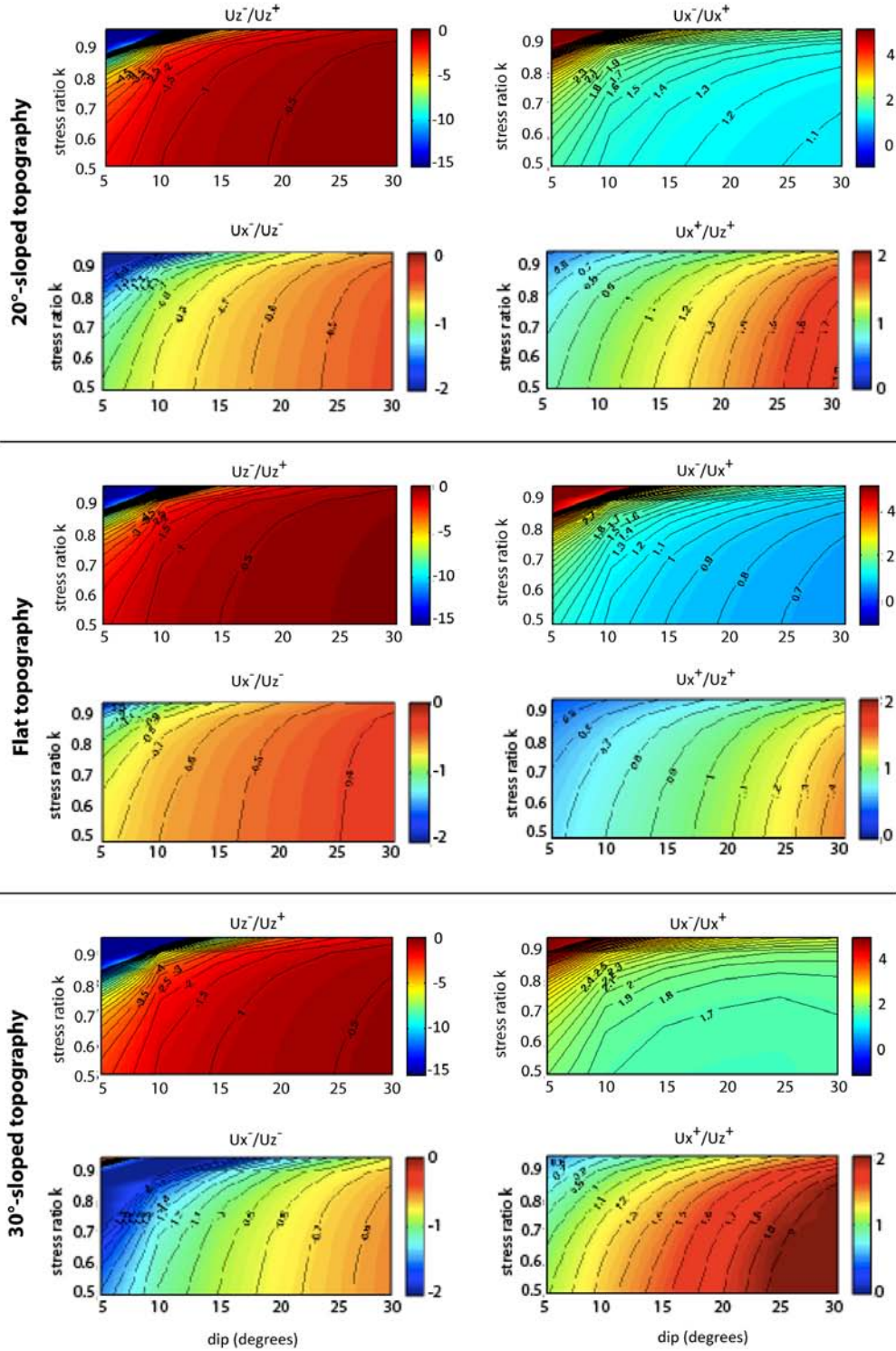
a- Subvertical fractures



Influence of the topography on the surface displacement ratios associated with subvertical fractures submitted to a mixed stress change. In this figure, the ratios are represented as a function of the dip of the fractures and the stress anisotropy within the edifice, for a 20°-sloped, a flat and a

30°-sloped topography, respectively. Ratios and signs correspond to the definitions presented in Figs. 7 and 10.

b- Subhorizontal fractures

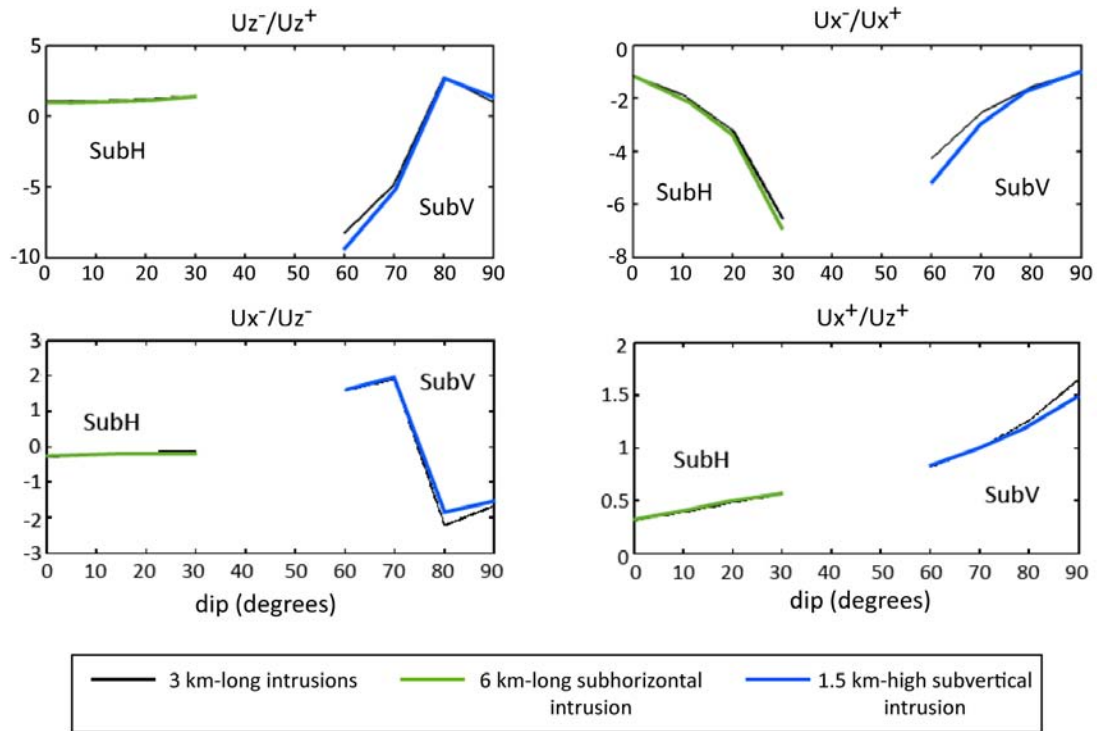


Influence of the topography on the surface displacement ratios associated with subhorizontal fractures submitted to a mixed stress change. In this figure, the ratios are represented as a function of the dip of the fractures and the stress anisotropy within the edifice, for a 20°-sloped, a flat and a

30°-sloped topography, respectively. Ratios and signs correspond to the definitions presented in Figs. 7 and 10.

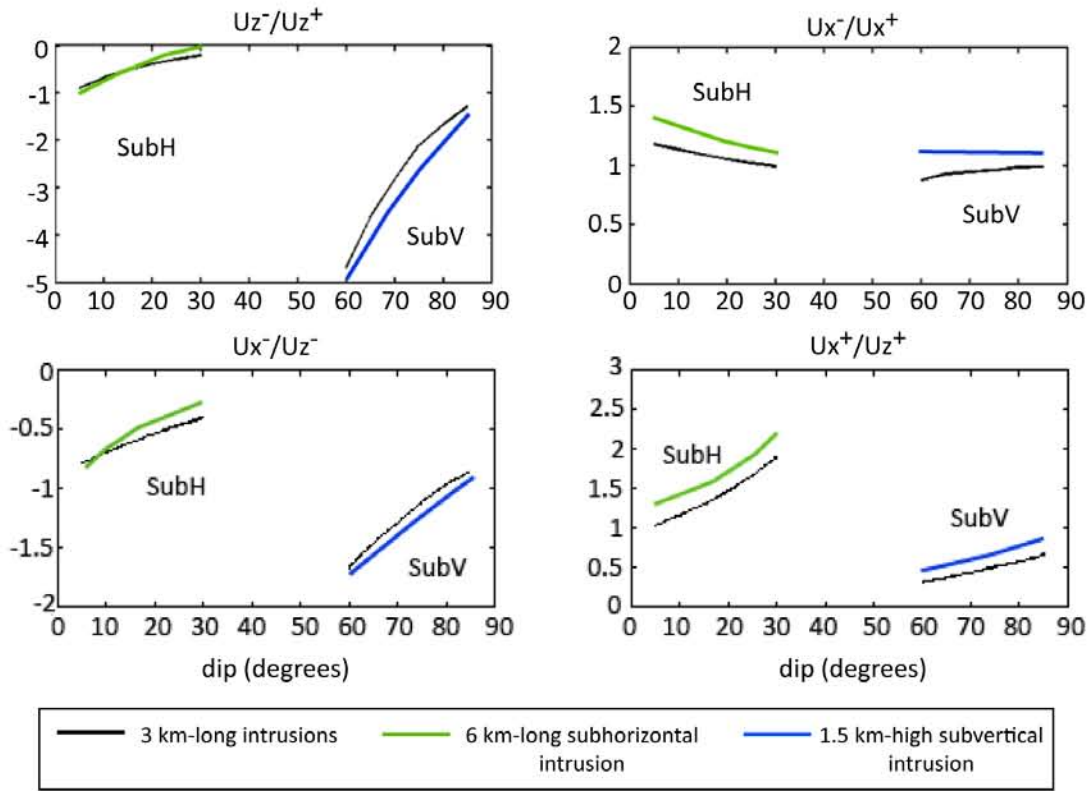
Appendix B: Influence of the fracture Length

B1- Normal stress change



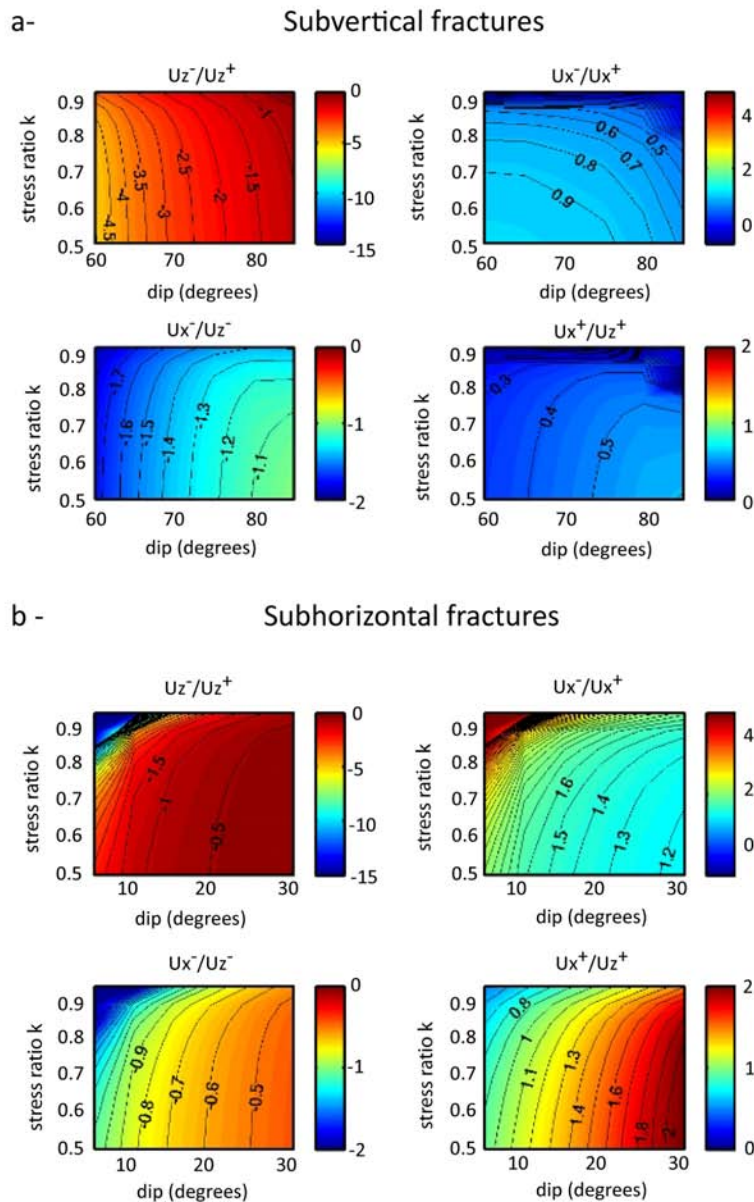
Influence of the fracture length on displacement ratio as a function of the dip for fractures submitted to a normal stress change. Black lines correspond to the reference case, i.e. 3 km-long subvertical and subhorizontal fractures. Green lines correspond to 6 km-long subhorizontal fractures and blue lines to 1.5 km-long subvertical fractures. Represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

B2- Shear stress change



Influence of the fracture length on displacement ratio as a function of the dip for fractures submitted to a shear stress change. Black lines correspond to the reference case, i.e. 3 km-long subvertical and subhorizontal fractures. Green lines correspond to 6 km-long subhorizontal fractures and blue lines to 1.5 km-long subvertical fractures. Represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

B3- Mixed stress change

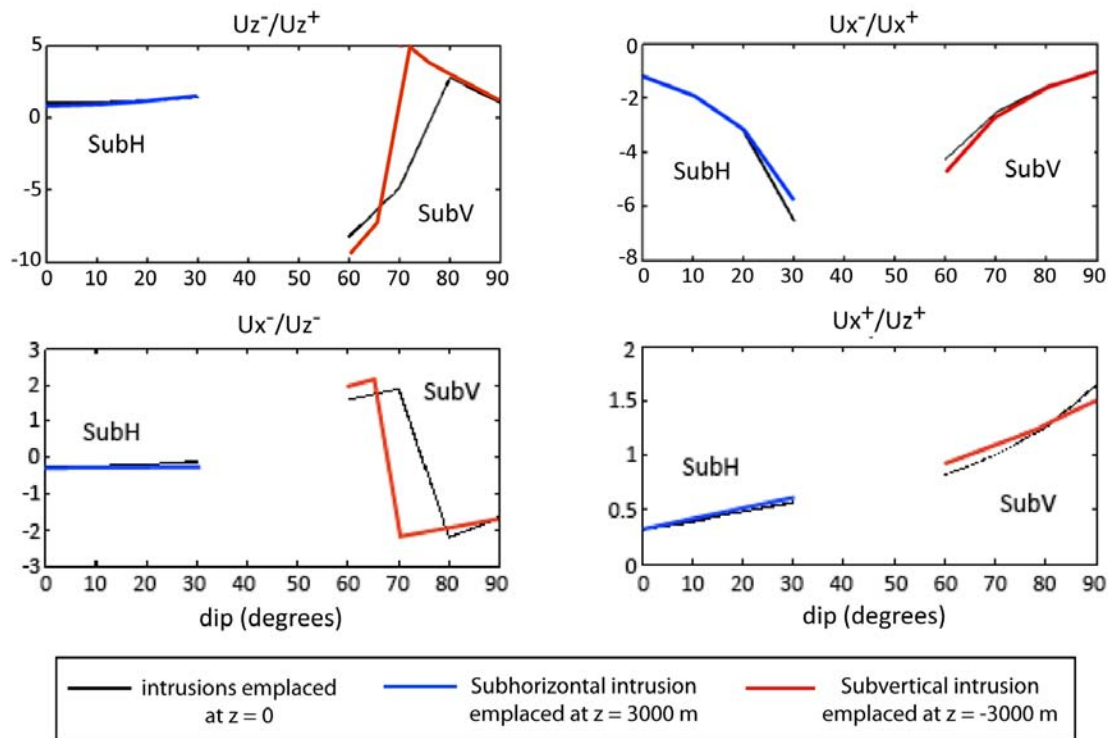


Influence of the fracture length on displacement ratio as a function of the dip and stress ratio, k, for fractures submitted to a mixed stress change. a- Displacement ratios for subvertical fractures of length 1.5 km located at sea level. b- Displacement ratios for subhorizontal fracture of length 6 km located at sea level. In subset a et b, represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the

foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

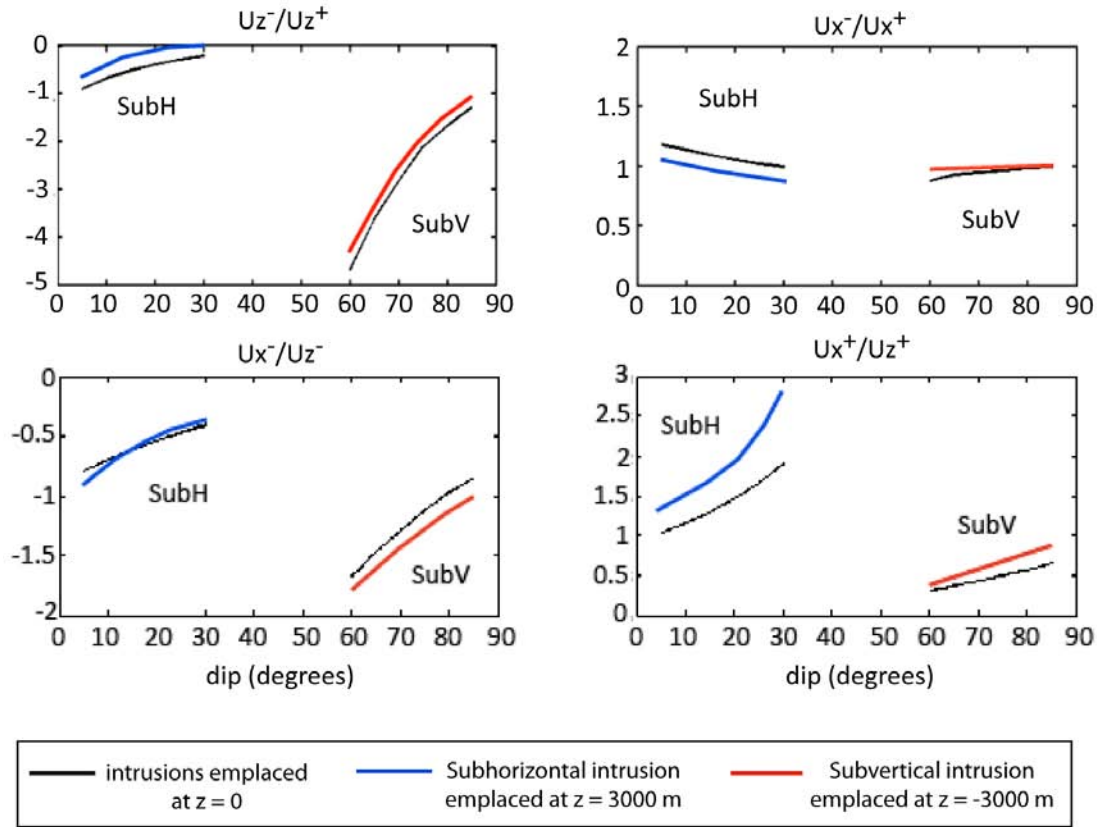
Appendix C: Influence of the fracture Depth

C1- Normal stress change



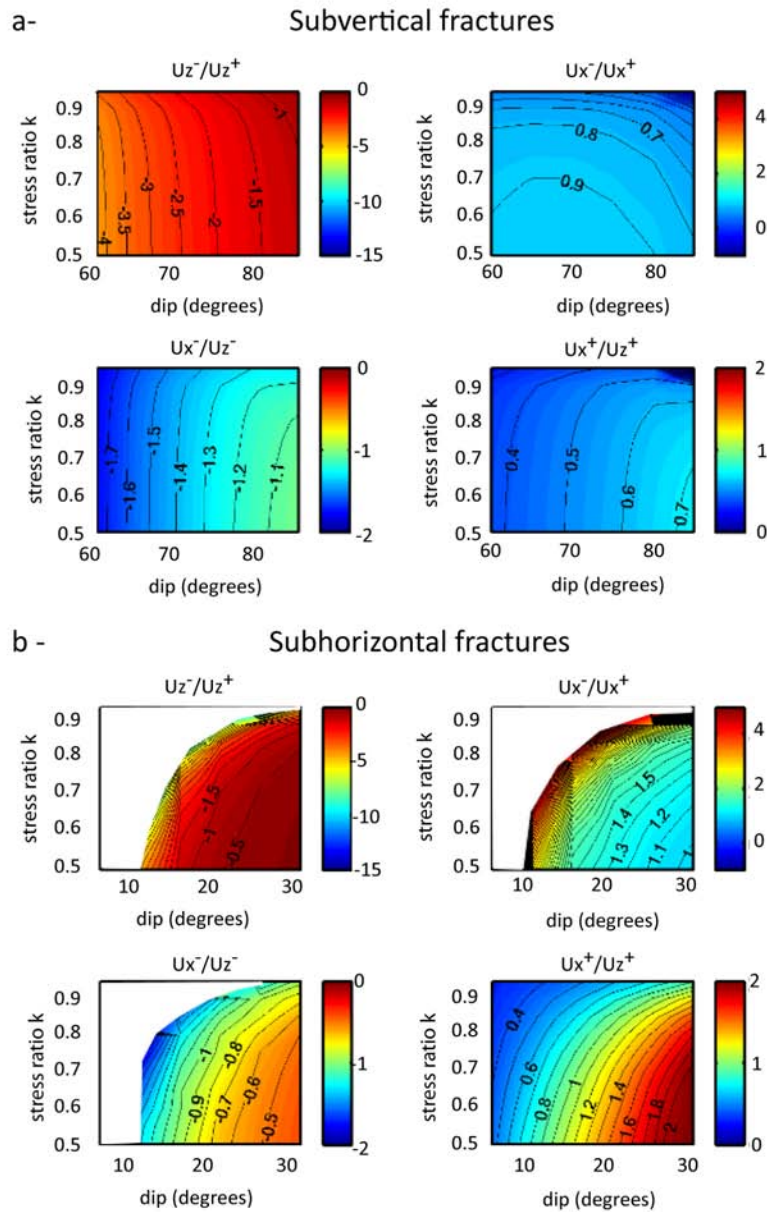
Influence of the fracture depth on displacement ratio as a function of the dip for fractures submitted to a normal stress change. Black lines correspond to the reference case, i.e. subvertical and subhorizontal fractures emplaced at $z=0$. Blue lines correspond to subhorizontal fractures emplaced at $z=3000$ m and red lines to subvertical fractures emplaced at $z=-3000$ m. Represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

C2- Shear stress change



Influence of the fracture depth on displacement ratio as a function of the dip for fractures submitted to a shear stress change. Black lines correspond to the reference case, i.e. subvertical and subhorizontal fractures emplaced at $z=0$. Blue lines correspond to subhorizontal fractures emplaced at $z=3000$ m and red lines to subvertical fractures emplaced at $z=-3000$ m. Represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

C3- Mixed stress change



Influence of the fracture Depth on displacement ratio as a function of the dip and stress ratio k for fractures submitted to a mixed stress change. a- Displacement ratios for subvertical fractures at a depth of 3 km below sea level. b- Displacement ratios for subhorizontal fracture at a depth of 3 km above sea level. In subset a et b, represented ratios are from left to right and from top to bottom: U_z^-/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum vertical displacements of side + over side -; U_x^-/U_x^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal displacements of side + over side -; U_x^-/U_z^- , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side -; U_x^+/U_z^+ , the variation of the ratio of maximum horizontal over vertical displacement of side +. Side - refers to the foot (subvertical fracture) or head (subhorizontal fracture) side and side + refers to the hanging (subvertical fracture) or toe (subhorizontal fracture) side (Figs. 7 and 10).

ANNEXE II

Description détaillée des intrusions mesurées sur les sites hors Cirques

Rivière Saint-Denis (Pah26)

Un dense réseau de 76 intrusions basiques a été mesuré dans la rivière, recoupant les coulées pahoehoe de la série ancienne du Piton des Neiges ($\geq 2\text{Ma}$, McDougall, 1971 ; Salvany, 2009 ; Quidelleur et al., 2010). Ces intrusions sont isolées ou s'organisent sous forme d'essaims de 3 à 15 dykes accolés. Les intrusions sont exclusivement des dykes au pendage supérieur à 65° (Fig. IV.xx) et présentent une direction préférentielle d'injection N-S à NNW-SSE. Cette direction est compatible avec une contrainte principale minimum σ_3 orientée $N072/5^\circ W$ (Fig. IV.xx, Tab. IV.xx). La forte densité d'intrusions, leur pendage subvertical et leur orientation très homogène s'accorde avec la présence d'une rift zone $N150\text{-}N170^\circ E$ recoupant le massif de La Montagne (Fig. IV.xx) et ayant fonctionné entre 2,2 et 2 Ma (McDougall, 1971). Ceci est par ailleurs en accord avec la description d'une rift zone $N160^\circ E$ dans cette zone par Chevallier (1979). Il est également intéressant de noter que cette rift zone « apparaît » dans la rivière de manière brutale, à partir de la courbe de niveau 50 m environ. Au Nord de ce point, les intrusions sont exceptionnelles.

Grand Bras - Canyon ELI2 (Pah 27)

Sur les 25 intrusions basiques mesurées sur ce site, 20 possèdent une orientation préférentielle $N150\text{-}N170^\circ E$ très cohérente avec la direction de la rift zone de la rivière Saint Denis (Fig. IV.xx). Cette vingtaine d'intrusions possède également une gamme de pendage élevée, comprise entre 70 et 90° (Fig. IV.xx). Elles s'accordent avec une orientation de σ_3 $N073/7^\circ W$, similaire au site Pah26 (Tab. IV.xx). Les intrusions du site Pah27 constituent donc la prolongation amont de la rift zone $N150\text{-}N170^\circ$ de La Montagne.

Ilet à Guillaume (Pah31)

Sur le sentier menant à l'Ilet à Guillaume depuis le village de Saint-Bernard, seules 5 intrusions recoupent les coulées de lave basique. Trois de ces intrusions sont des dykes à

pendage supérieur à 75°, orientés N135-150°E, en accord avec les directions d'intrusions de la rift zone de La Montagne (Fig. IV.xx).

La Possession et Grande Chaloupe (Pah28)

Seules six intrusions, de composition basique, ont été observées dans la partie nord-ouest de La Montagne depuis La Grande Chaloupe jusqu'à La Possession. Cinq de ces intrusions sont orientées N120-155°E, en accord avec la direction préférentielle de la rift zone de La Montagne. Les dykes du site Pah28 sont compatibles avec une direction de σ_3 N049/1°E (Fig. IV.xx, Tab. IV.xx).

Ravine des Avirons et Ravine du Trou (Pah29)

Les 18 intrusions mesurées dans les ravines des Avirons et du Trou, situées dans l'axe de la Rift zone de l'Etang Salé présentent pour la majorité une direction préférentielle N35-70°E (Fig. IV.xx). Les intrusions sont des dykes à fort pendage, supérieur à 65° (Fig. IV.xx) et recoupent les coulées de lave à olivine du stade des océanites récentes (McDougall, 1971). Elles sont compatibles avec une contrainte principale minimum orientée N138/4°S, et avec l'orientation des intrusions du groupe 2 de Cilaos (Tab. IV.xx). L'orientation des intrusions de ce site est cohérent avec l'orientation générale N30° de la rift zone, marquée par la ride sous marine de l'Etang Salé et l'alignement de cônes volcaniques. Les intrusions plutôt orientées N60-70°E sont, quant à elles, alignées avec l'axe N75° pris par la ravine des Avirons entre 780 m et 920 m d'altitude.

Grand Bassin (Pah30)

Dans le Bras de la Plaine, en aval de Grand Bassin, six intrusions basiques ont été observées à l'affleurement, recoupant les coulées de lave basiques appartenant à la phase 2 du Piton des Neiges (McDougall, 1971 ; Salvany, 2009). Cinq d'entre elles présentent une orientation préférentielle NW-SE et des pendages très élevés, supérieurs à 80° (Fig. IV.xx). Ce groupe de dyke est compatible avec un σ_3 orienté N060/3°W (Tab. IV.xx). Il est également possible de noter que l'axe du Bras des Roches Noires est parfaitement aligné à la direction préférentielle des intrusions.

ANNEXE III

Abstract présenté à l'EGU (*Vienne, Autriche*) en Avril 2010 - Poster

Geophysical Research Abstracts
Vol. 12, EGU2010-7726, 2010
EGU General Assembly 2010
© Author(s) 2010



Long term dismantling of a basaltic volcano (Piton des Neiges, La Réunion hotspot).

Marie Chaput (1), Vincent Famin (1), Laurent Michon (1), Thibault Catry (1,2)

(1) Laboratoire Géosciences Réunion - IPGP, UMR CNRS 7154, Université de la Réunion, 15 Avenue René Cassin, 97715 Saint Denis messag Cedex 9, FRANCE , (2) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, 1 Piazza di Porta San Donato 40127 Bologna, ITALY

We present a structural investigation of destabilization processes at the Piton des Neiges, the extinct volcano of La Reunion Island. We focus on the Cirque of Cilaos (a large erosional depression south of the volcano summit), where the exposed internal structure of Piton des Neiges is made of pahoehoe lava flows of the shield building stage (unknown thickness) and breccias (~1 km thick), covered by volcanic products of the differentiated stage (~1 km thick). The breccias contain only basic elements and consist in debris flows and debris avalanche deposits. Beddings in the debris flows and shear structures in the avalanche deposits indicate a runout in the direction 300°. We suggest that these breccias may represent the upper part of the Cap La Houssaye mass wasting events observed onshore and offshore on the western side of la Réunion (Bachelery et al., 2003). The breccias display many indicators of brittle deformation, such as faults (normal and strike slip) and intrusions (dykes and sills). Fault data inversion allows to recognize two episodes of deformation. The first, older step of deformation is consistent with a minimum principal stress oriented N120. Intrusions related to this deformation are basic magmas of the shield building stage. The second, later stage of extension oriented N-S crosscuts the N120 deformation with intrusion compositions of the differentiated stage. These results show that the dismantling of Piton des Neiges proceeded in two ways: catastrophic episodic destabilization and slow internal deformation. During the shield-building stage, slow and rapid dismantling was occurring in the 300° direction in the studied area, whereas it evolved toward a N-S slow collapse during the differentiated stage of magmatic activity. This result fully agrees with a recent study carried out within debris avalanche deposits in the cirque of Salazie (north of Piton des Neiges summit) which attests that the northern flank of the Piton des Neiges has also been affected by an extensional deformation oriented N-S, characterized by a similar combination of slow deformations and rapid flank failure (Famin and Michon, 2009). Two directions of flank destabilization consistent with debris avalanche flow directions, can thus be distinguished on the Piton des Neiges volcano by structural investigations: the N120 deformation in Cilaos and the N-S deformation in Salazie. Our structural study also reveals that the stress field within a volcanic edifice is complex and evolves with time throughout the life of a basaltic volcano.

ANNEXE IV

Abstract présenté au Collapse Caldera Workshop de l'IAVCEI en Octobre 2010 (*La Réunion*) – Oral

Large-scale destabilization of a basaltic shield volcano (Piton des Neiges volcano, La Réunion Island)

Marie Chaput¹, Vincent Famin¹, Laurent Michon¹, Thibault Catry^{1,2}

¹Laboratoire Géosciences Réunion - IPGP, UMR CNRS 7154, Université de la Réunion, 15 Avenue René Cassin, 97715 Saint Denis messag Cedex 9, France, marie.chaput@univ-reunion.fr

²Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, 1 Piazza di Porta San Donato 40127 Bologna, Italy

Keywords: volcano destabilization, sills, Piton des Neiges, La Réunion

Piton des Neiges is a highly extinct shield volcano eroded by three deep depressions (Cirques) surrounding the summit of the edifice. Within the Cirques are exposed old basic products from the volcano shield building stage (>2,1Ma – 430 ka). We carried out a structural investigation in the basic deposits of the Cirque of Cilaos (south of Piton des Neiges summit) to constrain the destabilization processes that affected the edifice during its early aerial phase of construction.

The internal structure of the cirque of Cilaos is made of piled basic lava flows and breccias, capped by lavas from the differentiated stage (< 350 ka). The breccias mainly consist in debris avalanche deposits and debris flows containing only basic elements. Two kinds of debris avalanche breccias can be distinguished: the “lower” breccia, with a consolidated green-dark matrix, is widely zeolitised, chloritized and serpentinized and is crosscut by many intrusions (dikes and sills). The “upper” breccia presents a light brown zeolitized matrix, poorly consolidated and poorly intruded. Both avalanches display jigsaw-cracked blocks, up to a few tens of meters in diameter.

Several evidences of brittle deformation (faults and/or intrusions) were recorded within the breccias and the basic lava flows. Paleo-stresses reconstructed from deformation data allow the recognition of two successive episodes of deformation (Figure 1):

- The first, older step of deformation is extensional with a minimum principal stress σ_3 oriented N-S. It is recorded within the “lower” breccia and the underlying zeolitized lava flows which are assumed to be the oldest formations of the Cirque.
- The second, later step of deformation is extensional with σ_3 oriented NW-SE. It is widely expressed in all basaltic formations (lavas and breccias) of the Cirque. It is coeval with strike-slip faulting whose minimum principal stress is also oriented NW-SE. Shear structures and beddings dips within the breccia suggest a runout toward the NW. Intrusions from the basic stage, striking N20-N40 and dipping NW, are also consistent with a flank destabilization toward the NW.

These results in Cilaos show that the dismantling of Piton des Neiges volcano is the consequence of both slow and rapid destabilizations that occurred in at least two episodes:

- (1) a N-S destabilization during the initial eruptive history of the volcano, whose related deposits, zeolitized and chloritized, are still visible at the bottom of the Cirque, in riverbeds.
- (2) a NW rapid collapse producing debris avalanche deposits (that currently cover the main part of the Cirque of Cilaos), accompanied by slow internal deformation that affected the whole stratigraphic sequence.

The temporal evolution of the stress fields recorded in Cilaos can also be observed north of Piton des Neiges, in the Cirque of Salazie. A recent study within debris avalanche deposits attests that the northern flank of the edifice was affected by an extensional deformation (rapid failure combined with slow deformation) in a N-S direction (Famin and Michon, 2010). New deformation data, collected in overlying pahoehoe lava flows (in the northern scarp of the Cirque of Salazie), evidence that this flank undergone a later stage of slow internal deformation in a NW-SE direction.

The combined study of cirques of Cilaos and Salazie reveals that (1) dismantling events on Piton des Neiges volcano are characterized by the combination of episodic catastrophic flank collapses and slow deformation, (2) the stress field evolved from a N-S- to a NW-SE-oriented extension during the shield building stage, perhaps as a consequence of the nearby growth of the Alizés or and/or Piton de la Fournaise volcanoes, and (3) this evolution was a large-scale process that affected the whole edifice.

ANNEXES V

Abstract présenté à la Chapman Conference de l'AGU sur les volcans hawaiiens (*Waikoloa, Hawaii*) en Août 2012 – Poster

Sill zones and stress permutations: an alternative to the Hawaiian model of basaltic volcano deformation

Marie Chaput¹, Vincent Famin¹, Laurent Michon¹

¹Laboratoire Géosciences Réunion, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154 15, avenue René Cassin, 97715 Saint Denis messag. cedex 9, La Réunion. marie.chaput@univ-reunion.fr

Keywords: stress permutations, sill zone, volcano deformation, Piton des Neiges, La Réunion

The deformation of Hawaiian volcanoes commonly implies the combined influence of a slip along a basal decollement and recurrent dike injections in linear rift zones. Such interplay between magma intrusions and deformation was investigated on Piton des Neiges (La Réunion Island), one of the world's largest basaltic shield volcano (~200 km in diameter, ~7000 m high). Intense erosion incised deep depressions around the summit in which the volcano inner structure outcrops. In the lower structural units of the northern depression (Salazie), piles of ~50 sheeted sills (i.e., sill zones), dipping 30° to the north, are intruded between a gabbroic body and debris avalanche deposits. Two perpendicular dike trends are evidenced in Salazie, oriented N90-130° and N00-40°. In the northwestern depression (Mafate), a rift zone trending N120-140° constitutes the western continuity of the N90-130° dike trend of Salazie. Fault-slip data analysis reveals the dominance of two perpendicular extensions N20° and N110° in the whole edifice. Compressive stress fields are also recorded, but only in the sill zones. The consistency between intrusion and stress orientations suggests a strong interplay between magma input mechanisms and stress organization on Piton des Neiges. Perpendicular extensions are explained by stress permutations caused by recurrent magma injections in rift zones. The final step of stress permutation yields to compression that enables sill injections. Sills tend to promote the lateral creep of the volcano flank and consequently restore extensive conditions and subsequent dike intrusions. Thus, sill zones constitute outward dipping detachment planes in the edifice.

According to our results, two models of basaltic shield volcano deformation have to be considered:

- The "Hawaiian" model, implying slip along a basal decollement. The constant extensive conditions favor repeated dike intrusions in well-developed rift zones, as evidenced in Kilauea and Mauna Loa volcanoes.
- An alternative model of volcano deformation, the "Réunion" model, implying no or a poorly active basal decollement. Recurrent magma intrusions lead to stress permutations, which favor perpendicular rift zones and sill injections in outward detachments. This model may explain sill development and volcano destabilization for La Palma, La Gomera or Kauai volcanoes.

