



HAL
open science

Formation de caldera par fluage d'un système hydrothermal volcanique

Stéphanie Barde-Cabusson

► **To cite this version:**

Stéphanie Barde-Cabusson. Formation de caldera par fluage d'un système hydrothermal volcanique. Volcanologie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2007. Français. NNT : 2007CLF21752 . tel-00718055

HAL Id: tel-00718055

<https://theses.hal.science/tel-00718055>

Submitted on 16 Jul 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Numéro d'Ordre : D.U. 1752

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES N° 533

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie

par

Stéphanie BARDE CABUSSON

Diplômée d'Etudes Approfondies

Formation de caldera par fluage d'un système hydrothermal volcanique

Soutenue publiquement le **25 juin 2007**, devant la commission d'examen composée de :

Jean-François LENAT

Patrick BACHELERY

Olivier DAUTEUIL

Anthony FINIZOLA

Olivier ROCHE

Olivier MERLE

Université de Clermont-Ferrand

Université de la Réunion

Université de Rennes

Université de la Réunion

Université de Clermont-Ferrand

Université de Clermont-Ferrand

Président

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Directeur de thèse

Résumé

L'influence d'un système hydrothermal au sein d'un édifice volcanique est un concept encore peu étudiée au regard de son importance pour la stabilité d'un volcan. Ce travail s'intéresse à la relation entre système hydrothermal et tectonique à travers l'étude des déformations engendrées dans un cône volcanique par le fluage de roches affectées par l'altération hydrothermale. La présence de ces argiles, ductiles à l'échelle de temps considérée, modifie profondément le comportement d'un édifice volcanique au cours de son évolution, pouvant conduire à la formation de grandes structures d'effondrement de type caldera. La confrontation de modèles analogiques avec la géologie et les données géophysiques nous permet de contraindre dans ce sens l'interprétation des structures d'effondrement observées par exemple sur Nuku Hiva (Polynésie française) et sur le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). La modélisation analogique montre également que la formation du plancher plat d'une caldera peut être le résultat d'un processus syn-effondrement, ne nécessitant pas de resurfaçage postérieur par érosion ou mise en place de nouveaux produits éruptifs. Les expériences nous permettent d'identifier la pente du cône et la diminution des contraintes latérales sur l'édifice comme les paramètres prépondérants à l'origine de la déformation. Les variations de ces paramètres sont déterminantes pour la morphologie de la caldera.

Abstract

The influence of a hydrothermal system within a volcanic edifice has been poorly studied with respect to volcano instability. This study deals with the relation between hydrothermal systems and tectonics, through the analysis of the deformations triggered in a volcanic cone by the flow of hydrothermally altered rocks. The presence of these clays, ductile at geological time scale, deeply changes the behaviour and the evolution of a volcanic edifice, which may lead to the formation of huge collapse structures like calderas. The comparison of analogue models with geology and geophysics allows us to interpret in this sense the collapse structures observed for example on Nuku Hiva (French Polynesia) and on the Piton de la Fournaise (Reunion Island). The analogue modelling also shows that the formation of the flat floor of a caldera can result from a syn-collapse process and does not necessarily involve posterior resurfacing by erosion or deposit of new eruptive products. Also, the experiments make it possible to identify the cone slope and the lowering of lateral stresses as the key parameters for explaining the birth and morphology of such calderas.

Remerciements

Pas facile de n'oublier personne après trois ans d'échanges scientifiques et humains autour de la Volcanologie, j'espère ne pas trop en oublier...

Tout d'abord, merci à Olivier Merle de m'avoir proposé ce sujet de thèse après un DEA sur un tout autre thème. Toujours disponible malgré les obligations, nos discussions m'ont souvent permis d'y voir plus clair et d'apprendre beaucoup. J'ai apprécié d'avoir eu la possibilité de mener ce travail avec une grande liberté tout en ayant l'opportunité d'en débattre et de recevoir suggestions et critiques pour le faire évoluer dans le bon sens. Merci enfin de m'avoir laissé la chance de m'échapper quelques temps sur les volcans italiens pour me former à d'autres méthodes et collaborer avec d'autres équipes.

Je remercie les membres de mon jury de thèse pour avoir accepté de juger ce travail et m'avoir encouragé à exploiter certains résultats de façon plus poussée : Jean-François Lénat, Patrick Bachèlery (merci pour le clin d'œil Paterno), Olivier Dauteuil, Anthony Finizola et Olivier Roche.

Merci aux membres du Laboratoire Magmas et Volcans qui m'ont aidé à un moment ou à un autre. Parmi eux Karim Kelfoun pour m'avoir initié à la photogrammétrie, Philippe Labazuy pour le prêt de son matériel PS en 2005, Benjamin van Wyk de Vries et Olivier Roche pour m'avoir orienté sur des informations qui me faisaient défaut en modélisation et Jean-François Lénat pour le partage de ses connaissances, son aide concernant le terrain à la Réunion et le traitement des données. Dans un autre registre, merci à Philippe Cacault pour avoir réglé beaucoup de mes nombreux problèmes de PC...

Ma reconnaissance va aussi aux membres du LSTUR, nouvellement Laboratoire GéoSciences Réunion pour leur excellent accueil et leur aide plus que précieuse pendant les missions à la Réunion, en 2005 comme en 2006. Merci donc aux membres du LGSR, de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise ainsi qu'aux membres de l'Institut de Physique du Globe de Paris qui sont venus goûter à la tomographie de résistivité électrique et à la polarisation spontanée intensive sur les pentes de la Fournaise et/ou nous appuyer efficacement dans la logistique lourde que tout cela impliquait. Dans le désordre : Benoît Welch (pilote officiel), Nicolas Villeneuve, Olivier Odon, Laurent Michon, Vincent Famin, Thomas Staudacher, Aline Peltier, Eric Delcher et ceux que j'oublie. Merci Laurent pour nos discussions mouvementées, il va encore falloir confronter nos idées... ;0) Olivier, tu auras toujours été d'une grande aide, et du grande disponibilité, tu mérites aussi bien des remerciements !

Je remercie les membres de l'Université de Rennes qui m'ont fait découvrir leur travail sur l'Ile de Nuku Hiva : parmi lesquels Sylvain Blais, René Maury, Gérard Guille et Christelle Legendre.

Merci à l'IRD Nouméa pour le prêt de leur dispositif de tomographie électrique et à Olivier Odon pour avoir eu la grande gentillesse de partager la machine avec notre équipe. Cela aura permis de compléter la partie géophysique de cette thèse avec des données nouvelles.

Merci également au CEBTP et plus particulièrement Thomas Houtteville pour son aide sur res2Dinv dans les premiers traitements.

Grand merci à André Revil pour sa pédagogie et sa disponibilité lors de mon passage à Aix pour le traitement supplémentaire appliqué aux données ERT.

Un merci spécial à Mikaël Block et Julie Morin, fiers membres de la PS Dream Team, pour votre aide plus qu'indispensable sur les coulées détrempées et acérées du

Grand-Brûlé. Entre aquaplaning, brouillard épais, pluies diluviennes, chauffards, pneus crevés et chiens errants le terrain a tout de même eu son lot de bons souvenirs. Olivier Odon, Ludovic Letourneur, Aline Peltier, Edouard Spiers, Christian, je vous remercie aussi pour votre aide sur cette mission pour le moins aquatique...

Anthony Finizola ! Un exemple et une source inépuisable de dynamisme et de (bonne) folie ! Tu sais transmettre ton expérience et faire partager ta passion. J'ai eu la chance d'en bénéficier depuis le Vésuve en 2003, au cours des missions partagées sur les mythiques volcans italiens et plus récemment à la Réunion. Le Piton de la Fournaise aura été la plus difficile de toutes mais je ne suis pas prêt d'oublier l'aventure quotidienne que cette expédition a représentée. Notre hymne de mission "tout ce qui ne te tue pas peut te blesser gravement" en résume assez bien l'esprit... Les nuits dans l'Enclos étaient un peu fraîches mais ce n'était rien en comparaison des journées de travail dans le vent glacé, la pluie et parfois la grêle... et puis vivent les coulées aaahaaaaahhhh !!... no comment...

Je m'étais résignée à ne pas voir d'éruption sur ce volcan capricieux et 2006 nous aura offert deux éruptions magnifiques. Je n'aurais jamais pensé vivre le réveil du volcan même si c'est une chose dont j'ai rêvé et c'est aussi la Fournaise qui nous l'a offert. C'est une chose que je n'oublierai jamais. Merci encore Anthony (et Ferrari© !) de nous avoir fait profiter du spectacle au plus près, ça non plus c'est quelque chose qu'on oublie pas.

Il faut aussi remercier les étudiants sans qui le travail de terrain en été 2006 n'aurait jamais pu être accompli : Stéphanie Dumont et Zacharie Duputel, qui ont eu le courage et la forme physique de rester deux mois. Toutouille, ta bonne humeur a été vraiment essentielle pendant cette mission, c'était vraiment plaisant de faire équipe avec toi ! Merci à Fanny Sorbadere, voilà une nouvelle mission de la PS Dream Team accomplie. Je remercie également Marie Chaput, Frédéric Lorion, Marie Vieille, Benoît Fragnol, Lucie Mathieu, Alexandra Guy et Sylvaine Saumet. On peut dire que la Fournaise ne s'est pas laissée faire. Vous avez été courageux et je vous remercie d'avoir tenu, ça n'était pas gagné d'avance !

Merci aux habitants de Bois-Blanc : Jack, Florence et leur fille, Madame Gasque et sa famille, les Pansiot, notre ami le cycliste du Tremblet (ses boissons maison rafraîchissantes et la meilleur glace au goyaviers de l'île ont bien aidé !). Un merci spécial à Thierry Payet pour nous avoir laissé planter nos tentes dans son jardin et pour avoir occupé nos soirées malgré nous... Son "diabolo menthe" c'était pas du diabolo menthe Fanta ! Ce personnage rare (heureusement) restera un souvenir impérissable pour toute l'équipe.

Mes remerciements aux thésards du LMV, toujours un cookie, une galette des rois ou une boulette de papier (n'est-ce pas MarcA ?!) sous la manche ! Vous allez me manquer (peut-être... ;0)).

Encore une fois merci Anthony et merci à André Revil de m'avoir permis de participer aux missions franco-italiennes sur Vulcano et Stromboli. J'ai appris beaucoup au contact de cette équipe, ce sont des expériences enrichissantes à tout points de vue puisqu'elles m'ont aussi amenée à rencontrer d'excellents amis. D'une manière générale merci aux équipes des missions italiennes pour leur bonne humeur et pour tout ce qu'elles m'ont apporté.

Merci à toute la PS Dream Team pour votre soutien, les rires et les... autres rires au cours de ces dernières années. Vous êtes des gens géniaux !!

Pour finir, cette liste non exhaustive, merci à ma famille de m'avoir soutenu depuis le début de mes études et toujours aujourd'hui...

Sommaire

Introduction	5
Chapitre I - Caldera liée à l'effondrement gravitaire d'un système hydrothermal volcanique	9
Chapitre II - Une caldera ouverte sur une faille du substratum : le cas de Nuku Hiva	53
Chapitre III - Une caldera ouverte sur un glissement de flanc : le cas du Piton de la Fournaise	99
Conclusions	187
Références bibliographiques	191

Introduction	5
Chapitre I - Caldera liée à l'effondrement gravitaire d'un système hydrothermal volcanique	9
Circulation hydrothermale et instabilité volcanique	11
I-I.A. Etat des connaissances sur les systèmes hydrothermaux	13
I-I.A.1. Généralités	13
I-I.A.2. Circulation de fluides en domaine volcanique	16
I-I.A.3. Circulation hydrothermale dans les calderas	18
I-I.B. Aperçu sur la formation et le comportement des argiles	20
I-I.B.1. Les processus d'argilisation à haute température	20
I-I.B.2. Comportement des argiles	21
I-I.C. Déstabilisations des édifices volcaniques	24
I-I.C.1. Généralités	24
I-I.C.2. Influence de l'altération hydrothermale sur la stabilité des édifices volcaniques	25
I-I.C.3. Résumé	28
D'un relief volcanique à une caldera plane	29
I-II.A. Etat des connaissances sur les calderas	31
I-II.A.1. Modèle classique de vidange d'une chambre magmatique	31
I-II.A.2. Classification des calderas	32
I-II.A.3. Modèle de fluage d'un système hydrothermal	33
I-II.B. D'un cône volcanique à une caldera plane, approche expérimentale - From steep-slope volcano to flat caldera floor	34
I-II.C. Remarques complémentaires et conclusions	49
Chapitre II - Une caldera ouverte sur une faille du substratum : le cas de Nuku Hiva	53
II-A. Influence de la tectonique régionale sur l'évolution du système hydrothermal d'un édifice volcanique	55
II-A.1. Déstabilisation d'un cône par la réactivation d'une faille du substratum	55
II-A.1.1. Déstabilisation d'un cône fragile	55
II-A.1.2. Influence de la présence de niveaux ductiles dans les édifices volcaniques	56
II-A.1.2.1. Présence d'un niveau ductile à la base d'un cône déstabilisé par la réactivation d'une faille du substratum	57
II-A.1.2.2. Présence d'un niveau ductile au cœur d'un cône déstabilisé par une faille du substratum	59
II-A.2. Volcano core collapse triggered by regional faulting	63
II-B. Pourquoi un modèle de fluage du système hydrothermal ?	79
II-B.1. Evolution morpho-structurale du volcan de Nuku Hiva	79
II-B.1.1. Le tracé des calderas de l'île	79
II-B.1.2. La Baie de Taiohae, un site clef	82
II-B.1.3. Reconstitution de la formation des calderas de Nuku Hiva	83
II-B.2. Expériences complémentaires – formation d'une caldera plane sur un cône à pente faible	87

II-C. D'autres exemples naturels	92
II-C.1. Interactions entre limites structurales et activité hydrothermale	92
II-C.2. Le cas de Vulcano	92
II-D. Conclusions	96
Chapitre III - Une caldera ouverte sur un glissement de flanc : le cas du Piton de la Fournaise	99
III-A. Grands traits morphostructuraux de la Réunion et du massif de la Fournaise	101
III-B. Structures et formations sous-marines	105
III-C. Activité hydrothermale sur le Piton de la Fournaise	107
Modélisation analogique	111
III-I.A. Apports de la modélisation analogique pour les déstabilisations gravitaires – le cas du Piton de la Fournaise	113
III-I.A.1. La formation du Grand Brûlé	113
III-I.A.2. Apports de la modélisation analogique	116
III-I.A.2.1. Le modèle de Merle and Lénat (2003)	116
III-I.A.2.2. Procédure expérimentale	117
III-I.A.2.3. Résultats	119
III-I.B. Discussion et conclusions	128
Prospection géophysique	131
III-II.A. Apports de la géophysique dans le Grand Brûlé	133
III-II.A.1. Méthodes de prospection	133
III-II.A.1.1. La polarisation spontanée (PS)	133
III-II.A.1.1.1. Matériel – principe	133
III-II.A.1.1.2. Origine du signal	135
III-II.A.1.2. Tomographie de résistivité électrique – dispositif multi électrodes (ERT)	141
III-II.A.1.2.1. Acquisition des données	142
III-II.A.1.2.2. Inversion des données	144
III-II.A.1.3. Time Domain Electro-magnetism (TDEM)	146
III-II.A.1.4. Audio magnéto tellurique (AMT)	147
III-II.A.2. choix du site	147
III-II.A.3. Résultats de l'étude géophysique du Grand-Brûlé	148
III-II.A.3.1. Exploitation des données de Polarisation Spontanée	148
III-II.A.3.1.1. Les profils PS	148
III-II.A.3.1.2. Reproductibilité des mesures et signal PS associé aux coulées de lave	152
III-II.A.3.1.3. Gradient PS/altitude	156
III-II.A.3.1.4. Surface SPS	161
III-II.A.3.1.5. Principaux résultats pour la Polarisation Spontanée	164
III-II.A.3.2. Tomographie de résistivité électrique (ERT)	165
III-II.A.3.3. Discussion	178
III-II.B. Conclusions du chapitre	183
Conclusions	187
Références bibliographiques	191

Introduction

Les volcans actifs sont par définition en constante évolution mais pas seulement en raison des processus de construction associés aux éruptions. Ils voient également leur structure évoluer lors de phases de destruction plus ou moins brutales et d'ampleur variable. L'instabilité d'un édifice volcanique peut se traduire par des déformations lentes relativement continues dans le temps, par exemple par des intrusions répétées de magma ou par l'augmentation progressive de la charge sur les pentes du volcan. Occasionnellement cette instabilité peut aussi se manifester par un évènement brutal d'échelle variable tel que l'effondrement local d'une partie escarpée de l'édifice (éboulements sur les bordures d'un cratère, effondrements des limites de coulées en bord de mer, etc...), un glissement de flanc ou la formation d'une caldera.

Ce travail de thèse s'intéresse plus particulièrement à ce dernier type d'évènements catastrophiques et relativement brefs. Les processus de formation des calderas sont un thème très étudié mais ce travail est orienté sur un aspect particulier puisque nous nous sommes intéressés à la formation des calderas par fluage d'un système hydrothermal volcanique.

Les instabilités volcaniques associées à la circulation de fluides et à l'altération hydrothermale sont à présent connues (Lopez and Williams, 1993 ; Day, 1996 ; Vallance and Scott, 1997 ; Voight and Elsworth, 1997 ; van Wyk de Vries et al., 2000 ; Reid et al., 2001 ; Cecchi et al., 2005). Dans un volcan, l'interaction des fluides magmatiques et météoriques avec les roches se traduit par une dissolution poussée de la roche et l'apparition de minéraux hydrothermaux. Des zones de plus faible cohésion peuvent alors se développer. Cette altération peut conduire à une fragilisation de l'édifice et provoquer un étalement progressif ou des déstabilisations gravitaires de grande ampleur. Dans certains cas et lorsque l'activité magmatique participe au processus, des éruptions explosives peuvent se produire. On pensera notamment à l'éruption du Mont St-Helens en 1980 (Washington, USA) ou au paroxysme du Bezymianny en 1956 (Péninsule du Kamtchatka, Russie). On retrouve des xénolithes altérés par l'activité hydrothermale en grande quantité dans les produits d'avalanche de débris de ces éruptions.

Cependant, la possibilité de voir se créer des déstabilisations à l'échelle de tout l'édifice (sans que l'activité magmatique soit à l'origine du processus), comme la subsidence d'une caldera, n'a été proposée que relativement récemment par Merle and Lénat (2003) pour la caldera de l'Enclos Fouqué, sur le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion).

Le premier chapitre de ce manuscrit présente quelques éléments bibliographiques sur l'activité hydrothermale en général et sur les déstabilisations volcaniques associées. Nous nous intéresserons ensuite à la formation d'une caldera liée au fluage d'un système hydrothermal sous le simple effet de la gravité. La modification de la topographie au cours de ce processus, faisant passer d'un cône volcanique à une caldera plane, est l'un des points essentiels de la discussion.

Les deux autres chapitres porteront sur des cas particuliers où le fluage du système hydrothermal est lié à la diminution des contraintes latérales sur l'édifice, ce qui n'est pas le cas dans le modèle présenté au chapitre I.

Le second chapitre s'appuie en effet sur l'exemple naturel de Nuku Hiva (Iles Marquises, Polynésie française), un ancien volcan bouclier océanique entaillé par deux calderas emboîtées, visiblement ouvertes sur une faille du substratum. Cette faille aurait abaissé le flanc sud de l'île, permettant aux roches altérées du système hydrothermal de fluer dans la direction de la bordure libre créée. Ceci aurait provoqué un effondrement vertical, la formation d'une structure caldérique, sur le flanc nord du volcan.

Le troisième chapitre reprend l'exemple naturel du Piton de la Fournaise où, cette fois, on suppose qu'un glissement de flanc a libéré les contraintes sur le système hydrothermal du volcan et a permis à la roche altérée de fluer latéralement, dans la direction du glissement.

La méthode commune utilisée pour ces trois axes d'étude est la modélisation analogique. Elle nous a permis de reproduire les modèles en laboratoire afin d'identifier les paramètres ayant une influence majeure sur la formation des calderas par fluage d'un système hydrothermal.

Dans le cas du Piton de la Fournaise, l'approche expérimentale a été complétée par l'acquisition de données de terrain par des méthodes géophysiques. Cette partie de l'étude s'intéresse à la zone de glissement, en aval de la caldera de l'Enclos Fouqué, et permet surtout d'apporter des données supplémentaires pour la compréhension de la structure du Grand Brûlé et de ses environs (dans les parties basses du volcan).

Chapitre I

Caldera liée à l'effondrement gravitaire d'un système hydrothermal volcanique

Circulation hydrothermale et instabilité volcanique

I-I.A. Etat des connaissances sur les systèmes hydrothermaux

I-I.A.1. Généralités

GLOSSAIRE

(d'après Hochstein and Browne, 2000)

Système géothermal : terme général décrivant les transferts de chaleur naturels dans un volume confiné de la croûte terrestre où la chaleur est transportée depuis une "source" jusqu'à la surface.

Système hydrothermal : un type de système géothermal où le transfert de chaleur depuis la source se fait par convection, impliquant des fluides météoriques et parfois des fluides magmatiques. Les liquides impliqués sont relâchés en surface et mélangés aux eaux météoriques pour le réalimenter. Un système hydrothermal se compose d'une source de chaleur, d'un réservoir associé à des fluides hydrothermaux, d'un environnement permettant la recharge du système et d'une zone de transfert de chaleur en surface.

Système hydrothermal volcanique : un type de système hydrothermal où les fluides magmatiques ascendants se mélangent aux fluides météoriques (et plus rarement à de l'eau de mer). La source de chaleur est un corps magmatique (généralement une chambre magmatique) et ce type de systèmes implique occasionnellement l'émission de magma (Fig. I-1).

Fluides : terme global décrivant les phases du milieu responsables du transfert de la chaleur par convection. Ce sont des liquides, des gaz et leurs combinaisons. Les liquides proviennent de l'infiltration d'eau (eau météorique) ou du magma (eau magmatique). En subsurface et en surface le gaz (sous forme de vapeur) se condense. Les gaz d'un système hydrothermal (vapeur, CO₂, H₂S) sont généralement moins réactifs que ceux d'un système magmatique (vapeur, HCl, SO₂, HF, etc...).

"Flottabilité" des fluides (buoyancy) : force verticale dirigée vers le haut causée par la différence de densité entre une colonne hydrostatique de fluide à température élevée dans un réservoir géothermal et une colonne identique de fluide à plus basse température en dehors du réservoir. Le mouvement de fluide résultant est appelé "convection libre" ou "convection naturelle".

Ce manuscrit étant orienté sur l'étude de milieux volcaniques, nous utiliserons le terme "système hydrothermal" pour désigner un système hydrothermal volcanique.

Les systèmes hydrothermaux font partie d'un groupe plus général, celui des systèmes géothermaux. Ces derniers sont décrits par Goff and Janik (2000) comme des systèmes faisant intervenir trois éléments principaux : (1) la roche perméable encaissante (le "réservoir"), quelle que soit la nature de cette roche, (2) l'eau servant de vecteur au transfert de chaleur du réservoir jusqu'à la surface topographique (principalement l'eau météorique et l'eau de mer infiltrées), (3) une source de chaleur.

La principale différence avec d'autres systèmes impliquant des circulations d'eau souterraine est la chaleur "anormale" des roches et de l'eau interstitielle à profondeur relativement faible.

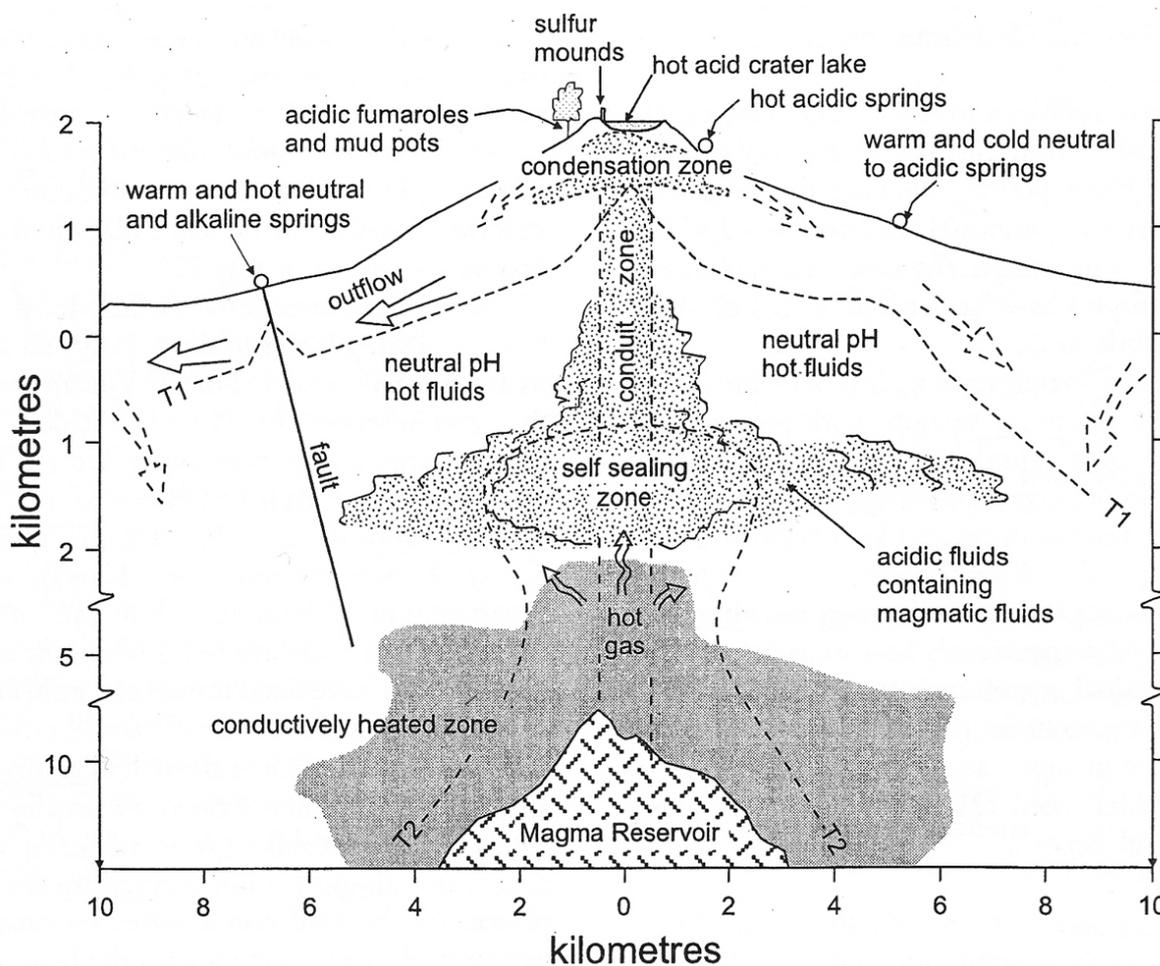


Figure I-1 : Schéma d'un système hydrothermal volcanique et de ses manifestations de surface classiques. Les lignes T1 et T2 en tiretets représentent les isothermes supposées à 150°C et 350°C respectivement (d'après Hochstein and Browne, 2000).

Goff and Janik (2000) proposent une classification des systèmes géothermaux en cinq catégories principales d'après des critères géologiques, hydrologiques et industriels. Parmi ces catégories, deux sont actuellement rarement exploitées en raison de leur faible rentabilité face aux énergies fossiles :

(1) **Les systèmes de roche sèche à température élevée** : ceux-ci nécessitent un dispositif de pompage permettant d'injecter un fluide en profondeur (généralement de l'eau) puis de l'extraire du sol pour en récupérer la chaleur échangée avec les roches du sous-sol.

(2) **Les systèmes d'exploitation du magma** : cette seconde catégorie permet d'exploiter directement la chaleur des réservoirs magmatiques de très faible profondeur ou de surface (lac de lave du Kilauea à Hawaï) via un fluide.

Trois autres catégories concernent les réservoirs impliquant des circulations d'eau naturelles à haute température et sont regroupés sous le nom de systèmes hydrothermaux :

(3) **Les systèmes magmatiques jeunes** : ils se rapportent au magmatisme quaternaire (volcanisme et intrusions magmatiques) dont 95% de l'activité est concentrée aux limites de plaques et au niveau des points chauds (pour le volcanisme). Ce sont les réservoirs géothermaux les plus chauds ($\leq 370^{\circ}\text{C}$) pour des profondeurs généralement inférieures à 1,5 km.

(4) **Les systèmes tectoniques** : ils présentent un flux de chaleur élevé mais ne sont pas associés à une activité magmatique. On les retrouve en zone arrière arc, dans les régions en extension crustale, dans les zones de collision et le long des zones de failles. Ils sont généralement associés à une sismicité élevée liée à une fracturation d'âge quaternaire et à un flux de chaleur élevé dû à une faible épaisseur de la croûte (excepté pour les zones de collision). Le transfert de chaleur est assuré par la circulation de fluides en profondeur puis le long des failles, en direction de la surface.

(5) **Les systèmes géopressurisés** : on les trouve dans des bassins sédimentaires où la subsidence a enfoui profondément des strates à forte teneur en fluides, formant des réservoirs surpressurisés et à haute température. Les forages réalisés dans ce type de réservoirs montrent des pressions artésiennes très élevées. Le flux de chaleur et la sismicité y sont plus bas que la normale. Ils ont généralement des caractéristiques proches de celles des exploitations pétrolières et gazières. L'énergie stockée sous forme d'un excès de pression et de méthane dissous est plus rentable que celle liée à la chaleur des fluides du système. Ces systèmes nécessitent des forages plus profonds que les systèmes

magmatiques jeunes et les systèmes tectoniques (généralement entre 1,5 et 3 km pour des températures de 50 à 190°C).

I-I.A.2. Circulation de fluides en domaine volcanique

Les volcans actifs sont le siège de transferts magmatiques mais également d'un transfert permanent de chaleur et de fluides entre le réservoir magmatique et la surface topographique, même en dehors des périodes éruptives. Ce transfert est en grande partie assuré par les flux ascendants et descendants de fluides du sous-sol (sous forme de liquides ou de gaz). La zone de l'édifice volcanique impliquée dans ces circulations de fluides est le système hydrothermal.

Un édifice volcanique est hétérogène dans sa structure en raison de sa dynamique éruptive et de son mode de formation (alternance de coulées de lave et de formations cendreuse, altération produisant des niveaux argileux, dépôts volcanoclastiques, etc...). Au cours de son histoire, il développe des interfaces plus ou moins perméables et aux comportements rhéologiques contrastés. Ces interfaces constituent donc parfois des zones de faiblesse favorables à la circulation des fluides à travers l'édifice.

D'autre part, les limites structurales et les réseaux de fractures formés dans l'édifice au cours de son évolution restent le principal lieu de circulation emprunté par les eaux météoriques en flux descendant et par les fluides hydrothermaux en flux ascendant. C'est la perméabilité en grand, c'est-à-dire la circulation des fluides à travers les espaces interconnectés du substratum (Photos I-1 et 2).

La diffusion des fluides à travers l'édifice se fait également à travers les roches de façon plus ou moins efficace en fonction de leur perméabilité. En dehors des zones fumerolliennes, et des éruptions, les émissions de gaz permanentes à la surface des volcans correspondent à un dégazage diffus. Il a été mis en évidence et cartographié pour le CO₂, sur Vulcano (Iles Eoliennes ; Baubron et al., 1990) puis sur l'Etna (Sicile ; e.g. Allard et al., 1991).

Les méthodes sensibles aux circulations de fluide sont donc des outils appropriés pour l'étude de ces systèmes et notamment pour la surveillance volcanique. Parmi celle-ci, on peut citer les méthodes géochimiques : échantillonnage des gaz, méthodes des gaz du sol en concentration (Finizola et al., 2002) ou en flux (Chiodini et al., 1996b).



Photos I-1 et 2 : Vues sur le cratère de Vulcano (Iles Eoliennes, Italie). Chacun des trois ressauts topographiques visibles à gauche (bord du cratère interne et du cratère externe et cratère intermédiaire) est souligné par l'émanation de fumarolles et la concentration des dépôts soufre et de sassolite cristallisant au contact de l'atmosphère. Les remontées de gaz sont associées à des limites structurales anciennes ou actuelles (photos : S. Barde Cabusson)

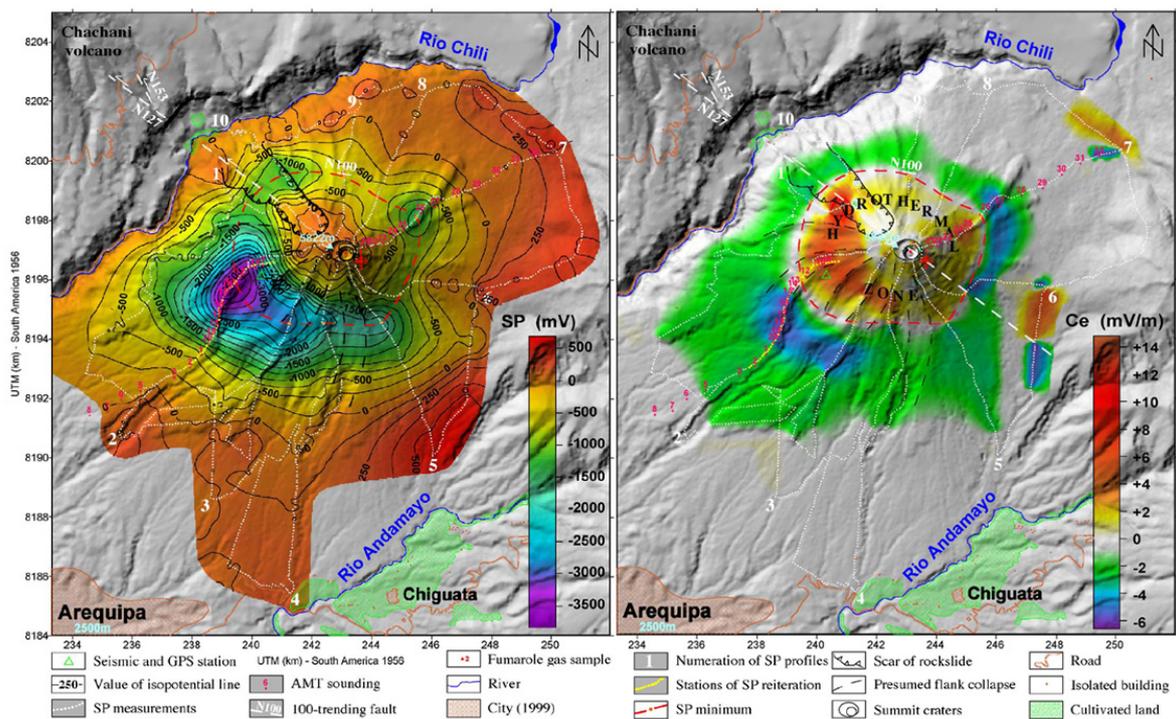


Figure I-2 : A gauche, carte de polarisation spontanée du volcan Misti (sud Pérou) drapée sur le MNT de la zone d'étude (Finizola et al., 2004) ; à droite, carte du gradient PS altitude correspondant qui permet de mettre en évidence une zone de remontées hydrothermales centrée sur le cône. Cette zone est interprétée comme la trace du système hydrothermal du Misti.

La géophysique permet également de mettre en évidence les remontées de fluides hydrothermaux avec la méthode de polarisation spontanée et semble un outil efficace pour localiser les systèmes hydrothermaux sur les volcans actifs (e.g. sur le Kilauea avec Zablocki, 1976 ; sur l'Etna (Italie) avec Aubert et al., 1984 ; à la Réunion sur le Piton de la Fournaise avec Malengreau et al., 1994 et Michel and Zlotnicki, 1998 ; aux Comores, sur le Karthala avec Durand, 1997 et Lénat et al., 1998 ; sur Stromboli (Italie) avec Finizola et al., 2002 et le volcan péruvien Misti avec Finizola et al., 2004 → figure I-2).

I-I.A.3. Circulation hydrothermale dans les calderas

Les calderas sont souvent le siège d'une altération hydrothermale intense et sont généralement le signe d'un grand potentiel de ressources géothermales. De plus si un corps magmatique de grandes dimensions est formé, ce type de ressource est potentiellement disponible plusieurs millions d'années après la fin de l'activité volcanique (Kolstad and McGetchin, 1978). Par exemple la caldera de Valles au Nouveau Mexique (15 km de diamètre), où l'éruption majeure la plus récente date d'un million d'années (et une dernière éruption intracalderique mineure à 150000 ans), présente une température plus de trois fois supérieure à celle relevée en dehors de la caldera (soit 341°C au lieu de 110°C à 3 km de profondeur ; Wohletz and Heiken, 1992).

Dans la plupart des calderas où des dépôts épais peu perméables remplissent l'effondrement (comme des dépôts de tuff soudés), les remontées hydrothermales sont limitées à la faille bordière circulaire de la caldera. Les manifestations de surface sont concentrées au niveau de ces zones de faiblesse et au niveau des failles recoupant la caldera, qui forment des zones particulièrement perméables. Le long des fractures, les manifestations visibles d'une activité hydrothermale se traduisent souvent par l'altération de surface. Des fluides acides sont en effet produits lorsque les gaz (comme H₂S et CO₂) remontent depuis le système hydrothermal et sont oxydés à faible profondeur.

On retrouve ce phénomène sur les stratovolcans où un scellage peut être mis en évidence au dessus du système hydrothermal (Williams-Jones et al., 2000 ; Finizola et al., 2002 ; Finizola et al., 2004). Dans ce cas, les auteurs proposent que l'altération hydrothermale elle-même favorise la formation de couches peu perméables (riches en argiles) dont l'extension coïncide avec celle du système hydrothermal volcanique.

Le développement des minéraux argileux altère la perméabilité du milieu, perturbant la circulation des fluides et modifiant ainsi la dynamique interne du volcan. Dans certains cas, des interactions peuvent se produire avec le système magmatique pour donner lieu à des éruptions phréatiques ou phréatomagmatiques. Dans les conditions hydrothermales, les gaz exercent une pression qui peut être relâchée de façon explosive.

Dans les calderas, le flux de chaleur et les circulations d'eau à température élevée sont également localisés principalement le long des failles où la perméabilité est plus importante. Une étude comparative de la caldera de Valles (Nouveau Mexique) et des calderas de Lake City et Platoro (Colorado) montrent une altération hydrothermale développée essentiellement le long des failles formées dans les calderas et autour des intrusions superficielles (Wohletz and Heiken, 1992).

Les études de polarisation spontanée menées sur le Pico del Teide (Aubert and Kieffer, 1984), la Montagne Pelée (Zlotnicki et al., 1998), Stromboli (Finizola et al., 2002) ou le Karthala (Lénat et al., 1998) suggèrent que les failles bordières des calderas drainent les eaux infiltrées de manière préférentielle (produisant des anomalies négatives de quelques centaines de millivolts d'amplitude).

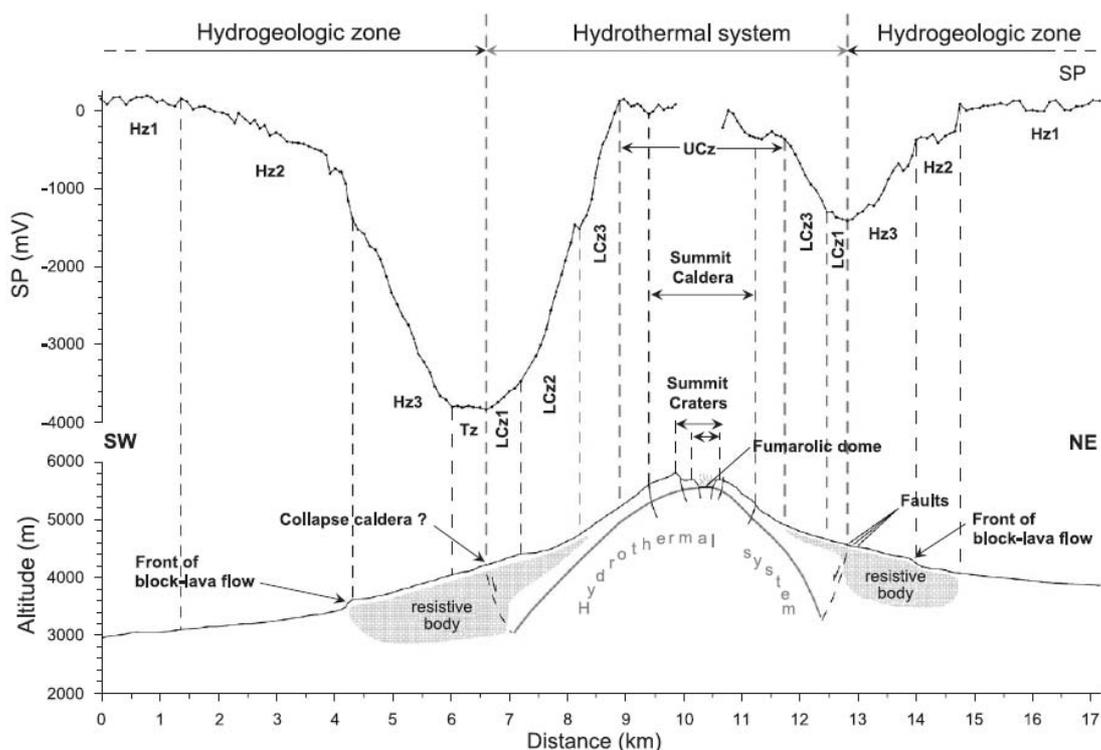


Figure I-3 : Signal PS le long d'un profil NE-SW et coupe interprétative du volcan Misti (Finizola et al., 2004).

D'autre part, un lien peut être établi entre l'extension (au moins en surface) du système hydrothermal et des limites structurales majeures. Certains auteurs proposent en effet que les limites des calderas constituent un barrage à l'extension des systèmes hydrothermaux (e.g. au Karthala : Lénat et al., 1998 ; sur Stromboli : Finizola et al., 2002 et le Misti : Finizola et al., 2004 → figure I-3).

I-I.B. Aperçu sur la formation et le comportement des argiles

I-I.B.1. Les processus d'argilisation à haute température

La formation des argiles par altération hydrothermale est décrite dans de nombreuses publications (e.g. Peterson et al., 1946 ; Kerr, 1955). Il existe deux environnements naturels principaux où la formation de minéraux argileux a lieu. Ce sont les zones d'érosion et, en profondeur, les zones d'altération hydrothermale (Gillott, 1987). Dans les conditions d'altération atmosphérique la température est telle que l'eau est généralement sous forme liquide (parfois solide). Dans les conditions hydrothermales, température et pression sont supérieures à la normale et l'eau atteint son point d'ébullition. Sur les volcans, on rencontre ces deux cas de figure. L'érosion peut être particulièrement intense, par exemple, en milieu tropical et l'activité hydrothermale est souvent importante.

En période calme ou en période éruptive les volcans sont toujours sujets à d'abondantes émissions de gaz. La zone sommitale des volcans actifs est systématiquement occupée par des champs fumerolliens plus ou moins étendus et il n'est pas rare de trouver des sources thermales aux abords des volcans. La température des fumerolles peut atteindre des valeurs proches de celles des magmas. Des transitions minéralogiques peuvent ainsi se produire, à basse ou à haute température. Comme nous l'avons vu, les fluides impliqués sont pour une part d'origine magmatique mais probablement en grande partie issues des nappes souterraines alimentées par les précipitations.

Une réaction impliquant des pressions de vapeur d'eau supérieures à 1 atm et se produisant à plus de 100°C est dite hydrothermale. Ceci se produit notamment en zone volcanique. La concentration et la nature des ions dans le système sont différentes de celles rencontrées en zone d'altération à température normale. Les conditions physico-chimiques favorisant le développement des minéraux argileux sont cependant généralement comparables dans les deux cas (Gillott, 1987). Cela dit, les argiles d'origine hydrothermale

et celles formées par l'érosion ou les processus sédimentaires ont souvent des fabriques différentes (Sergeyev et al., 1980).

Le type d'altération dépend de la nature des solutions impliquées, de la composition de la roche encaissante et de la durée et de l'intensité de l'altération. La composition et la température des solutions ont par ailleurs un effet prépondérant sur les minéraux argileux créés lorsque l'activité hydrothermale est persistante. La composition de la roche mère peut être totalement modifiée par les processus de lixiviation (extraction des particules solubles d'un matériau) et par l'introduction d'éléments issus des fluides hydrothermaux (processus de recristallisation). Par ailleurs, lorsque l'altération est modérée le type de roche mère a un rôle significatif. Par exemple l'altération hydrothermale de tholéiites (sursaturées en silice, à quartz normatif) en Islande et Irlande a donné lieu à la formation de quartz, calcédoine, céladonite et zéolite tandis que dans des basaltes à olivine les minéraux secondaires étaient uniquement des zéolites (Walker, 1960a, b).

I-I.B.2. Comportement des argiles

La résistance d'un matériau est mesurée par sa capacité à s'opposer à une force sans se déformer ou rompre (Funk and Wagnalls, 1982). Sous une charge, un matériau oppose des forces de réaction opposées dépendant de la nature de la charge appliquée. Elle peut causer une tension, une compression, un cisaillement, une flexure ou une torsion dans le matériau. L'étude du comportement rhéologique des argiles est essentielle pour ceux qui s'intéressent, par exemple, aux problèmes de stabilité des pentes (notamment en géotechnique et, dans notre cas, à la stabilité des pentes d'un volcan).

D'après Gillott (1987), les propriétés rhéologiques des argiles dépendent du degré de cimentation des minéraux, de la nature des minéraux, de leur arrangement, de leur densité apparente (densité une fois tassés) et des interactions physiques et chimiques des minéraux entre eux et avec les fluides présents (liquides interstitiels et air).

La déformation est la modification de volume ou de forme d'un corps, induite par une contrainte, elle-même définie comme une force par unité de surface. Les propriétés d'un matériau peuvent être représentées graphiquement par un repère où la contrainte est en ordonnée et la déformation en abscisse (Fig. I-4). Pour la plupart des matériaux on observe d'abord une déformation élastique traduite par une relation linéaire entre contrainte et déformation.

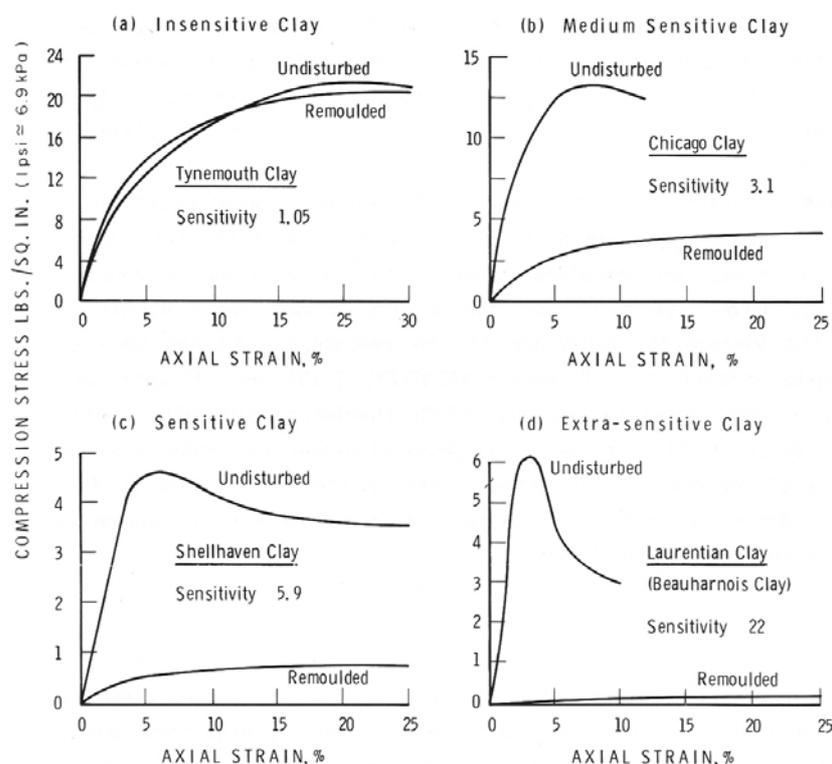


Figure I-4 : Graphique contrainte/déformation d'argiles de différentes origines. La notion de sensibilité des argiles est définie par le rapport de la résistance de l'argile non perturbée sur celle de la même argile remaniée (d'après Skempton, 1953).

Cette relation est valable jusqu'à un point que l'on définit comme la limite d'élasticité. Au-delà, on passe à une déformation plastique jusqu'au point de rupture propre au matériau. Pour la plupart des roches, à pression et température ambiantes, la rupture se produit souvent sans déformation plastique appréciable. Lorsque la déformation augmente à contrainte constante, on parle de fluage (écoulement plastique à contrainte constante). Les argiles ont un comportement faiblement élastique si bien que la portion linéaire du graphique contrainte/déformation est limitée à des pressions minimums.

Des matériaux au comportement fragile dans certaines conditions deviennent ductiles et se déforment plastiquement dans d'autres conditions (Fig. I-5 et photo I-3). La température, la pression, le temps (durée de la contrainte), la taille de grain et la proportion de fluides sont les paramètres décisifs qui conditionnent cette modification de comportement.

La variation de ces paramètres, au cours de l'histoire géologique du matériau peut modifier sa structure et sa rhéologie. Par exemple, au-delà d'un certain taux d'humidité les argiles se comportent comme des matériaux plastiques tandis qu'elles sont peu ou pas plastiques à sec.

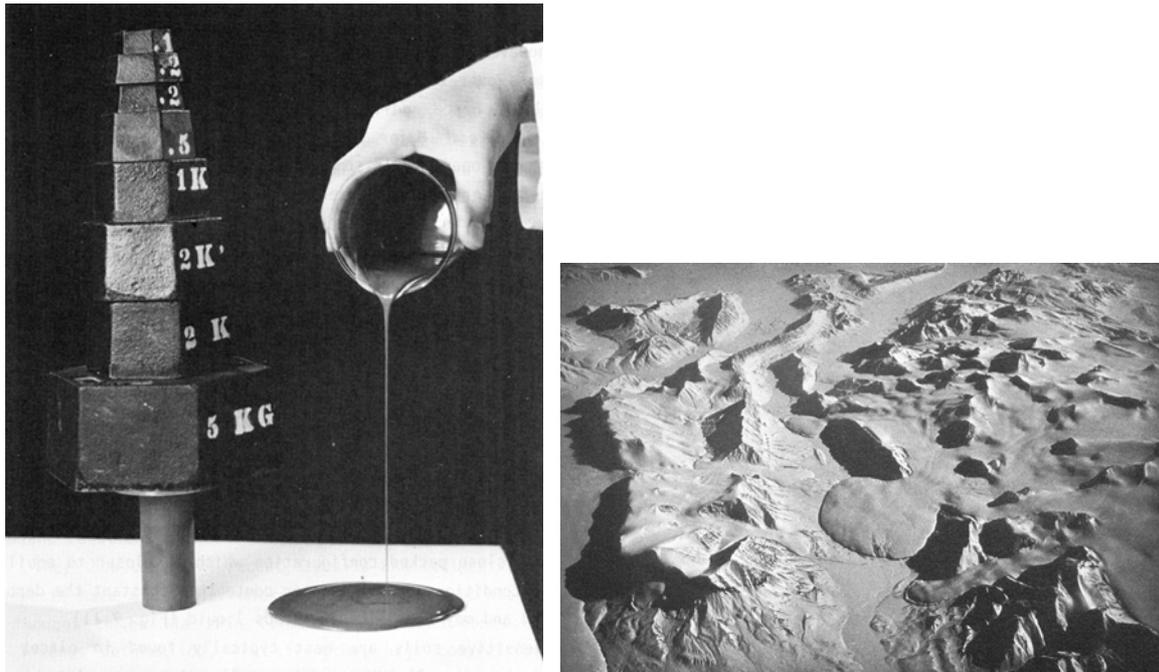


Figure I-5 : Le comportement d'un matériau dépend de ses propriétés physiques, des conditions auxquelles il est soumis ($T^{\circ}\text{C}$, P , teneur en fluides) mais également de la vitesse de déformation. A gauche : argile de Leda (sédiments marins de Champlain, Canada) à teneur en eau constante, non perturbée (gauche) et remanié (droite) (d'après Gillott, 1987) ; A droite : les glaces du Groenland (d'après Krafft, 1978).



Photo I-3 : Volcan de boue au pied de l'Etna (Vulcanelli di macalube à Agrigento, Sicile). Ces remontées de boue se produisent à l'intérieur d'une épaisse séquence de sédiments, dans un contexte tectonique en compression (Martinelli and Judd, 2004). Dans la même région, sur les volcans de Paternò, les émissions de gaz sont dominées par du CO_2 que Chiodini et al. (1996a) associent à l'activité magmatique de l'Etna (Photo : S. Barde Cabusson).

A l'échelle macroscopique, l'argile se déforme de façon continue (sans seuil de rupture) sous une contrainte cisailante et ce aussi faible soit la contrainte. L'argile peut alors être considérée comme un fluide visqueux (Middleton and Wilcock, 1996). On le voit par exemple avec les graphiques contrainte/déformation en figure I-4, pour les courbes des argiles remaniées. Pour la plupart des argiles, une très faible contrainte suffit à produire une déformation continue.

A l'échelle des temps géologiques, on considère qu'un niveau argileux soumis aux forces gravitaires et/ou à une charge adopte un comportement ductile. Ceci est vrai pour des niveaux altérés dans un édifice volcanique. Le fluage peut être accéléré si l'altération est poussée (argilisation avancée) ou si un élément extérieur diminue les contraintes s'opposant au fluage. Le relâchement des contraintes latérales sur un corps altéré par l'activité hydrothermale (au cœur du volcan) lors d'un glissement de flanc ou par l'abaissement d'une faille recoupant l'édifice peut jouer ce rôle d'accélérateur de la déformation (Merle and Lénat, 2003 ; Merle et al., 2006).

I-I.C. Déstabilisations des édifices volcaniques

I-I.C.1. Généralités

Depuis l'éruption spectaculaire du Mont St-Helens en Mai 1980 (Lipman and Mullineaux, 1981), une attention particulière a été portée à l'instabilité des édifices volcaniques. Ces évènements peuvent se produire par exemple suite à une déformation active (croissance d'un dôme, formation d'une faille, etc...), à une augmentation de la pente, à une surcharge sur l'édifice ou à des processus d'érosion.

Lors de la croissance des volcans, des effondrements mineurs de quelques centaines ou milliers de mètres cubes peuvent se produire. Ils correspondent par exemple à des effondrements le long des escarpements en bordure de caldera ou au niveau d'autres zones de forte pente (e.g. Rowland and Munro, 1992). A l'autre extrême on trouve des effondrements catastrophiques pouvant impliquer plusieurs milliers de kilomètres cube de roche autour des volcans d'île océanique (e.g. Lénat et al., 1989 ; Moore et al., 1994 ; Carracedo, 1994). La fréquence élevée des évènements de faible volume contraste avec celle des évènements de grande ampleur. Ces derniers se répètent à plusieurs dizaines ou plusieurs centaines de milliers d'années d'intervalle (Fig. I-6).

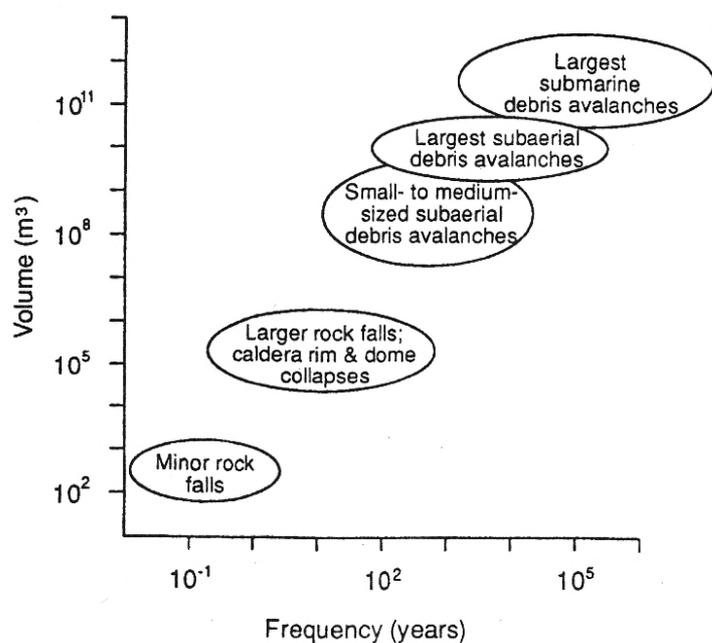


Figure I-6 : Graphique du volume impliqué dans des événements de déstabilisation sur les volcans actifs, en fonction de leur fréquence (d'après McGuire, 1996)

Les déstabilisations se produisent fréquemment sur les volcans boucliers basaltiques malgré leurs pentes faibles. Sur ce type d'édifices certains facteurs contribuent au développement de l'instabilité : la mise en place répétée de dykes (Dieterich, 1988, Carracedo, 1994, Elsworth and Voight, 1996 ; Walter and Schmincke, 2002), la sismicité, la modification de la pression des fluides hydrothermaux interstitiels (Day, 1996), les changements rapides du niveau de la mer (Wallmann et al., 1988, Nakada and Yokose, 1992), l'étalement de l'édifice sur un substratum sédimentaire (e.g. Nakamura, 1980) ou en réponse à l'étalement du complexe cumulatif sous-jacent (Clague and Denlinger, 1994) et la présence de niveaux de faible résistance au sein de la structure (hyaloclastites, niveaux d'altération hydrothermale, deltas volcanoclastiques ; Oehler et al., 2005).

I-I.C.2. Influence de l'altération hydrothermale sur la stabilité des édifices volcaniques

L'altération associée aux circulations de fluides à travers tout l'édifice et aux interfaces que constituent les failles et autres discontinuités de la structure favorise la fragilisation de l'édifice. Une activité hydrothermale intense peut engendrer des dommages et une diminution de la cohésion à grande échelle. En effet, l'association courante entre altération hydrothermale et effondrements sectoriels indique que le fluide interstitiel et/ou l'altération peut avoir un effet important sur la stabilité des édifices (Day, 1996).

Siebert et al. (1987) divisent les effondrements de flanc des édifices volcaniques en trois catégories (Fig. I-7) :

(1) **Type Bezymianny** : comme l'effondrement du Mont St-Helens en 1980 (Lipman and Mullineaux, 1981), les effondrements de cette catégorie sont reliés à une surcharge due à la mise en place d'intrusions magmatiques dans l'édifice.

(2) **Type Bandai** et (3) **Type Unzen** : on les distingue car le type Bandai est associé une activité phréatique tandis que le type Unzen ne manifeste aucune activité explosive. Ces deux types d'effondrement peuvent au moins en partie être provoqués par une modification de la stabilité de l'édifice d'origine externe comme une déformation régionale ou un évènement tectonique touchant le volcan (par exemple un décalage dû à une faille ; Stewart et al., 1993), par une modification du niveau marin (Wallmann et al., 1988, Nakada and Yokose, 1992) ou par l'érosion des flancs du volcan entraînant leur fragilisation. Une alternative serait un effondrement lié à la fragilisation de la roche sans modification de la charge du volcan.

Type.	Explosive activity	Hydrothermal discharges	Pre-collapse doming and intrusion
Bezymianny	Magmatic and phreatic	?	Yes
Bandai	Phreatic	Yes	No
Unzen	None	Yes	No

Figure I-7 : Activité hydrothermale et magmatique associées aux trois types d'effondrements latéraux définis par Siebert et al. (1987).

Dans les trois cas (effondrement de type Benzymianny, Bandai ou Unzen), les explosions phréatiques et/ou les émissions hydrothermales indiquent l'omniprésence des fluides avant l'effondrement.

L'altération hydrothermale affecte le degré de cohésion des roches altérant potentiellement la stabilité des édifices volcaniques en provoquant des effondrements catastrophiques ou favorisant leur tendance à l'étalement gravitaire (Lopez and Williams, 1993). Les exemples de déstabilisation volcanique en lien avec l'altération par l'activité hydrothermale ne manquent pas dans la littérature (Day, 1996 ; Vallance and Scott, 1997 ;

Voight and Elsworth, 1997 ; van Wyk de Vries et al., 2000 ; Reid et al., 2001 ; Cecchi et al., 2005). Vallance et Scott (1997) décrivent la présence de grandes quantités de roches altérées par l'activité hydrothermale dans les débris d'avalanche et les lahars du Mont Rainier. Selon les auteurs, les processus d'argilisation diminuent la perméabilité et accroissent la porosité des roches transformées. Leur teneur en eau peut alors être augmentée et leur cohésion diminuée jusqu'à provoquer des effondrements sectoriels sur les volcans et engendrer des coulées de débris de forte mobilité.

Le volcan Iliamna (Alaska) est un autre exemple où les dépôts d'avalanches de débris sont constitués presque en totalité de débris de roche hydrothermalisée et de neige et de glace remobilisées (Waythomas et al., 2000).

Les gaz ont une forte mobilité dans l'édifice volcanique, de sorte que, si la circulation de fluides se concentre dans la partie centrale active de l'édifice, elle n'est pas restreinte à ce seul secteur. A Vulcano (Iles Eoliennes, Italie) des anomalies thermiques associées à des remontées de fluides hydrothermaux sont visibles en marge du cratère du cône central de la Fossa, où se concentre la plus grande partie de l'activité fumerollienne. Des mesures à quelques dizaines de centimètres sous la surface montrent des températures élevées sur les pentes externes du cône et particulièrement le long de ressauts topographiques supposés marquer d'anciennes limites structurales.

La figure I-8 présente une vue prise au nord du volcan, sur un effondrement sectoriel montrant des fumerolles et une forte altération à la tête et sur la surface du glissement. Une série de fractures s'est formée progressant de façon rétrograde par rapport à la tête de ce glissement. Cet effondrement de faible extension est visiblement lié à l'altération hydrothermale.



Figure I-8 : Panorama sur l'île de Vulcano (Iles Eoliennes, Italie). Un secteur instable s'est formé au niveau de cette zone fumerollienne excentrée par rapport au cratère actif de la Fossa (Photo : S. Barde Cabusson).

I-I.C.3. Résumé

[1] Dans un édifice volcanique les fluides circulent préférentiellement au niveau des discontinuités de la structure de l'édifice (interfaces entre niveaux de lithologies différentes, fractures, limites structurales anciennes et actuelles) et à travers la roche perméable de tout l'édifice.

[2] Les fluides hydrothermaux peuvent être à l'origine d'une altération dans tout l'édifice lorsque le système hydrothermal est fortement développé.

[3] Les calderas sont généralement associées à une altération hydrothermale intense dont les manifestations de surface sont observées principalement le long de la faille bordière et des failles recoupant la structure mais aussi autour des intrusions magmatiques associées.

[4] Bien que de nature différente les argiles issues de l'altération de roches volcaniques ont probablement un comportement proche de celui des argiles produites dans un environnement sédimentaire. Leur capacité à fluer est une donnée importante pour comprendre les phénomènes de déstabilisation des volcans.

**D'un relief volcanique
à une caldera plane**

I-II.A. Etat des connaissances sur les calderas

I-II.A.1. Modèle classique de vidange d'une chambre magmatique

Les calderas sont des dépressions plus ou moins circulaires, de tailles variées : de moins d'un kilomètre de diamètre jusqu'à 35 sur 75 km (la Garita caldera ; Lipman, 2000a). Les plus petites calderas (<5 km de diamètre) sont courantes dans la partie sommitale des volcans basaltiques ou andésitiques. Les plus grandes sont quant à elles le plus souvent attribuées à des éruptions de très grands volumes de laves ignimbritiques (de l'ordre de 1 à 5000 km³ ; Fig. I-9).

TABLE I Some Well-Documented Caldera Eruptions

Date	Caldera name	Location	Edifice; structure	Topographic caldera diameter (km)	Eruption volume [km ³ (DRE)]	Reported collapse geometry
1991	Pinatubo	Philippines	Stratococone	2.5	4–5	Funnel?
1968	Fernandina	Galapagos	Basaltic shield	5 × 6	0.1	Trapdoor; composite
1912	Katmai	United States	Stratococone	2.5 × 4	12	Funnel?
1883	Krakatau	Indonesia	Clustered stratococones	8	10	Funnel?
1750–1790?	Kilauea	Hawaii	Basaltic shield	3 × 5	??	Plate
1.4 ka	Rabaul	Papau, New Guinea	Volcano cluster	10 × 15	11	Plate
1.8 ka	Taupo	New Zealand	Rift/caldera cluster	35	35	Downsag? ^a ; composite
3.6 ka	Santorini	Mediterranean	Volcano cluster	7 × 10	25	Composite
7.7 ka	Crater Lake	United States	Volcano cluster	8 × 10	55	Plate
22 ka	Aira	Japan	Caldera cluster	18 × 22	300	Funnel? ^a
35 ka	Campi Flegrei	Italy	Volcano cluster	13	80	Plate
75 ka	Toba	Indonesia	Dacitic arc; fault zone	30 × 80	1500	Plate (R) ^b
95 ka	La Primavera	Mexico	Volcano cluster	11	20	Plate
600 ka	Yellowstone	United States	Caldera cluster	60	1000–2000	Plate (R)
760	Long Valley	United States	Older volcanoes	15 × 30	600	Plate (R)
1.1 Ma	Valles	United States	Volcano cluster	20 × 22	300	Plate (R)
2.2 Ma	Cerro Galán	Argentina	Volcano cluster	25 × 35	2000	Plate (R)
2.8 Ma	Chegem	Russia	Collision zone	15 × 20	>300	Plate?
5.6–3.8 Ma	Dorobu	Japan	Caldera cluster	6 × 13	??	Piecemeal, composite
25.9 Ma	Lake City	United States	Caldera cluster	15 × 20	200–500	Plate (R)
26.6 Ma	Creede	United States	Caldera cluster	24	>500	Plate (R)
27.6 Ma	Silverton	United States	Caldera cluster	15 × 20	50–100	Trapdoor
27.8 Ma	La Garita	United States	Volcano cluster	35 × 75	5000	Multiple plates? (R)
73 Ma	Tucson	United States	Andean arc	25	>500?	Trapdoor
Ordovician	Scafell	England	Volcanic arc	>15	??	Piecemeal (composite?)

^a Alternatively interpretable as plate subsidence.
^b (R), resurgent postcollapse uplift of caldera floor.

Figure I-9 : Quelques éruptions bien documentées associées à des calderas (Lipman, 2000a).

La formation des calderas est un thème très documenté et étudié à partir de différentes approches. Classiquement, le mécanisme auquel on attribue la genèse de telles structures est l'effondrement du toit d'une chambre magmatique suite à sa vidange, lors

d'une éruption de grande ampleur, généralement des éruptions ignimbritiques (e.g. Smith and Bailey, 1968 ; Druitt and Sparks, 1984 ; Scandone, 1990 ; Lipman, 1997). Sur les volcans à laves moins évoluées où les volumes de magmas impliqués dans les éruptions sont plus faibles, l'hypothèse d'un tel effondrement (une caldera de grandes dimensions) associé à une seule éruption est contestable. On évoque alors (1) la subsidence par incréments dus à la vidange progressive du magma basaltique (Skilling, 1993; Munro and Rowland, 1996) ou (2) la subsidence due à la présence d'un complexe intrusif, impliquant que la roche subsidée est "consommée" progressivement en profondeur (Walker, 1988).

Dans les vingt-cinq dernières années l'étude des calderas a permis une meilleure compréhension de leur structure. Des méthodes de terrains et des méthodes expérimentales ont été utilisées pour les étudier telles que la cartographie de structures érodées (e.g. Lipman, 1984 ; Branney and Kokelaar, 1994), la description de calderas résurgentes (Newhall and Dzurisin, 1988), la modélisation analogique (e.g. Komuro et al., 1984 ; Komuro, 1987 ; Marti et al., 1994 ; Roche et al., 2000 ; Acocella et al., 2000 ; Troll et al., 2002) ou à travers la modélisation numérique du champ de contrainte autour d'un réservoir magmatique (Gudmunsson, 1988, 1998 ; Folch and Marti, 2004). Il subsiste cependant de nombreuses inconnues sur la structure profonde et les mécanismes d'effondrement des calderas.

I-II.A.2. Classification des calderas

Les calderas sont classées en fonction de critères géométriques (Lipman, 2000b) mais également en fonction de la composition dominante des événements éruptifs associés à leur effondrement (Cole et al., 2005). La profondeur de la chambre magmatique impliquée, sa forme, sa taille et le volume de produits volcaniques éjecté lors de la formation de la caldera ont une influence sur la morphologie de la dépression résultante.

Trois cas extrêmes sont généralement mentionnés dans la littérature pour décrire le mécanisme de subsidence : (1) l'effondrement en piston, (2) l'effondrement chaotique (piecemeal) et (3) le downsag, que l'on peut traduire par "affaissement". On peut distinguer un quatrième type d'effondrement : l'effondrement "en entonnoir" (funnel caldera) pour lequel différentes origines ont été proposées (se référer à Roche et al., 2000). Chaque caldera se forme dans un environnement unique et possède son propre mécanisme de formation, souvent influencé par la tectonique régionale. On peut donc retrouver des éléments d'un ou plusieurs des mécanismes décrits sur un même effondrement et chaque

caldera est en quelque sorte unique. La subsidence asymétrique des calderas de type trap-door est par exemple un intermédiaire entre l'effondrement en piston et le downsag. Ces calderas pourraient être liées à des éruptions de faible volume, à une chambre magmatique asymétrique ou à l'influence de la tectonique régionale (Lipman, 1997 ; Fig. I-10).

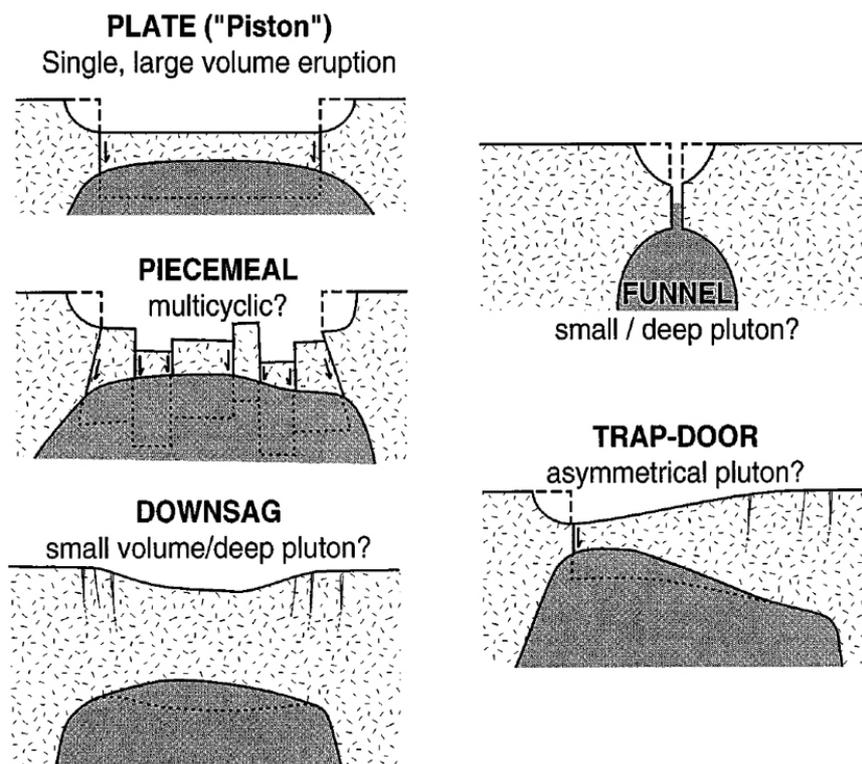


Figure I-10 : Différentes géométries de subsidence en relation avec la profondeur et la géométrie de la chambre magmatique sous-jacente (d'après Lipman, 1997).

I-II.A.3. Modèle de fluage d'un système hydrothermal

Les modèles "classiques" décrivent les mécanismes associés à l'effondrement du toit d'une chambre magmatique au cours de sa vidange tandis que le travail présenté dans ce mémoire s'intéresse à la formation de calderas par fluage du système hydrothermal d'un édifice volcanique. Cette hypothèse a été proposée par Merle and Lénat (2003) pour expliquer la formation de l'Enclos Fouqué sur le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Lors d'un glissement de flanc, la réduction des contraintes latérales sur le système hydrothermal central du volcan aurait favorisé le fluage des roches altérées vers la bordure

libre créé et entraîné l'effondrement d'une pseudocaldera au dessus de ce système hydrothermal.

Dans ce chapitre, nous nous sommes attachés à reproduire une topographie initiale représentative de la réalité et à étudier ses modifications et son influence sur les processus de déformation. Les modèles analogues ont été construits de façon à reproduire des cônes volcaniques de pentes typiques des volcans boucliers ($\approx 15^\circ$) et des stratovolcans ($\approx 30^\circ$).

I-II.B. D'un cône volcanique à une caldera plane, approche expérimentale - From steep-slope volcano to flat caldera floor

L'altération hydrothermale à grande échelle dans un édifice volcanique a été décrite par exemple sur le Mont Rainier (Washington). Les produits de déstabilisation du volcan, remaniés dans les coulées de débris d'Osceola, contiennent une très grande proportion d'argiles identifiés comme des produits d'altération hydrothermale (Vallance and Scott, 1997; Reid et al., 2001). Sur le Piton de la Fournaise, l'altération hydrothermale est également importante comme le montre l'abondance de minéraux hydrothermaux dans les affleurements de basaltes dégagés par la Rivière Langevin qui entaille (Cf. Michon and Saint-Ange, sous presse et chapitre III) profondément le massif et également dans les produits d'éruptions phréatomagmatiques survenues sur le volcan (Mohamed-Abchir, 1996).

Les calderas sont des structures importantes dans les environnements volcaniques et sont généralement le lieu d'une activité hydrothermale intense (Bibby et al., 1995) et de reminéralisations (e.g. Lipman and Sawyer, 1985 ; Goff and Gardner, 1994 ; Eaton and Setterfield, 1993). La circulation de fluides (eaux infiltrées et gaz hydrothermaux) à haute température altère profondément la roche engendrant des pertes de volumes et la production d'argiles susceptibles de fluer sous leur propre poids.

Sur la base de ces informations nous nous sommes orientés sur des modèles analogiques reproduisant une zone ductile de grandes dimensions. Ces expériences reproduisent un cône volcanique où une altération étendue a produit un volume important de roche hydrothermalisée au sein de l'édifice.

Ce sous-chapitre est présenté sous la forme d'un article dans **Geophysical Research Letters** (sous presse en Avril 2007). Il introduit le sujet de fond de ce manuscrit, la formation des calderas par fluage du système hydrothermal. On s'intéresse ici aux modifications de la topographie d'un cône volcanique lors de la formation d'une caldera. Cette partie de l'étude a été inspirée par le cas de Nuku Hiva (Marquises, Polynésie française), et semble apporter une explication viable à la morphologie des structures caldériques de cette île (voir chapitre II).

RESUME DE L'ARTICLE

La plupart des expériences de laboratoire sur les effondrements de calderas ont consisté en la vidange d'un réservoir sous une couche horizontale sans tenir compte de la présence d'un cône sus-jacent (l'analogue de l'édifice volcanique). La surcharge et le rôle de la topographie sont donc négligés de sorte que la topographie finale du plancher de la caldera est directement liée à la topographie initiale. De plus, la subsidence d'une caldera est généralement attribuée à l'effondrement du toit d'une chambre magmatique en lien avec des éruptions émettant de grandes quantités de produits volcaniques. Les expériences analogiques montrent que la déformation d'un corps argilisé résultant de l'altération hydrothermale dans un édifice volcanique peut, sous certaines conditions, reproduire la structure globale d'une caldera. En particulier, on observe une modification de la topographie à l'intérieur de l'effondrement jusqu'à obtenir une caldera plane. Le fluage du système hydrothermal sous-jacent semble être une explication alternative lorsque ce plancher horizontal ne peut être expliquée par le resurfaçage (recouvrement par une activité volcanique syn- et post-caldera, érosion).

From steep-slope volcano to flat caldera floor

Stéphanie Barde-Cabusson

Olivier Merle

Laboratoire Magmas et Volcans, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand

5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

S.BardeCabusson@opgc.univ-bpclermont.fr

tel. (33) 4 73 34 67 23

Abstract:

Most laboratory experiments of caldera collapse have dealt with reservoir emptying below a flat-lying overburden without an overlying analogue volcanic edifice on top. The overload and the role of topography are then neglected so that the final flat floor within the caldera is directly linked to the initial one. In addition, caldera subsidence is commonly attributed to the collapse of the top of a magma chamber linked to eruptions delivering large amounts of volcanic products. Analogue experiments show that the deformation of a weak clay-rich core resulting from the hydrothermal alteration in a volcanic edifice can, in certain conditions, reproduce the structures of a caldera. In particular, it is a way to explain the flat floor of a caldera when resurfacing resulting from new eruptions or destructive processes seems unlikely.

Keywords: calderas, hydrothermal systems, modeling

Caldera formation

Caldera formation is commonly associated with eruption of volcanic products and attributed to the collapse of the roof of a reservoir resulting from magma withdrawal. This can result either from a single eruption draining efficiently a huge volume of magma or from recurrent eruptions and multiple dyking events leading to an incremental or step by step collapse of the reservoir [e.g. Lipman, 1997, Munro and Rowland, 1996]. Whatever the models, the collapsed surface corresponds approximately to the dimensions of the underlying reservoir.

In some cases, geophysical data together with field data show that there is not a reservoir large enough to permit such a collapse. For example, the classic caldera model is unlikely for the Enclos Caldera at Piton de la Fournaise on Reunion Island [e.g. Rousset et al., 1989; Necessian et al., 1996; Briole et al., 1998; Malengreau et al., 1999] or on the French Polynesia Island of Nuku Hiva [Legendre et al, 2005; Maury et al., 2005].

Hot fluid circulation of both groundwater and magmatic gas deeply alters volcanic rock and produce volume loss together with clay-rich zones able to flow under their own weight. Recent studies have shown that such altered rocks form large zones within edifices and initiate sector collapses [Lopez and Williams, 1993; Day, 1996; Vallance and Scott, 1997; Voight and Elsworth, 1997; van Wyk de Vries et al., 2000; Reid et al., 2001; Cecchi et al., 2005]. Also, the core of the volcano may become unstable if conditions of weak lateral confinement exist at the boundary of the hydrothermal system, which then flows laterally. The ensuing collapse of the central part of the edifice may then create a caldera-like structure apparently similar to classical calderas but named "caldera-like" as the drained material is not magma but altered rock [Merle and Lénat, 2003 ; Merle et al., 2006].

Caldera floor topography

The classic image of a caldera structure is that of a huge cauldron with a flat floor surrounded by a ring fault exhibiting a circular vertical cliff of several hundred meters high. The question is rarely asked as to how and by which mechanism such a flat floor can form starting from a steep-slope cone. Many young caldera structures are filled by thick

volcanic sequences and rare are those that are eroded to the original surface. Very little evidence is thus available to evaluate the degree of disruption of the floor and the initial intra-caldera slopes.

Concerning previous experimental studies on caldera formation, only recent studies took the initial topography of a volcanic cone into account. Using a cone with a slope of 10° and a flattened apex, Troll et al. [2002] describe both piecemeal subsidence as a consequence of inflation and deflation of the chamber and piston subsidence linked to simple chamber emptying, but the final topography is not described. Walter and Troll [2001] outline, in experiments of chamber deflation under a cone, an initial apical sagging and a tilt of the flanks until a delayed bench-like collapse of the caldera floor. Lavallée et al. [2004] points out the problem of initial topography in scaled physical models and illustrates the real influence of pre-existing relief upon the style of caldera subsidence due to magma withdrawal.

In this paper, we investigate experimentally the formation of caldera-like structures resulting from the ductile flow of very large hydrothermal systems. As opposed to previous experiments on that matter [Merle and Lénat, 2003; Merle et al., 2006], no reduction of lateral stresses to trigger or speed up the collapse process is introduced in the experimental procedure. We pay special attention to the slope modification of the initial cone during the deformation.

Experimental procedure

In many previous experiments on caldera formation, the reservoir was simulated using a balloon or a bladder filled with air or water and buried within a cohesive material [Kennedy et al., 2004, Lavallée et al., 2004, Holohan et al., 2005]. Sometimes, viscous materials like golden syrup, silicone or dry ice are directly emplaced into the cohesive material [Komuro, 1987; Acocella et al., 2000; Roche et al., 2000]. In some experiments, inflation of the balloon predates deflation to simulate a complete process from magma arrival to magma emptying. In experiments conducted here, the goal is to investigate the effect of a low-strength zone simulating the hydrothermal system localised in the core of a cohesive edifice and no inflation process has to be simulated.

The experimental setup consists of a piece of silicone upon which a steep-slope cone of cohesive material is built. A layering of different colours helps to highlight the structures after deformation. The diameter of the cone is in the range from 5 to 30 cm (i.e. 5 to 30 km in nature) and its slope is about 30 degrees. The internal structure is observed via cross-sections cut through the models after deformation. The topography of the analogue model is preserved by pouring new sand on top of the model, which is then wet with water, to make possible to cut cross-sections in the solidified model.

Scaling

The clay-rich altered core is considered to behave as a viscous fluid and is simulated by silicone putty emplaced in the central part of the analogue model [e.g. van Wyk de Vries et al., 2000]. The brittle part of the edifice is simulated by a dry sand/plaster mixture as in most analogue experiments on volcano deformation [e.g. Donnadieu and Merle, 1998].

The shape of hydrothermal systems is poorly known as their boundaries have no sharp limits and are difficult to image accurately via geophysical approaches. When studying the geo-electrical model of the central part of Piton de la Fournaise volcano, Lénat et al. [2000] detected the upper limit of a zone of low conductivity (0-20 ohm.m) in the Enclos caldera inferred to be the hydrothermal system. The overall shape of the zone mimics a low-slope cone. From this information and to simplify the experimental procedure, we choose to test both conical and cylindrical shape ductile structures in our experiments.

Similarity conditions are achieved through a set of Π dimensionless numbers [see Merle and Borgia, 1996], which must be of the same order of magnitude in nature and experiments [Table 1, 2]. The Reynolds number is the only one to be different in nature and experiments. However, the very small values of Π_6 (10^{-17} in nature and 10^{-10} in experiments) show that the inertial forces are negligible with respect to the viscous forces both in nature and experiments. Thus, this number need receive no further consideration.

TABLE 1. PARAMETERS

Variable	Definition	Nature	Model
B	Diameter of the cone	5-30 km	5-30 cm
D	Diameter of the ductile core	1-15 km	1-15 cm
H	Offset along the normal fault	1-2 km	1-2 cm
h	Height of the brittle cone	1-3 km	1-3 cm
ϕ	Angle of friction		33°-37°
g	Gravitational acceleration		9.81
ρ_v	Density of the brittle cone	2500 kg m ⁻³	1300 kg m ⁻³
ρ_h	Density of the ductile core	1600 kg m ⁻³	1000 kg m ⁻³
τ_0	Cohesion	10 ⁷ Pa	50 Pa
t	Time span for caldera formation	300 y	1 h
η	Viscosity of the ductile core	10 ¹⁶ Pa.s	5 × 10 ⁴ Pa.s

TABLE 2. THE 7 DIMENSIONLESS NUMBERS

	Definition	Calculation	Nature	Model
	Geometric ratios	$\Pi_1 = \frac{B}{D}$		5 - 2
	⇔ scale 1 km = 1 cm	$\Pi_2 = \frac{H}{D}$		1 - 1.3
Brittle material	Angle of friction	$\Pi_3 = \phi$		33° - 37°
	Gravitational stress/cohesion	$\Pi_4 = \frac{\rho_v gh}{\tau_0}$	2.5 - 7.3	2.6 - 7.7
Ductile material	Gravitational force/viscous force	$\Pi_5 = \frac{\rho_h ght}{\eta}$	14.8 - 44.5	7 - 21.2
	Reynolds number	$\Pi_6 = \frac{\rho_h h^2}{\eta t}$	1.7x10 ⁻¹⁷ - 1.5x10 ⁻¹⁶	5.6x10 ⁻¹⁰ - 5x10 ⁻⁹
	Density ratio	$\Pi_7 = \frac{\rho_v}{\rho_h}$	1.5	1.3

Results

A control experiment has first been carried out where a piece of silicone was buried into a pile of horizontal sand layers. Such a configuration is perfectly stable and no deformation can be observed.

A set of experiments with a 30°-slope cone has then been conducted varying the shape and thickness of the silicone. These experiments do not reveal notable differences in the whole deformation process, even when using a slightly conical or a cylindrical piece of

silicone, so that all following experiments have been done with a low to medium height-to-diameter ratio cylinder (Fig. 1). Subsequently, cone slope variation has been tested.

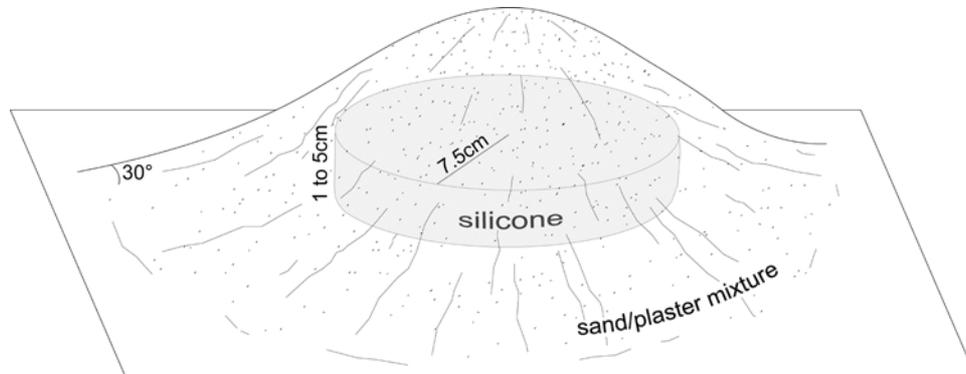


Fig. 1: Sketch of the model: a ductile core of silicone is embedded into a brittle cone.

The most informative experiments are those built with steep-slope cones ($>25^\circ$). Deformation starts instantaneously and reveals three successive stages. The first one corresponds to rapid flattening on top of the cone without lateral bulging. This deflation stage delimits a large upper flat area. This is the major change of the shape of the analogue volcano observed during the whole duration of the experiment. The second stage corresponds to the progressive appearance of a circular ring fault surrounding the flat zone formed previously. The third and last stage is associated with the collapse of the flat zone along the ring fault, leading to a caldera-like structure. Its topography contrasts remarkably with the undisturbed external slopes of the cone (Fig. 2). A slight steepening of these external slopes is sometimes observed next to the ring fault during the caldera-like formation and may generate local sector collapses.

Cross-sections reveal that the brittle cone has flattened without any internal faults or fractures. The shape of the silicone has evolved with time and the initially horizontal or convex upper limit has become concave downward, centered below the former summit of the cone. The ring fault outlines the circular edge of the silicone, which has intruded upward within the fracture, up to the surface in some experiments (Fig. 2).

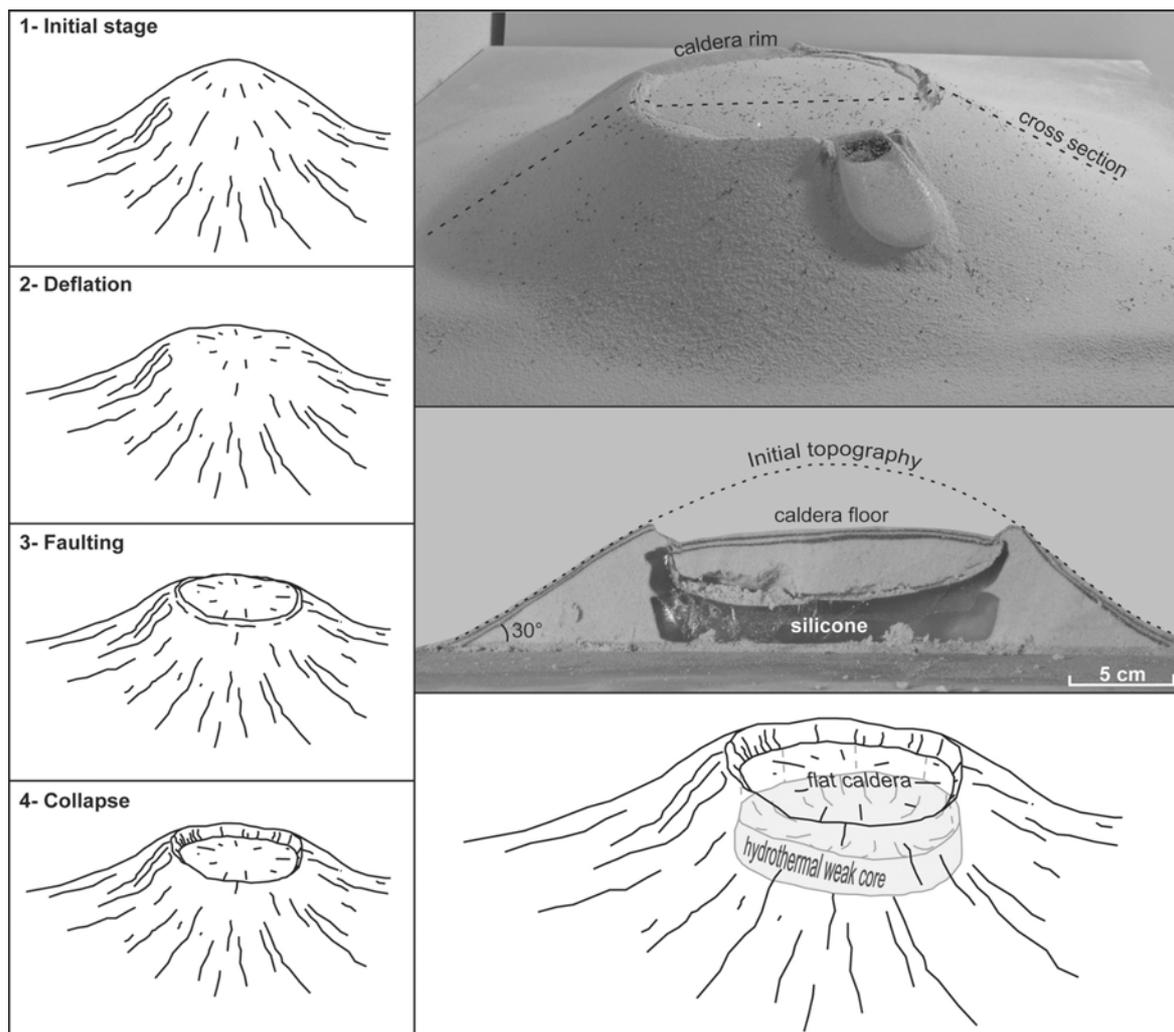


Fig. 2: Caldera-like formation: summit flattening (Fig. 2.2) occurs early and is followed by the formation of the ring fault (Fig. 2.3) along which collapse takes place (Fig. 2.4). Photographs of both panoramic and cross-section views reveal a flat caldera-like floor surrounded by steep slopes.

Other experiments have been conducted diminishing the slope of the overlying cone. The deformation starts more slowly than in steep-slope experiments and may not reach the formation of a caldera-like structure. With slopes less than 15 degrees, a slight depression forms on top of the analogue volcano and no ring fault can be detected. When slopes are nearly flat, no deformation occurs. This indicates that the slope of the cone has a major influence on the deformation process.

Decreasing the thickness of the silicone leads to a smaller offset along the ring fault as less ductile material can flow underneath. The deformational process can even be inhibited when there is not enough silicone to allow ductile flow.

Interpretation

Given the lack of deformation for a flat topography, it appears that the formation of a caldera-like structure is due to the presence of a cone above a ductile body and is dependant upon the boundary conditions along the edge of this body. The distribution of the load (ρgh) above the silicone is not uniform and a radial and horizontal overburden gradient, ($d\rho gh/dx$, Fig. 3), is evidenced from high loading at the centre of the silicone, that is under the summit of the cone, to low loading along the edges. This radial gradient promotes the deformation of the silicone that narrows in the centre due to the weight of the summit of the cone and flows laterally to the low overloaded edges. This ductile deformation is accompanied by the subsidence of the upper part of the cone, which forms the upper flat area. It is noteworthy that the flat floor is formed before the onset of the caldera-like collapse.

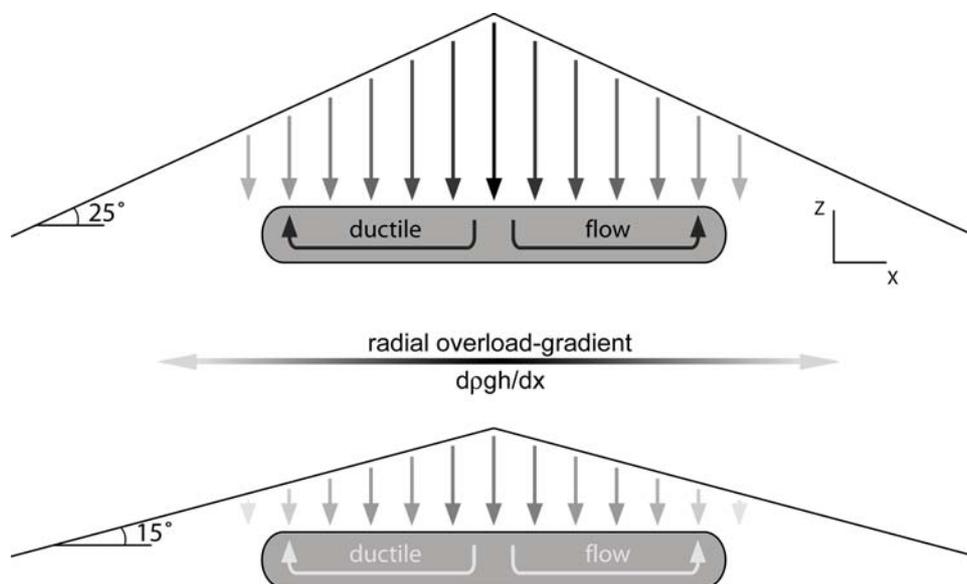


Fig. 3: Load distribution above the weak zone. In steep slope ($>25^\circ$) experiments, the high overburden gradient in the x direction allows the upward ductile flow along the edge to overcome the strength of the overlying brittle material, which does not occur with gentle slopes ($<15^\circ$) experiments.

Further deformation is dependant on the intensity of the overburden gradient. With low slopes (i.e. low overburden gradient), the deformation may stop and the evolution to the formation of a caldera-like structure does not occur. With steep slopes (i.e. high gradient), the silicone that is blocked laterally by the analogue volcano flank may overcome the vertical overburden, which is relatively low there, and start to rise up. At the surface, this stage is associated with the initiation of the ring fault that foreshadows the collapse. However, offset remains limited at this stage as, very much like classic calderas, a real collapse of the roof requires enough drainage of the ductile material. For this to occur, the hydrothermal zone must be large enough and as close to the surface as possible, which permits the overburden resistance to be overcome. Then, the altered rock of the hydrothermal system would be squeezed upward along the edges, enlarging the ring fault, which is unrecognisable at depth (cross-section in fig. 2) and causing the slight slope increase next to the ring fault. In most experiments, the silicone pierces the surface along the ring-fault, and flows slowly downward (Fig. 2). Such emptying of the ductile body is very efficient and speeds up the caldera-like collapse.

In experiments, the silicone flows as a viscous material when reaching the surface. This is a limitation of the analogue modelling, which cannot reproduce the rheology changes probably sustained by the hydrothermally altered rock during its rise and cooling along the ring fault. In nature, rather than a viscous flow, it would appear at the surface as a mix of breccias and clay in variable proportions.

Locating the ductile body below a certain depth, that is below the base of the volcano, inhibits the process as the cone effect becomes too low to trigger deformation. To a very good approximation, a ductile body deeply buried under the base of the volcano makes the experimental conditions identical to that of the control experiment.

In a complementary experiment, the effect of a fault lowering part of a volcano has been tested, according to the process proposed by Merle et al. [2006]. They studied the formation of the caldera-like structure on Nuku Hiva Island, supposed to result from weak lateral confinement of the hydrothermal system. The authors used simplified models, with flat-lying topography, to demonstrate the consistency of the model. When using a low-slope cone instead of a flat topography, the three successive stages described above can again be observed. Firstly, the summit of the cone flattens at the onset of the deformation to form a large upper flat area. Secondly, slow subsurface lateral spreading of the silicone initiates a ring fault. Thirdly, collapse occurs along the ring fault to form a caldera-like structure breached on one side (Fig. 4). This suggests that the general process described

here may happen in different tectonic environments and takes place once the ductile body inside the volcano can easily be deformed.

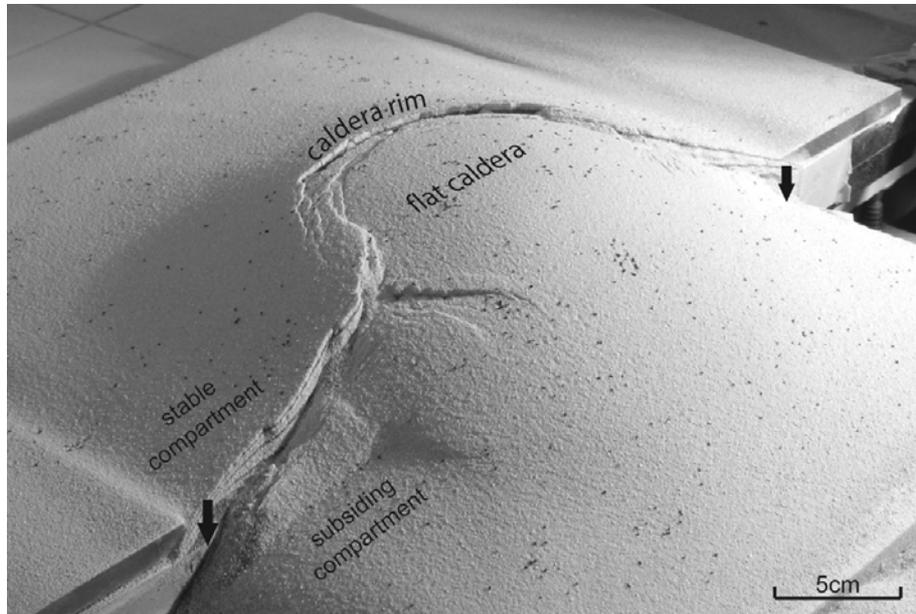


Fig. 4: Complementary gentle slopes ($< 15^\circ$) experiment. Weak lateral confinement is achieved from normal faulting lowering part of the edifice. The same three successive stages of deflation, faulting and collapse as shown on figure 2 are observed with time.

Conclusions

In the situation of caldera-like formation by ductile deformation of the hydrothermal system, experiments show that the flat floor forms early by summit flattening before the formation of the ring fault along which the collapse occurs. This happens only when the hydrothermal system of the volcano can deform within the volcano to modify the natural equilibrium between ductile altered rock and brittle overburden on the edges of the system. Experiments shown here are scaled for the deformation of a clay-rich core and do not apply to the formation of a classic caldera by emptying of a magmatic reservoir. However, it cannot be ruled out that the process of flat floor caldera-like formation is similar to that of a classic caldera, given that the rheology of the whole system is very

close, composed of a viscous reservoir able to flow surmounted by a pile of brittle volcanic rocks.

Acknowledgments: We thank Valerio Acocella and an anonymous reviewer for useful reviews of the manuscript.

References Cited:

- Acocella, V., F. Cifelli, and R. Funicello (2000), Analogue models of collapse calderas and resurgent domes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104, 81-96.
- Briole, P., P. Bachèlery, B. McGuire, J. Moss, J. C. Ruegg, and P. Sabourault (1998), Deformation of Piton de la Fournaise: Evolution of the monitoring techniques and knowledge acquired in the last five years, in *Proceedings, 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, Santorini, Greece, 1996*, edited by R. Casale et al., European Commission, Brussels, pp.467–474.
- Cecchi, E., B. van Wyk de Vries, and J-M. Lavest (2005), Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 67, 72-91.
- Day, S. J. (1996), Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcano, *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, edited by W. J. McGuire, A. P. Jones, and J. Neuberg, *Geological Society (London) Special Publication 110*, p.77-93.
- Donnadieu, F. and O. Merle (1998), Experiments on the indentation process during cryptodome intrusion : new insights into Mt St Helens deformation, *Geology*, 26, 79-82.
- Holohan, E. P., V. R. Troll, T. R. Walter, S. Münn, S. McDonnell, and Z. K. Shipton (2005), Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 119-136.
- Kennedy, B., J. Stix, J.W. Vallance, Y. Lavallée, and M.-A. Longpré (2004), Controls on caldera structure: results from analogue sandbox modeling, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 116, 515-524.

- Komuro, H. (1987), Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 139-149.
- Lavallée, Y., J. Stix, B. Kennedy, M. Richer, and M.-A. Longpré (2004), Caldera subsidence in areas of variable topographic relief: results from analogue modeling, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 129, 219-236.
- Legendre, C., R.C. Maury, D. Savanier, J. Cotten, C. Chauvel, C. Hémond, C. Bollinger, G. Guille, S. Blais, and P. Rossi (2005), The origin of intermediate and evolved lavas in the Marquesas archipelago: an example from Nuku Hiva island (Marquesas, French Polynesia), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143, 293-317.
- Lenat, J.-F., D. Fitterman, D. B. Jackson, and P. Labazuy (2000), Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion), *Bull. Volcanol.*, 62, 75-89.
- Lipman, P. W. (1997), Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry, *Bull. Volcanol.*, 59, 198-218.
- López, D. L., and S. N. Williams (1993), Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes, *Science*, 260, 1794-1796.
- 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.
- Maury, R. C., G. Guille, C. Legendre, D. Savanier, H. Guillou, P. Rossi, et S. Blais (2005), Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille de Nuku Hiva, Polynésie française : Orléans, BRGM, Archipel des Marquises : Service Géologique National, Editions du BRGM.
- Merle, O. and A. Borgia (1996), Scaled experiments on volcanic spreading, *J. Geophys. Res.*, 101(B6), 13805-13817.
- Merle, O., and J.-F. Lénat (2003), Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2166.
- Merle, O., S. Barde Cabusson, R. C. Maury, C. Legendre, G. Guille, and S. Blais (2006), Caldera core collapse triggered by regional faulting, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 158, 269-280.
- Munro, D. C., and S. K. Rowland (1996), Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 72, 85-100.

- Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lepine, and M. Sapin (1996), Internal structure of Piton de la Fournaise Volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70, 123-143.
- 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.
- Roche, O., T. H. Druitt, and O. Merle (2000), Experimental study of caldera formation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 105(B1), 395-416.
- Rousset, D., A. Lesquer, A. Bonneville, and J.-F. Lénat (1989), Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 37-52.
- Troll, V. R., T. R. Walter, and H.-U. Schmincke (2002), Cyclic caldera collapse: piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence, *Geology*, 30(2), 135-138.
- Vallance, J. W., and K. M. Scott (1997), The Osceola Mudflow from Mont Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109(2), 143-163.
- van Wyk de Vries, B., N. Kerle, and D. Petley (2000), Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua, *Geology*, 28(2), 167-170.
- Voight B., D. Elsworth (1997), Failure of volcano slope, *Géotechnique*, 47(1), 1-31.
- Walter, T. R., V. R. Troll (2001), Formation of caldera periphery faults: an experimental study, *Bull. Volcanol.*, 63, 191-203.

I-II.C. Remarques complémentaires et conclusions

[1] La répartition des contraintes dans un cône de matériau cohésif est abordée dans l'article présenté dans la partie précédente. Il faut préciser qu'à notre connaissance, dans la littérature, la répartition des contraintes n'a été décrite que pour un cône de gélatine et un cône de sable (matériau granulaire non cohésif). Pour Dieterich (1988), les contraintes sont verticales à l'aplomb du sommet du cône de gélatine et s'inclinent de plus en plus en s'éloignant du centre. Par contre, dans le modèle de Edwards and Oakeshott (1989), dans un cône de sable, le poids est transmis le long de lignes droites formant des arches emboîtées. Dans ce second cas, la contrainte maximum est donc excentrée par rapport au sommet du cône (Fig. I-11).

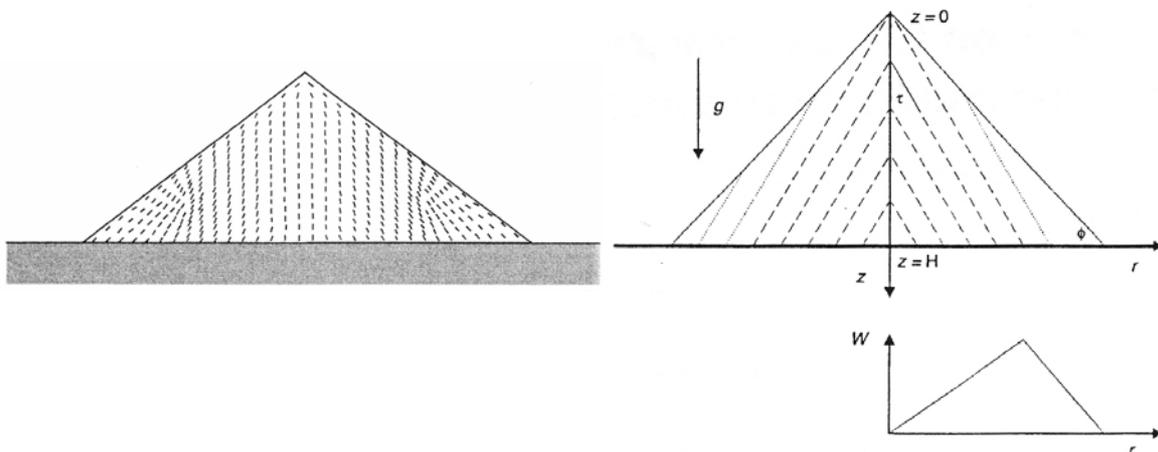


Figure I-11 : Orientation de la contrainte principale maximum dans un cône ; à gauche dans un cône de gélatine (d'après Dieterich, 1988) ; à droite dans un cône de matériau granulaire non cohésif où W est le poids (d'après Edwards and Oakeshott, 1989).

Dans un cône de matériau cohésif tels que ceux reproduits dans nos expériences l'orientation des contraintes est probablement différente du modèle proposé par Edwards and Oakeshott (1989). L'effet d'arche décrit pour un matériau granulaire sans cohésion doit a priori être fortement diminué dans le cas d'un mélange cohésif de sable et de plâtre où les espaces entre les grains de sable sont comblés par le plâtre. Nos modèles se rapprochent donc probablement de celui de Dieterich (1988) où la contrainte verticale est maximum sous le sommet du cône et diminue en s'en éloignant (Cf. Fig. 3 de l'article de Barde Cabusson and Merle (sous presse) présenté dans la partie précédente).

[2] La présence de niveaux ou de zones ductiles (liés à l'altération hydrothermale, à des niveaux hyaloclastiques ou détritiques et à des niveaux sédimentaires en base de cône) ont une influence majeure sur l'évolution des édifices volcaniques ; sur leur stabilité mais aussi parfois sur leur cycle éruptif.

[3] La déstabilisation d'un cône peut être spontanée lorsqu'un volume ductile suffisamment étendu est présent au sein de l'édifice. Une pseudocaldera plane peut alors se former, cette topographie étant acquise au premier stade de formation de la pseudocaldera.

[4] En bordure des calderas formées dans les modèles on retrouve parfois les systèmes de failles normales et inverses caractéristiques des événements tectoniques impliquant un mouvement relatif vertical entre deux compartiments (Cf. Vendeville, 1987 ; Fig. I-12 ci-dessous).

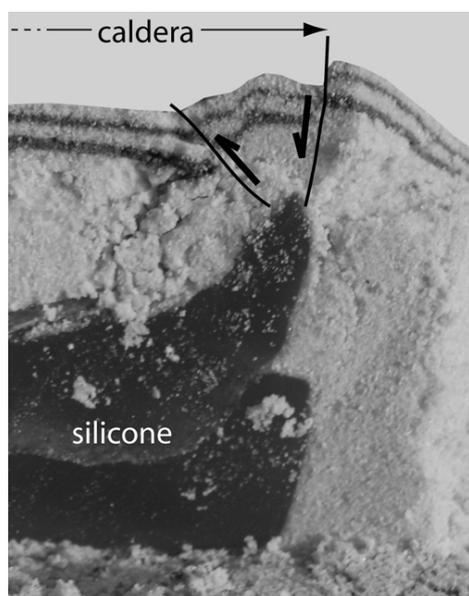


Figure I-12 : Vue en coupe de la bordure d'une pseudocaldera formée par fluage d'un corps ductile.

Il est probable que les mécanismes mis en évidence sur des modèles de fluage du système hydrothermal puissent être appliqués à des calderas classiques liées à la vidange d'une chambre magmatique étant donné les similitudes entre les deux systèmes : ils se composent tous deux d'un "réservoir" ductile, capable de fluer, surmonté par un empilement fragile de roches volcaniques.

Les rhéologies étant différentes entre un système magmatique et un système hydrothermal, on ne peut bien entendu pas généraliser l'évolution détaillée dans la publication présentée dans ce chapitre à toutes les calderas volcaniques. Cependant, la

modification de la topographie au sommet d'un cône lors de l'effondrement d'une caldera pourrait expliquer plusieurs caractéristiques des calderas "classiques" (associées à une éruption volcanique). L'aplatissement du sommet modifie la distribution des contraintes au sommet de l'édifice où une compression est engendrée, particulièrement sur le conduit central (Borgia, 1994 ; van Wyk de Vries and Matela, 1998). Ceci pourrait ralentir ou inhiber l'ascension du magma jusqu'à la surface, favorisant son stockage et sa différenciation. Lorsqu'une faille circulaire se forme à la périphérie du système, le magma peut alors migrer jusqu'en surface le long de cette discontinuité, et ce d'autant plus facilement que la surcharge topographique est moindre à ce niveau par rapport au centre de l'édifice. La vidange du magma différencié le long de ces failles pourrait expliquer les éruptions ignimbritiques accompagnant fréquemment la formation des calderas de grandes dimensions.

Des incertitudes persistent pour expliquer l'émission en surface de roches altérées par l'activité hydrothermale profonde. Cependant, la présence de remontées de boues hydrothermales est décrite sur de nombreux volcans et zones géothermales. Il est possible que certaines formations associées au fluage d'un système hydrothermal ne soient pas encore clairement identifiées sur les volcans. On suppose que ces formations associent des brèches et une forte proportion d'argiles impliquées par exemple dans des effondrements en bordure de caldera. Une étude de terrain spécifique pourrait éclairer ce point.

La principale conclusion de ce chapitre est que la modification de topographie entre un cône volcanique initial et une caldera plane peut être directement liée au mécanisme de formation de la caldera et non à des processus ultérieurs (mise en place de nouvelles formations, érosion).

Chapitre II

Une caldera ouverte sur une faille du substratum : le cas de Nuku Hiva

II-A. Influence de la tectonique régionale sur l'évolution du système hydrothermal d'un édifice volcanique

II-A.1. Déstabilisation d'un cône par la réactivation d'une faille du substratum

Avant de s'intéresser à l'exemple de Nuku Hiva, cette sous-partie introduit quelques données de modélisation analogique sur l'effet de la réactivation de failles du substratum sur un cône de matériau fragile ou dans lequel est intercalé un niveau ductile.

II-A.1.1. Déstabilisation d'un cône fragile

Vidal and Merle (2000) et Merle et al. (2001) ont testé l'influence d'une faille verticale sous jacente intersectant un cône homogène, composé uniquement d'un matériau fragile. Cette faille située à la base du modèle sera appelée faille du substratum.

En fin d'expérience, les coupes du modèle montrent une faille inverse à fort pendage, chevauchante vers le compartiment abaissé et une faille normale située à l'aplomb du compartiment stable (toutes deux sont des failles listriques). En profondeur ces failles rejoignent la faille du substratum créée par l'abaissement de l'un des compartiments. Ces failles sont associées à un bombement du sommet du cône (Fig. II-1).

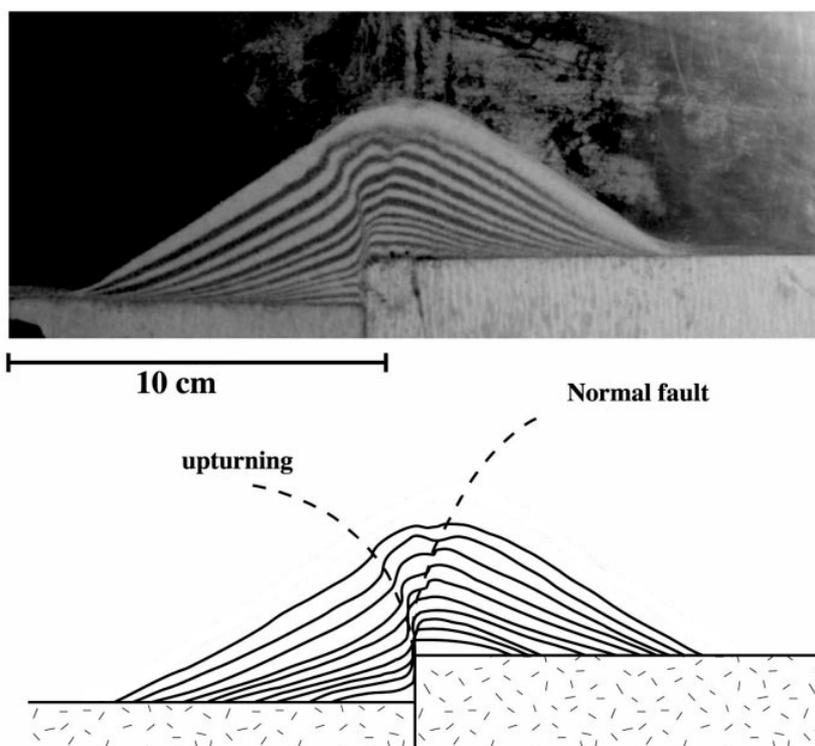


Figure II-1 : Vue en coupe de la déformation d'un cône fragile intersecté par une faille verticale. La couche claire la plus superficielle est ajoutée en fin d'expérience pour préserver la topographie du modèle lors de la découpe ; elle ne marque donc pas le bombement créé au sommet du cône au cours de l'expérience (d'après Vidal and Merle, 2000).

Ce type de structure, qui associe une faille normale et une faille inverse fonctionnant ensemble au cours d'une même phase tectonique, est caractéristique des évènements impliquant une composante verticale de déplacement entre deux compartiments (telle que la faille activée sous un cône dans les expériences de Vidal and Merle, 2000). Elle a été décrite par exemple par Sanford (1959) ou Vendeville (1987) à partir de modèles analogiques.

Dans les expériences de Vendeville (1987), des déplacements de différents types sont imposés à des strates horizontales, à la base du modèle : mouvement décrochant, faille verticale, faille inverse, faille normale. Là aussi un système de failles inverses et normales (failles simples ou multiples) se propage dans le matériau fragile, depuis la faille de base. Les structures sont très similaires à celles observées dans les modèles de Vidal and Merle (2000).

Dans le cas d'une faille normale créée à la base du modèle, les caractéristiques du champ de faille, en surface (nombre et pendage des failles inverses ou normales), dépendent fortement du pendage de la faille créée en profondeur.

Nous verrons que ces structures se retrouvent dans différents contextes dans les modèles produits au cours de cette étude.

II-A.1.2. Influence de la présence de niveaux ductiles dans les édifices volcaniques

Oehler et al. (2005) ont étudié la déstabilisation des volcans boucliers océaniques au cours de leur évolution. Selon les auteurs, l'origine de ces déstabilisations est souvent liée à la présence de nombreux niveaux de faible résistance mécanique dans la structure de ces édifices : le substratum sédimentaire, les hyaloclastites formées en milieu côtier lorsque des coulées de laves entrent en contact avec l'eau de mer, des roches altérées par l'activité hydrothermale ou encore des deltas de roches volcaniques détritiques. D'après les expériences analogiques présentées, la déstabilisation de l'un ou plusieurs de ces niveaux conduit à des glissements de flanc et/ou à un étalement gravitaire de l'édifice. Ces niveaux peuvent ainsi se comporter comme des surfaces de décollement.

Dans ce type de modèles, rien ne se produit lorsque le niveau ductile est confiné. La déstabilisation d'un édifice volcanique ne peut résulter de l'effondrement et de l'étalement d'une zone altérée par l'activité hydrothermale sans que les contraintes soient réduites au moins dans une direction (Merle and Lénat, 2003 ; Oehler et al., 2005 ; Merle et al., 2006).

Les expériences présentées dans cette partie sont extraites d'une série de quarante expériences analogiques dimensionnées, construites sur le même modèle : un cône comportant un corps ductile, déstabilisé par une faille du substratum. Nous avons fait varier divers paramètres tels que l'épaisseur de silicone, le rejet de la faille du substratum et la topographique (pente du cône).

Dans un premier temps nous avons réalisé des expériences pour connaître l'influence d'un niveau ductile de faible épaisseur dans un édifice volcanique déstabilisé et identifier les structures caractéristiques. La déstabilisation est induite par une faille verticale créée en périphérie de l'édifice (faille du substratum). Parmi l'ensemble des modèles, ceux présentés dans cette sous-partie représentent un groupe d'une dizaine d'expériences où la partie ductile est un niveau relativement fin de silicone et une pente initiale forte ($\approx 30^\circ$). Elles ont été choisies pour décrire les structures représentatives c'est-à-dire celles montrant une bonne reproductibilité d'une expérience à une autre.

Le dimensionnement est le même que celui utilisé pour les modèles des articles présentés dans ce mémoire et sera détaillé dans la partie correspondante (Cf. Merle et al., 2006).

II-A.1.2.1. Présence d'un niveau ductile à la base d'un cône déstabilisé par la réactivation d'une faille du substratum

Dans le modèle présenté en figure II-2 et 3, un niveau ductile (de la silicone) est introduit à la base d'un cône de matériau fragile (un mélange cohésif de sable et de plâtre).

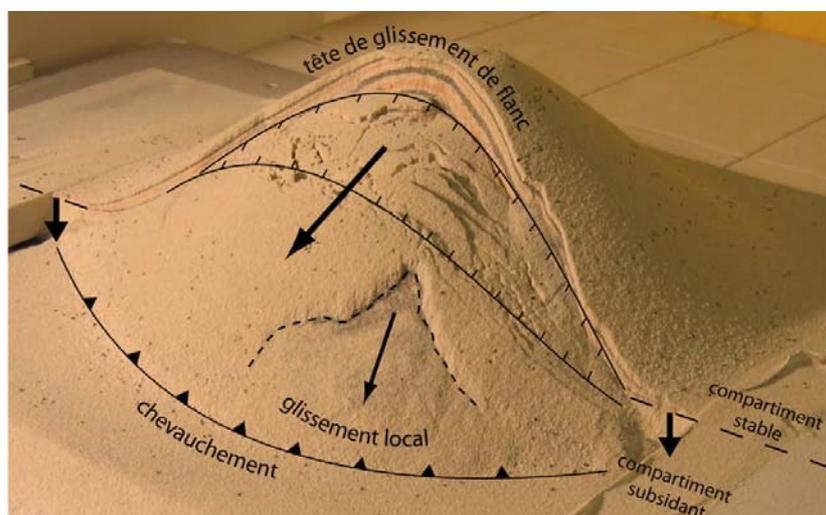


Figure II-2 : Introduction d'un niveau ductile à la base d'un cône à pente forte, déstabilisé par une faille verticale. Photographie en fin d'expérience.

Le cône est construit sur des plaques dont l'une, mobile, peut être abaissée sous l'action d'un vérin motorisé et ainsi reproduire une faille verticale.

Avant l'abaissement du compartiment mobile sous le cône, le niveau ductile est contraint dans toutes les directions, l'édifice est à l'équilibre et aucune déformation ne se produit. Lorsque la faille est mise en mouvement sous l'édifice, celui-ci est déstabilisé et la silicone se met à fluer en profondeur, du compartiment stable vers le compartiment abaissé.

Les déformations dans le cône fragile sont fortement influencées par la présence de ce niveau ductile. Un glissement de flanc se produit dans la direction du compartiment abaissé tandis qu'un chevauchement de faible ampleur se forme à la base du cône, dans ce même compartiment (Fig. II-2). A l'arrière, un secteur fracturé est encadré par deux failles normales inclinées respectivement vers le compartiment stable et vers le compartiment abaissé.

Les structures associées sont visibles en coupe (Fig. II-3). On observe un système de failles enracinées en un même point sur le niveau ductile, en arrière de la faille du substratum (à l'aplomb du compartiment fixe) : une faille normale majeure (parfois plusieurs) délimite le glissement et une faille conjuguée (parfois plusieurs également) isole un bloc subsidant, de section triangulaire.

Le fluage du niveau ductile joue le rôle d'une surface de décollement. Le glissement associé est accommodé à l'avant par un chevauchement au niveau du compartiment abaissé. Ce chevauchement se propage dans la partie fragile, dans le prolongement du niveau de silicone (le long de sa limite supérieure) avec un pendage de quelques degrés. La silicone s'infiltré dans cette faille, comme dans les failles conjuguées formées à l'aplomb du compartiment fixe.

Un glissement local en masse, impliquant les couches supérieures, est visible sur les deux figures (Fig. II-2 et 3). Il est associé à un léger basculement du bloc chevauchant vers l'aval de la zone glissée.

Sur une série d'expériences complémentaires réalisées selon ce modèle nous avons remarqué que plus la pente du cône est réduite, plus la faille bordière du glissement se forme en arrière de la zone couverte par la silicone. Les failles conjuguées ont également tendance à être moins marquées voire à disparaître pour des cônes à pente faible (entre 10 et 15°).

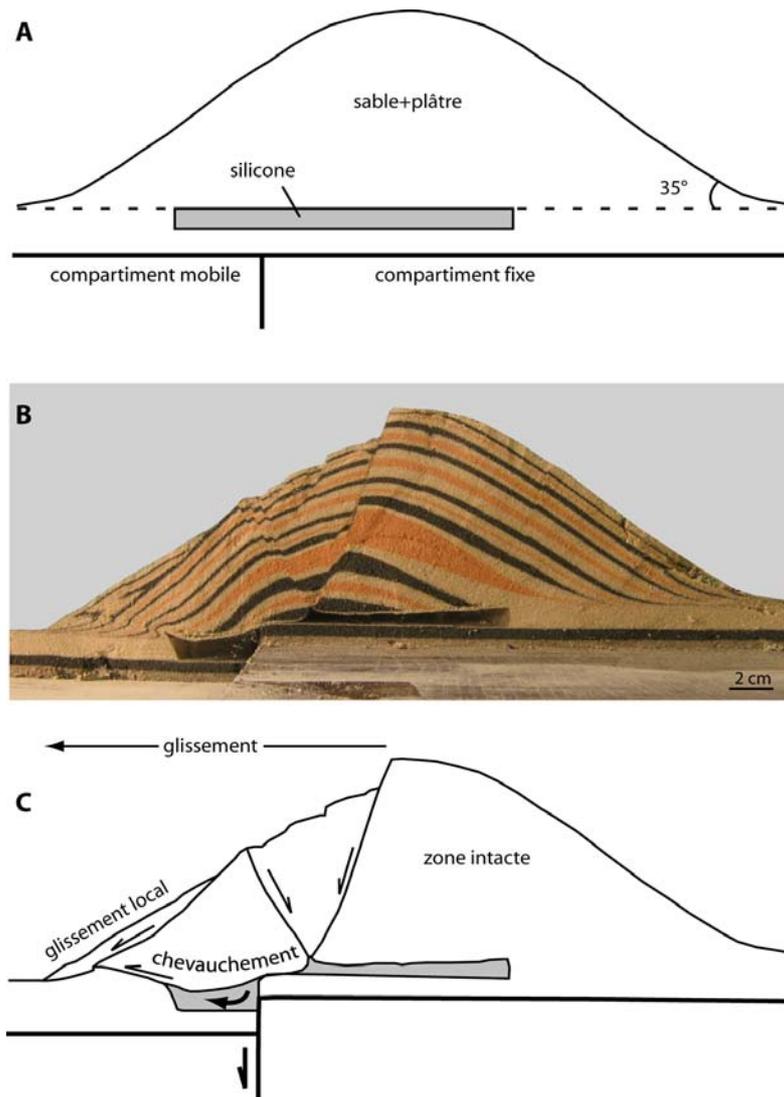


Figure II-3 : Introduction d'un niveau ductile à la base d'un cône à pente forte, destabilisé par une faille verticale. **A** : stade initial ; **B** : photographie en coupe, en fin d'expérience ; **C** : représentation schématique des structures majeures du modèle.

II-A.1.2.2. Présence d'un niveau ductile au coeur d'un cône destabilisé par une faille du substratum

Dans ce second modèle, un niveau ductile est introduit au sein du cône fragile environ à mi-hauteur. Comme précédemment, une faille verticale abaisse l'un des compartiments, en bordure du cône et déclenche la déformation (Fig. II-4).

Un glissement impliquant une grande partie du cône s'amorce dans la direction du compartiment subsidant. La surface topographique de la zone destabilisée de l'édifice

paraît très désorganisée et on ne distingue qu'une série de failles normales plus ou moins continues et parallèles, à proximité de la tête du glissement. Plus on s'éloigne de la tête du glissement, plus la surface est morcelée et les structures difficiles à identifier. Tout à fait en aval du glissement, le mélange cohésif est entraîné sur la pente du cône en éboulis désagrégeant totalement le matériau. L'allure du cône est profondément modifiée.

En arrière du glissement, la pente du cône n'est affectée par aucune déformation (ni bombement ni fracturation).

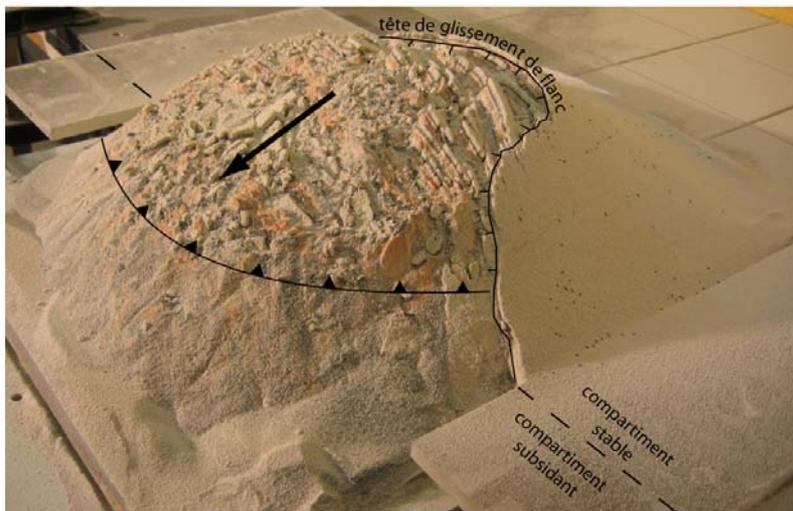


Figure II-4 : Introduction d'un niveau ductile au cœur d'un cône à pente forte, déstabilisé par une faille verticale. Photographie en fin d'expérience.

En coupe (Fig. II-5), on retrouve le niveau de silicone, très étiré et aminci. Au niveau de la faille du substratum, son épaisseur est quasiment nulle ce qui, à un moment de l'expérience, a dû inhiber le fluage du compartiment stable au compartiment subsident et ralentir le glissement dans la zone située en amont de la faille du substratum.

Aucune déformation n'affecte la partie fragile sous le niveau de silicone, en dehors de celles directement liées à la faille créée à la base du modèle. On retrouve en effet l'association d'une faille normale et d'une faille inverse connectées à la faille du substratum (Cf. Vendeville, 1987 ; Fig. II-5B et C).

Au dessus du niveau de silicone, le glissement affecte tout le cône dans le secteur directement à l'aplomb de la zone ductile. Les déformations sont complexes avec, dans le compartiment stable, un ensemble de blocs basculés délimités par des failles normales inclinées vers le compartiment abaissé. Les failles majeures sont enracinées sur le niveau ductile et de plus petites failles affectent les couches supérieures, sans se propager en

profondeur. D'autres blocs basculés sont visibles en aval mais les failles sont cette fois inclinées vers le compartiment stable. Sur toute la longueur du glissement, la silicone s'infiltré dans chaque faille listrique descendant jusqu'à elle. Encore plus en aval, en bordure du glissement, les couches glissées, guidées par le niveau ductile, recouvrent entièrement la base du cône. Dans cette zone les structures sont très désorganisées car c'est ici que la vitesse de glissement est la plus élevée au cours de l'expérience.

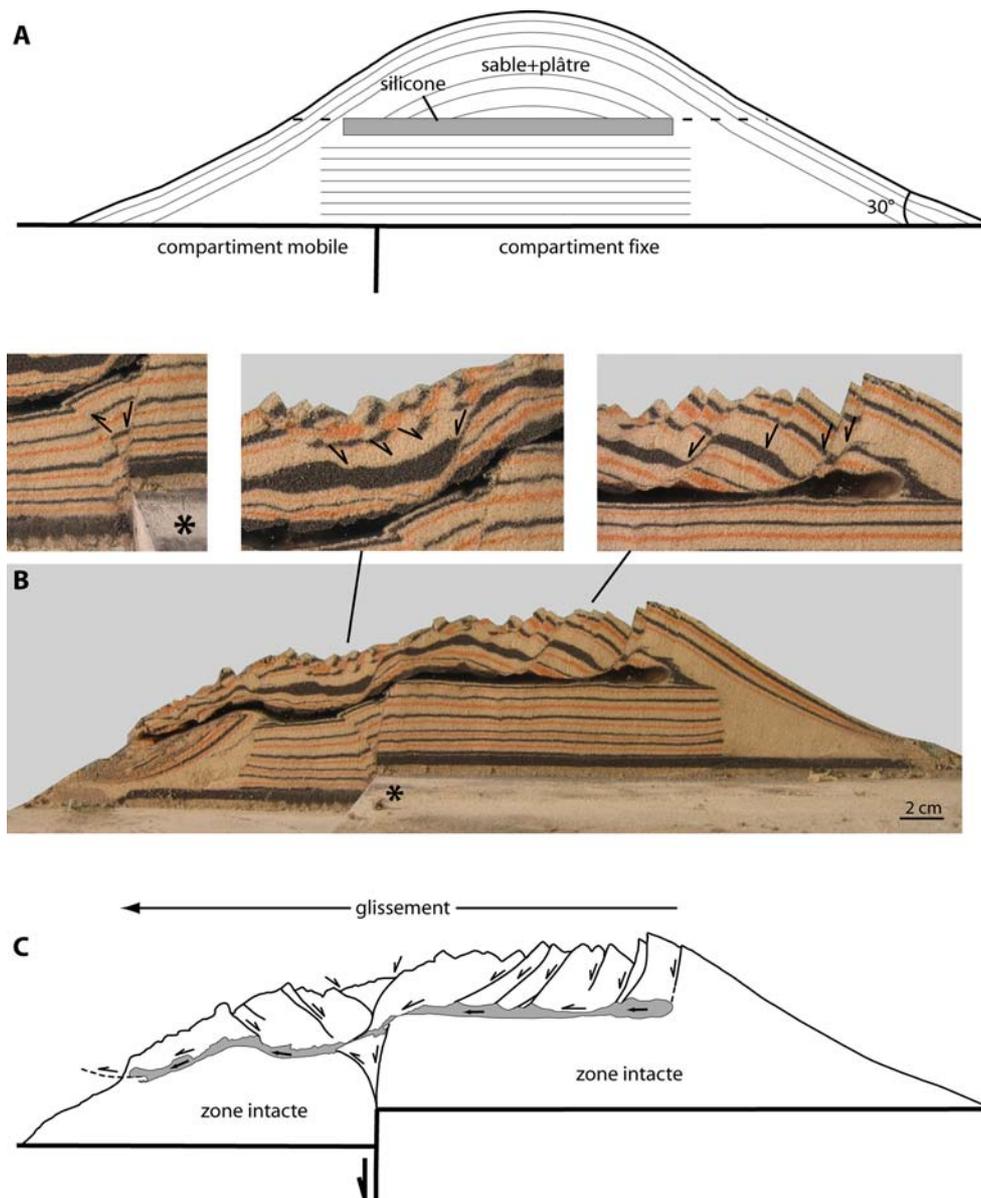


Figure II-5 : Introduction d'un niveau ductile au cœur d'un cône à pente forte, destabilisé par une faille verticale. **A** : stade initial (les lignes grises à l'intérieur du cône montent la succession des niveaux de couleurs différentes dans leur configuration initiale) ; **B** : photographie en coupe, en fin d'expérience ; **C** : représentation schématique des structures majeures du modèle.

Cette organisation rappelle celle décrite par exemple par Mauduit et al. (1997) dans les sédiments crétacés-tertiaires du Golfe de Guinée. La couverture sédimentaire a subi un glissement gravitaire sur le niveau de sel sous-jacent, d'âge aptien. Des structures similaires à celles de nos expériences ont été imagées en sismiques et reproduites en laboratoire par les auteurs. Nos expériences sont donc aussi une illustration de la "raft tectonics" (ou tectonique "en radeau") de Mauduit et al. (1997).

Dans les deux modèles présentés (niveau ductile à la base ou au cœur du cône), l'augmentation de l'épaisseur du niveau ductile accroît la composante verticale du déplacement. Le glissement est également plus rapide avec des déplacements horizontaux plus importants, induisant des failles plus nombreuses et plus désorganisées.

La présence d'un niveau ductile dans un édifice a une forte influence sur les déformations produites lors d'un évènement de déstabilisation. Les systèmes de failles et l'étendue de la déformation sont totalement différents de ce que l'on observe dans un cône uniquement constitué d'un matériau fragile.

[1] Dans nos modèles, on observe un glissement limité en amont par une faille enracinée sur le niveau ductile. En aval se forme un chevauchement dans le prolongement de ce niveau ductile ou, dans le cas d'une déformation plus poussée, un recouvrement de la base du cône par les produits glissés.

[2] Le niveau ductile agit comme une surface de décollement au dessus de laquelle se concentre toute la déformation.

[3] Plus le niveau ductile est superficiel, plus les déformations sont amplifiées : le glissement est plus rapide, la zone fracturée est plus étendue (recul de la tête du glissement) et le réseau de faille est plus dense.

[4] Dans le cas d'un niveau ductile profond, la diminution de la pente du cône provoque un recul de la tête du glissement par rapport à la faille de base et la fracturation se limite généralement à une faille normale majeure en tête de glissement.

II-A.2. Volcano core collapse triggered by regional faulting.

Ce sous-chapitre est présenté sous la forme d'un article publié en 2006 dans **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. Il présente l'influence de la tectonique régionale sur l'évolution du système hydrothermal de Nuku Hiva (Polynésie française). Selon le modèle présenté, les structures caldériques de l'île sont liées au fluage du système hydrothermal du volcan Tekao en conséquence d'une diminution progressive des contraintes sur l'édifice dans une direction donnée.

Contexte géodynamique et géologique

L'alignement des Marquises s'étend sur 350 km de long et 100 km de large. Il présente une orientation moyenne N140°-N150° insolite par rapport à l'orientation N115±5° qui correspond à celle de la direction d'accrétion à l'axe de la dorsale Est-Pacifique, des autres alignements du Pacifique Central (Sociétés, Australs-Cook, Pitcairn-Gambier-Mururoa, Hawaï). L'orientation de l'archipel est en revanche conforme à la direction d'accrétion de la plaque ancienne le long de la ride Farallon (Guille et al., 2002 ; Maury et al., 2005). Les auteurs supposent donc que l'expression de surface du point chaud responsable du volcanisme marquisien serait contrôlée par les discontinuités majeures de la croûte océanique générée lors du fonctionnement de l'ancienne ride Farallon (Brousse et al., 1990). La direction des Zones de Fracture des Marquises (ZFM) et des Galapagos (ZFG) qui enserrent l'archipel semble exercer un contrôle, si ce n'est sur la répartition géographique des édifices volcaniques, au moins sur la tectonique des édifices eux-mêmes et notamment sur Nuku Hiva, Ua Huka et Hiva Oa (Merle et al., 2006).

Localisée dans la zone centrale de l'archipel des Marquises (coordonnées 140° 06' W et 8° 5' S), Nuku Hiva est l'un des plus grands volcans boucliers de Polynésie française (30 x 20 km, 380 km², 1227 m d'altitude) avec Hiva Oa.

Le volcan bouclier primitif a été tronqué, faisant disparaître la moitié sud de l'île et donnant au littoral sa configuration actuelle, une côte rectiligne orientée N75° (Fig. II-6). Cette direction N75°, est tout à fait cohérente avec celle N70-80° des failles transformantes de la ride Farallon et également avec la direction de la ZFM et de la ZFG. L'île présente deux calderas emboîtées, en forme de fer à cheval ouvert dans la direction sud/sud-est, soit le long de cette même côte.

Les calderas déterminent une séparation entre trois domaines distincts : le bouclier ancien de Tekao, le plateau de Toovii et le volcan interne de Taiohae (par opposition au volcan dit externe de Tekao à présent visible uniquement en périphérie de la zone d'effondrement). La séparation est également marquée par un contraste d'ordre géologique entre ces zones. Les imposants empilements de basaltes tholéïitiques du volcan externe n'affleurent qu'au-delà de la bordure de l'effondrement. Le plancher de la caldera externe est quant à lui recouvert par des sédiments lacustres (Toovii) tandis que la caldera interne expose les produits associés à l'activité volcanique post-effondrement qui l'ont comblé lors de la croissance du volcan de Taiohae. Nichée dans cette structure, la Baie de Taiohae est une dépression d'échelle inférieure dont l'existence est très probablement à associer à la vidange d'un réservoir magmatique superficiel ou à la présence d'un cratère autrefois en position centrale dans l'édifice et à présent élargi par l'érosion.

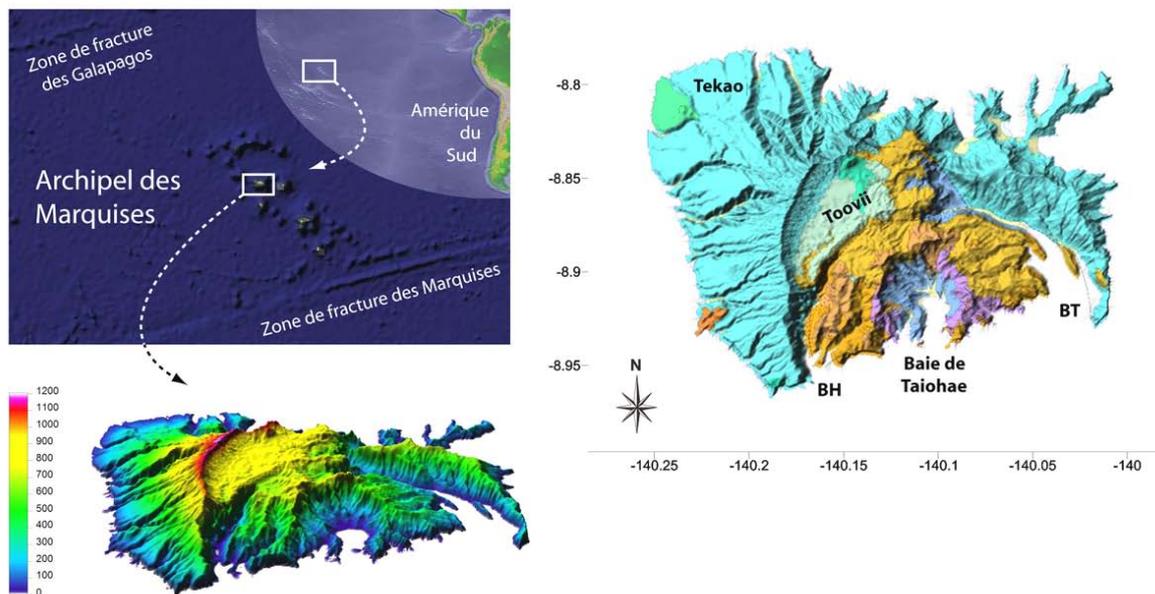


Figure II-6 : Nuku Hiva, la plus grande île des Marquises. En bas, le MNT de l'île vu en 3D, depuis le Sud (échelle verticale exagérée) ; le dégradé de couleur est fonction de l'altitude (en mètres). A droite, la carte géologique de l'île (simplifiée d'après Savanier et al., 2005) drapée sur le MNT ; les tons bleus clairs correspondent au bouclier externe de Tekao ; les tons orangés sont utilisés pour les laves du volcan interne de Taiohae et ses intrusions tardives ; en grisé, le plateau sédimentaire de Toovii laissant apparaître par endroits les laves du volcan interne ; les laves les plus anciennes du volcan interne, visibles dans la Baie de Taiohae, sont représentées en bleu foncé. BT : Baie de Taipivai ; BH : Baie d'Hakau.

L'érosion donne à la côte nord de cette île un aspect dentelé. De nombreuses baies ont été formées et rentrent parfois loin dans les terres en soulignant les limites structurales (par exemple la Baie de Taipivai qui longe, à l'Est, la bordure de la caldera externe). Le réseau hydrographique très développé incise profondément le volcan, donnant accès aux niveaux post-effondrement les plus anciens, sous les formations du volcan interne. En revanche, son pouvoir destructeur a également fait disparaître la bordure nord-est de la caldera externe. De même, les sédiments de Toovii, peu résistants à l'érosion, ont presque totalement disparu de la caldera interne.

Edifiée principalement entre 4.8 et 3.1 Ma, Nuku Hiva a connu deux grandes phases éruptives, séparées par un événement tectonique majeur :

(1) Le volcan bouclier Tekao s'est édifié essentiellement entre 4.5 et 4 Ma. Il est composé d'un empilement de plus de 1000 m de coulées tholéïtiques (Le Dez et al., 1996 et Maury et al., 2005).

(2) A 4.05 ± 0.1 Ma (Le Dez et al., 1996) un premier épisode d'effondrement entaille le volcan bouclier pour former la caldera de Tekao, une dépression d'un diamètre maximum de 20 km. La caldera de Taiohae peut avoir été créée de façon contemporaine à l'intérieur de la structure initiale mais rien ne prouve son existence avant la formation du volcan interne. On ne connaît cet escarpement que parce qu'il a décalé les produits de remplissage de l'effondrement lors de sa formation (ou de sa réactivation s'il existait effectivement avant cela). Les sédiments du plateau de Toovii (Cf. point (4)), pour lesquels on connaît l'altitude de la base de la série de part et d'autre de la faille ont alors subi un décalage vertical d'une centaine de mètre (Savanier et al., 2005 et Maury et al., 2005).

(3) Sans lacune dans l'activité éruptive, débute l'édification du volcan interne (de 4 à 3,6 Ma d'après Maury et al., 2005), le Taiohae. Sa série magmatique a évolué par cristallisation fractionnée de basaltes alcalins jusqu'à des trachytes.

(4) Les sédiments lacustres du plateau de Toovii se déposent sur 50 m d'épaisseur entre 4,15 et 4,01 Ma (Le Dez et al., 1996). Quelques fenêtres d'érosion, dans le fond des vallées laissent apparaître leur substratum, les formations du volcan de Taiohae. Puis les éruptions du volcan interne, plus modérées, se poursuivent par l'émission de coulées, de dômes-coulées et d'intrusions. Leur mise en place pourrait être associée à la vidange d'un réservoir magmatique superficiel responsable de la formation de l'escarpement interne décalant les produits antérieurs du Taiohae (Merle et al., 2006).

Au cours de cette évolution, la partie méridionale des volcans de Tekao et de Taiohae a disparu sous l'effet d'une faille océanique de direction N75°, réactivée en faille normale (Guille et al., 2002 d'après Brousse et al., 1990 ; Diraison, 1991 ; Merle et al., 2006). Nous allons montrer qu'un lien peut vraisemblablement être établi entre cet événement catastrophique et la formation des calderas.

RESUME DE L'ARTICLE

Il a été proposé récemment que les structures caldériques de grande dimension puissent être issues du fluage latéral d'un système hydrothermal localisé dans la partie centrale des édifices volcaniques. Pour rendre cela possible, une bordure libre à l'origine d'une réduction des contraintes latérales doit exister ou être créée à proximité du système hydrothermal. Différents processus pour parvenir à une telle diminution des contraintes latérales peuvent être proposés. Dans cette publication, nous montrons que la tectonique régionale peut fournir la bordure libre si une faille normale abaisse une partie de l'édifice volcanique. Un exemple naturel est l'île de Nuku Hiva dans l'Archipel des Marquises (Polynésie française) où les données géologiques suggèrent qu'une faille normale orientée N75°E est responsable de la forme actuelle de l'île, c'est-à-dire une ellipse intersectée en son centre par une limite rectiligne le long de laquelle deux calderas emboîtées s'ouvrent sur l'océan. La modélisation analogique valide le modèle d'un point de vue mécanique et révèle qu'un fonctionnement lent de la faille est nécessaire pour la formation d'une structure caldérique.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com



Journal of volcanology
and geothermal research

Journal of Volcanology and Geothermal Research 158 (2006) 269–280

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Volcano core collapse triggered by regional faulting

Olivier Merle ^{a,*}, Stéphanie Barde-Cabusson ^{a,1}, René C. Maury ^b,
Christelle Legendre ^b, Gérard Guille ^c, Sylvain Blais ^d

^a Laboratoire Magmas et Volcans, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

^b UMR 6538 Domaines océaniques, Université de Bretagne Occidentale, 6 av. Le Gorgeu, 29238 Brest, France

^c Laboratoire de Géophysique, CEA-DASE, 91680 Bruyères-le-Châtel, France

^d Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France

Received 7 November 2005; received in revised form 19 June 2006; accepted 21 June 2006

Available online 22 August 2006

Abstract

It has been proposed recently that large-scale caldera-like structures may result from the viscous lateral spreading of a hydrothermal system located in the central part of volcanic edifices. For this to occur, an unbuttressed boundary resulting in reduced lateral stresses must exist or be created not far from the hydrothermal system. Different ways to achieve such a weak lateral confinement may be proposed. In this paper, we show that regional tectonics may provide an unconfined boundary if a normal fault lowers part of the volcanic edifice. A natural example is the island of Nuku Hiva in the Marquesas Archipelago (French Polynesia) for which geological data strongly suggest that a regional fault oriented N75°E is responsible for the present-day shape of the island, i.e. an ellipse cut in the middle by a straight side along which two nested calderas are breached. Analogue modelling shows the mechanical consistency of the model and reveals that very low velocity faulting is needed for the formation of a caldera-like structure.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: volcanoes; hydrothermal system; weak confinement; spreading

1. Introduction

The formation of caldera structures is generally ascribed to the emptying of a magma reservoir located at depth and ensuing roof collapse (e.g., Walker, 1984). This mechanism has been established for many edifices, especially andesitic and rhyolitic volcanoes. However, such a mechanism is unlikely for some large volcanoes

where the emission of magma during single or short successive events is too small to match the observed collapse. In that case, the caldera cannot be directly linked to magma withdrawal and an alternative mechanism has to be found. According to recent studies showing that hydrothermal alteration may weaken the edifice and trigger sector collapse (Walker, 1992; Lopez and Williams, 1993; Day, 1996; Voight and Elsworth, 1997; Van Wyk de Vries et al., 2000; Reid et al., 2001; Cecchi et al., 2005), it has been proposed that caldera-like structures may result from the lateral spreading of hydrothermally deeply altered rocks in the central part of the edifice, followed by roof vertical collapse (Merle

* Corresponding author. Tel.: +33 4 73 34 67 32.

E-mail address: merle@opgc.univ-bpclermont.fr (O. Merle).

¹ Tel.: +33 4 73 34 67 32.

and Lénat, 2003). For such a process to occur, an unbuttressed boundary should be present reducing lateral stresses and allowing the hydrothermal system to flow laterally in that direction. In Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), the Grand Brûlé slide may have provided that free boundary triggering the collapse of the Enclos caldera.

The basic idea of the model presented herein is that any deformation leading to an unbuttressed boundary close enough to a large central hydrothermal system may be followed by vertical collapse of the central part of the edifice into the void left by the departing hydrothermal complex. In this paper, we show that regional tectonics may drastically change the boundary conditions around a volcano, reducing lateral stresses and promoting escape of hydrothermal system in a way similar to that observed in Piton de la Fournaise.

2. Nuku Hiva Island

Located in the South Pacific ocean, the Marquesas Archipelago is the northernmost volcanic island chain of

French Polynesia and is limited to the north and south by two major fracture zones trending N75°E: the Galapagos and Marquesas Fracture Zones, respectively (Fig. 1). Its eight main volcanic islands form a linear chain 100 km wide and 350 km long, resulting from short-lived hotspot volcanism, which lasted from 5.5 Ma to 0.4 Ma. The oceanic crust, on which the archipelago was built, is of Eocene age (53–49 Ma) and is clearly thickened with a 15–20 km deep Moho (Filmer et al., 1993; Caress et al., 1995).

Nuku Hiva Island is located in the central part of the Marquesas and is the largest shield volcano of this linear chain with a dimension of 30 × 20 km and a surface area of about 380 km². It is characterised by two hemispheric nested calderas breached on the sea, which have been identified from their well-preserved ramparts (Chubb, 1930; Brousse and Guille, 1978; Le Dez et al., 1996). The northern (outer) one is 10 km wide and the southern (inner) one 16 km wide (Fig. 2). Inside the inner caldera, a smaller and almost circular depression opened towards the sea in Taiohae Bay is considered to result from rapid erosion of strombolian layers (Maury et al., 2005). The

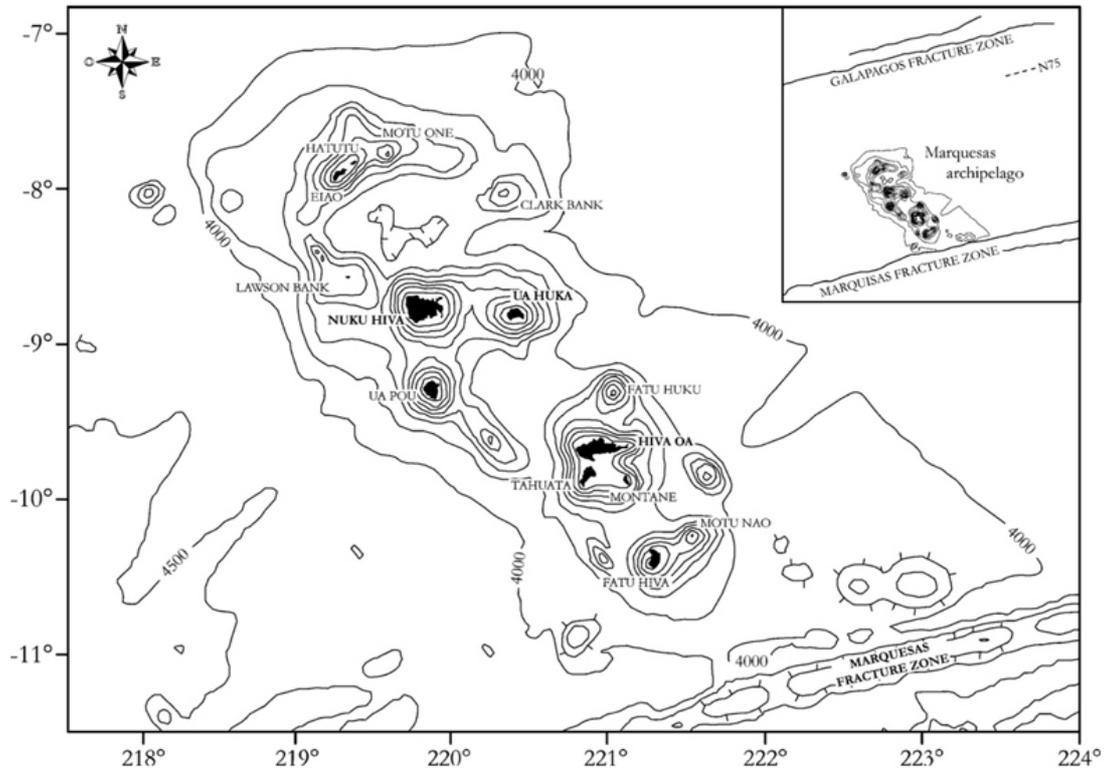


Fig. 1. Location of Nuku Hiva Island in the Marquesas Archipelago. Note the Marquesas Fracture Zone oriented N75°E to the south of the Archipelago. The insert shows the location of the parallel Galapagos Fracture Zone. Bathymetry taken from Wolfe et al. (1994).

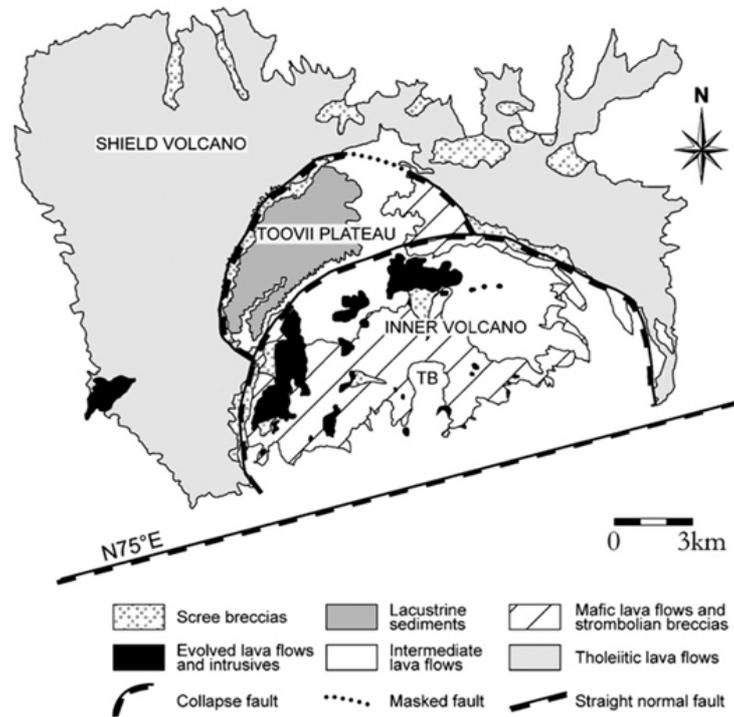


Fig. 2. Sketch map of Nuku Hiva showing the two nested calderas breached at the sea. Note the straight N75°E southward limit of the island interpreted as resulting from normal faulting. The dashed line south of the Taiohae Bay (TB) denotes the trend of trachytic domes and plugs. Modified and simplified from Savanier et al. (2005).

two nested calderas make it possible to define three geological zones in Nuku Hiva Island:

- (1) the Tekao outer shield volcano, which is exclusively composed of a more than 1000-m thick tholeiitic lava flow sequence, emplaced between 4.5 and 4.0 Ma (Le Dez et al., 1996; Maury et al., 2005) and is clearly offset by the two caldera ring faults;
- (2) the Toovii plateau, which represents the rather flat floor of the outer (northern) caldera. It exposes a part of the inner volcano hawaiitic/mugearitic lava flow sequence (up to 800 m thick), dated to 4.0–3.9 Ma and overlain by volcanoclastic lacustrine sediments. Both units are cut by the inner caldera ring fault;
- (3) the inner Taiohae volcano, which was built between 4.0 and 3.6 Ma (Maury et al., 2005) in the central part of the inner caldera. It is composed of three main successive units: (i) basaltic lava flows and associated strombolian breccias which cover 25% of the surface of the volcano, (ii) prominent hawaiitic and mugearitic lava flows 4.0 to 3.8 Ma old, spread over 50% of the edifice as well as over the floor of the outer caldera, and finally (iii) numerous trachytic domes and flows emplaced

between 3.9 and 3.6 Ma (Legendre et al., 2005). Its total exposed volume is ca. 60 km³, i.e. less than that of the initial hemispheric caldera-like depressions, our minimal estimate of which is 100 km³.

The main caldera collapse event of the Tekao shield volcano occurred at 4.05±0.10 Ma (Le Dez et al., 1996), i.e. just before the end of its building and the start of the edification of the inner Taiohae volcano at 4.0 Ma. These two dates are consistent with all the presently available K–Ar and Ar–Ar data (Maury et al., 2005), which overlap around 4.0 Ma, suggesting that there was no significant temporal gap between the end of the Tekao activity and the start of that of the Taiohae volcano. Field relationships (Fig. 2 and Savanier et al., 2005) show that the 4.05±0.10 Ma collapse event involved the formation of the two ring faults. Indeed, the Taiohae volcano grew at 4.0 Ma in the centre of the inner caldera. Its hawaiitic and mugearitic lavas flowed into the inner caldera, filled up the northern part of it and flooded the floor of the outer caldera (the Toovii plateau), locally sealing the outer caldera ring fault. However, field evidence also indicates that the inner (southern) caldera fault was re-activated after 3.9 Ma as shown by the

clear offset along that fault of several hawaiitic and mugearitic lava flows, the youngest of which being dated at 3.90 ± 0.06 Ma (Maury et al., 2005), in the western and central parts of the Toovii plateau. North of this fault, the altitude of the base of the Toovii lacustrine deposits is 790–810 m while south of the inner caldera fault it outcrops at 710 m, indicating thus an offset of 80–100 m during the second collapse event. In the northern part of the Toovii plateau, the hawaiitic and mugearitic flows seal the outer caldera fault without being offset, a feature which suggests that the outer fault was not re-activated after the main collapse event.

In search of a model to explain the formation of these two giant calderas on Nuku Hiva Island, it should be kept in mind that the lack of geophysical data and drillings onshore and offshore makes any model hypothetical and still to be confirmed. Starting from scratch, the classic model of caldera formation, however, is rather unlikely. Geological data do not support the occurrence of large individual eruptions consistent with the emptying of a reservoir large enough to explain the collapse of such giant calderas. Moreover, field studies as well as K–Ar and Ar–Ar dating show that the formation of the two nested calderas at 4.05 ± 0.10 Ma pre-dated the eruption of the largest volume of intermediate/evolved lava exposed on the island, i.e. the ca. 30 km^3 hawaiitic to mugearitic flows of the inner Taiohae volcano, which poured into the calderas between 4.0 and 3.8 Ma and locally sealed the northern wall of the outer one. Such a sequence of events is not consistent with caldera formation by magma withdrawal.

The competing model of giant landslides on low angle failure planes should be envisaged. The geometry of those landslides as described on other islands as Fogo volcano (Cape Verde Islands) or Tenerife (Canary Islands) does not match that observed on Nuku Hiva Island (e.g. Carracedo, 1994). These landslides always display in their distal part (i) a channel with two more or less parallel limits and (ii) a slope going down from the main eruptive center to the sea. As opposed to this landslide geometry, the nested calderas in Nuku Hiva Island are breached directly on the sea but at an altitude significantly higher than sea level and the outer one displays a flat floor (the Toovii plateau) on which horizontal strata of lacustrine sediments were deposited. These sediments rest on hawaiitic and mugearitic lava flows which partly filled up the outer caldera where they display a rather constant thickness and cover wide areas, whereas in the southeastern part of the island similar flows were usually channelled into valleys. We interpret these features as suggesting that the floor of the outer caldera was already rather flat before the emplacement of these flows. The El Golfo

collapse structure on El Hierro, Canary Islands, also displays a flat floor but at the difference of Nuku Hiva it is located near sea level (Carracedo et al., 1999), and possibly connected with a debris avalanche deposit offshore.

Likewise, no rift zones can be observed on Nuku Hiva Island making instability due to repeated dyke intrusions very unlikely (e.g. Dieterich, 1988; Carracedo, 1994; Walter and Schmincke, 2002; Walter et al., 2005). Furthermore, deformation due to volcano spreading has never revealed structures that mimic the large calderas of Nuku Hiva. Volcano spreading is mainly associated with the formation of leaf graben systems including sector collapse and strike-slip components along radial faults (e.g. Merle and Borgia, 1996; Van Wyk de Vries and Francis, 1997; Olher et al., 2005; Wooller et al., 2005).

3. The model

The following points are critical to provide a reasonable interpretation of the nested calderas:

- (1) The rough shape of the island is that of an ellipse cut southward by a straight limit oriented N75°E (Fig. 2).
- (2) Numerous trachytic domes and plugs are located along a N75°E trend, north of Taiohae Bay (Fig. 2; Legendre et al., 2005).
- (3) At a larger scale, bathymetric records show a plurikilometric straight lineament oriented N75°E, which matches the southern limit of the island (Fig. 3).
- (4) The N75°E direction is that of the Marquesas Fracture Zone which bounds the archipelago to the south. This major regional feature, as the Austral and Galapagos Fracture Zones and many others of same orientation, was associated with the activity of the Farallon oceanic ridge until 26 Ma in this part of the Pacific (Mammerickx et al., 1980; Sichoix and Bonneville, 1996; Sichoix et al., 1998; Bonneville and Sichoix, 1998; Munsch et al., 1998). During the growth and collapse of Nuku Hiva between 4.5 and 3.6 Ma, this fault system was no longer active as transform faults and only vertical adjustments may have occurred.

Put together, these data strongly suggest that the southern half of the initial island has subsided along a normal fault oriented N75°E. As an attempt to explain reactivation of the fault, one can note that thickening of the oceanic crust has been interpreted as resulting from

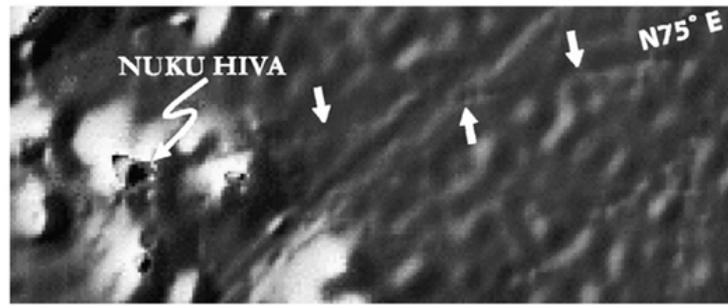


Fig. 3. Bathymetry around Nuku Hiva from Jules Verne Voyager. Despite the bad resolution, a N75°E lineament parallel to the Marquesas Fracture Zone is well visible and matches in the west the southern coast of the island.

recent magmatic underplating due to hotspot volcanism (Filmer et al., 1993; Caress et al., 1995; McNutt and Bonneville, 2000). Aside this bottom-loading process, top-loading also occurred due to volcano growth (Filmer et al., 1994; Wolfe et al., 1994). Bottom- and top-loading are accompanied by competing upward and downward deflection of the plate, respectively. Both upward and downward large-scale deflection of the plate can be locally adjusted by re-activation of previous vertical faults in the crust. Concerning our model, this makes no difference as what is needed is a vertical offset along the N75°E fault making the present-day emerged part of the volcanic edifice higher than the submerged one.

This hypothesis leads to propose an alternative model for the formation of the two large nested caldera-like

structures of Nuku Hiva. Reducing lateral stresses at the vicinity of an active hydrothermal system may be achieved in different ways. It may arise from a giant landslide on the flanks of the volcano, as proposed at Piton de la Fournaise on Réunion Island (Merle and Lénat, 2003). In the case of Nuku Hiva, the re-activation of a regional fault oriented N75°E which cuts the island in the middle, not far away from the main eruptive vents, is an equally efficient way to provide a free boundary along which lateral stresses dramatically reduce. Lateral flow of the hydrothermal system towards the free boundary may occur, triggering the collapse of the caldera-like structure in the still emerged part of the island (Fig. 4). The fault is considered to be vertical as it belongs to the set of Farallon-related transform faults

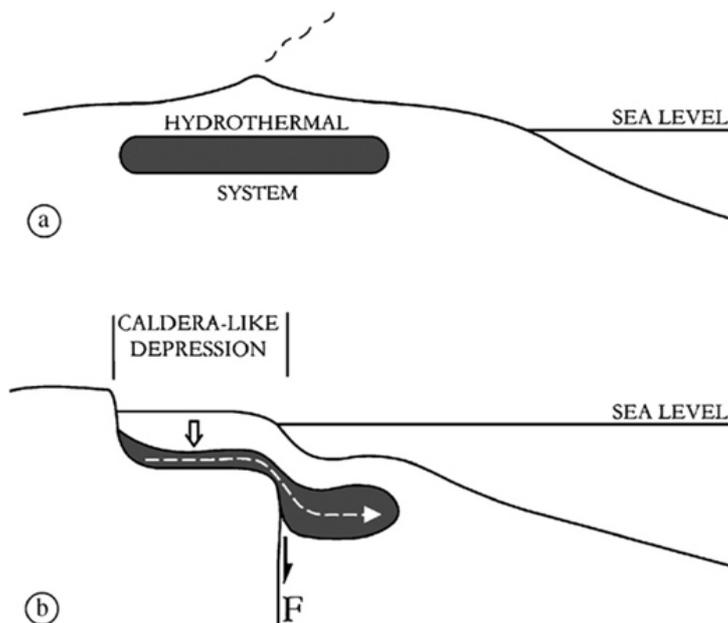


Fig. 4. Conceptual sketch of the model. The normal fault (F) which lowers the right compartment provides an unconfined boundary on the seaward side of the hydrothermal system, which spreads laterally.

of the Galapagos/Marquesas/Austral Fracture Zones group.

If the basic idea of the model is simple, it has several implications concerning the kinematic evolution of the deformation. Displacement along a fault may happen as a single catastrophic event, but a slow and continuous downthrow may also occur. Slow and continuous displacement which does not cut and split the hydrothermal system but extends it along the fault may also allow thinning of the hydrothermal system located on the stable part of the island. Likewise, the offset quantity necessary to allow lateral flow of the hydrothermal system is difficult to evaluate. As previously done for Piton de la Fournaise, a set of experiments has been conducted in order to check the mechanical consistency of the model and achieve a better understanding of its temporal evolution.

4. Experiments

Analogue materials are identical to those used in experiments on Piton de la Fournaise (Merle and Lénat, 2003), that is a dry sand/plaster mixture to simulate the brittle pile of volcanic rocks and silicone putty to simulate the clay/sulfate-rich hydrothermal system supposed to deform as a viscous fluid. Likewise, the process under consideration being identical to that inferred for the Piton de la Fournaise in Réunion Island, the scaling procedure is very close to that published by Merle and Lénat (2003) and is presented in the following section. Of course, geometric ratios are different and determined according to the dimension of the largest caldera in Nuku Hiva.

A positive residual gravimetric anomaly north of Taiohae Bay (Maury et al., 2005) suggests the oc-

currence at depth of a large intrusive complex. However, there is no available information on the location, depth and thickness of the fossil hydrothermal system which might have formed at its top. The unusually oxidised character of Taiohae volcano magmas, and their well-documented fractionation under high water pressures involving separation of kaersutitic/pargasitic amphibole, suggest deep interaction with water (Maury et al., 1978; Legendre et al., 2005). The corresponding magma reservoir must have been located at depths greater than 7 km to account for the stability of the abundant amphibole phenocrysts present in Nuku Hiva lavas. Such conditions could be consistent with the occurrence of a well-developed hydrothermal system above the magma reservoir, although there is presently no geological evidence of it. Indeed, the initial floors of the caldera-like structures which could have provided such evidence have been flooded by the hawaiitic to mugearitic flows emitted from the Taiohae inner volcano. According to what is known in Piton de la Fournaise from geophysical data, both depth and thickness of the hydrothermal system in experiments vary from 0.5 to 1 cm (i.e. 0.5 to 1 km in nature). The analogue volcano straddles two rigid and horizontal plates, one of which moving down with the means of a screw jack governed by a computer-controlled stepper motor (Fig. 5). The progressive evolution of model deformation is recorded by overhead time-lapse photography.

5. Scaling

A scale model is a simplified version of a natural prototype in terms of dimensions, rock rheology and boundary conditions. The lack or uncertainties of many natural data concerning Nuku Hiva make the scaling

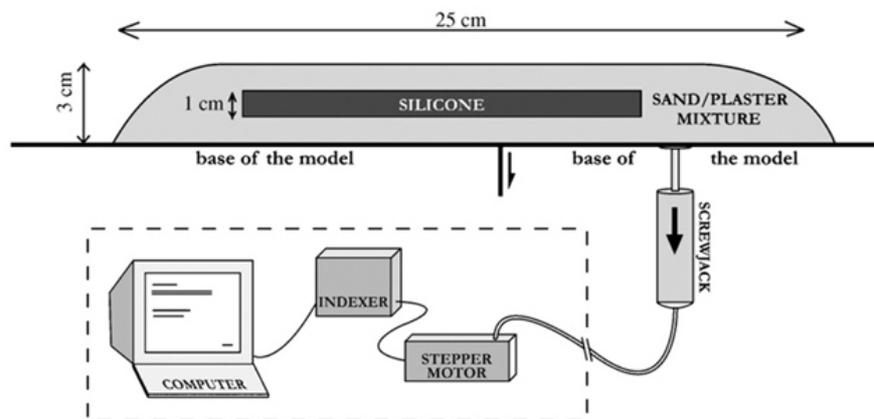


Fig. 5. Experimental device. The hydrothermal system is simulated by silicone putty embedded in a sand/plaster mixture, which simulates the cohesive, brittle rocks of the volcanic edifice. The right side of the base is moving down by the means of a computer-controlled screw jack.

procedure challenging. Basically, the experiments aim at reproducing a physical process where unconfined lateral boundary is obtained by tectonic collapse of a part of a volcanic island (i.e. by normal faulting). When natural data from Nuku Hiva are not available, reasonable values are chosen according to information gathered from other volcanic islands, the ultimate goal being to verify the mechanical consistency of the model under consideration.

The scaling procedure followed herein is identical to that discussed by Merle and Borgia (1996) where selected dimensionless numbers must be of the same order of magnitude in nature and experiments. According to the Buckingham *II* theorem, there are 10 variables minus 3 dimensions that give 7 dimensionless numbers that need to maintain the same value in nature and experiments.

Of these, two numbers are the geometric ratios of the system (Table 1):

$$\Pi_1 = \frac{\text{Length of the whole collapse structure}}{\text{Width of the whole collapse structure}} = \frac{L}{W}$$

$$\Pi_2 = \frac{\text{Total offset along the normal fault}}{\text{Width of the whole collapse structure}} = \frac{H}{W}$$

Vertical displacement along the fault, which probably occurred in two steps (see discussion), is not available with accuracy but can be assumed from general considerations. The total offset quantity is supposed to be of the order of magnitude of the vertical distance from the highest peak in Nuku Hiva (1224 m) to the floor of the ocean south of the island (−500 m according to Wolfe et al., 1994), that is close to 2 km.

Concerning the scaling of brittle material, the angle of friction is the first dimensionless parameter:

$$\Pi_3 = \varphi$$

The angle of friction, being dimensionless, must be the same in nature and experiments. The angle of friction of the analogue material used in these experiments is in the range 33°–37°, which can be considered as similar to the friction angle of most rocks encountered in nature.

The second dimensionless number to scale brittle materials is given by the ratio of gravitational stress to cohesion:

$$\Pi_4 = \frac{\rho g H}{\tau_0}$$

This dimensionless number needs to maintain the same value in nature and experiments to guarantee si-

ilarities. In nature, we consider an average density of about 2500 kg m^{−3} for the pile of volcanic rock. The cohesion of intact and massive natural rocks is usually considered to be about 10⁷ Pa (Jaeger and Cook, 1971; Watters et al., 2000). However, uncertainties remain regarding the values of cohesion in nature as it has been shown that the cohesion of lithified and/or fractured rock mass is one or two orders of magnitude less than this upper value and could be in the range of 10¹⁵–10¹⁶ Pa (Hoshino et al., 1972; Hoek and Bray, 1981; Schultz, 1996). In Nuku Hiva, the Tekao outer shield volcano is composed of fractured tholeiitic lava flows, interbedded with scoriae levels and cross-cut by numerous dykes. Thus, we assume a cohesion of about 10¹⁶ Pa for the whole volcano, that is one order of magnitude less than the cohesion usually considered for intact rocks. The dimensionless number in nature yields a value of 50. In experiments, the density of the dry/plaster mixture is about 1300 kg m^{−3} with a cohesion of about 25 Pa. Using these physical quantities to calculate the value of the dimensionless number Π_4 number in the experiment yields a value of 10.

To scale ductile material, the principle dimensionless number which has to be considered is the ratio between the gravity force and the viscous force, that is:

$$\Pi_5 = \frac{\rho g h t}{\eta}$$

where *t* is the time during which motion occurs and *h* and η the thickness and the viscosity of the flowing material. In experiments, the time needed to form the caldera-like depression once the lateral side is unconfined is about 1 h. The density and the viscosity of the silicone used to simulate the clay-rich weak core are 1000 kg m^{−3} and 5 × 10⁴ Pa s^{−1}, respectively. The thickness of the analogue hydrothermal system varies

Table 1
Average *II* dimensionless number in the field and experiments

Dimensionless variable	Definition	Value	
		Field	Experiment
Π_1	Length/width of the whole structure	~0.6	0.66
Π_2	Fault offset/width of the whole structure	0.1–0.05	0.1
Π_3	Friction angle of brittle material	~30°	33°–37°
Π_4	Gravitational stress/cohesion	50	10
Π_5	Gravitational/viscous forces	8	3.6
Π_6	Inertial/viscous forces	10 ^{−18}	10 ^{−10}
Π_7	Volcano/hydrothermal system density	1.5	1.3

from 0.5 to 1 cm depending on the experiment. This yields a Π_5 dimensionless number of 3.6 with $h=0.5$ cm. The viscosity of clay in nature may vary by several orders of magnitude and can be in the range of 10^{14} – 10^{18} Pa s, according to the wide variety of minerals, water contents and applied strain rates (Van Wyk de Vries and Matela, 1998; Carena et al., 2000; Arnaud, 2005). Due to the lack of data concerning the viscosity of the clay-rich weak core in Nuku Hiva, we choose an average value of 10^{16} Pa s. The density of the unconsolidated clay is estimated to be 1600 kg m^{-3} (Philipponat and Hubert, 1997). Assuming that a few hundred years is a reasonable time scale for the hydrothermal system to flow, as at Casita volcano (500 years) (Van Wyk de Vries et al., 2000), we select 10^{10} s (300 years) for the process under consideration. This yields a Π_5 dimensionless number of about 8 with a $h=500$ m.

It is well known that inertial forces may be neglected in most geological processes. This can be appreciated by the Reynolds number, which gives the ratio between the inertial and the viscous forces in a process:

$$\Pi_6 = \frac{\rho h^2}{\eta t}$$

In experiments, the Reynolds number is about 10^{-10} . In nature, the Reynolds number is about 10^{-18} . Clearly, the very small values indicate that inertial forces are negligible with respect to viscous forces both in nature and experiments and this number will receive no further consideration.

Finally, the last dimensionless number must be related to the difference in density between the volcano

(ρ_v) and the clay-rich weak core (ρ_h) of the hydrothermal system:

$$\Pi_7 = \frac{\rho_v}{\rho_h}$$

This Π_7 dimensionless number yields 1.5 and 1.3 in nature and experiments, respectively.

6. Results

A set of experiments has been conducted varying two main parameters, the velocity of the downgoing compartment and the brittle/ductile ratio (i.e. the thickness ratio between the brittle roof and the underlying silicone). The two basic experiments shown herein, which give the best results, have been carried out with a very slow velocity (a few millimetres per hour) and a low brittle/ductile ratio of about 0.5 (Fig. 6).

In slow experiments, no fault forms at the surface along the limit between the two compartments. Due to the silicone underneath which prevents any fracturing, the fault is accommodated at the surface by a gentle slope between the two compartments. After 1 h, a ring fracture appears in the stable compartment all along the sides of the underlying silicone. With time, the brittle material delimited by the ring fracture slowly collapses forming a caldera-like structure (Figs. 6 and 7). In all experiments, the floor of the caldera-like structure is perfectly flat and overhangs the lowered compartment. No secondary landslides are observed on the surface of the caldera, which is remarkably stable, and the only visible motion of the floor is vertical downward, as a lift. The outline of the caldera-like depression always

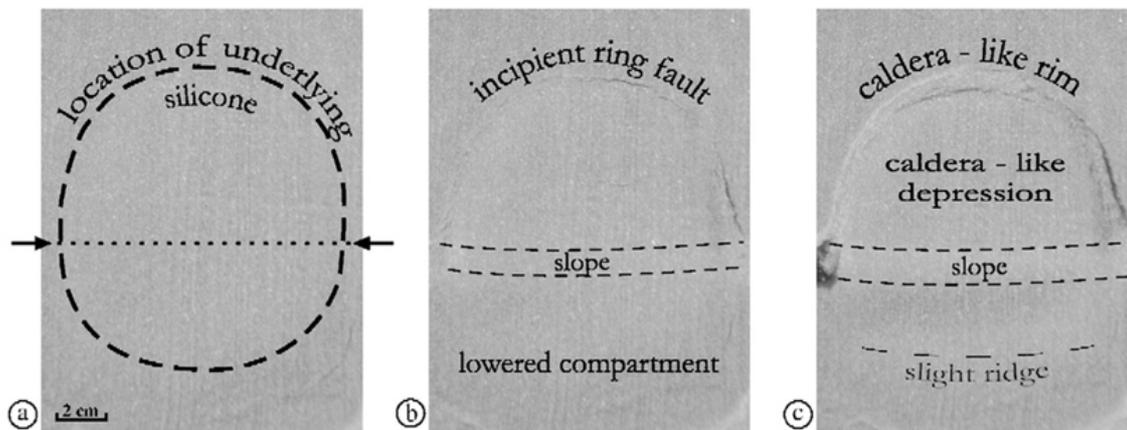


Fig. 6. Three evolutionary stages of experiment HS 10. Black arrows show the location of the E–W fault in the basement. A ring fault (b) develops in the upper compartment, which matches the shape of the underlying silicone (dashed line, a). Vertical collapse inside the ring fault leads to a caldera-like structure (c). In the lower compartment, a slight E–W ridge indicates that spreading silicone intrudes horizontally in front of the slope (see Fig. 4).

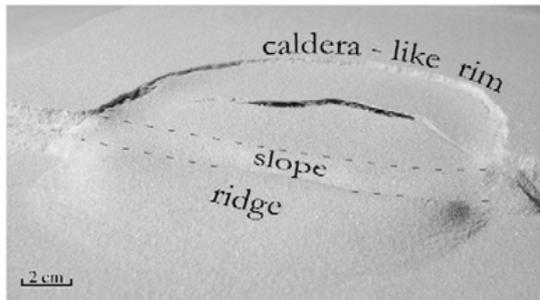


Fig. 7. Oblique view of the caldera-like structure in experiment HS 12. Note that a large fracture has developed on the floor of the caldera. When two nested calderas are observed in the field, the location of the inner caldera may be controlled by activation of such fractures into normal faults.

mimics the size and shape of the analogue clay-rich core underneath, a result already shown in experiments on the Réunion Island (Merle and Lénat, 2003).

The fact that no silicone outcrops at the surface of the model during the deformation suggests that the underlying silicone flows from the upper compartment to the dowthrowing compartment along the slope in between. This process results in the formation of a slight ridge located in front of the slope on the downthrown compartment (Fig. 6). Such a deformation is active, even if the downgoing movement is interrupted, until the flow of the silicone is rendered impossible due to its reduced thickness.

Increasing the brittle/ductile ratio leads to the formation of a large curved fracture on the flat floor of the caldera-like structure, roughly parallel to the adjacent slope and laterally connected to the ring fracture. When this fracture enlarges, the buoyant rise of the silicone may occur and silicone outcrops at the surface.

Performing experiments with a very high velocity of the downgoing compartment is similar to instantaneous faulting leaving a free boundary on the side of the stable compartment. The deformation is then completely different with the formation of faults parallel to the free boundary. Faults develop successively backward away from the free surface. Slightly later, a ring fracture also forms, matching the shape of the underlying silicone, but vertical collapse remains very limited.

In short, the best results were obtained for very low velocity faulting and a brittle/ductile ratio lower than 2. The velocity parameter stresses the balance between the reducing lateral stresses and the flow of the ductile material. Creating instantaneously a free boundary does not leave enough time for the silicone to achieve a slow horizontal spreading distributed within the entire ring fracture. Repeated faulting and sliding next to the free

boundary precedes and then prevents the formation of a large caldera-like structure behind. This observation suggests that a large caldera-like structure in nature may form when normal faulting occurs with either a slow velocity or a limited offset. In other words, lateral stresses must be reduced but not suppressed to allow the collapse of the whole hydrothermal system.

The brittle/ductile ratio is probably less crucial than the velocity parameter for the mechanism under consideration. Fracturing the floor of the caldera may even be not visible in natural examples as it is frequently reshaped by periodic lava flows. A discontinuity like that visible in Fig. 7 might well be re-activated later and influence the location of a second caldera fit into the larger one.

7. Discussion

The overall geometry described in experiments matches some features observed on Nuku Hiva Island, including a ring fault delimiting a large flat depression overhanging the sea without intermediate landslide structures. Together with evidences of a fault bounding the south part of the island, these geometrical similarities are probably significant and indicative of a specific kinematic process different from the models usually proposed to explain volcano instabilities, like magma withdrawal (classic model of downsag caldera formation), landslides on low-angle fault planes or volcano spreading.

We are well aware that more data are needed to confirm such a hypothesis, especially geophysical studies which are critical to support the model. For instance, only a marine survey may show the implied tongue of weak hydrothermal altered material extruded onto or just below the seafloor. Likewise, deep drillings into the caldera floor (similar to the Grand Brûlé drilling in Réunion) are needed to document the importance and lateral extent of the hydrothermal clay-rich core supposed to have spread towards the sea. To this respect, it may be envisaged that the weak core was not entirely hydrothermal at the moment of the formation of the caldera-like depression and could include a soft, hot magmatic complex, able to spread laterally. Despite thermal limitation of flow that can occur with time, such a hot magmatic complex may undergo a similar kinematical process once an unbuttressed boundary is present reducing lateral stresses.

Geological data show that the two nested caldera-like structures formed nearly at the same time at about 4.05 Ma, i.e. at the end of the building of the Tekao shield volcano. In most experiments, a single ring fault surrounds the flat depression which mimics a caldera structure. However, a large concentric fracture may develop in the floor of the flat depression as depicted in

the experiment shown in Fig. 7. This fracture goes right through the entire brittle floor of the depression and reaches the ductile part of the model, that is the analogue hydrothermal system. Such a fracture, once laterally connected to the former ring fault, is likely to initiate a split of the flat depression into two individual compartments evolving separately, the inner one suffering stronger collapse due to its proximity to the regional normal fault. We argue that such an evolution may explain the two nested calderas in Nuku Hiva. In this model, uncertainties remain on the contour of the ring fault of the outer caldera-like structure as shown in Fig. 2. It is difficult to know whether or not the lateral limits of the inner caldera parallel that of the outer one and the possibility that the ring fault of the inner caldera have enlarged the outer caldera, as suggested by field data, cannot be ruled out.

Later on, hawaiitic and mugearitic lava flows from the Taiohae volcano filled up the inner caldera-like structure and flooded onto the outer one between 4.0 and 3.9 Ma, before the deposition of the Toovii lacustrine sediments. Subsequent vertical offset (i.e. 80–100 m) of these lacustrine sediments and underlying hawaiitic and mugearitic lava flows along the ring fault of the inner caldera may be linked to the emplacement of the 15 km³ of trachytic domes and flows, which erupted from the Taiohae volcano between 3.9 and 3.6 Ma. Such a mass may have overloaded the floor of the inner caldera and this process, together with the emptying of underneath reservoirs, may have triggered further but limited collapse of that inner caldera through the reactivation of its ring fault.

The question arises whether or not such a mechanism can have controlled the tectonic evolution of other volcanic islands. Surprisingly, Nuku Hiva is not the only island in the Marquesas to show structural features similar to those discussed above. Although their caldera morphology is likely to have been modified by debris avalanches (Clément et al., 2002; Legendre et al., 2006), Ua Huka and Hiva Oa (Figs. 1 and 8) also display an

asymmetrical shape limited to the south by a more or less straight limit oriented along a direction close to that of the major fracture zones of the area. Likewise, the occurrence of caldera-like structures breached at the sea along the southward straight limits of the islands (Fig. 8) may indicate that these systems have collapsed in a similar way, i.e. under the same regional tectonic control as for Nuku Hiva Island. In addition, the only known zone of hydrothermal alteration in the archipelago, the Fatueki “Soufrière”, is located along the southern coast of Hiva Oa (Guille et al., 2002). We suggest that the working hypothesis presented in this paper may serve as a tectonic guide to study the structural evolution of other islands of the Marquesas Archipelago.

8. Conclusion

Experiments show the mechanical consistency of the model proposed herein as an alternative to the process by which lateral stresses are reduced in Piton de la Fournaise (Merle and Lénat, 2003). Regional tectonics involving normal faulting may also provide a weak lateral confinement along which viscous spreading of the altered core of the edifice takes place. Geological data from Nuku Hiva may be interpreted in this way, and give a reasonable explanation to the two large nested calderas that cannot be explained either by magma withdrawal from a large underlying reservoir or by landslides on low-angle failure planes.

Acknowledgements

Mapping of Nuku Hiva was done in 2001, 2002 and 2003 with the financial and logistic help of BRGM, CEA/DASE and CNRS (UMR 6538 Domaines océaniques and UMR 6118 Géosciences Rennes). We thank Dominique Savanier, Philippe Rossi and Sébastien Deroussi for their contribution to the fieldwork and Hervé Guillou for K–Ar dating. Experiments were conducted in the Laboratoire Magmas et Volcans (UMR 6524 Clermont-Ferrand) with

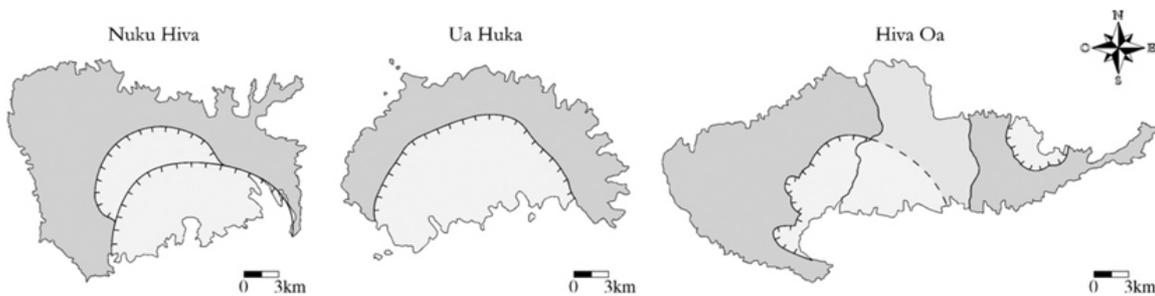


Fig. 8. Compared tectonic features of some Marquesas Islands. Explanations in the text. The location of the three islands is shown in Fig. 1.

the same financial support. We thank A. Folch and S. Day for useful reviews of the manuscript.

References

- Arnaud, N., 2005. Les Processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique: Le Piton des Neiges (Île de La Réunion). Ph.D. Thesis, Université de la Réunion. 387 p.
- Bonneville, A., Sichoix, L., 1998. Topographie des fonds océaniques de la Polynésie française: synthèse et analyse. *Géologie de la France* 3, 15–28.
- Brousse, R., Guille, G., 1978. Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku-Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). A. présentation générale. *Cahiers du Pacifique* 21, 145–154.
- Carena, S., Borgia, A., Pasquare, G., Battaglia, A., Ferraris, M., Martelli, L., De Nero, M.T., 2000. Gravity syncline. *Journal of Geophysical Research* 105, 21819–21833.
- Caress, D.W., McNutt, M.K., Detrick, R.S., Mutter, J.C., 1995. Seismic imaging of hotspot-related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature* 373, 600–603.
- 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, 225–241.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., 1999. Quaternary collapse structures and the evolution of the western Canaries (La Palma and El Hierro). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 169–190.
- Cecchi, E., van Wyk de Vries, B., Lavest, J.-M., 2005. Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bulletin of Volcanology* 67, 72–91.
- Chubb, L.J., 1930. The geology of the Marquesas Islands. B.P. Bishop Museum Bulletin 68, 1–71.
- Clément, J.-P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Bollinger, C., Guille, G., 2002. Epiclastic deposits and “horseshoe-shaped” calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 87–101.
- Day, S.J., 1996. Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcano. In: McGuire, W., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society, London, pp. 77–93.
- Dieterich, J.H., 1988. Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research* 12, 147–160.
- Filmer, P.M., McNutt, M.K., Wolfe, C.J., 1993. Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society Islands. *Journal of Geophysical Research* 98, 19,565–19,577.
- Filmer, P.M., McNutt, M.K., Webb, H.F., Dixon, D.J., 1994. Volcanism and archipelagic aprons: a comparison of the Marquesas and Hawaiian Islands. *Marine Geophysical Researches* 16, 385–406.
- Guille, G., Legendre, C., Maury, R.C., Caroff, M., Munsch, M., Blais, S., Chauvel, C., Cotten, J., Guillou, H., 2002. Les Marquises (Polynésie française): un archipel intraocéanique atypique. *Géologie de la France* 2, 5–35.
- Hoek, E., Bray, J.W., 1981. *Rock Slope Engineering*, 3rd edition. E. & F.N. Spon, London.
- Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S., Mitsui, S., 1972. Mechanical properties of Japanese tertiary sedimentary rocks under confining pressures. *Geological Survey of Japan, Special Report* 244.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1971. *Fundamental of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, New York. 585 pp.
- Le Dez, A., Maury, R.C., Vidal, Ph., Bellon, H., Cotten, J., Brousse, R., 1996. Geology and geochemistry of Nuku-Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 197–209.
- Legendre, C., Maury, R.C., Savanier, D., Cotten, J., Guille, G., Blais, S., Rossi, P., Chauvel, C., Hémond, C., Bollinger, C., 2005. The origin of intermediate and evolved lavas in the Marquesas archipelago: an example from Nuku Hiva Island (Marquesas, French Polynesia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143, 293–317.
- Legendre, C., Maury, R.C., Blais, S., Guillou, H., Cotten, J., 2006. Atypical hotspot chains: evidence for a secondary melting zone below the Marquesas (French Polynesia). *Terra Nova* 18, 210–216.
- Lopez, D.L., Williams, S.T., 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science* 260, 1794–1796.
- McNutt, M., Bonneville, A., 2000. A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. G-cubed, vol. 1. Paper number: 1999GC000028.
- Mammerickx, J., Heron, E., Dorman, L., 1980. Evidence for two fossil spreading ridges in the Southeast Pacific. *Geological Society of American Bulletin* 91, 263–271.
- Maury, R.C., Andriambololona, R., Dupuy, C., 1978. Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central: rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bulletin Volcanologique* 41, 1–22.
- Maury, R.C., Guille, G., Legendre, C., Savanier, D., Guillou, H., Rossi, P., Blais, S., 2005. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille de Nuku Hiva, Polynésie Française: Orléans, BRGM., Archipel des Marquises: Service Géologique National, Editions du BRGM.
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments on volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research* 101 (B6), 13805–13817.
- Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* 108 (B3), 2166. doi:10.1029/2002JB002014.
- Munsch, M., Antoine, C., Guille, G., Guillou, H., 1998. La croûte océanique et les points chauds dans la région des Tuamotu, Océan Pacifique Central. *Géologie de la France* 3, 5–13.
- Olher, J.-F., van Wyk de Vries, B., Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on low strength layers: an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144, 169–189.
- Philipponat, G., Hubert, B., 1997. *Fondations et Ouvrages en Terre*. Eyrolles Editions, Paris. 548 pp.
- Reid, M.E., Sisson, T.W., Brien, D.L., 2001. Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington. *Geology* 29, 779–782.
- Savanier, D., Maury, R.C., Guille, G., Legendre, C., Rossi, P., Guillou, H., Blais, S., Deroussi, S., 2005. Carte géologique de la France (1/50000), feuille de Nuku Hiva, Polynésie Française: Orléans, BRGM., Archipel des Marquises: Service Géologique National, Editions du BRGM.
- Schultz, R.A., 1996. Relative scale and the strength and deformability of rock masses. *Journal of Structural Geology* 18, 1139–1149.
- Sichoix, L., Bonneville, A., 1996. Prediction of bathymetry in French Polynesia constrained by shipboard data. *Geophysical Research Letters* 3, 2469–2472.
- Sichoix, L., Bonneville, A., McNutt, M.K., 1998. The seafloor swells and superswell in French Polynesia. *Journal of Geophysical Research* 103, 27123–27133.
- Van Wyk de Vries, B., Francis, P., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature* 387, 387–390.

- Van Wyk de Vries, B., Matela, R., 1998. Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 1–18.
- Van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita Volcano, Nicaragua. *Geology* 28, 167–170.
- Voight, B., Elsworth, D., 1997. Failure of volcano slope. *Géotechnique* 47, 1–31.
- Walker, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research B* 89 (10), 8,407–8,416.
- Walker, G.P.L., 1992. Coherent intrusive complexes in large basaltic volcanoes – a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 50, 41–54.
- Walter, T.R., Schmincke, H.-U., 2002. Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). *International Journal of Earth Sciences* 91, 15–628.
- Walter, T.R., Troll, V.R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke, H.-U., Amelung, F., v.d. Bogaard, P., 2005. Rift zone reorganisation through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology* 67, 281–291.
- Watters, R.J., Zimbelman, D.R., Bowman, S.D., Crowley, J.K., 2000. Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, cascade range Volcanoes. *Pure and Applied Geophysics* 157, 957–976.
- Wolfe, C., Mc Nutt, M.K., Detrick, R.S., 1994. The Marquesas archipelagic apron: seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting and crustal underplating. *Journal of Geophysical Research* 99, 13,591–13,608.
- Wooller, L., van Wyk de Vries, B., Murray, J., Rymer, H., Meyer, S., 2005. Volcano spreading controlled by dipping substrata. *Geology* 32, 573–576.

II-B. Pourquoi un modèle de fluage du système hydrothermal ?

Ce sous-chapitre fait le lien avec le chapitre I de ce manuscrit. Nuku Hiva est un excellent candidat au modèle de formation de caldera plane par fluage du système hydrothermal.

D'après ce que l'on connaît de ce volcan bouclier, la taille de la caldera formée est sans commune mesure avec les volumes de lave émis au cours de son histoire éruptive. Les données géologiques et structurales montrent qu'un modèle classique par vidange de la chambre magmatique est improbable. En revanche, ces données, comme la présence d'une caldera parfaitement plane, ont inspiré le modèle décrit au chapitre I. Les particularités de la tectonique régionale de Nuku Hiva rendent celui-ci plus complexe mais la modélisation permet de vérifier sa pertinence.

II-B.1. Evolution morpho-structurale du volcan de Nuku Hiva

Dans cette partie, nous nous appuyons sur les données géologiques et structurales issues essentiellement de la carte géologique et du MNT de l'île. Cela afin de montrer que le fluage du système hydrothermal de Nuku Hiva est responsable de l'apparition des structures caldériques de l'île mais surtout de la topographie plane du fond de cette dépression. Les informations recueillies permettent de reconstruire le scénario pour la formation des structures caldériques de Nuku Hiva.

II-B.1.1. Le tracé des calderas de l'île

Les calderas de Nuku Hiva sont signalées pour la première fois par Chubb (1930), un des premiers à s'intéresser à l'île et à publier ses observations géologiques. Aujourd'hui, leur contour reste mal défini dans certains secteurs profondément modifiés par l'érosion intensive de cette zone tropicale. Le doute concerne notamment la façon dont elles sont raccordées l'une à l'autre. Les indices topographiques et géologiques montrent cependant que la caldera externe est contemporaine ou antérieure à la caldera interne et que les contours de cette dernière sont venus se connecter à ceux de la caldera externe.

Une crête très marquée associée à la caldera externe, se poursuit de la Baie d'Hakau à l'Ouest, à la Baie de Taipivai à l'Est (Fig. II-6 et 7). Entre celle-ci et la falaise de la Baie de Taiohae, la seconde faille circulaire interrompt le plateau de Toovii.

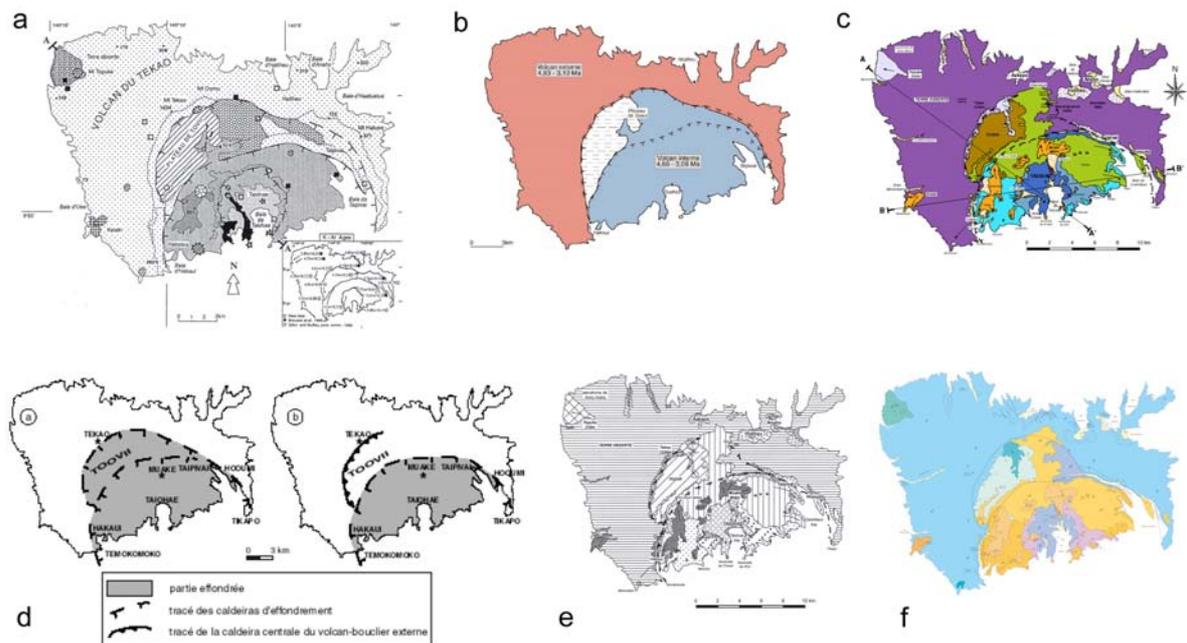


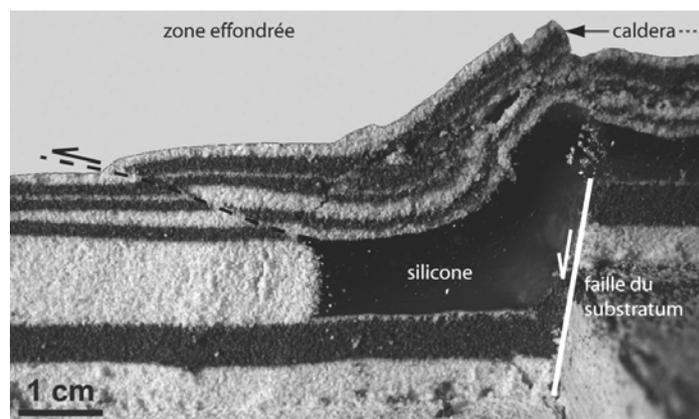
Figure II-7 : Quelques exemples de représentation du tracé des calderas de l'île de Nuku Hiva dans l'ordre chronologique de publication. En **a** (Le Dez et al., 1996), **b** (Guille et al., 2002) et **d** (Legendre, 2003) la caldera externe enclave totalement la caldera plus interne ; en **c** (Legendre, 2003), **e** (Legendre et al., 2005 modifié d'après la carte de Legendre, 2003) et **f** (Savanier et al., 2005) la faille externe est représentée comme un élément secondaire, greffé sur l'effondrement interne.

Il s'agit de la limite de la caldera interne, qui marque le paysage essentiellement en raison des produits post-effondrement qui la comblent et la délimitent (les laves du volcan interne). Sur une bonne partie de sa longueur elle est aussi mise en relief par l'érosion qui a souligné son tracé. On retrouve les laves du volcan interne, par endroit dans la caldera externe, sous les sédiments de Toovii grâce à l'érosion et en débordement de la limite de l'effondrement dans la partie Nord.

Dans un glissement de terrain classique, l'ouverture des failles se fait de façon rétrograde. Les premières fractures s'ouvrent au bas du glissement, vers sa bordure libre, puis apparaissent en amont les unes des autres. A Nuku Hiva la bordure libre est une faille normale de direction $N75^\circ$ matérialisée par la côte Sud de l'île. Dans le modèle proposé par Merle et al. (2006) cette faille a provoqué l'abaissement progressif d'un flanc du volcan et le fluage de la roche altérée par la circulation hydrothermale ayant lieu au cœur de l'édifice. A partir de modèles analogiques simplifiés, sans topographie, nous avons pu reproduire ce schéma. Il en résulte non pas un glissement mais un effondrement vertical à l'aplomb du

compartiment fixe (située au Nord de la faille à Nuku Hiva). Dans cet effondrement semi-circulaire, on peut souvent observer la formation de failles secondaires multiples (ou d'une faille unique), raccordées à la faille circulaire principale. Dans le cas de Nuku Hiva, une telle faille pourrait expliquer la formation de la caldera interne. Les modèles analogiques tendent à montrer que ces (ou cette) failles secondaires sont contemporaines de la faille la plus externe. Elles s'ouvrent pour accommoder le léger déplacement horizontal subi par la partie fragile du système, consécutivement au fluage de la partie ductile vers sa bordure libre. Ce déplacement est négligeable par rapport au décalage vertical observé. En aval, on enregistre également des indices de ce fluage souterrain par l'épaississement du niveau ductile au niveau du compartiment subsident. Les coupes pratiquées à travers divers modèles montrent également la formation de structures inverses en limite de la zone ductile (Fig. II-8 ci-dessous).

Figure II-8 : Vue en coupe d'un modèle analogique en fin d'expérience. L'accumulation de silicone dans le compartiment abaissé provoque la formation de structures de compression.



Les dépôts sédimentaires de Toovii ont la particularité de s'être mis en place en lits parfaitement réguliers et horizontaux (Maury et al., 2005). Les observations de terrain permettent de les décrire comme des plans continus sur plusieurs dizaines de mètres de distance. La carte de pente de Nuku Hiva montre bien le contraste existant entre l'intérieur de la caldera et les pentes externes non perturbées du bouclier ancien. La caldera interne est soulignée par un escarpement bien moins marqué (profil de la figure II-9), principalement à cause du remplissage par les laves du volcan interne de Taiohae. Elles ont également ennoyé le plateau de Toovii avant la mise en place de la couverture sédimentaire. On peut ainsi soupçonner que le rejet de la caldera interne est relativement faible par rapport à celui de la première bien qu'actuellement impossible à déterminer avec précision.

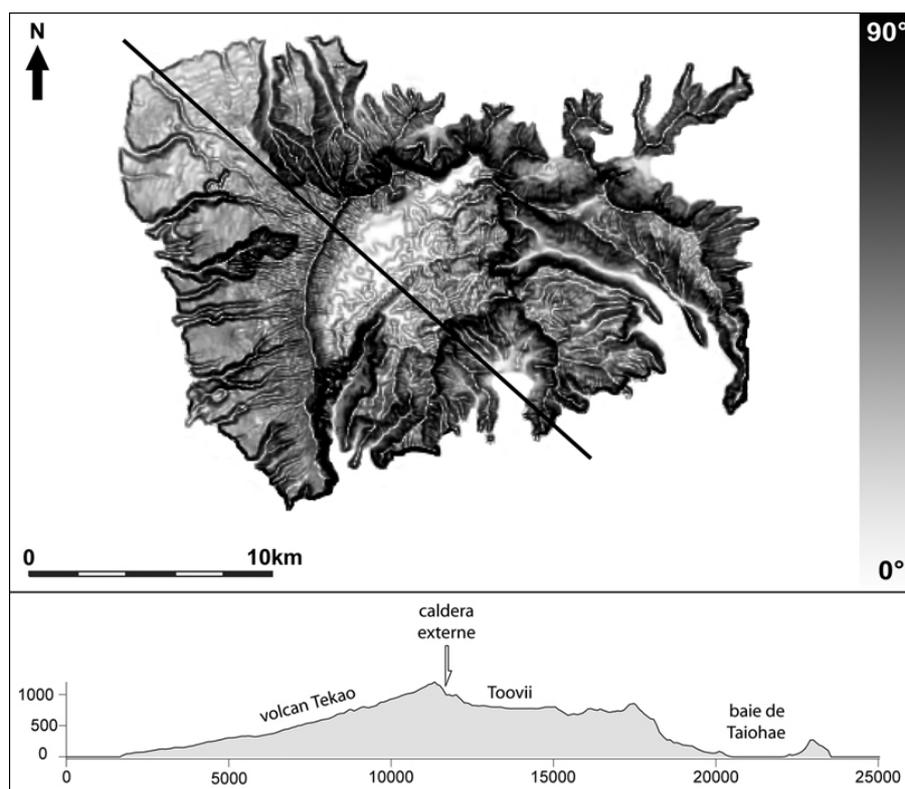


Figure II-9 : Carte de pente et profil topographique NW-SE de Nuku Hiva (matérialisé par une ligne continue sur la carte ; échelle en mètres). Ils mettent en évidence l'interruption de la pente du bouclier externe par la caldera de Tekao et l'absence de relief sur le plancher de la caldera.

II-B.1.2. La Baie de Taiohae, un site clef

La Baie de Taiohae semble être un site clef dans l'étude de l'évolution morpho-structurale de l'île. On suppose que le système hydrothermal est principalement localisé aux abords du système magmatique, il est donc important de connaître la position et l'extension de celui-ci. Sur ce point, seules les mesures de gravimétrie réalisées sur Nuku Hiva donnent une indication (Maury et al., 2005 ; Savanier et al., 2005). D'autre part, la baie laisse apparaître à l'affleurement les roches les plus anciennes du volcan interne de Taiohae (les basaltes β^2 , postérieurs aux basaltes de Tekao). Les informations géologiques et structurales déduites apportent des contraintes intéressantes pour la formation des calderas de l'île.

Plusieurs arguments nous permettent d'avancer que le centre éruptif ne s'est pas déplacé entre la formation des volcans internes et externe. Tout d'abord l'activité n'a pas montré de lacune importante dans cet intervalle. Les pentes du bouclier externe indiquent une zone centrale incluant la Baie de Taiohae. Les données de gravimétrie montrent une

anomalie positive nette dans les calderas. Sur le plateau de Toovii, l'anomalie est nettement plus faible mais ceci peut être dû à la présence des sédiments, de plus faible densité, pouvant masquer un corps lourd plus en profondeur. Ceci nous amène à placer le sommet du volcan ancien de Tekao au niveau de la Baie de Taiohae.

Cette baie est visiblement le dernier centre éruptif principal de l'île. La mise à jour des coulées basaltiques β^2 dans cette dépression (Maury et al., 2005 ; Savanier et al., 2005) peut être due à l'effondrement du toit d'un réservoir magmatique superficiel. L'érosion des niveaux stromboliens (comme pour certaines dépressions de l'île telles que la Baie de Taipivai) dans un cratère laissé par l'activité volcanique ancienne peut également être une explication.

Maury et al., 2005 interprètent ces basaltes comme la base observable du volcan interne Taiohae mis en place sur le sommet effondré du volcan Tekao. L'affleurement des coulées β^2 au niveau de la mer implique que les basaltes du volcan externe de Tekao sont présents, à leur contact, en dessous du niveau de la mer.

D'autre part, la base des formations du volcan Tekao (β^1) n'a été observée nulle part sur l'île et aucun élément de terrain ne permet d'établir l'existence d'une chambre magmatique superficielle au dessus du niveau de la mer.

II-B.1.3. Reconstitution de la formation des calderas de Nuku Hiva

En considérant ces informations et en se rapprochant du modèle de formation d'une caldera plane à partir d'un relief volcanique (chapitre I), nous proposons de reconstituer l'évolution du volcan depuis le bouclier primordial jusqu'à nos jours. La figure II-10 présente deux scénarios de construction de l'île contraints par les données géologiques, par le MNT ainsi que par les observations exposées précédemment. Le premier scénario s'inspire d'un modèle classique de formation de caldera par vidange de la chambre magmatique. Le second est, quant à lui, basé sur les expériences analogiques réalisées en laboratoire. Tous deux respectent les caractéristiques géomorphologiques et la chronologie de formation de Nuku Hiva.

Dans les deux cas le stade initial est un volcan bouclier aux pentes de 15° (pour une moyenne de 10 à 15° en réalité), correspondant au volcan primordial de Tekao. Pour cette première étape, seule la partie aérienne de l'édifice est représentée.

Quatre stades d'évolution sont illustrés : (1) l'édification du volcan Tekao (2) un évènement tectonique majeur avec la formation des calderas externe puis interne, (3) la formation du volcan Taiohae sur le plancher de la caldera, (4) le stade final correspondant à l'état actuel après un rejeu mineur de la caldera interne et après érosion (suite à la fin de l'activité). Le rejet respectif des failles interne et externe est inconnu mais on considère que la plus forte subsidence a été produite le long de la caldera externe (comme constaté sur la totalité de nos expériences de modélisation analogique dans les modèles similaires).

Scénario 1 :

Dans ce scénario on suppose la présence d'une chambre magmatique de grande dimension (environ 15 km de diamètre), située en dessous du niveau de la mer et invisible sur la coupe schématique présentée (Fig. II-10). Une faille normale entaille l'édifice, abaissant tout un flanc en dessous du niveau de la mer. Dans ce scénario on considère que cette faille ne joue pas un rôle essentiel dans le processus de formation de la caldera lui-même et pourrait très bien avoir été active tardivement. On choisit de la représenter à la première étape de l'évolution.

La formation de la caldera se produit ensuite sans modification majeure de la structure à l'intérieur de la zone d'effondrement. Seule une seconde faille circulaire, plus interne, vient décaler les formations à l'intérieur de la caldera principale. On suppose que le rejet de cette deuxième faille est sans commune mesure avec celui de la faille externe même si les preuves directes manquent pour confirmer cette idée (par exemple des affleurements dans les vallées profondes et des décalages quantifiables dans les formations anciennes de part et d'autre des failles).

A 4 Ma, le Taiohae entre en activité sans retard notable par rapport à la fin de celle du Tekao et sans déplacement du centre éruptif. Le relief est ainsi largement modifié et le système hydrogéologique fortement perturbé par les changements structuraux et la mise en place de nouvelles formations. Ces perturbations et une interruption probable ou la diminution de l'activité volcanique concordent alors au développement d'un lac dans la structure d'effondrement et à la mise en place des sédiments lacustres de Toovii.

La réactivation de la faille interne décale l'ensemble des formations volcaniques et sédimentaires internes d'une centaine de mètres (d'après le décalage des sédiments de Toovii) tandis que des intrusions et coulées de moindre ampleur se mettent en place essentiellement dans la caldera interne. La dernière étape est une phase d'érosion intense

qui altère les pentes externes du Tekao, creuse la Baie de Taiohae et font disparaître une partie des dépôts sédimentaires (notamment dans la caldera interne).

Au final, pour amener les basaltes tholéitiques du volcan externe sous le niveau de la mer et ainsi respecter les données de terrain actuelles, le rejet total nécessaire est d'au minimum 2400 m (rejets connus des failles interne et externe cumulés). Pour un évènement unique, par opposition à une subsidence progressive, décomposée en plusieurs évènements successifs, une telle valeur semble improbable. Le volume de magma impliqué serait démesuré par rapport aux volumes réellement émis. Un second scénario permet d'envisager le même résultat pour un rejet nettement inférieur.

Scénario 2 :

Le modèle repose cette fois sur la présence de la faille normale le long de laquelle un décalage vertical progressif fait disparaître près de la moitié de l'île sous ou proche du niveau de la mer. Il s'appuie également sur l'hypothèse du développement d'un système hydrothermal au cœur de l'édifice volcanique et dont l'équilibre va être modifié lors du fonctionnement de la faille. Les contraintes sur le système hydrothermal sont fortement diminuées par l'abaissement d'un flanc de l'édifice et la matière altérée peut alors fluer vers la bordure libre créée. Des glissements sous-marins sont susceptibles d'accompagner cet évènement sur le flanc subsidant déstabilisé et fragilisé et ainsi d'amplifier le phénomène en décompressant eux aussi le système hydrothermal. A la différence d'un modèle classique de formation de caldera, basé sur la vidange d'un réservoir magmatique (scénario 1), celui-ci suppose la modification des conditions aux limites d'un système hydrothermal.

L'évolution du cône se traduit dans un premier temps par la déflation du sommet sans fracturation. Les formations qui constitueront le plancher de la caldera se trouvent ainsi déjà à une altitude plus faible, sans que la faille bordière de la caldera n'existe encore. Cette faille se dessine alors qu'une zone plane correspondant au futur plancher de la caldera est déjà formée. Enfin, un escarpement de plusieurs centaines de mètres se forme aux limites du système hydrothermal. Il est immédiatement suivi par un second escarpement, plus interne et de moindre ampleur. La formation de cette nouvelle faille peut également être associée, dans une phase plus tardive de l'évolution de l'île, à la vidange d'un réservoir superficiel lors de la mise en place des laves les plus évoluées observées sous forme d'intrusions et de coulées. Mais elle est parfaitement compatible avec la poursuite du fluage du système hydrothermal, comme le montre la modélisation analogique.

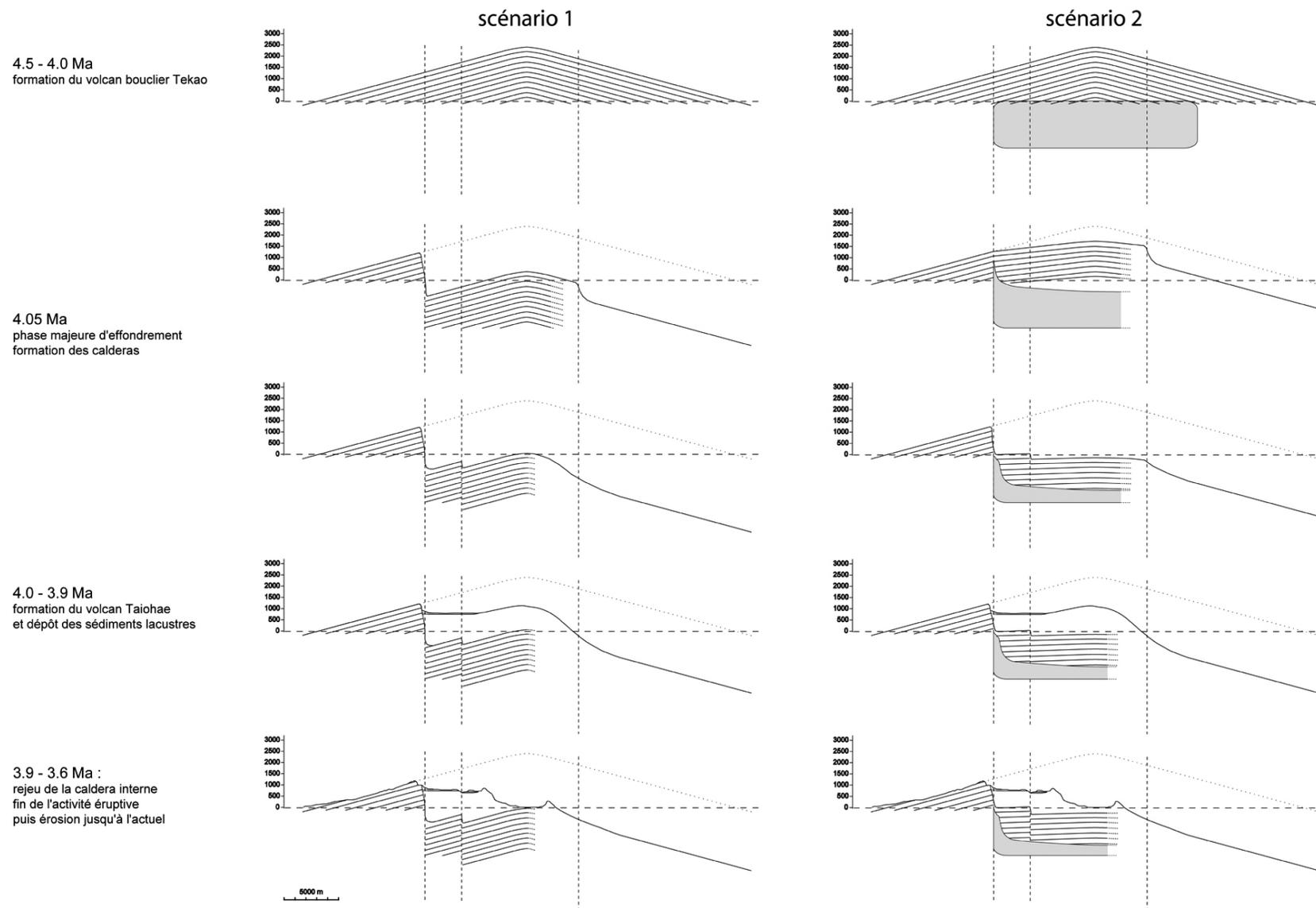


Figure II-10 : Coupes schématiques simplifiées de deux scénarios pour la formation des structures caldériques de Nuku Hiva (échelle verticale exagérée ; en mètres). A gauche un modèle "classique" par vidange et effondrement du toit de la chambre magmatique, sans perturbations majeures de la structure à l'intérieur de la zone effondrée ; à droite la formation d'une caldera par fluage du système hydrothermal (en grisé). Le profil topographique final correspond à la topographie actuelle réelle tirée du MNT (voir position du profil sur la figure II-9). Les lignes verticales en tiretets signalent les failles majeures.

Dans ce second scénario, le rejet total nécessaire pour amener les basaltes du Tekao sous le niveau de la mer est d'environ 1400 m au minimum. A la deuxième étape (soit à 4,05 Ma), le plancher de la caldera est parfaitement plat et on peut supposer qu'il est situé à une altitude proche du niveau de la mer mais pas nécessairement déjà à une profondeur supérieure. Le poids des formations du volcan interne (étape 3) a pu provoquer une subsidence supplémentaire, ce qui signifie que le plancher de la caldera pouvait être initialement au dessus du niveau de la mer puis abaissé par la surcharge supplémentaire due à la formation du Taiohae. Le jeu de la faille interne, après la mise en place des sédiments de Toovii par-dessus les laves du volcan interne, peut être, comme proposé précédemment, associé à cette dernière phase de croissance du volcan.

La déformation du cône associée au fluage de la roche altérée du système hydrothermal lors de la formation de la caldera permet de respecter les configuration actuelle de Nuku Hiva tout en limitant le rejet total nécessaire.

Le second scénario reprend le modèle présenté au chapitre I pour la formation des calderas planes à partir d'un cône symétrique pour une application au cas de Nuku Hiva. Le modèle est compliqué par la présence d'une faille d'échelle régionale N75° considérée comme étant l'élément déclencheur du processus (Merle et al, 2006) mais l'évolution de la déformation est identique. Les trois mêmes étapes successives de déflations, fracturation et d'effondrement sont reproduites.

Etant donné les similitudes entre un modèle impliquant l'effondrement du toit d'une chambre magmatique et un modèle de fluage du système hydrothermal (ils se composent tous deux d'un "réservoir" ductile situé au sein d'un cône fragile), le scénario 2 pourrait éventuellement être appliqué au cas d'une chambre magmatique superficielle mais il faudrait que celle-ci atteigne une taille d'environ 15 km de diamètre.

Quoi qu'il en soit, dans ce modèle on considère que la topographie plane de la caldera est héritée du processus de formation de la caldera lui-même et non de l'évolution ultérieure du volcan (mise en place de nouvelles formations laviques, érosion).

II-B.2. Expériences complémentaires – formation d'une caldera plane sur un cône à pente faible

Des expériences ont été conduites pour reproduire l'évolution d'un cône volcanique dont le cœur a subi une altération hydrothermale intense. Elles ont montré que, dans ce

contexte, une structure caldérique peut se former par simple gravité, lorsque la pente du cône est supérieure à environ 20°. Avec un cône à pente modérée la déformation observée est faible ou inexistante (Cf. chapitre I).

La formation de la caldera de Nuku Hiva est difficilement expliquée par un modèle classique de vidange de la chambre magmatique. Parallèlement nous avons vu que la formation d'une caldera parfaitement plane, par fluage du système hydrothermal sous l'influence de la gravité n'est possible que pour un cône à pente forte (>20° environ). Des travaux antérieurs ont par ailleurs conclu qu'une structure caldérique peut se former lorsque les contraintes sur le système hydrothermal sont réduites dans une direction comme c'est le cas pour le Piton de la Fournaise et pour Nuku Hiva (Merle and Lénat, 2003 ; Merle et al., 2006). De nouvelles expériences analogiques ont été produites pour rapprocher le modèle des conditions réelles de notre exemple naturel. Sur un cône symétrique, à pente inférieure à 20°, le gradient de charge entre le centre et la périphérie de la zone ductile n'est pas assez élevé pour permettre de former une caldera. La déformation est alors lente et peut se résumer à une déflation discrète du sommet, sans fracturation. Dans ce cas, aucune caldera ne peut se développer et, pour de très faibles pentes, aucune déformation n'est même détectée.

Pour un cône à pente forte tel qu'un stratovolcan l'élément déclencheur est la surcharge occasionnée par la construction du cône sur une masse fragilisée par l'altération hydrothermale et capable de fluer. Cette augmentation de la charge au cours du temps est responsable de l'augmentation du gradient horizontal de charge de la partie fragile du cône sur la masse ductile située en son centre. Parallèlement, le développement du système hydrothermal favorise l'instabilité du cône.

Nuku Hiva est un ancien volcan bouclier ; pour ses pentes faibles (10 à 15°), la rupture de l'équilibre doit être provoquée. L'abaissement d'une partie du cône sous l'influence d'une faille normale d'échelle régionale, comme celle visible sur le relevé bathymétrie autour de l'île (Merle et al., 2006), peut jouer ce rôle.

Un dispositif comportant une faille normale intersectant un cône à pente faible dont le cœur est une masse ductile de silicone a permis de réaliser une autre série d'expériences (Fig. II-11) en faisant également varier l'épaisseur du niveau ductile (Fig. II-12, 13 et 14).

Comme dans les expériences précédentes, trois phases successives de déflation du cône, fracturation et effondrement mènent à la formation d'une structure caldérique.

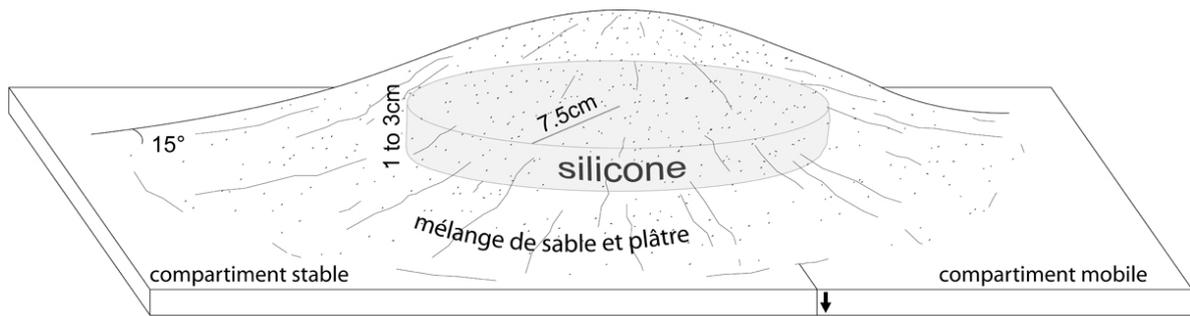


Figure II-11 : Dispositif expérimental. La pente du cône est d'environ 15° et un moteur contrôlé par ordinateur permet d'abaisser l'un des compartiments afin de simuler une faille normale traversant le cône.

De la même façon que dans les expériences réalisées sur des modèles sans topographie (Merle et al., 2006), les contraintes doivent être relâchées progressivement pour limiter la fracturation sur la zone effondrée. Au fur et à mesure de l'abaissement de l'un des compartiments, la silicone flue du compartiment stable au compartiment subsidant et s'accumule en aval du système. La diminution de l'épaisseur du matériel ductile dans la partie stable est accommodée par la formation d'une structure caldérique. Dans la partie abaissée, l'épaisseur de la silicone augmente notablement comme cela était déjà le cas dans les expériences précédentes. Des structures de compression sont associées dans le compartiment abaissé telles que le bombement de la topographie et dans des cas plus avancés, des structures de chevauchement visibles dans la partie fragile (Fig. II-12). Une quantité variable de silicone est parfois retrouvée en intrusion le long de ces failles.

Aux abords de la faille normale créée et hors de la zone couverte par la silicone, le matériau ductile montre des failles listriques typiques. Elles sont similaires à celles déjà décrites par Vendeville (1987), décrites au chapitre I (Fig. II-15-2).

Dans la figure II-12 ci-dessous, l'épaisseur de silicone choisie étant faible, la quantité de matière capable de fluer et de se déformer est limitée. La topographie à l'intérieur de la zone effondrée n'est donc pas aplanie et subit une fracturation importante.

Les caractéristiques classiques de ce type de modèle sont cependant retrouvées : la formation d'une structure caldérique en fer à cheval aux limites de la zone ductile et les structures de compression dans le compartiment subsidant. Ce sont les marques visibles en surface du fluage de la silicone d'un compartiment à l'autre. Les coupes permettent également de vérifier ces similitudes.

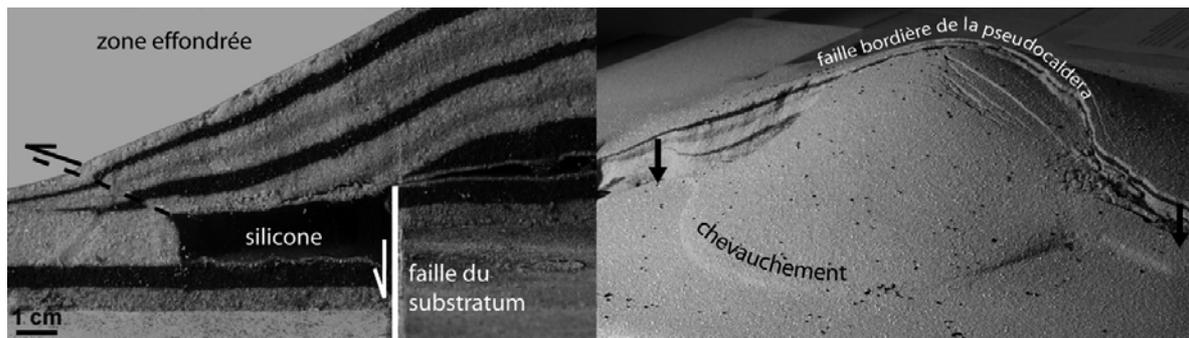


Figure II-12 : Structures de compression observées aux limites de la zone ductile, sur le compartiment subsidant. En coupe on peut observer un chevauchement et la différence d'épaisseur de la silicone de part et d'autre de la faille. A droite, les flèches noires de part et d'autre de la structure, signalent la faille du substratum.

D'autre part, une faible variation de la pente du cône a une influence notable sur la déformation. Avec une pente proche de 15-20°, la déformation commence de façon spontanée sous l'effet de la charge du cône fragile, formant une zone aplatie, limitée par une faille circulaire aux dimensions de la zone ductile. La déformation (en particulier la phase d'effondrement) resterait limitée sans l'existence de la faille normale introduite dans le dispositif. La libération des contraintes latérales accélère la déformation et permet le fluage de la silicone, facteur essentiel dans la formation de la caldera (Fig. II-14).

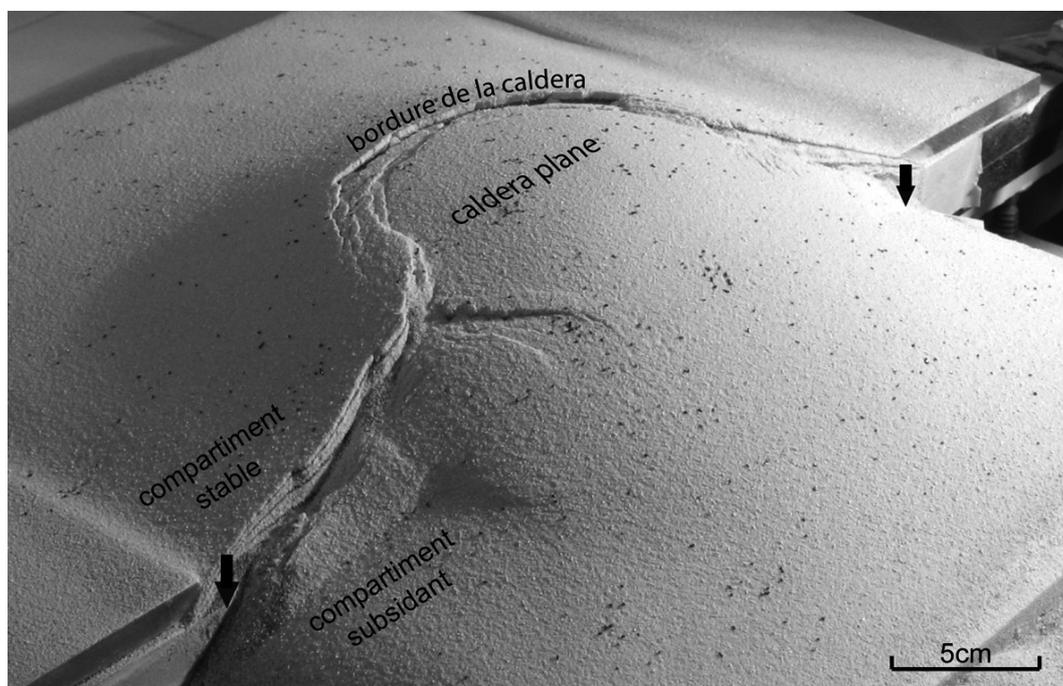


Figure II-13 : Un autre type de résultat sur le même modèle avec un cône à pente faible ($\approx 10^\circ$). Les contraintes latérales sont réduites sur un cône à pentes faibles par le fonctionnement d'une faille normale.

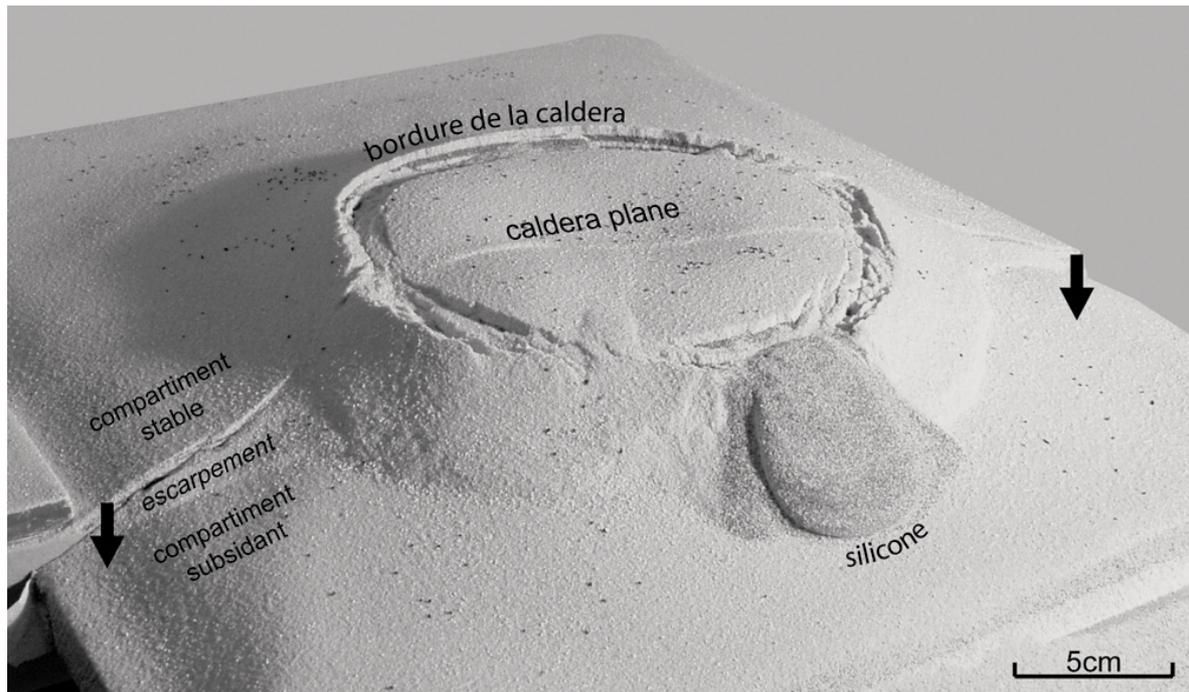


Figure II-14 : Réduction des contraintes latérales sur un cône à pentes intermédiaires ($\approx 20^\circ$), ici par le fonctionnement d'une faille normale.

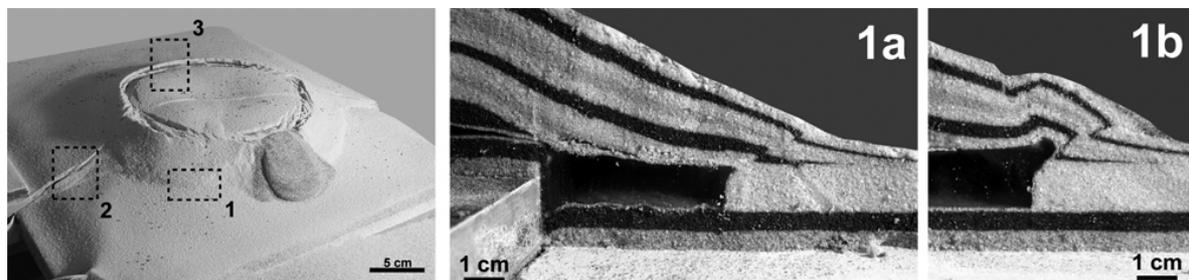
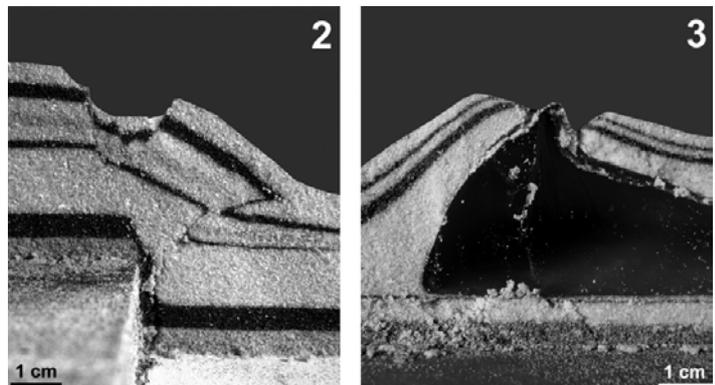


Figure II-15 : Les structures remarquables visibles dans les coupes pratiquées sur diverses expériences où le déclencheur de la formation d'une structure caldériques est une faille normale intersectant le cône.



Lorsque la pente du cône est plus faible, le fonctionnement de la faille est le seul élément déclencheur de la déformation. Avec une épaisseur de silicone suffisante, une structure caldérique en forme de fer à cheval et non fracturée, est produite. Comme précédemment, la pente diminue à l'intérieur de la dépression, bien que les dimensions des modèles rendent parfois difficile ce type d'observation. La principale différence est que la faille bordière de l'effondrement ne se poursuit pas sur tout le pourtour de la zone ductile (comme pour les cônes de pente plus importante Fig. II-13), tout comme dans les expériences réalisées précédemment, sans topographies initiale. La caldera formée est ainsi ouverte dans la direction du compartiment abaissé par la faille normale. Le fluage de matière ductile est ici essentiellement souterrain. On retrouve les mêmes structures de compression dans la partie subsidante, plus ou moins marquées en fonction de l'épaisseur de la zone ductile et donc de sa capacité à fluer.

II-C. D'autres exemples naturels

II-C.1. Interactions entre limites structurales et activité hydrothermale

Sur de nombreux sites volcaniques l'activité hydrothermale démontre que les roches volcaniques altérées peuvent migrer jusqu'en surface sous forme de boues hydrothermales. Yellowstone et Le Krafla entaillé par une caldera de près de 10 km de diamètre, sont des exemples connus et le siège d'une activité hydrothermale intense. Au Japon, la région de Beppu est également un lieu exploité pour les vertus hydrothermales de ses marres de boues hydrothermales. La relation entre activité hydrothermale et activité volcanique au sens large (éruptions et événements d'ordre volcano-tectoniques) est étroite et doit être prise en compte de façon plus systématique pour son influence sur l'évolution d'un volcan.

Vulcano est potentiellement un bon candidat à l'application du modèle de formation des calderas par fluage du système hydrothermal. D'autres calderas dont le mode de formation reste jusqu'à aujourd'hui mal compris pourraient également l'être.

II-C.2. Le cas de Vulcano

Dans un contexte d'activité explosive, où le volcanisme est plus évolué et concernant des calderas de taille plus limitée que sur le Piton de la Fournaise (Cf. chapitre III) ou Nuku Hiva, le modèle de formation des calderas par fluage du système

hydrothermal doit pouvoir aussi être examiné. L'île de Vulcano est occupée par deux structures caldériques sub-circulaires dont l'origine est encore débattue.

A Vulcano (Îles Eoliennes), l'histoire éruptive de l'île peut être décrite en cinq étapes, caractérisées par un changement de localisation du centre éruptif ou un évènement tectonique majeur (Fig. II-16 ET 17) :

(1) Vulcano primordiale (Piano) : édifié dans la partie méridionale de l'île actuelle, les éruptions de ce volcan étaient essentiellement effusives (trachy-basaltes et trachy-andésites). Il s'agissait d'un édifice de plus de 1000 m de haut actif entre 120 et 100 ka.

(2) Caldera du Piano : l'effondrement de la partie supérieure du volcan donne naissance à une caldera, en grande partie comblée par l'activité intra-caldérique effusive de 50 à 20 ka (des basaltes aux téphrites).

(3) Lentia : après une interruption de l'activité, un nouvel édifice se forme au Nord-Ouest (24-15 ka). Lors de cette phase se mettent en place des unités laviques visqueuses de composition rhyolitique.

(4) Caldera et cône de la Fossa : un nouvel effondrement affecte Lentia (< 14 ka) produisant une caldera dans laquelle le cône de la Fossa, toujours actif, se forme depuis au moins 6000 ans (trachytes et rhyolites et téphrites dans une proportion mineure).

(5) Vulcanello : un centre éruptif nouveau émerge au nord de la Fossa (1,9 ka). Il s'agit de l'évènement éruptif majeur le plus récent (dernière éruption au XVI^{ème} siècle).

Les deux calderas de Vulcano constituent les éléments les plus frappants de la morphologie de cette île (Fig. II-16 et Photo II-1). Plusieurs conditions requises pour appliquer le modèle de fluage de la roche hydrothermalisée à leur formation se rencontrent ici :

(1) l'activité actuelle du cône de la Fossa est fortement influencée par l'activité hydrothermale très développée. Des transitions minéralogiques s'opèrent à l'échelle de tout l'édifice. La nature des dépôts retrouvés permet de supposer que le même type d'activité existait déjà sur l'île par le passé.

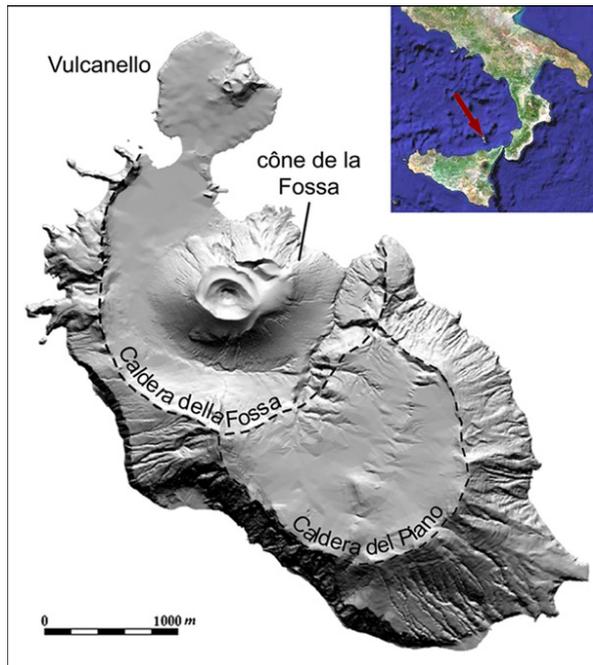


Figure II-16 : L'île de Vulcano (Italie, Iles Eoliennes). Sur cette île, deux calderas marquent le paysage. La plus récente, la caldera en fer à cheval de la Fossa, est ouverte sur la mer en direction du Nord-Est (modifiée d'après Ferrucci et al. 2005)

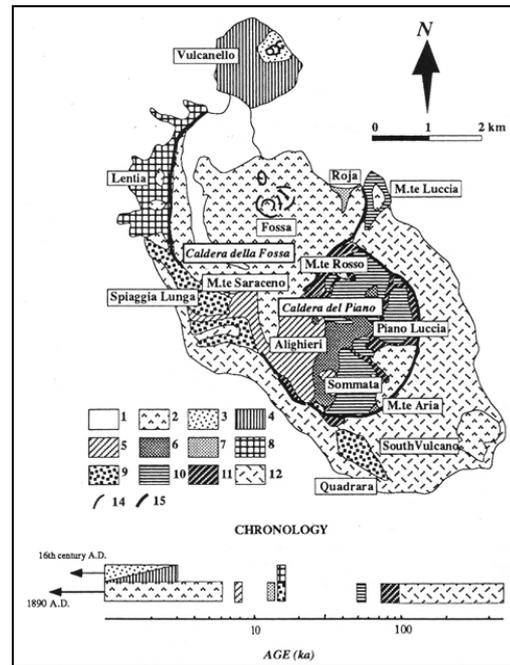


Figure II-17 : Géologie simplifiée et chronologie de Vulcano (dans Ventura, 1994 d'après Keller, 1980 et De Astis et al., 1989). 1 : alluvions ; 2 : produits de la Fossa ; 3, 4 : Vulcanello ; 5 : pyroclastites (Alighieri) et laves (Saraceno) ; 6 : cendres ; 7 : laves de Roja ; 8 : Lentia ; 9, 10, 11, 12 : pyroclastites et laves ; 11 : produits anciens de remplissage de la caldera du Piano ; 13 : cratères ; 14 : limites des calderas



Photo II-1 : Vulcano depuis la presqu'île de Vulcanello. Vue sur le cône actif de la Fossa, formé dans la caldera du même nom. Celle-ci est ouverte vers le Nord-Est (angle de vue de la photo). En arrière plan à gauche, la bordure orientale de la caldera du Piano (Photo : S. Barde Cabusson).

(2) deux failles ou groupes de failles majeures associées aux orientations principales affectant l'île (NE-SW et NW-SE ; Fig. II-18 → Ventura, 1994) semblent tronquer la caldera du Piano et la caldera de la Fossa. En particulier, la caldera de la Fossa est ouverte sur la mer, le long d'une côte globalement NW-SE, interrompue uniquement par la présence de la presqu'île de Vulcanello, sur laquelle on retrouve par ailleurs des failles de même orientation. La bathymétrie révèle une zone de glissement dont la géométrie suggère un lien avec la tectonique NW-SE de ce secteur (Gabbianelli et al., 1991).

(3) aucun dépôt éruptif à mettre en relation avec la formation d'une caldera n'a pu être identifié sur l'île (De Astis et al., 1989 ; Gioncada and Sbrana, 1991 ; Barberi et al., 1994).

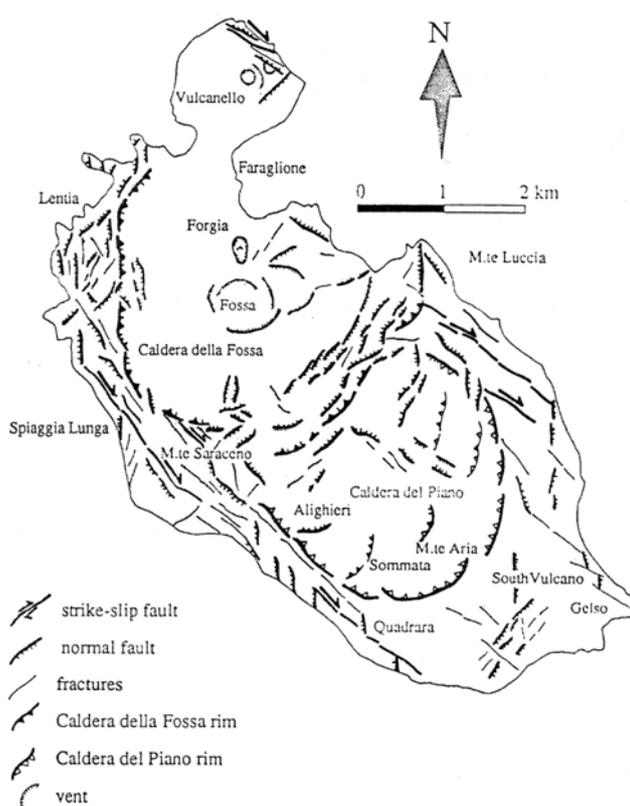


Figure II-18 : Carte structurale schématique de l'île de Vulcano (Ventura, 1994).

Une étude structurale détaillée et l'analyse de l'histoire éruptive de Vulcano a alors amené Ventura (1994) à interpréter les structures d'effondrement de l'île comme différentes phases d'ouverture d'un bassin en pull-apart. Les modèles analogiques aussi bien que des exemples naturels (Girard et van Wyk 2005 ; Rahe et al., 1998) montrent qu'un système de failles décrochantes peut former des dépressions de type bassin en pull-apart. Cependant ces travaux montrent aussi que ces dépressions ont une forme allongée et sigmoïdale,

contrastant avec les calderas sub-circulaires de Vulcano, si l'on fait abstraction des zones tronquées.

Par ailleurs, on note l'absence de relief initial sur les modèles réalisés jusque là (Girard et van Wyk, 2005), or nous avons vu que la présence d'un cône sur une zone ductile a une influence nette sur les modèles étudiés. On peut donc proposer un modèle alternatif.

Le remplissage des calderas masque le plancher initial, notamment dans la caldera de la Fossa où s'est édifié le cône toujours actif aujourd'hui. Les informations exposées laissent cependant supposer que la déformation du système hydrothermal ancien de Vulcano pourrait être à l'origine de la caldera de la Fossa en fluant vers la bordure libre matérialisée aujourd'hui par une côte quasi-rectiligne au Nord-Est de l'île. Une étude plus poussée reste cependant nécessaire notamment par des études sur le terrain et éventuellement l'apport de données géophysiques et de forages profonds qui pourraient apporter des éléments pour conclure à un tel modèle.

II-D. Conclusions

La présence d'un niveau au comportement ductile dans un édifice volcanique a un impact majeur sur son évolution. Les déformations inévitables que subissent les édifices au cours de leur histoire sont influencées par ces zones de faiblesse qui peuvent provoquer des événements de déstabilisation catastrophiques (glissements, effondrements) qui n'auraient pas lieu ou seraient moins importantes en leur absence.

Concernant le tracé des calderas de Nuku Hiva les données géologiques, la présence de crêtes bien marquées dans la topographie et les résultats de la modélisation analogique nous ont conduit à interpréter les failles circulaires de l'île comme des structures calderiques emboîtées issues de la modification des contraintes latérales sur le système hydrothermal de l'édifice.

De plus, les données structurales et géologiques montrent que la topographie plane des structures caldériques de Nuku-Hiva ne peut être expliquée par un modèle classique de formation de caldera, par l'érosion et par un remplissage lié à la poursuite de l'activité éruptive. La déformation du cône suite au fluage du système hydrothermal développé au cœur de l'édifice volcanique semble satisfaire aux réalités de terrain et se vérifie par la modélisation analogique.

Pour les calderas formées par fluage du système hydrothermal (zone ductile de grande dimension dans l'édifice), on peut représenter les morphologies obtenues (caldera circulaire ou caldera ouverte) en fonction des deux paramètres majeurs identifiés (Fig. II-19) : la pente initiale du cône et la réduction des contraintes latérales ont en effet une influence majeure sur le processus de formation de ces effondrements.

	Sans réduction des contraintes latérales	Réduction des contraintes latérales
Pente faible ($< 15^\circ$)	pas de déformation	caldera ouverte
Pente forte ($> 20^\circ$)	caldera circulaire	caldera ouverte

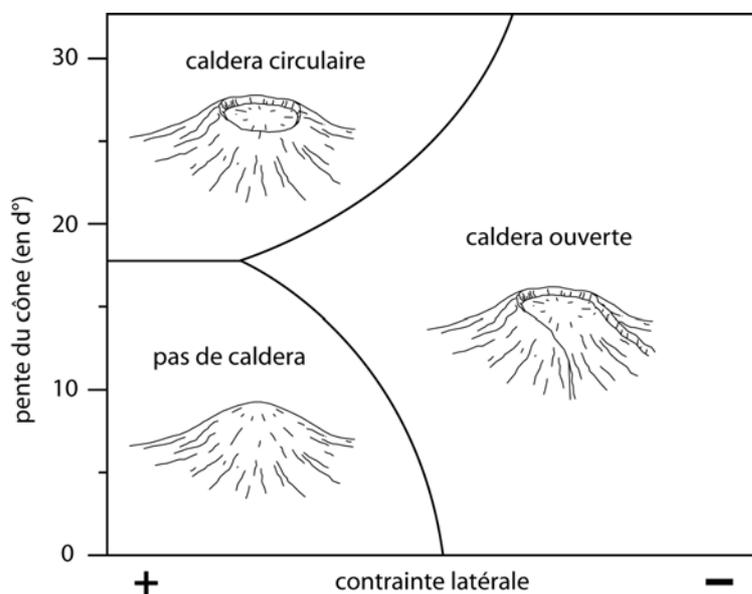


Figure II-19 : Tableau et diagramme semi-quantitatif pour déterminer la morphologie des calderas en fonction de la pente initiale du cône et de la diminution des contraintes latérales sur l'édifice.

Une pente initiale forte aura tendance à favoriser la subsidence le long d'une faille circulaire. La réduction des contraintes latérales (par un glissement de flanc ou, comme dans le cas supposé à Nuku Hiva, par l'abaissement d'un flanc du cône le long d'une faille) provoque la formation d'une caldera ouverte (en fer à cheval) dans la direction où les contraintes sont diminuées. Sur un cône à pente faible, où le système hydrothermal reste confiné, aucune déformation n'est observée.

Il existe également des cas intermédiaires pour lesquels la réduction des contraintes latérales ou la pente du cône ne sont pas suffisamment importantes pour entraîner la subsidence mais suffisent à provoquer une légère déflation du sommet.

Chapitre III

Une caldera ouverte sur un glissement de flanc : le cas du Piton de la Fournaise

III-A. Grands traits morphostructuraux de la Réunion et du massif de la Fournaise

Située dans le Bassin des Mascareignes (Océan Indien, 55°30' E et 21°S) l'Ile de la Réunion est émergée depuis plus de 2,1 Ma (Billard et Vincent, 1974). Elle culmine à 3069 m au dessus du niveau de la mer pour une hauteur totale d'environ 7500 m depuis sa base, sur le plancher océanique.

La Réunion se place dans le prolongement du Plateau des Mascareignes et de l'Ile Maurice avec lesquelles elle forme la Ride des Mascareignes. Elle est aussi le site actuellement actif d'un point chaud à l'origine des Trapps du Déccan dans les Indes Occidentales (Fig III-1).

Soumis à des conditions climatiques de zone tropicale, ses reliefs sont marqués par une érosion intense. Les vallées profondes creusées par les rivières importantes de l'île donnent accès à une partie des formations masquées sur les plaines par les produits de l'activité plus récente.

Aujourd'hui, deux grands massifs volcaniques partagent l'île en deux domaines distincts (Fig III-2) : au Nord-Ouest le Piton des Neiges, éteint depuis près de 12000 ans (Deniel et al., 1992), est aussi le point culminant de l'île et couvre les 2/3 de sa surface. Sur son flanc sud-est, le Piton de la Fournaise, avec en moyenne trois éruptions par an depuis 1998, est actuellement l'un des deux édifices volcaniques les plus actifs au monde (avec le Kilauea à Hawaï) et atteint une altitude de 2631 m. L'activité se concentre sur le cône principal et sur les deux rift zones d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest et Nord-Ouest/Sud-Est depuis la zone centrale du volcan.

Cette île volcanique présente un modèle d'évolution complexe, marqué par des périodes de croissance et de déstabilisation des édifices volcaniques qui la composent actuellement ou qui la constituaient par le passé. Les dépôts résultant des différentes phases d'activité de ce système et ceux produits lors d'évènements de déstabilisation ont une influence sur la mise en place des formations ultérieures et ils ont notamment un impact fort sur leur stabilité.

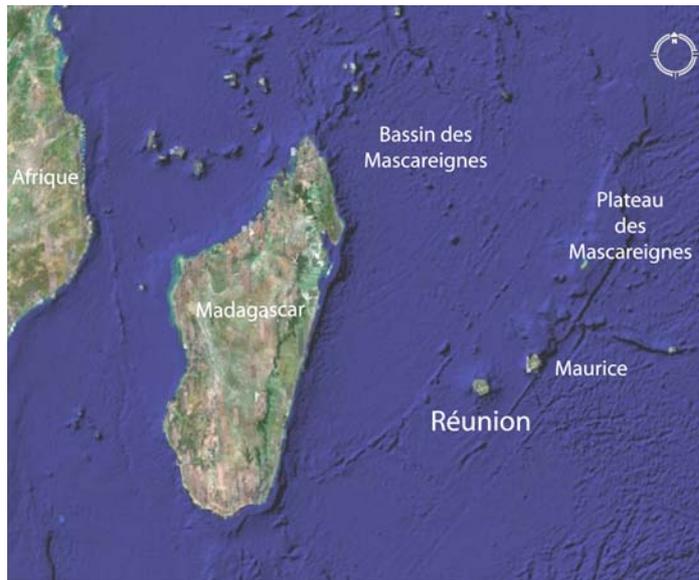


Figure III-1 : Localisation de l'île de la Réunion. A 750 km de Madagascar, elle est, tout comme l'île Maurice, dans le prolongement du Plateau des Mascareignes.

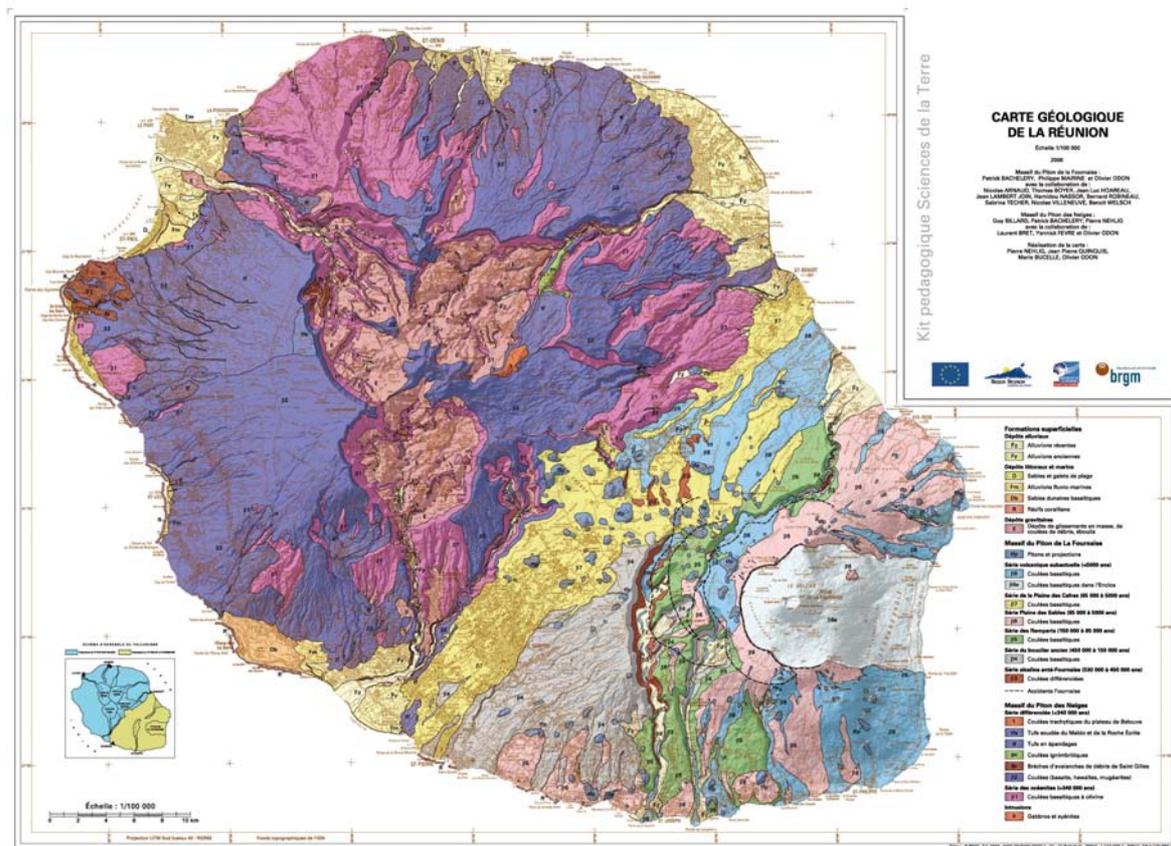


Figure III-2 : Carte géologique de l'île de la Réunion drapée sur le MNT. Au Nord-Ouest, le Massif du Piton des Neiges et au Sud-Est, le Massif du Piton de la Fournaise.

La morphologie du Piton des Neiges est accidentée. Il est entaillé par trois dépressions disposées autour de son sommet : le Cirque de Mafate au Nord-Ouest, le Cirque de Salazie au Nord-Est et le Cirque de Cilaos au Sud. Leur origine a dans un premier temps été attribuée à l'érosion (Von Drasche, 1878) et si d'autres hypothèses sont venues compléter l'interprétation, celle-la s'avère incontournable. Defos du Rau (1959) leur attribue une origine essentiellement volcano-tectonique (effondrements caldériques) tandis que d'autres auteurs (e.g. Haurie, 1987) associent les deux hypothèses. Plus récemment, une origine strictement tectonique a été proposée (étalement gravitaire, van Wyk de Vries et al., 2001 ; Oehler et al. , 2005 ; subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges, Lambert, 2003 ; Lénat, comm. pers.). La morphologie actuelle du Piton des Neiges serait donc le résultat de processus érosifs importants sous contrôle structural.

Le Piton de la Fournaise, formé sur son flanc sud-est naît alors que le Piton des Neiges est toujours en activité. Le centre éruptif de ce second édifice, initialement situé dans la région de la Plaine des Sables, s'est déplacé vers le Sud-Est à 0,15 Ma pour trouver sa place actuelle (Bachèlery et Mairine, 1990).

Le massif est marqué par de profondes vallées ou des escarpements (la Rivière des Remparts RR, la Rivière Langevin, le Rempart des Sables et le Rempart de l'Enclos Fouqué). Ces grandes incisions soulignent les grandes structures interprétées par certains auteurs comme des têtes de grands glissements dirigés vers l'Est (e.g. Duffield et al., 1982 ; Gillot et al., 1994) tandis que d'autres les considèrent comme l'emboîtement de calderas effondrées successivement au cours de l'histoire du volcan (Bachèlery, 1981 ; Chevallier et Bachèlery, 1981 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995 - Figure III-3 et 4).

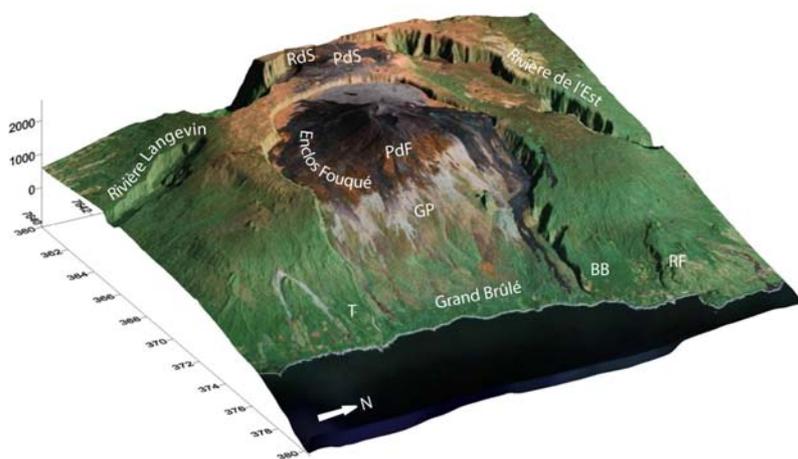


Figure III-3 : Le Piton de la Fournaise (PdF) et son environnement immédiat. PdS : Plaine des Sables ; RdS : Rempart des Sables ; GP : Grandes Pentès ; T : le Tremblet ; BB : Bois Blanc ; RF : Ravine Ferdinand.

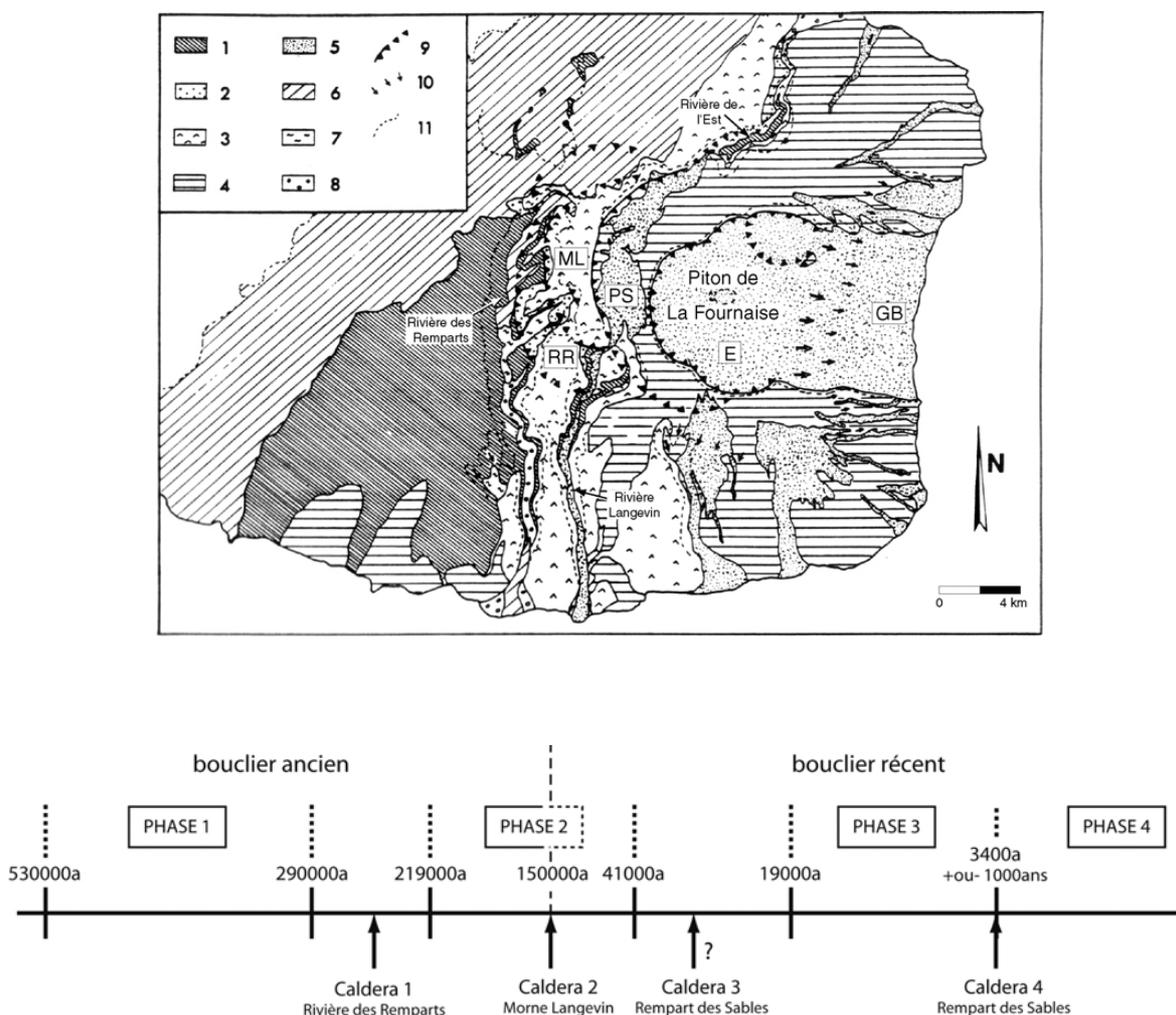


Figure III-4 : En haut, carte géologique simplifiée du massif du Piton de la Fournaise (Modifiée par Oehler (2005) d'après Bachèlery et Mairine (1990)). Formations du Bouclier Ancien : **1-** série ancienne (>0.53-0.29 Ma), **2-** série de Mahavel (0.29- 0.15 Ma). Formations du Bouclier Récent : **3-** série antérieure à l'effondrement de la Plaine des Sables (0.15- 0.04 Ma), **4-** série antérieure à l'effondrement de l'Enclos (0.04-0.005 Ma), **5-** série actuelle. **6-** unité de la Plaine des Cafres, **7-** coulées boueuses récentes, **8-** alluvions récentes, **9-** limites des effondrements caldériques, **10-** limites de glissement, **11-** limite des escarpements actuels. **RR** : caldera de la Rivière des Remparts, **ML** : caldera du Morne Langevin, **PS** : caldera de la Plaine des Sables, **E** : caldera de l'Enclos, **GB** : Grand Brûlé.

En bas, chronologie des grandes phases de l'évolution du Piton de la Fournaise (reconstituée d'après Bachèlery et Mairine, 1990 et Staudacher and Allègre, 1993).

L'interprétation de ces différentes structures est donc toujours débattue. L'ensemble Enclos Fouqué/Grandes Pentes/Grand Brûlé n'y échappe pas. La nature de cette grande structure et le lien génétique entre l'Enclos et le Grand-Brûlé restent sujets à discussions. L'Enclos Fouqué serait donc soit la tête d'une zone d'arrachement soit le résultat de plusieurs phases d'effondrement caldériques tandis que le Grand Brûlé aurait été formé par un glissement initié au niveau des Grandes Pentes (Bachèlery et Lénat, 1993). Dans un troisième modèle, les contraintes sur le système hydrothermal du volcan ont été libérées vers l'Est par le glissement du Grand Brûlé. La roche hydrothermalisée aurait alors flué vers cette "bordure libre" entraînant l'effondrement de l'Enclos (Merle and Lénat, 2003). Dernièrement, l'analyse des pentes et des photos aériennes dans et autour de la structure en fer à cheval a conduit Michon and Saint-Ange (sous presse) à réinterpréter l'ensemble de la structure comme le résultat d'un effondrement strictement vertical.

III-B. Structures et formations sous-marines

La partie émergée du système volcanique de la Réunion ne représente qu'une faible proportion de l'édifice. Etudier la partie aérienne du Piton de la Fournaise ne donne accès qu'à une partie des informations utiles pour décrypter son histoire. Le modèle de Lénat et al. (2001) pour l'évolution de l'île de la Réunion souligne la contribution majeure et la récurrence des déstabilisations de flanc dans l'évolution des trois massifs de l'île (le Piton des Neiges, les Alizés aujourd'hui totalement démantelé et le jeune Piton de la Fournaise). Le travail d'Oehler (2005) a permis de combler de nombreuses lacunes sur la connaissance de l'environnement sous-marin de l'île en fournissant une analyse conjointe des données disponibles sur les parties émergées et immergées. Une cinquantaine d'évènements de déstabilisation ont ainsi été identifiés sur tout le pourtour de l'île (Fig. III-5).

Dans l'Est de l'île, les dépôts d'avalanches de débris imagés en bathymétrie sont attribués au démantèlement du volcan des Alizés et, pour les évènements plus tardifs, à des déstabilisations du Piton de la Fournaise (juxtaposition de plusieurs évènements au niveau du Râlé-Poussé, dans le prolongement du Grand Brûlé).

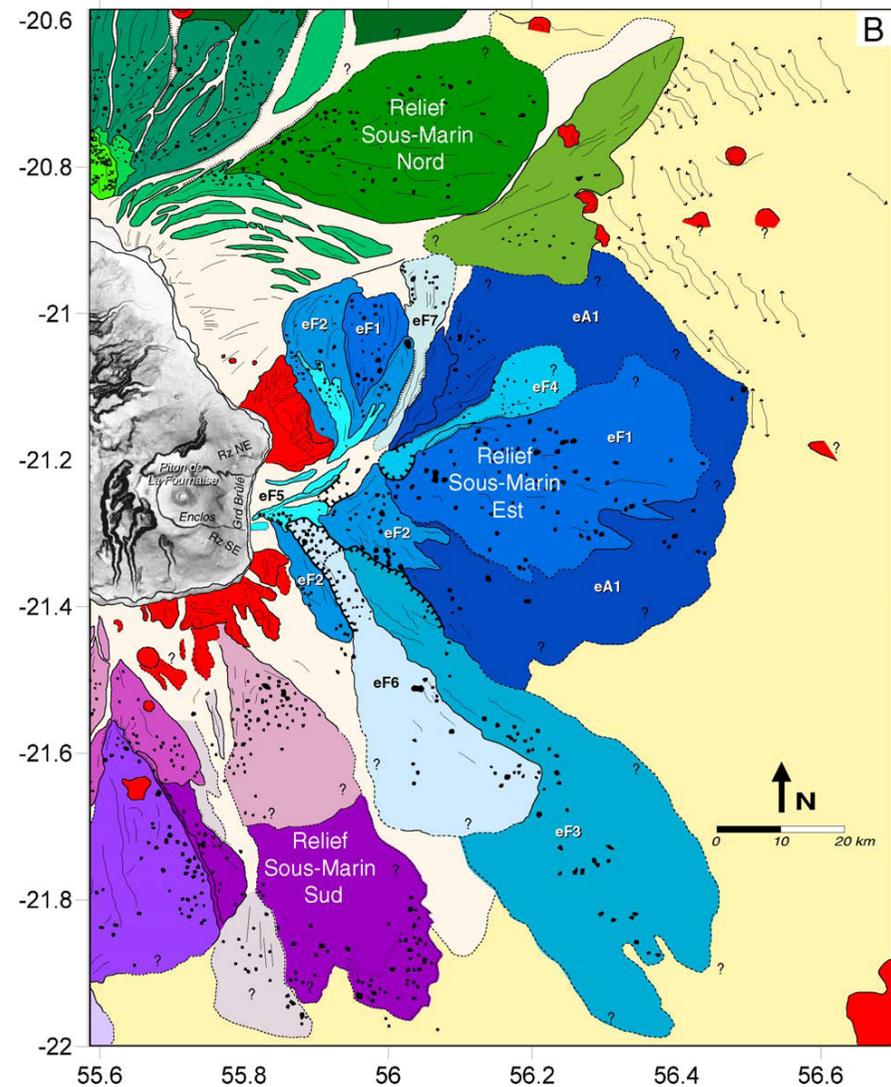
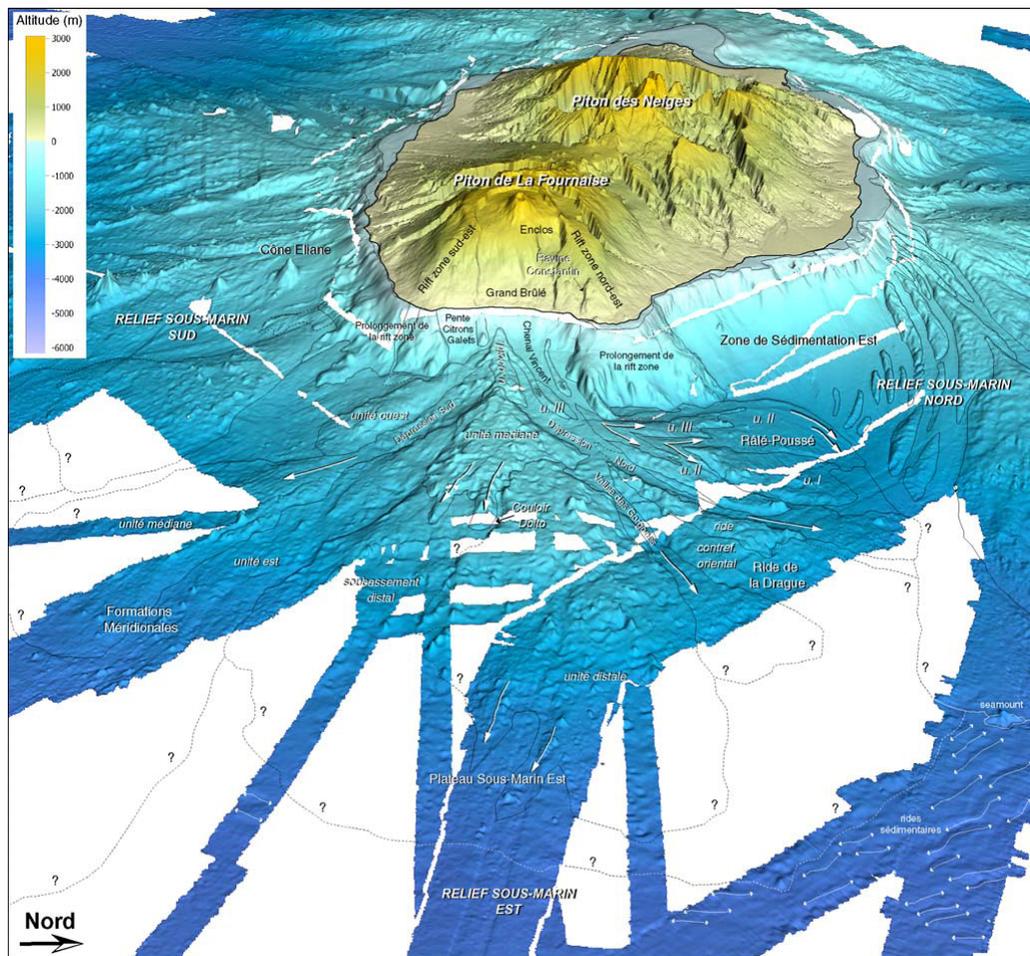


Figure III-5 : A gauche, vue 3D depuis l'Est des parties émergées et immergées de l'île de la Réunion. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis l'Est) drapée sur le MNT (exagération verticale x3) ; à droite schéma structural de la région sous-marine Est de la Réunion. Les différents épisodes de déstabilisation ayant affecté le flanc Est sont distingués par ordre chronologique. ("eF3" : 3ème déstabilisation du flanc est du Piton de La Fournaise ; A : volcan des Alizés). (Oehler, 2005, droite et gauche).

DESTABILISATIONS DU PITON DE LA FOURNAISE

- eF7 Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Nord
- eF6 Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Sud
- eF5 Unité III du Râlé-Poussé + unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est (<5 ka)
- eF4 Déstabilisation sous-marine secondaire de la Vallée des Gorgones
- eF3 Déstabilisation sous-marine secondaire de l'unité est des Formations Méridionales
- eF2 Unité II du Râlé-Poussé + unité médiane du Plateau Sous-Marin Est (~40-60 ka) (+ unité ouest des Formations Méridionales)
- eF1 Unité I du Râlé-Poussé + unité distale du Plateau Sous-Marin Est (~150 ka)

STRUCTURES VOLCANIQUES ET CRUSTALES

- Prolongements sous-marins des rift zones, seamounts et constructions de la plaque

SEDIMENTATION

- Matériaux fins pélagiques ou turbiditiques
- Matériaux grossiers détritiques

DESTABILISATION DU VOLCAN DES ALIZÉS

- aA1 Soubassement distal du Plateau + massif de la Ride de la Drague (<1.8 Ma)

III-C. Activité hydrothermale sur le Piton de la Fournaise

La présence d'un système hydrothermal actif dans la zone centrale du Piton de la Fournaise est bien documentée. Les données de polarisation spontanée (PS) montrent des anomalies positives de forte amplitude caractéristiques interprétées comme des témoins de circulations hydrothermales dans la zone sommitale (Malengreau et al., 1994 ; Michel and Zlotnicki, 1998). De plus l'imagerie électrique et électromagnétique montre des niveaux de faible résistivité pouvant être associés à la présence de roches altérées par l'activité hydrothermale, dans toute la zone de l'Enclos Fouqué (Lénat et al., 2000 ; Fig. III-6).

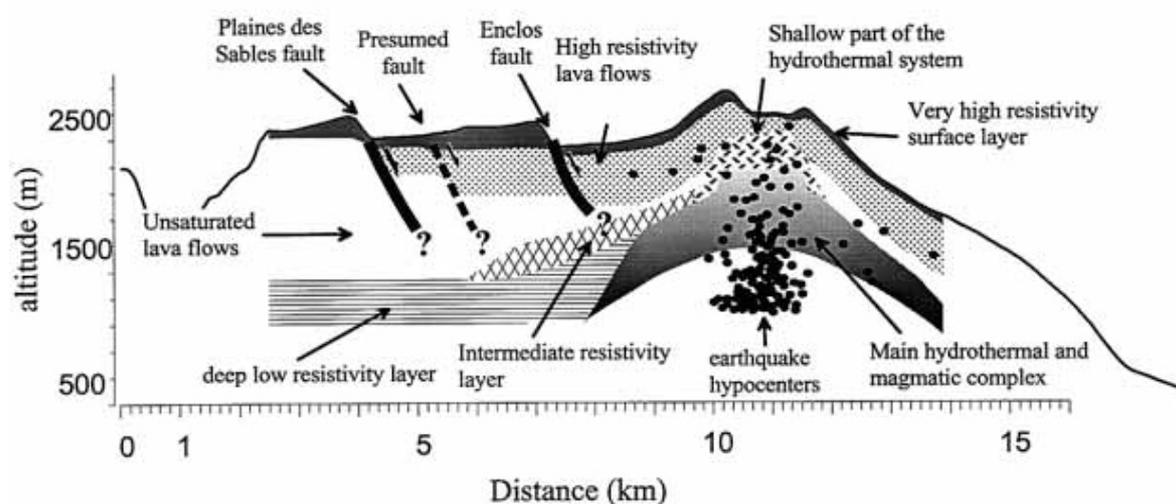


Figure III-6 : Interprétation des données géoélectriques et électromagnétiques sur un profil à travers le Piton de la Fournaise et les structures caldériques présumées du massif. Les points noirs représentent la répartition typique des hypocentres des séismes du volcan. Dans cette zone, on suppose qu'ils reflètent les mouvements du magma et des fluides hydrothermaux (d'après Lénat et al., 2000).

La présence d'une grande quantité de roches hydrothermalisées autour de l'Enclos correspond aux traces d'un évènement explosif catastrophique ("Les cendres de Bellecombe") associé à sa formation. Ces formations montrent qu'un système hydrothermal à l'échelle de l'Enclos, similaire à celui imagé aujourd'hui, existait vraisemblablement au moment de l'effondrement de la caldera (Mohamed-Abchir, 1996 ; Mohamed-Abchir et al., 1998). La vallée de la rivière Langevin traverse aussi des niveaux riches en zéolite, suggérant la présence d'un ancien système hydrothermal de grande dimension dans le massif (Michon and Saint-Ange, sous presse ; Fig. III-7).

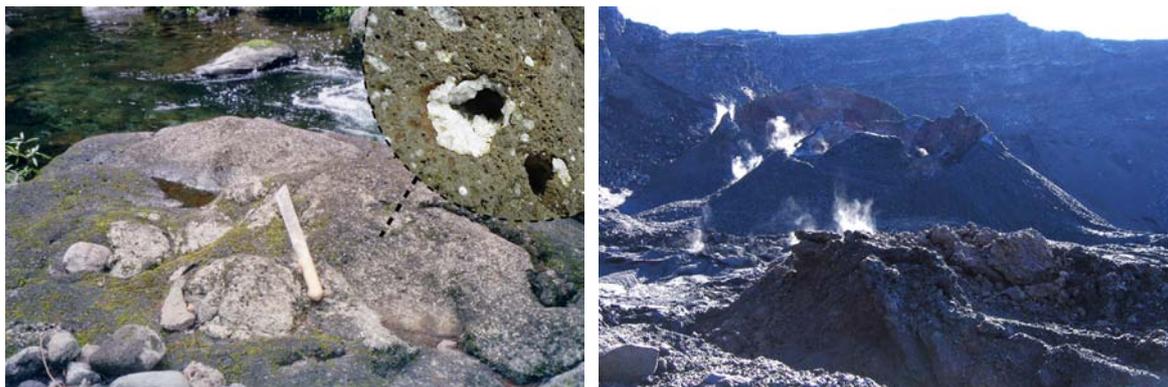


Figure III-7 : Exemples d'activité hydrothermale passée et actuelle sur le Massif du Piton de la Fournaise. A gauche des cristaux de zéolite dans la rivière Langevin ; à droite l'activité fumarolienne dans le cratère Dolomieu (Photos : S. Barde Cabusson).

Des études ont été entreprises pour l'autonomie énergétique de l'Ile de la Réunion grâce à la géothermie. Le forage géothermique du Grand Brûlé (décrit par Rançon et al., 1987) a été réalisé dans ce but, de Juin à Septembre 1985 sur une profondeur de 3003,5 m (Fig. III-8). Il n'a pas montré d'indications favorables à l'existence d'une ressource géothermique dans cette zone mais il s'est révélé être une source d'information exceptionnelle sur la constitution profonde du massif de la Fournaise.

Le forage a montré l'intercalation de coulées aériennes entre 616 et 890 m avec des formations sous-marines et la présence d'intrusions filoniennes à priori non enracinées dans l'intervalle 108 et 390 m. Ces niveaux ont donc été interprétés comme des niveaux de glissements par Courteaud et al. (1994).

La découverte la plus importante du forage reste la traversée d'un complexe intrusif constitué de roches basiques puis ultrabasiques depuis 1010 m jusqu'au fond de l'ouvrage. Ce complexe est interprété comme une chambre magmatique complètement refroidie (avec un gradient thermique de $4,78^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, proche de la normale). L'édifice volcanique primitif associé (proto-Fournaise) a été nommé le volcan des Alizés par Lénat et al. (2001). De cet édifice interprété comme un centre éruptif ancien majeur ne subsistent que ce complexe hypovolcanique et le soubassement des rift zones du Piton de la Fournaise (Oehler, 2005).

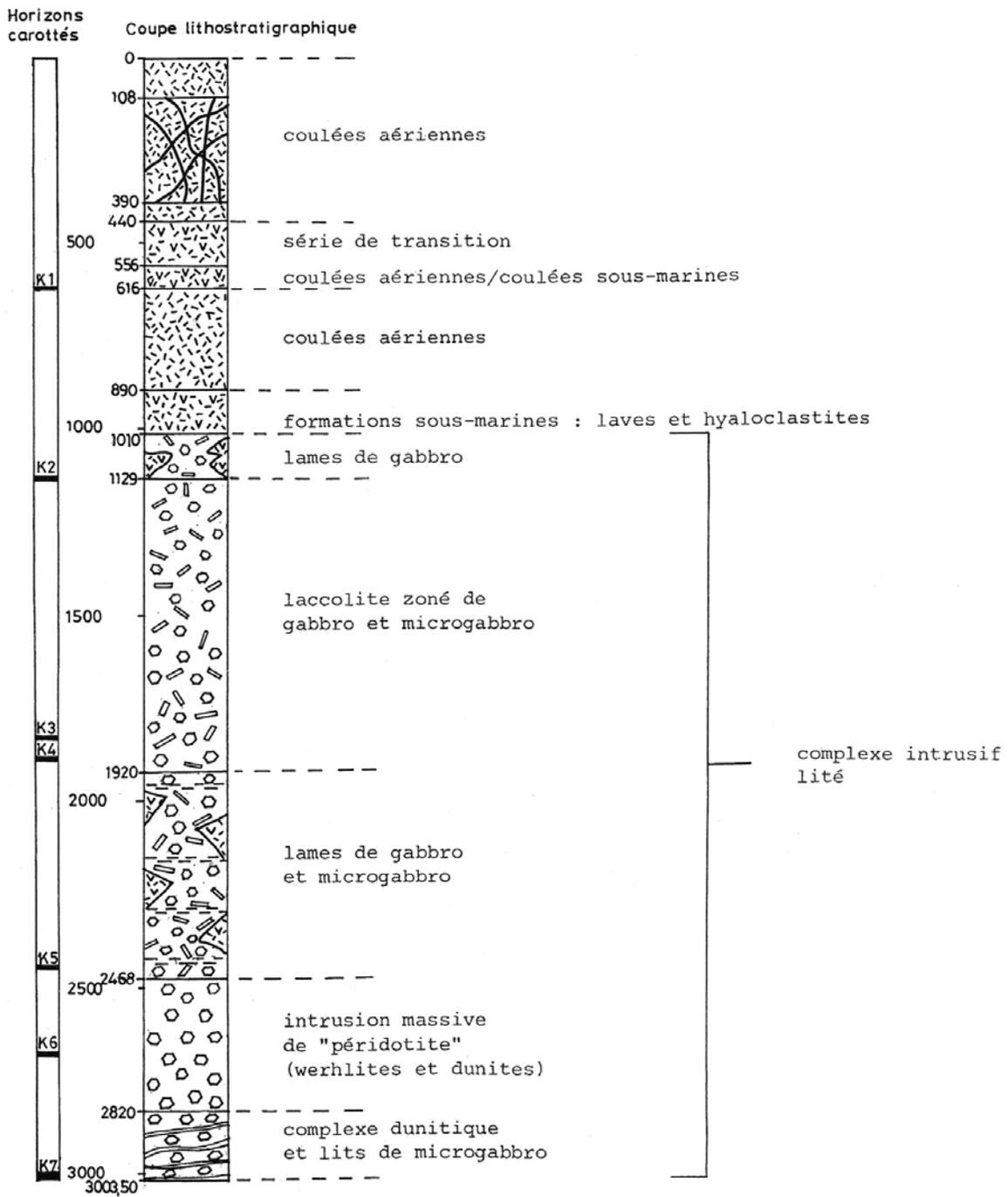


Figure III-8 : Colonne lithostratigraphique du forage profond du Grand Brûlé (d'après Rançon et al. 1987)

Modélisation analogique

III-I.A. Apports de la modélisation analogique pour les déstabilisations gravitaires – le cas du Piton de la Fournaise

Le travail présenté dans ce chapitre s'inscrit dans la continuité d'une précédente étude menée par Merle et Lénat (2003).

Le mécanisme de formation de la caldera de l'Enclos Fouqué étant assez bien compris et contraint selon ce modèle, notre étude s'est dans un deuxième temps focalisée sur la seconde partie du système, à savoir la formation de la structure Grandes Pentes/Grand Brûlé. Jusqu'à maintenant unanimement admise, l'hypothèse d'un glissement pour la formation du Grand Brûlé est contestée par Michon and Saint-Ange (sous presse). Ce travail tente notamment de déterminer dans quelles circonstances les déformations observées sont compatibles avec l'une ou l'autre de ces hypothèses. Pour cela nos modèles analogiques reproduisent un évènement de déstabilisation catastrophique (la formation de la structure Enclos/Grandes Pentes/Grand Brûlé), représentatif d'une phase d'évolution rapide du volcan et sans comparaison avec les déformations lentes, permanentes du volcan.

III-I.A.1. La formation du Grand Brûlé

L'étude de la bathymétrie du flanc est de l'Ile de la Réunion a été affinée au cours de ces dernières années et apporte des arguments forts pour montrer l'importance des phénomènes de destruction de l'édifice par des glissements récurrents (Fig. III-9).

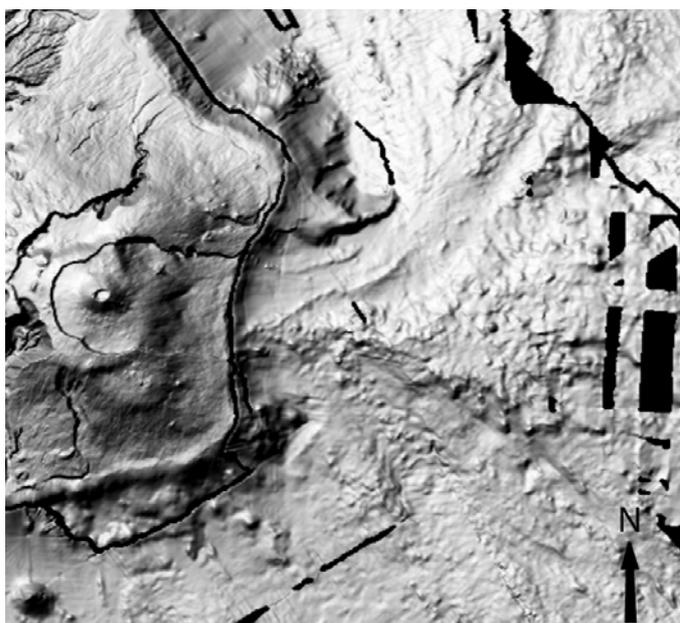


Figure III-9 : Morphologie des terrains émergés et immergés de la zone sud-est de l'Ile de la Réunion (MNT ombré). Les zones noircies correspondent à l'absence de données.

L'analyse détaillée des fonds sous-marins a conduit à interpréter les formations identifiées à l'est de la structure ouverte du Grand Brûlé, comme des produits de glissements gravitaires ayant démantelé le flanc du Piton de la Fournaise il y a moins de 5000 ans (Lénat et al., 1989 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Lénat et Labazuy, 1990 ; Labazuy, 1991 ; Mohammed-Abchir, 1996 ; Oehler et al., 2004 ; Oehler, 2005 ; Fig. III-5 et 9). Même si la source, à terre, de tels produits est parfois difficile à identifier, dans le cas présent, une coïncidence très forte existe entre les unités glissées observées en mer et les limites du Grand Brûlé et de la Ravine Ferdinand.

A terre, l'apport des données géophysiques a conduit Courteaud et al. (1994) à réinterpréter la colonne lithostratigraphique du forage profond du Grand Brûlé :

0 à 108 m : coulées aériennes récentes.

108 à 390 m : panneau glissé allochtone d'origine sommitale.

390 à 440 m : panneau glissé allochtone.

440 à 556 m : apparition de matériaux de "glissement"

556 à 616 : série sous-marine

Ces informations ont amené des auteurs (Courteaud et al. 1994 ; Gillot et al., 1994) à proposer l'existence de la base d'un glissement à l'échelle de tout le Grand Brûlé à environ 450 m dans le forage. L'unité entre 440 et 556 m est interprétée comme un des produits de démantèlement pouvant être associé à un glissement. Ayant constaté la présence d'un bloc allochtone d'origine sommitale entre 108 et 390 m dans le forage ils proposent également que la composante latérale du glissement, bien que difficile à quantifier, est importante.

Les dimensions du complexe hypovolcanique identifié sous le Grand Brûlé, grâce à la découverte de roches associées à un complexe intrusif dans le forage profond du Grand Brûlé (Rançon et al., 1987 ; Rançon et al., 1989) sont approchées grâce aux données géophysiques. La gravimétrie (Malengreau et al., 1999) et les données magnétiques (Lénat et al., 2001) donnent des dimensions de l'ordre de 10 km sur 5 km avec un allongement Nord 120° coïncidant remarquablement avec la dépression du Grand Brûlé (Fig. III-10). La profondeur d'enracinement du complexe serait de 5 à 6 km. Merle and Lénat (2003) proposent que l'activité hydrothermale autour de cet ancien centre volcanique aurait favorisé le développement d'un niveau altéré, instable à l'interface avec les formations supérieures. Cette zone de faiblesse serait responsable du glissement du Grand Brûlé.

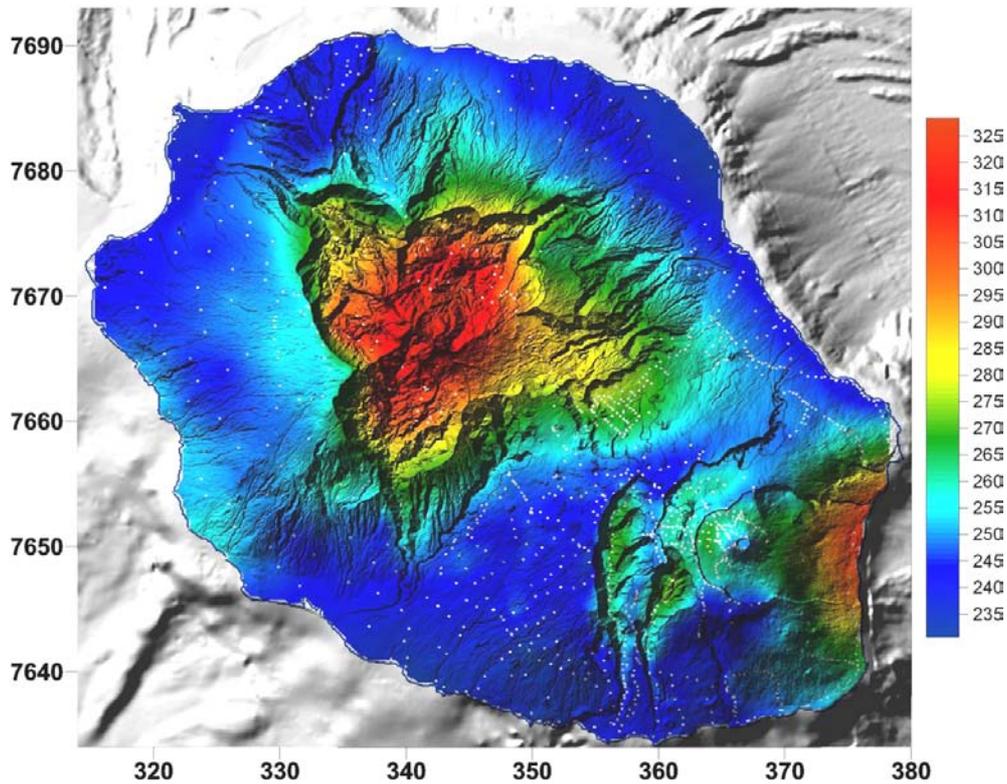


Figure III-10 : D'après Levieux (2004). Carte d'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de correction de $2.67 \times 10^3 \text{ kg/cm}^3$. Les stations de mesures sont représentées par des points blancs. Coordonnées en km (WGS84 UTM km).

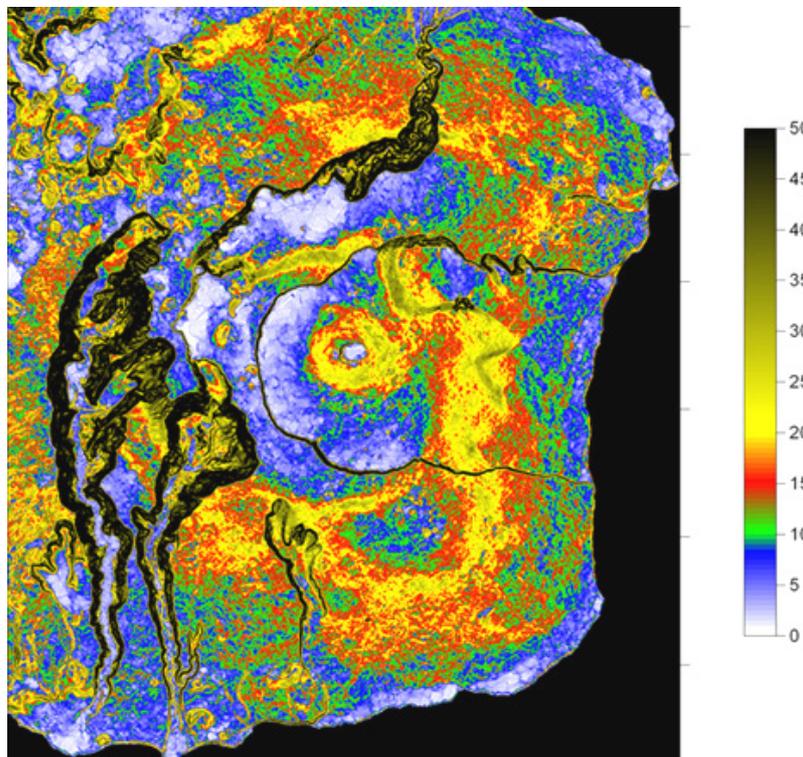


Figure III-11 : Carte de pente du Piton de la Fournaise (échelle en degré ; d'après Michon and Saint-Ange (sous presse).

Les auteurs s'intéressent au comportement de l'édifice lorsqu'un système hydrothermal très étendu se développe en amont d'une telle zone d'instabilité. Les résultats de leurs expériences analogiques suggèrent un lien génétique entre l'effondrement de la caldera de l'Enclos et le glissement du Grand Brûlé.

Contrairement à l'idée admise jusque là, des travaux récents proposent que la formation du système Enclos/Grandes Pentes/Grand Brûlé soit le résultat d'un seul et même mécanisme d'effondrement. En particulier, l'analyse des pentes du massif de la Fournaise et l'observation de linéaments, apparemment continus de part et d'autre des Remparts bordant le Grand Brûlé, amènent Michon and Saint-Ange (sous presse) à proposer qu'aucun déplacement latéral n'a eu lieu pour la formation de cette grande structure (Fig. III-11).

III-I.A.2. Apports de la modélisation analogique

III-I.A.2.1. Le modèle de Merle and Lénat (2003)

Afin de tester les hypothèses d'effondrement et de glissement sur le système Enclos/Grandes Pentes/Grand Brûlé, de nouvelles expériences de modélisation analogique ont été conduites en partant du modèle présenté par Merle and Lénat (2003) (Fig. III-12).

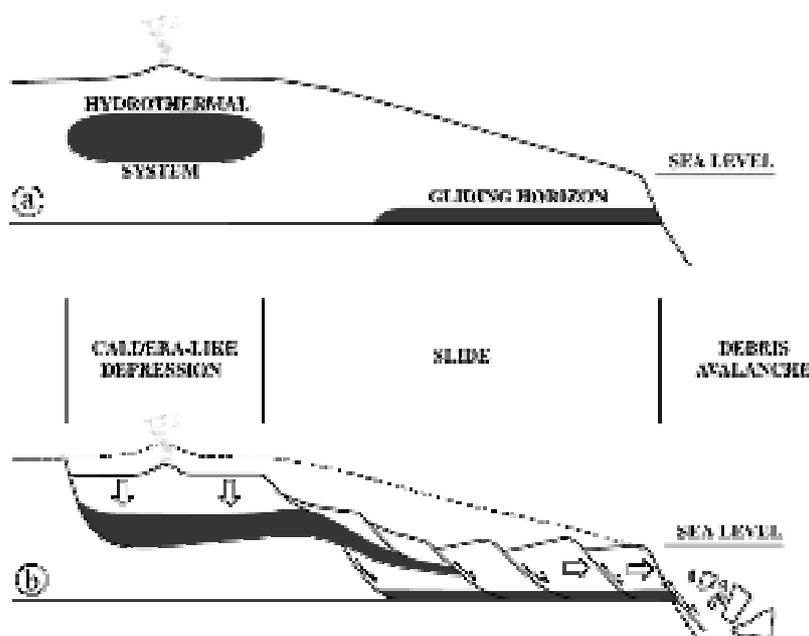


Figure III-12 : Modèle de formation du système Enclos/Grandes Pentes/Grand Brûlé (Merle and Lénat, 2003).

Le modèle présenté par les auteurs implique que la formation de l'Enclos Fouqué est la conséquence du fonctionnement d'un glissement de flanc dont témoigne la dépression du Grand Brûlé.

Les expériences analogiques produites se composent (1) d'une partie fragile faite d'un mélange de sable et de plâtre représentant l'empilement des formations volcanique, (2) d'une zone ductile en silicone simulant la présence d'un système hydrothermal très développé et (3) d'un niveau également en silicone, en aval du système, pour reproduire un plan de glissement à proximité de l'analogie du système hydrothermal.

En rapprochant les structures observées dans les modèles analogiques et celles rencontrées sur le terrain Merle and Lénat (2003) déduisent qu'un mécanisme hybride de glissement et d'effondrement est à l'origine de la formation de la structure en fer à cheval récente du Piton de la Fournaise et peut-être des structures anciennes de grande échelles qui l'encadrent. Les contraintes sur le système hydrothermal situé au niveau de l'emplacement actuel de l'Enclos devaient être naturellement maintenues par les pentes du volcan. Leur réduction dans une direction par le glissement du Grand Brûlé aurait initié le fluage des roches hydrothermalisées et l'amincissement du système hydrothermal en amont, donnant lieu à un effondrement vertical similaire à la formation d'une caldera classique.

III-I.A.2.2. Procédure expérimentale

Le processus représenté dans nos expériences est représentatif d'un évènement brutal survenu à une vitesse différente des variations observées en surveillance volcanique (déplacements horizontaux, au sol de l'ordre de quelques dizaines de centimètres par an sur le Piton de la Fournaise, d'après Bachèlery, 1999). Il est difficile d'évaluer le temps nécessaire à la formation d'une caldera ou d'un glissement de flanc mais ce sont des évènements catastrophiques survenant vraisemblablement en quelques centaines d'années (van Wyk de Vries et al., 2000).

Dans nos expériences (une cinquantaine d'expériences en plusieurs séries de conceptions différentes), un dispositif de base similaire à celui présenté par Merle and Lénat (2003) est utilisé : une zone ductile enfouie sous un mélange cohésif de sable et de plâtre, déstabilisé par l'introduction d'un plan de glissement sur un flanc du modèle (Fig. III-13).

Avec une pente d'environ 10° , la topographie au dessus du plan de silicone mime celle d'un volcan bouclier classique. La topographie au dessus de l'analogue du système hydrothermal est plane dans la plupart des expériences afin d'en simplifier la construction. Des expériences avec une pente plus réaliste ont également été testées.

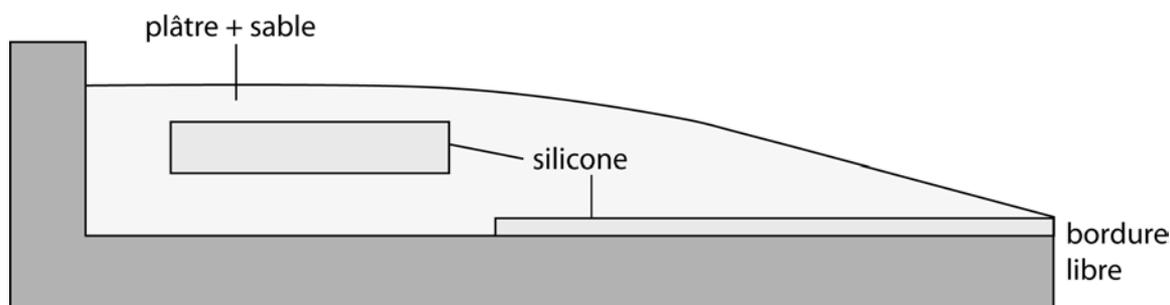


Figure III-13 : Dispositif de base pour le modèle du Piton de la Fournaise. Divers paramètres sont testés et principalement les dimensions des pièces de silicone (analogue du système hydrothermal et du plan de glissement), leur position relative ainsi que la topographie du modèle.

Comme pour les modèles analogiques présentés précédemment dans ce manuscrit, les expériences sont dimensionnées à partir de sept nombres Π sans dimension, devant être du même ordre de grandeur dans la nature et dans les modèles analogiques (e.g. Merle and Borgia, 1996). Pour les modèles présentés dans ce chapitre, les nombres Π sont regroupés dans le tableau III-1, ci-dessous. Leur description détaillée est visible dans le chapitre II ou dans Merle and Lénat (2003).

Tableau III-1 : Dimensionnement pour les expériences appliquées au Piton de la Fournaise

Nombre sans dimension	Définition	Nature	Modèle
Π_1	Longueur /largeur de la structure		1,4
Π_2	Altitude du volcan/profondeur du plan de glissement	2,6	2
Π_3	Angle de friction du mélange cohésif		$\approx 30^\circ$
Π_4	Force gravitaire/cohésion	5,5	5,2
Π_5	Force gravitaires/force visqueuse	0,8-8	3,6
Π_6	Nombre de Reynolds	10^{-18} - 10^{-19}	10^{-10}
Π_7	Densité de la partie fragile/densité de la partie ductile	1,5	1,3

Pour analyser les étapes de la déformation, des photographies sont prises à intervalle de temps régulier. Des particules noires sont disséminées sur les modèles afin de permettre la mise au point automatique de l'appareil photo à chaque prise de vue. La déformation a également été suivie par la comparaison de photographies à différentes étapes, afin de produire des cartes de déplacement à la surface des modèles. Enfin, comme pour les autres séries d'expériences de ce manuscrit (Chapitres I et II), des couches de différentes couleurs sont utilisées pour la construction de la partie fragile. En fin d'expérience le modèle est saturé en eau pour permettre d'y réaliser des coupes. La structure interne est ainsi mise en évidence par les niveaux colorés.

III-I.A.2.3. Résultats

Les expériences ont consisté à faire varier les dimensions (en particulier l'épaisseur), la forme, la position respective des pièces de silicone (éloignement horizontal et vertical) et leur disposition au sein du matériau cohésif (différentes pentes testées pour le plan de glissement, position verticale de l'analogue du système hydrothermal). Une attention particulière a été apportée au mode de déformation de la partie aval des modèles.

Classiquement les déformations d'un modèle de ce type commencent à proximité de la bordure libre. Un glissement s'initie dès le début de l'expérience. En aval, le mouvement est donc essentiellement horizontal et dirigé vers la bordure libre. Un mouvement vertical accompagne le glissement pour former un chenal, encadré par deux escarpements (Fig. III-14).

La zone située en amont du système est ensuite rapidement aplanie (avec une topographie initiale de cône). Peu après, des fractures miment les contours de la silicone à son aplomb (celle représentant le système hydrothermal ; Fig. III-14b) et un effondrement quasi-vertical, délimité par la fracturation, se produit (Fig. III-14c). Seule la bordure de l'effondrement, à proximité de la zone de glissement montre un déplacement latéral dans la direction de la bordure libre. Le résultat est une pseudocaldera ouverte sur le glissement.

L'amincissement de la zone ductile amont est dû principalement au fluage latéral de la silicone vers la bordure libre suite au relâchement des contraintes dans cette direction. La silicone s'infiltré également le long de la faille bordière, arrivant parfois jusqu'en surface. L'espace créé en profondeur est comblé instantanément par l'effondrement des parties fragiles supérieures.

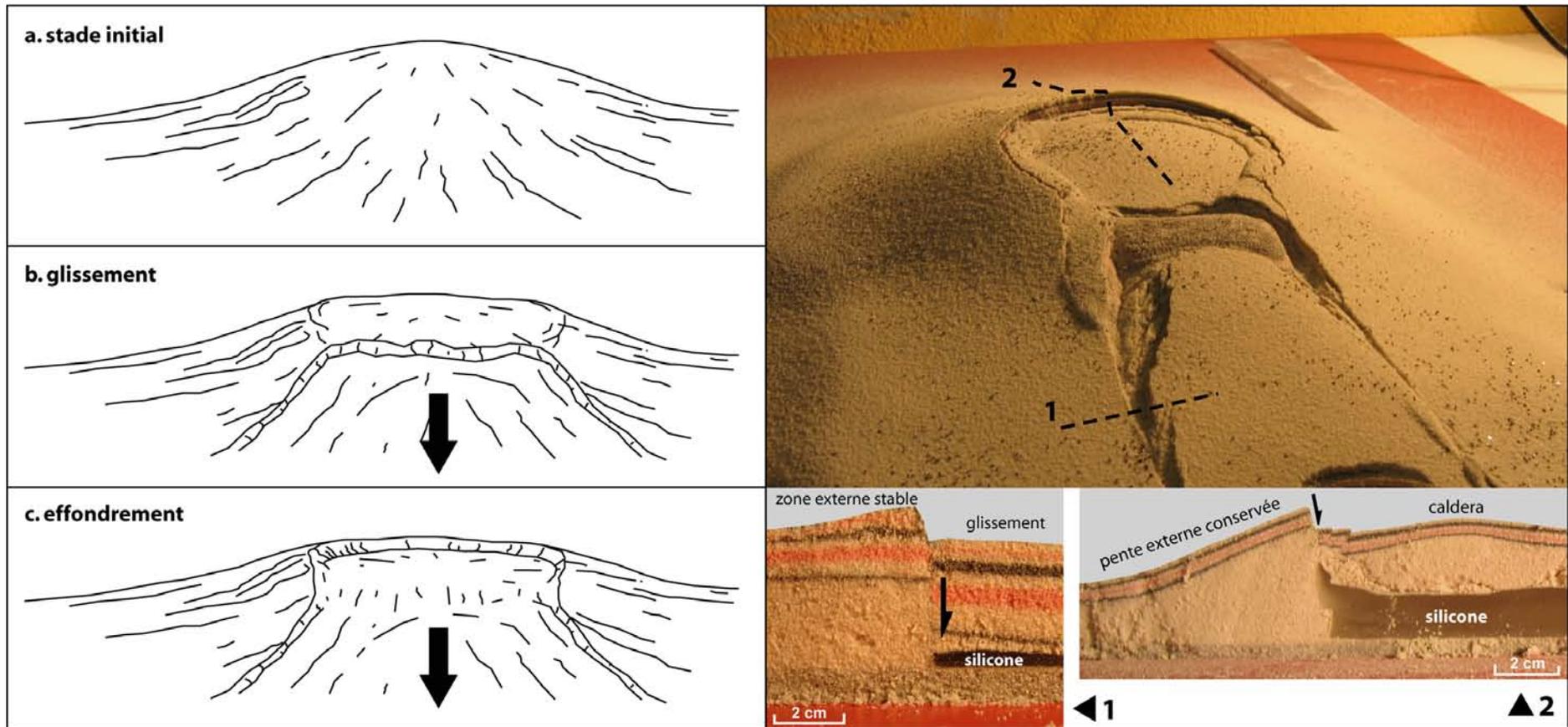


Figure III-14 : Etapes de déformation typiquement observées dans les expériences sur le modèle du Piton de la Fournaise. Ici une expérience avec une topographie de cône à pente faible. A gauche, représentation schématique des étapes de la déformation ; à droite, photo en fin d'expérience et coupes à travers le modèle analogique.

La déformation se poursuit jusqu'à ce que l'épaisseur de silicone soit insuffisante pour entretenir le glissement. Cela met fin également à l'effondrement en amont.

Zone effondrée et zone glissée communiquent par une pente continue lorsque le plan de silicone et l'analogue du système hydrothermal se chevauchent. Avec un décalage horizontal limité entre elles (environ 2 cm maximum), un escarpement se forme entre la zone effondrée et la zone glissée. Lorsque l'écart devient trop grand les contraintes sur la silicone en amont ne sont pas suffisamment réduites et aucune déformation n'est enregistrée à ce niveau (Cf. Merle and Lénat, 2003).

Dans les modèles réalisés, la faille bordière de la pseudocaldera est la plupart du temps une simple faille normale, quasi-verticale. Lorsque la topographie est celle d'un cône, les coupes révèlent parfois la présence de failles inverses en bordure de la pseudocaldera formée. Elles sont enracinées sur la faille bordière, inclinées de quelques degrés vers la pseudocaldera et délimitent un ou plusieurs blocs basculés. En surface, ces blocs forment un bourrelet le long de la faille bordière (bien visible sur la vue d'ensemble en figure III-14). Elles accommodent une partie de la déformation du cône, permettant l'aplanissement de la topographie à l'intérieure de la zone effondrée. Lors de la formation de failles normales, ce type de failles inverses listriques associées est classique (Vendeville, 1987 et voir chapitre I). Il faut noter que l'aplanissement du cône dans la partie supérieure ne débute pas spontanément mais qu'il s'agit d'une conséquence du fluage du corps ductile en profondeur (Cf. chapitre II).

Les déplacements à la surface du modèle mettent en évidence un gradient de déplacement global dans la direction principale du glissement (Y; Fig. III-15B1). Plus on s'approche de la bordure libre, plus les déplacements enregistrés sont importants.

Des profils de déplacement sont construits en mesurant les déplacements des points situés à proximité de l'axe longitudinal central des modèles (Fig. III-15A2 et B2). Dans la zone de glissement (en aval du système), les graphiques mettent en évidence des gradients de second ordre, difficiles à repérer sur la carte de déplacement. Les gradients associés à chaque zone individualisée sont visiblement compartimentés par des failles arquées (Fig. III-15A1). A chaque segment, correspond un gradient propre, généralement de plus en plus fort en se rapprochant de la bordure libre.

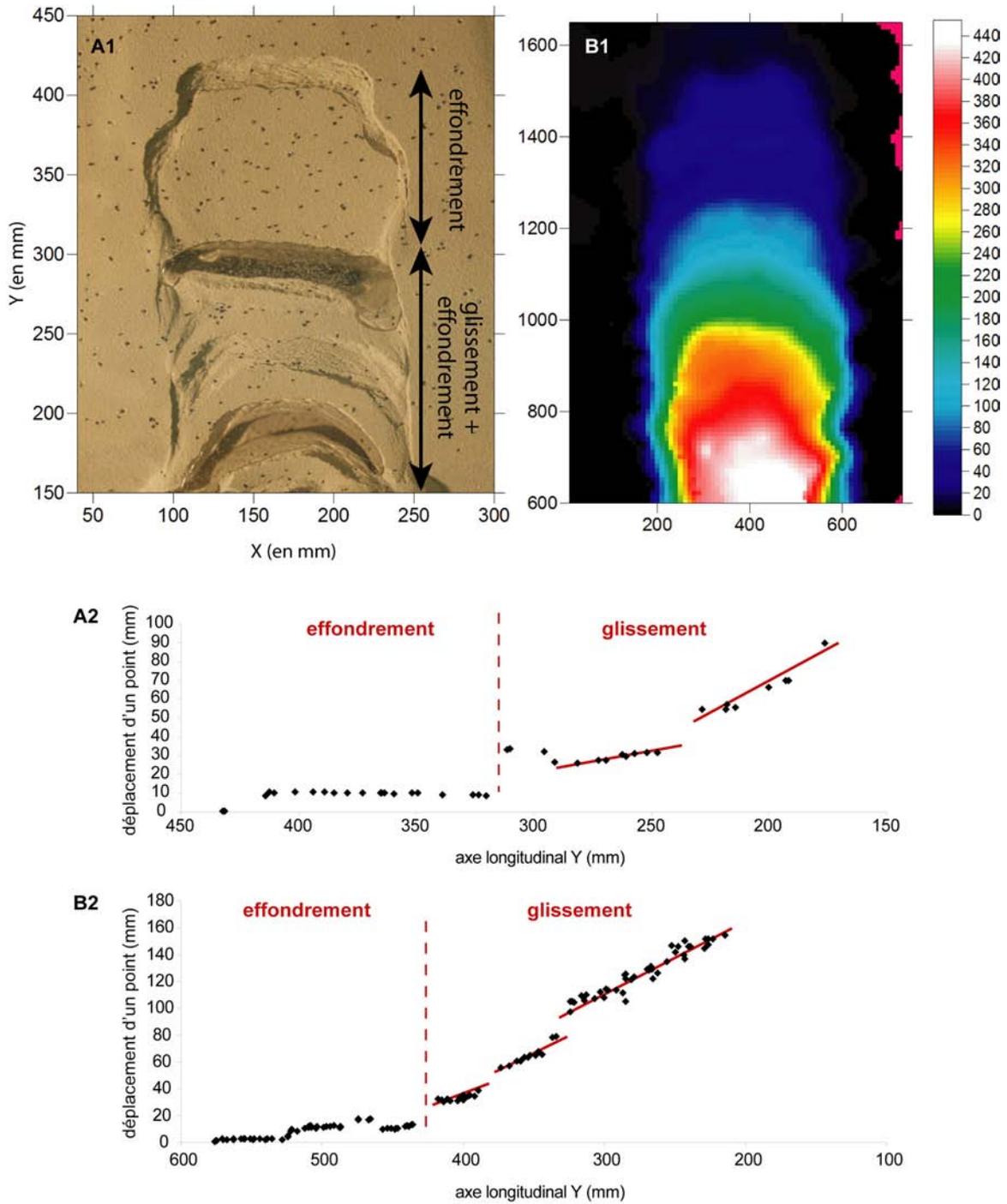


Figure III-15 : Gradient de déplacement longitudinal de premier et de second ordre à la surface des modèles analogiques, en fin d'expérience. Les documents représentent deux expériences (**A** et **B**) construites sur un modèle similaire. **A1** : les structures miment la forme de la silicone sous-jacente ; **B1** : carte de déplacement ; **A2** et **B2** : déplacement total des points situés à proximité de l'axe central des modèles. Les axes et l'échelle de couleur sont en millimètres. Sur les graphiques les droites rouges marquent les gradients de second ordre.

La zone effondrée se distingue par un déplacement latéral négligeable mais également par l'absence de gradient de déplacement latéral. La composante en glissement est faible et se fait donc en masse.

Dans la direction perpendiculaire au glissement, un gradient transversal est aussi visible. On le voit sur les cartes de déplacement (Fig. III-15B1) mais également en traçant un graphique des déplacements sur des axes transversaux dans le modèle (Fig. III-16). Le mécanisme est celui d'un écoulement canalisé dans un chenal (Merle, 1998). Les déplacements sont en effet maximums au centre du chenal délimité par le plan de silicone sous-jacent. Un effet de bordure limite les déplacements en marge du glissement.

Sur l'expérience présentée en figure III-16, on remarque des déplacements plus importants pour la ligne jaune située en amont de la ligne vert clair, alors que le gradient global indiquerait le contraire (des déplacements de plus en plus importants devraient être observés en se rapprochant de la bordure libre). Sur les photos on observe qu'un chevauchement s'est produit, entre les zones repérées par ces lignes jaune et vert clair, provoquant cette "anomalie". Dans la plupart des cas, on ne retrouve pas ce type de relations.

La longueur du plan de glissement a son importance puisque, plus la distance par rapport à la bordure libre augmente, plus le glissement est réduit. Dans tous les cas l'épaisseur de silicone diminue, entraînée progressivement vers l'aval et on note toujours une composante en effondrement. Avec un plan court, des failles arquées se forment, remontant progressivement de la bordure libre jusqu'à la limite du plan de silicone (Fig. III-15A1). Pour la même épaisseur de silicone, lorsque le plan est allongé (> 20 cm environ) une zone reste uniforme (non fracturée) dans la partie la plus reculée du glissement. Plus on s'éloigne de la bordure libre, plus les déplacements sont lents et la zone la plus en amont reste cohérente. La tête de glissement est située à la limite entre la zone effondrée et la zone glissée (photo d'expérience en figure III-17).

Ces zones ayant apparemment subi une déformation uniforme montrent pourtant une déformation conditionnée par le fluage de la silicone en profondeur. Les cartes de déplacement mettent en évidence des gradients de déplacement diffus rappelant les failles arquées formées dans d'autres modèles analogiques (Fig. III-15). Ce sont des zones de faiblesse susceptibles de se fracturer avec une déformation plus rapide.

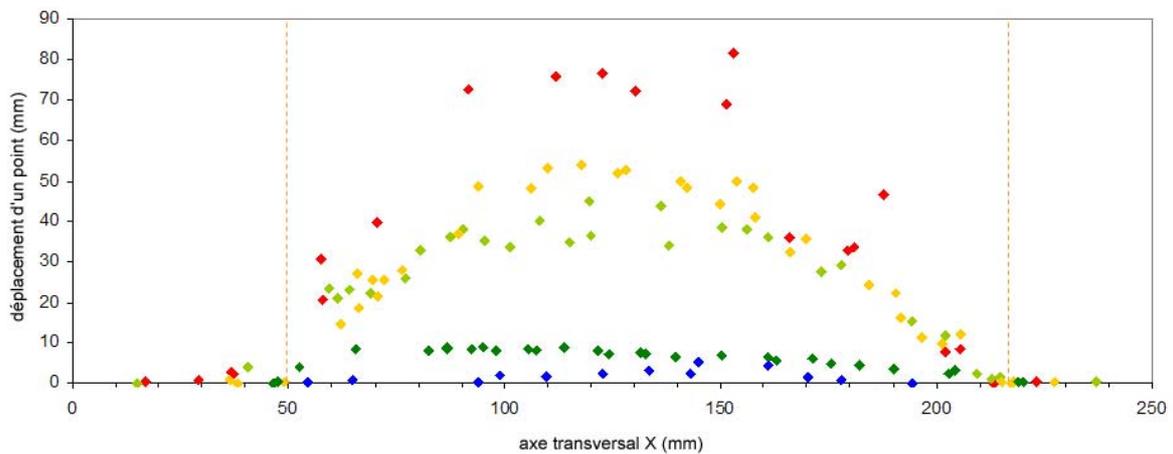
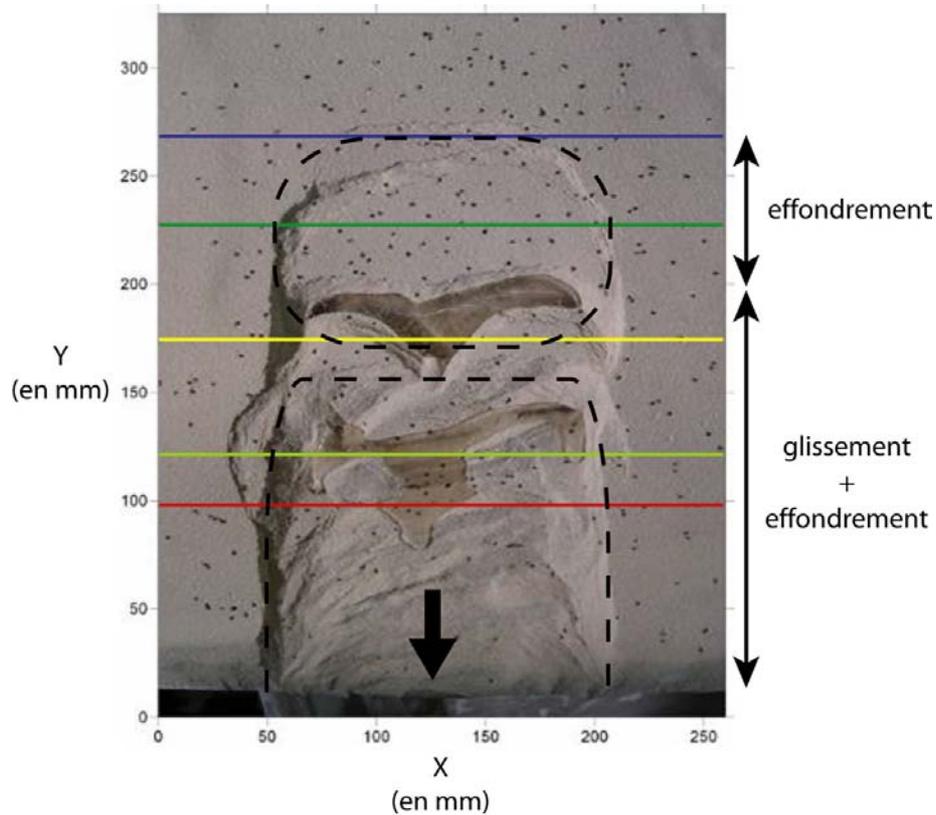


Figure III-16 : Gradient de déplacement transversal à la surface d'un modèle analogique en fin d'expérience ; sur la photographie de l'expérience (vue d'en haut) les tirets noirs représentent la position des pièces de silicone utilisées pour reproduire le système hydrothermal (en amont) et le plan de glissement (en aval). En bas : graphique des déplacements totaux pour les points les plus proches des lignes de couleur sur la photographie ; les lignes pointillées rouges représentent les limites des zones déstabilisées (en effondrement ou en glissement).

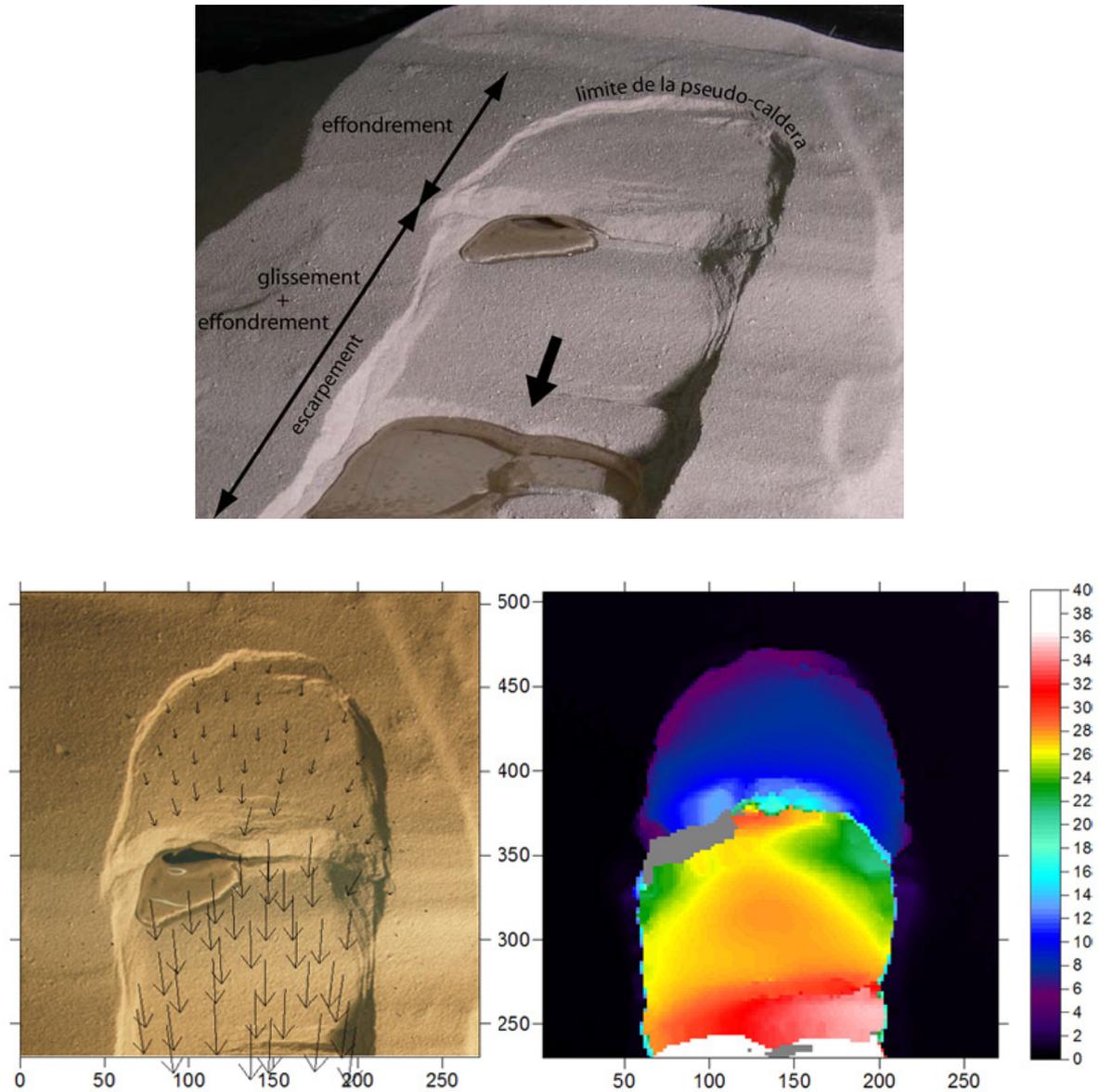


Figure III-17 : En haut : photographie en fin d'expérience. En bas : les déplacements horizontaux mesurés en surface. A gauche quelques vecteurs déplacement (en noir) ; les extrémités des flèches correspondent aux positions initiale et finale d'un point. A droite la carte de déplacement correspondante, calculée à partir des photos en début et en fin d'expérience (en gris, absence de données).

Augmenter la pente du plan de glissement revient à accélérer le déplacement horizontal. Dans ce cas, même avec un plan long les déplacements sont forts jusqu'à la tête du glissement. Des failles normales arquées peuvent se former même à grande distance de la bordure libre (Fig III-18). Bien qu'ayant construit le modèle de façon symétrique, on remarque qu'une légère dissymétrie s'instaure naturellement : les failles ne sont pas toutes des arcs parfaits. Elles sont parfois formées par l'intersection d'une faille rectiligne connectée à l'une des bordures avec une autre faille, arquée et plus ou moins régulière reliée à la bordure opposée (vue d'ensemble de la figure III-18).

Les données précédentes ont montré que les déplacements sont plus importants au centre du chenal et qu'ils deviennent plus faibles (mais non nuls) en approchant des bordures. L'emboîtement de failles arquées explique l'existence du gradient de déplacement transversal observé dans les zones de glissements des modèles analogiques (schémas de la figure 18). Sur la ligne en tirets, un point situé au centre du chenal (zone gris sombre) va subir le déplacement lié aux cisaillements 1, 2 et 3 ; sur la même ligne mais plus près de la bordure du chenal (zone gris plus clair), le point ne subit que le déplacement lié aux cisaillements 1 et 2 ; à proximité de la bordure (zone gris très clair) seul le cisaillement 1 est en cause. Les déplacements sont donc effectivement moins importants en se rapprochant des bordures.

Pour "absorber" les contrastes de déplacement dans les zones situées entre ces failles arquées, des failles d'échelle inférieure viennent individualiser des blocs ayant chacun leur déplacement propre. Ce sont des déplacements minimes mais suffisants pour accommoder le gradient de déplacement transversal à cette échelle. On peut aussi supposer qu'une part de la déformation est accommodée par des mouvements discrets (sans formation de failles) entre les grains du mélange sable/plâtre.

Une épaisseur plus importante de silicone pour l'analogie du système hydrothermal a pour effet d'augmenter le rejet de la pseudocaldera, sans modifier les structures formées. Une augmentation de l'épaisseur de silicone au niveau du plan de glissement a le même effet en augmentant le mouvement vertical le long des escarpements latéraux mais surtout cela amplifie le déplacement latéral.

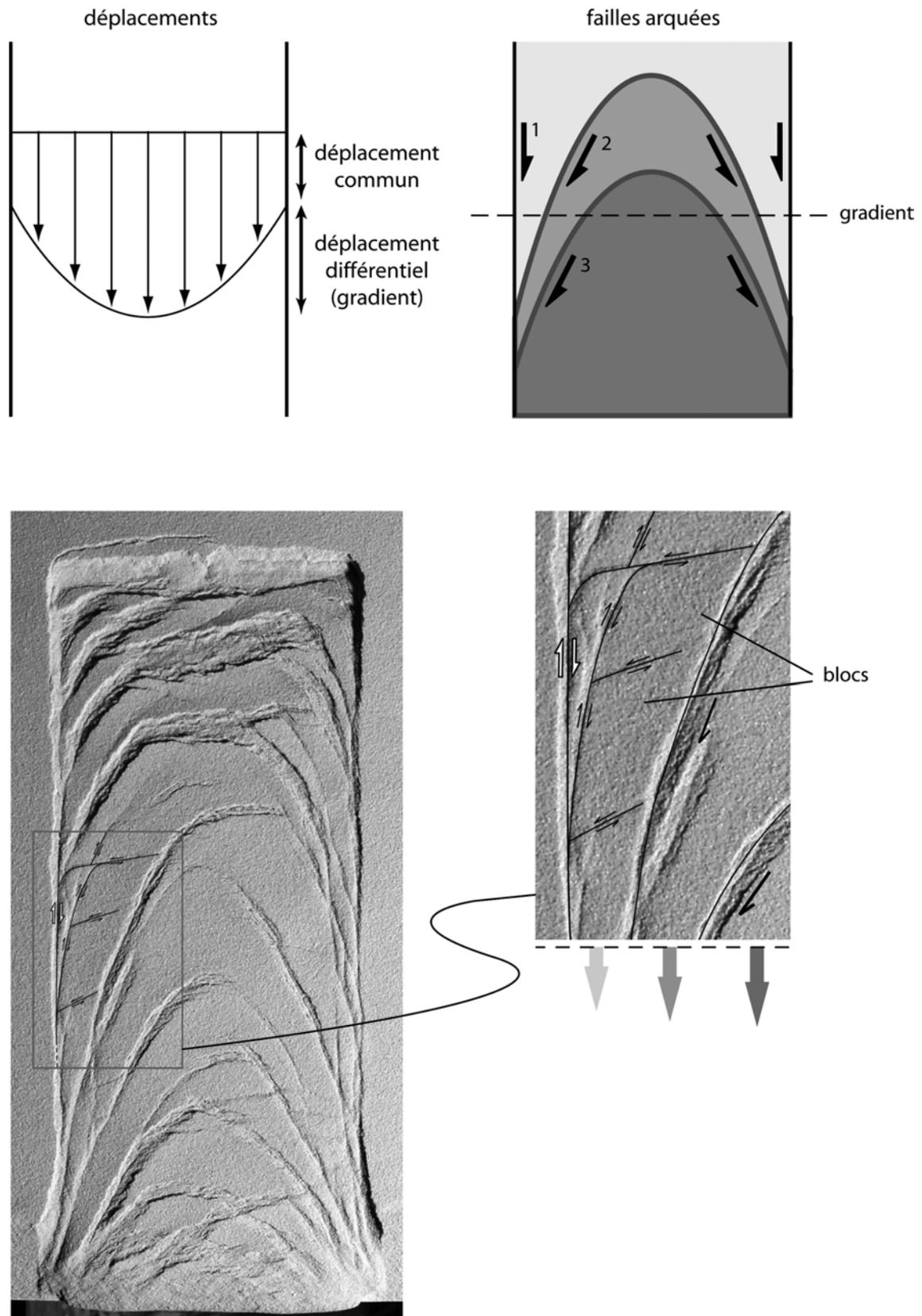


Figure III-18 : Structures associées au gradient de déplacement dans la zone de glissement. En haut : schémas des déplacements observés à la surface des modèles et les failles arquées associées. En bas : vue d'ensemble d'une expérience de glissement (sans analogue du système hydrothermal en amont) et vue détaillée de blocs indépendants associés aux structures arquées.

La modification de la topographie initiale le long du plan de glissement ne semble pas avoir une influence majeure sur les déformations. Sur la figure III-16, on a introduit une rupture de pente au niveau de la ligne en vert clair. Dans ce type de modèles on observe parfois, comme dans cette expérience, des effondrements locaux, en bordure du glissement. Le déplacement latéral y est mineur et lorsqu'ils se forment, ces effondrements prennent la forme de terrasses de taille réduite avec une faible composante en glissement.

III-I.B. Discussion et conclusions

Les points importants à retenir des expériences analogiques sont les suivants :

En amont de la zone de glissement :

- [1] Dans la zone amont un effondrement se produit à l'aplomb de l'analogie du système hydrothermal et la composante horizontale du déplacement est négligeable.
- [2] La morphologie de la pseudocaldera formée dépend des dimensions du corps ductile (forme et épaisseur).
- [3] La faille bordière de la pseudocaldera est verticale mais on observe parfois un système de failles plus complexe où des failles inverses de second ordre se connectent à la faille bordière majeure, à l'intérieur de la zone effondrée.
- [4] La transition entre la zone effondrée et la zone en glissement dépend de la position relative du plan de glissement et de l'analogie du système hydrothermal et en particulier de leur éloignement dans le plan horizontal.

Dans la zone de glissement :

- [5] La vitesse de déformation influence la cohérence du glissement (apparition de failles arquées avec une vitesse importante).
- [6] Les expériences mettent en évidence un gradient de déplacement longitudinal global, avec des déplacements plus importants vers la bordure libre, et des gradients de second ordre, compartimentés par des failles arquées lorsque celles-ci existent. Dans le cas contraire un gradient diffus est malgré tout visible.
- [7] Les modèles analogiques montrent également un gradient de déplacement transversal lié au fluage sous-jacent de la silicone dans le chenal formé.
- [8] Dans la partie fragile le gradient de déplacement lié à l'écoulement ductile sous-jacent est restitué à plusieurs échelles : (1) par l'emboîtement de failles arquées, (2) par le découpage en blocs indépendants (ayant leur mouvement propre), des zones situées entre les failles arquées et (3) par des mouvements discrets entre les grains du matériau fragile.

Les zones de faiblesse et les failles arquées produites dans les expériences analogiques sont caractéristiques des déformations de la zone de glissement. Elles rappellent la forme des rift zones NE et SE du Piton de la Fournaise, dont le développement a précédemment été attribué à l'instabilité des pentes du volcan (e.g. : Lénat et al., 2000). Cette correspondance est en accord avec l'idée que le flanc oriental du massif a une tendance à l'instabilité dans la direction de la côte. Cet élément est à rapprocher de l'interprétation des structures en fer à cheval ouvertes vers l'Est en terme de cicatrices liées à de grands évènements de déstabilisation orientés vers l'Est (Fig. III-19).

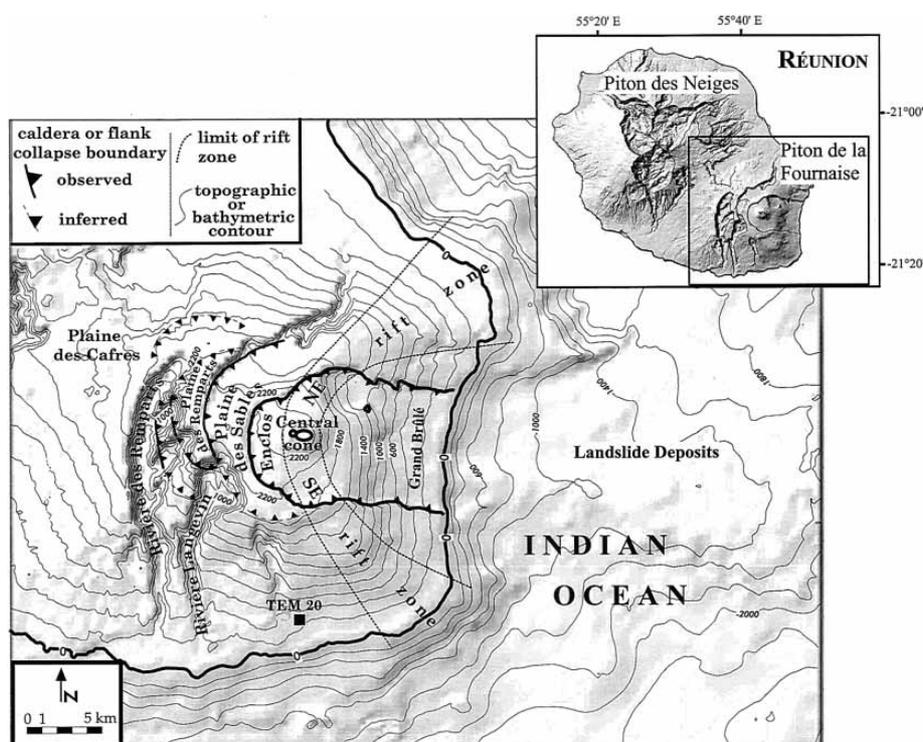


Figure III-19 : Localisation des Rift zones du Piton de la Fournaise (Lénat et al., 2000).

Nos expériences montrent que la composante latérale dans la zone de glissement peut être diminuée par rapport à la composante verticale en allongeant le plan de glissement et en conservant l'épaisseur de silicone utilisée. Le déplacement latéral reste cependant toujours significatif. De plus il faudrait pouvoir s'assurer qu'un glissement sur une telle distance s'applique au Piton de la Fournaise alors que les escarpements bordant le Grand Brûlé ne se poursuivent pas en mer.

D'autre part, la structure en U (Enclos/Grandes Pentes/Grand Brûlé) est par définition ouverte sur la mer. Si l'ensemble de cette structure est le résultat d'un effondrement strictement vertical, on devrait retrouver, en mer, la trace de la terminaison orientale de cet effondrement, ce qui n'est pas le cas d'après les données bathymétriques connues.

La principale conclusion est que dans les modèles analogiques réalisés, aucune modification des paramètres de nos expériences n'a permis de reproduire des effondrements verticaux sans déplacement latéral sur la totalité de la zone (correspondant à l'ensemble Grandes Pentes/Grand Brûlé). Une pseudocaldera où les déplacements sont presque uniquement verticaux se distingue en amont d'une zone glissée. Sur cette dernière, seuls des effondrements verticaux de terrasses à proximité des escarpements latéraux du glissement, ont été constatés au niveau de ruptures de pente initialement introduites dans certains modèles.

Prospection géophysique

III-II.A. Apports de la géophysique dans le Grand Brûlé

La Réunion a été l'objet de nombreuses études géophysiques notamment pour la recherche de ressources géothermiques. Le Piton de la Fournaise bénéficie donc d'une couverture relativement dense par des méthodes géophysiques variées (méthodes électriques, électromagnétiques, gravimétrique). Des forages viennent aussi guider les modèles liés à ces différentes études mais l'interprétation de certaines zones est encore débattue.

Cette étude tente de compléter et d'étendre encore cette couverture par les méthodes géophysiques, en s'intéressant aux parties basses, dans et autour du Grand Brûlé. L'objectif est de trouver des indices pour l'interprétation de la structure du Grand Brûlé et de compléter l'approche analogique présentée en première partie de ce chapitre. Les méthodes que nous avons utilisées sont la polarisation spontanée et la tomographie de résistivité électrique.

III-II.A.1. Méthodes de prospection

III-II.A.1.1. La polarisation spontanée (PS)

III-II.A.1.1.1. Matériel - principe

La polarisation spontanée (PS) est une méthode rapide et peu onéreuse, sensible à la circulation des fluides et, notamment, des eaux souterraines dans les aquifères ouverts. Ce sont des mesures non destructives et simples à mettre en œuvre. La PS est pratiquée à l'aide d'un matériel léger, composé de deux électrodes impolarisables, d'un câble électrique, d'un voltmètre à haute impédance interne et de la connectique appropriée.

Les premières électrodes utilisées pour les mesures PS en prospection minière étaient des plaques métalliques mise en contact direct avec le sol. De ce fait les courants mesurés étaient parasités par la polarisation des électrodes elles-mêmes. Pour s'en affranchir, on utilise à présent des électrodes impolarisables constituées d'une tige en métal en contact avec le sol par l'intermédiaire d'une solution. Toutes les données présentées dans ce manuscrit ont été acquises avec des électrodes Cu/CuSO₄ (Fig. III-20). Elles sont constituées d'un tube de PVC dont l'extrémité inférieure est une membrane poreuse (en bois). A l'intérieur du tube, une tige de cuivre trempe dans une solution saturée de sulfate de cuivre, qui percole librement à travers la pièce de bois. Une pression exercée lorsque le bouchon de caoutchouc est mis en place, et renouvelée au cours de la journée de mesure,

assure la percolation permanente du liquide et un bon contact avec le sol. L'impédance élevée du voltmètre permet de contrer les effets parasites liés à une éventuelle forte impédance de contact électrode/sol.

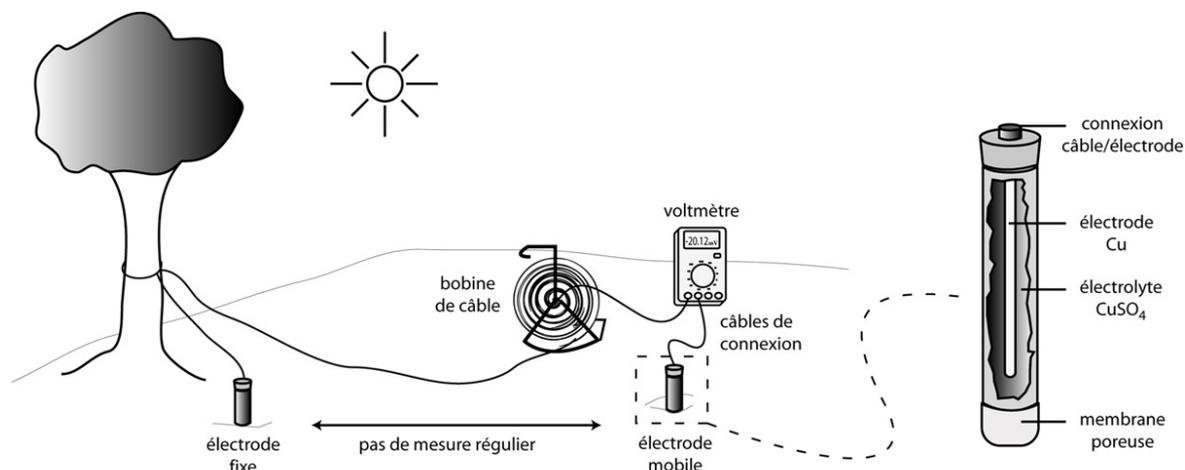


Figure III-20 : En haut, dispositif et configuration de terrain pour la mesure du potentiel spontané. A gauche, mesure sur le terrain. Les coordonnées GPS, la valeur de PS et la résistance sont notées à chaque point de mesure (Photo : A. Finizola).

En prospection, la mesure PS est effectuée le long de profils linéaires (appropriés pour une représentation en graphique) ou sinueux (pour une meilleure couverture du terrain lorsque l'on souhaite réaliser une cartographie). Le pas de mesure est régulier et choisi en fonction de l'échelle des objets que l'on souhaite mettre en évidence. L'une des électrodes est utilisée comme référence fixe tandis que l'on déplace la seconde de station en station pour mesurer la différence de potentiel à quelques centimètres sous la surface du sol, le long du profil. Dans notre cas, le pas de mesure est de 20 m, un bon compromis entre

densité de mesure et temps de prospection. Lorsqu'il était impossible de réaliser la mesure en creusant le sol (sur les coulées récentes), l'électrode a été placée en contact direct avec la roche en évitant les racines des végétaux. Sur ces dernières, nous avons en effet constaté des sauts de potentiel de plusieurs dizaines de millivolts par rapport à des mesures réalisées à quelques centimètres sur le basalte. L'influence de potentiels bioélectriques a déjà été signalée par Revil et al. (2004) lors d'une campagne de mesures menée sur le site de Mare Longue, sur le flanc sud du massif de la Fournaise.

Avant chaque mesure de potentiel on vérifie la qualité du contact par la mesure de la résistance entre les deux électrodes (à l'aide du multimètre, en injectant un courant électrique dans le sol). Une à deux fois dans la journée de mesure, les électrodes sont placées face à face pour vérifier que la différence de potentiel entre elles est négligeable et n'influence pas le potentiel mesuré le long du profil. Pour nos mesures, cette différence est toujours restée en dessous de 2 mV.

III-II.A.1.1.2. Origine du signal PS

La polarisation spontanée est un phénomène physique généré par l'altération des sulfures, les réactions physico-chimiques des roches en contact avec un fluide, l'activité bioélectrique du matériel organique, la corrosion et les gradients thermiques et de pression dans les fluides souterrains.

La méthode consiste à réaliser des mesures géoélectriques passives (c'est-à-dire sans injection de courant pour la mesure PS elle-même) de la distribution du potentiel électrique à la surface du sol. Des anomalies PS peuvent être détectées en fonction des mécanismes de polarisation naturelle du sol.

Les réactions d'oxydoréduction associées aux dépôts de minerais sont à l'origine de fortes anomalies PS (parfois de plusieurs centaines de millivolts ; e.g. Furness 1992, 1993). Historiquement, la PS a donc d'abord été utilisée dans le cadre de la prospection minière et pétrolière. On lui trouve plus tardivement des applications dans des domaines aussi divers que l'archéologie (e.g. Wynn and Sherwood, 1984) ou l'hydrogéologie (e.g. Bogoslovsky and Ogilvy, 1972 ; Schiavone and Quarto, 1984 ; Aubert et al. 1990, 1991, 1993 ; Aubert and Atangana, 1996) pour mettre en évidence les zones de circulation préférentielle des eaux souterraines. Ce n'est que récemment que l'on attribue l'existence d'anomalies PS de grande amplitude à des anomalies thermiques superficielles, à la présence de zones

géothermales et au volcanisme actif (e.g. Zohdy et al., 1973 ; Zablocki, 1976 ; Finizola et al., 2004).

En contexte géologique, une différence de potentiel peut être générée par des mécanismes d'ordre (1) électrochimique, (2) thermoélectrique ou (3) électrocinétique :

(1) Couplage électrochimique :

Il est généré selon le principe d'une pile, par les échanges ioniques naturels ayant lieu dans le sol.

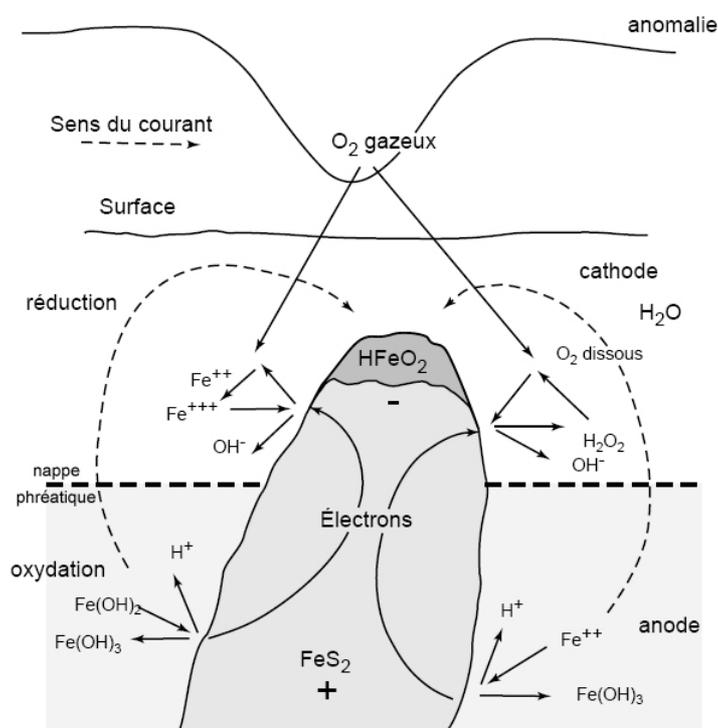


Figure III-21 : Illustration du couplage électrochimique avec l'exemple de la polarisation spontanée dans la pyrite (Sato and Mooney, 1960).

C'est typiquement le cas mis en évidence en prospection minière où des anomalies PS, le plus souvent négatives et parfois de plusieurs centaines de millivolts, ont été enregistrées à l'aplomb de zones riches en minerais sulfurés (Fig. III-21).

En contexte géothermique, le couplage électrochimique est considéré comme faible (de l'ordre de la dizaine de millivolts).

(2) Couplage thermoélectrique (effet de Ludwig-Soret) :

Le couplage thermoélectrique trouve son origine dans l'apparition d'une différence de potentiel électrique liée à l'existence d'un gradient de température dans la roche (Nourbehecht, 1963 ; Corwin and Hoover, 1979 ; Fig. III-22). La diffusion thermique différentielle des ions du fluide interstitiel et des charges de la roche génère cette différence de potentiel. On définit un coefficient de couplage thermoélectrique par le rapport :

$$C_T = \Delta V_t / \Delta T$$

où ΔV_t est la différence de potentiel mesurée et ΔT correspond à la différence de température.

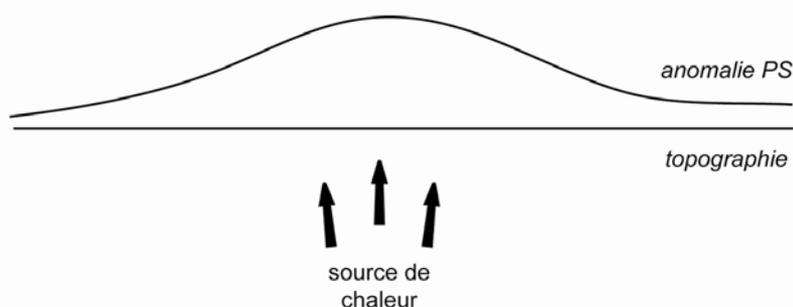


Figure III-22 : Le couplage thermoélectrique illustré par Nourbehecht (1963).

D'après les données de la littérature (Corwin and Hoover, 1979) C_T est mesuré expérimentalement entre 0,1 et 1,5 mV/°C. Pour les roches volcaniques il serait de l'ordre de 0,2 mV/°C même si les données de terrain manquent. Si l'effet thermoélectrique n'est pas dominant dans la plupart des zones de prospection, en domaine géothermal et/ou volcanique, le couplage thermoélectrique peut jouer un rôle significatif dans le signal.

(3) Couplage électrocinétique :

Le couplage électrocinétique est un phénomène d'origine mécanique (e.g. Overbeek, 1952 ; MacInnes, 1961). Il résulte de la percolation d'une solution dans un milieu poreux par l'interaction entre le fluide interstitiel mobile et les minéraux présents.

Dans la plupart des milieux naturels, l'excès de charge à l'interface eau/minéral est positif en présence de silicates ou d'aluminosilicates. Le drainage des charges positives de la couche diffuse par le flux interstitiel génère donc un courant électrique positif dans la

direction du flux. On appelle double (ou triple) couche électrique les interactions électrochimiques se produisant à l'interface entre le minéral et l'eau interstitielle. En présence d'eau, des réactions chimiques s'engagent avec les groupes hydroxyles présents à la surface des silicates et aluminosilicates (tels que les argiles et les zéolites ; Revil, 2002). Ces échanges favorisent l'adsorption de protons sur les sites libérés à la surface des minéraux (Fig. III-23).

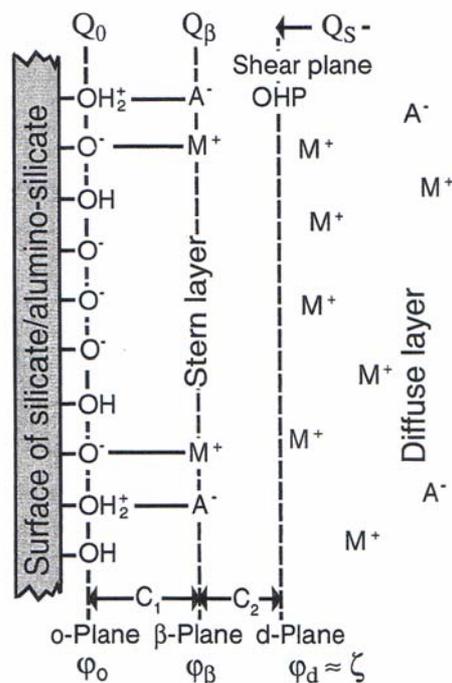


Figure III-23 : Schéma du modèle de double couche électrique. Les charges de la couche diffuse compensent celle de la surface et de la couche adsorbée au minéral. Dans la direction du flux le potentiel sera positif (d'après Revil, 2002).

En domaine volcanique, la surface des minéraux est chargée négativement et le potentiel zêta (ζ) à l'interface avec le liquide interstitiel (correspondant à la couche diffuse) est également négatif. Cette première couche fixe (couche de Stern) est équilibrée dans son voisinage immédiat, par la couche diffuse (ou couche diffuse de Gouy) une couche mobile, chargée positivement. Ce sont ces charges positives mobiles qui donneront un potentiel positif dans la direction du flux.

Revil (2002) évoque deux sources pour les anomalies rencontrés sur un édifice volcanique : (1) la convection des eaux souterraines en interaction avec la chaleur du système magmatique ; le flux ascendant de fluides hydrothermaux génère alors une anomalie PS positive. (2) la simple action de la gravité entraîne les eaux météoriques

jusqu'à la nappe ; le flux descendant correspondant produit quant à lui une anomalie négative sur les flancs du volcan et une anomalie positive à la base puisqu'on y retrouve un excès de charges positives dû au drainage des fluides vers les parties basses.

Le potentiel électrocinétique (streaming potential ; ΔV_c) généré par la circulation d'un fluide dans un tube est donné par :

$$\Delta V_c = \Delta P(\rho \varepsilon \zeta) / (4\pi\eta)$$

où ρ , ε , et η sont respectivement la résistivité électrique, la constante diélectrique et la viscosité du fluide et ΔP est la différence de pression induite par le flux.

Le couplage électrocinétique et le couplage thermoélectrique sont admis, parmi toutes les sources connues, comme les meilleurs candidats pour la génération d'une anomalie PS en milieu géothermal et sur un volcan (e.g. Corwin and Hoover, 1979 ; Finizola, 2002 ; Revil, 2002). En contexte hydrogéologique, comme dans les parties basses d'un édifice volcanique, en dehors des zones soumises à une quelconque activité hydrothermale (rifts zones, coulées de lave ou activité adventive), on considère que le potentiel spontané est produit par l'effet électrocinétique.

En milieu volcanique, hors de toute influence hydrothermale ou de magmatisme actif, la contribution essentielle à l'émission d'un signal PS est donc attribuée à la circulation de l'eau souterraine via le couplage électrocinétique (e.g. Jouniaux et al., 2000 ; Revil, 2002 ; Trique et al., 2002).

Zablocki (1978) et Jackson et Kauahikaua (1987) proposent qu'en milieu hydrogéologique le signal PS est essentiellement lié à la distance sur laquelle l'eau percole verticalement dans la zone vadose avant d'atteindre l'aquifère. Sur la base des travaux de Jackson et Kauahikaua (1987), Aubert et al. (1993) ont proposé d'utiliser la relation PS/altitude mise en évidence (voir aussi Fournier, 1989 ; Revil et al., 2004), pour une application dans la chaîne des Puys (Auvergne). A partir d'une cartographie PS, il a en effet été possible d'interpréter les variations d'épaisseur de la zone non saturée en 3D : la surface aquifère ainsi définie est appelée surface de potentiel spontané (surface SPS ; Fig. III-24).

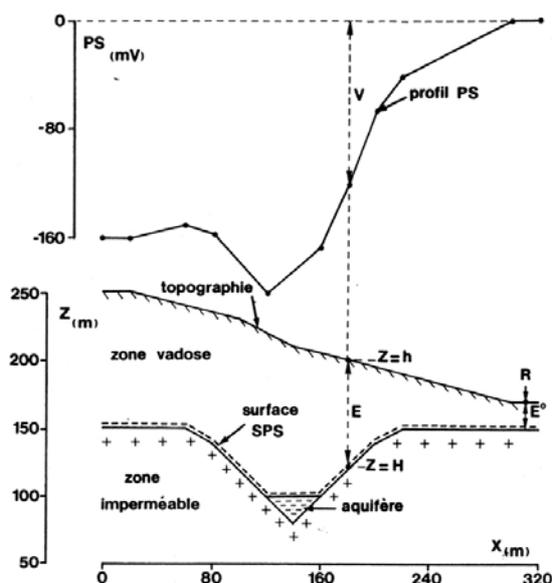


Figure III-24 : Définition de la surface SPS, interface entre la zone vadose lieu d'infiltration des eaux météoriques, et le milieu inférieur comprenant la zone imperméable et la zone saturée. H l'altitude de la surface SPS, V la différence de potentiel électrique, E_0 l'épaisseur de la zone vadose à la référence R (d'après Aubert et al., 1993).

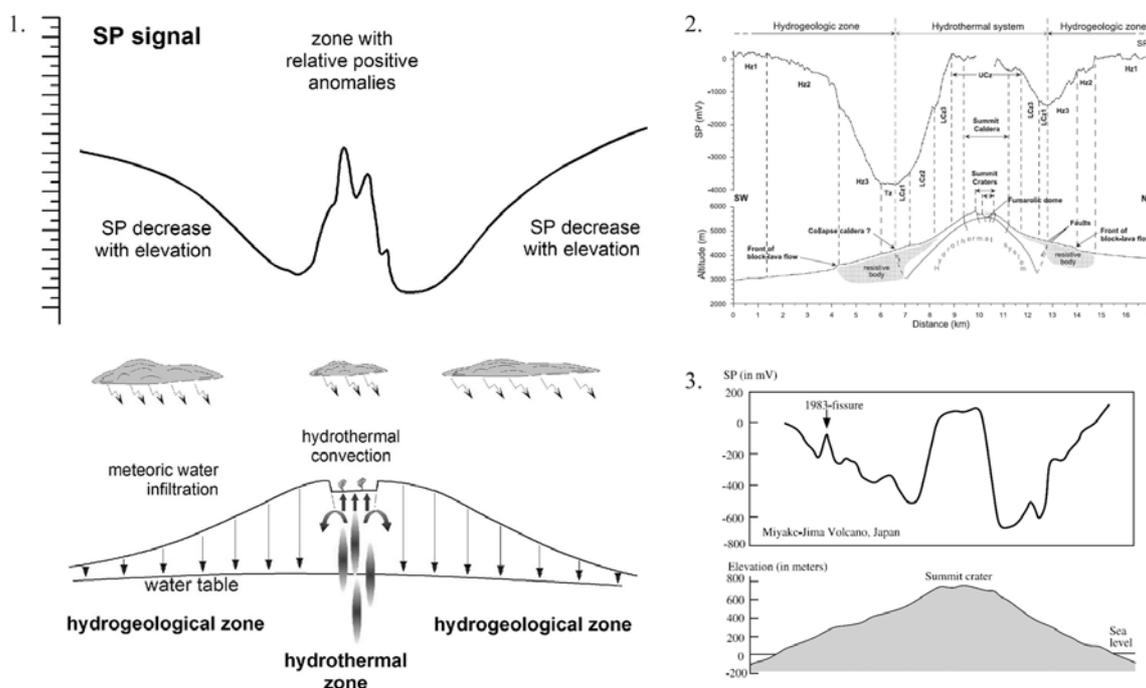


Figure III-25 : Signal en W caractéristique le long d'un profil de polarisation spontanée réalisé sur un volcan. Dans la zone hydrogéologique, les mesures mettent en évidence la relation inverse entre PS et altitude. En entrant dans la zone hydrothermale, on observe une anomalie positive typique, liée à la remontée de fluides hydrothermaux. **1.** d'après Lénat, 2007 ; **2.** d'après Finizola et al., 2004 ; **3.** d'après Revil et al., 2003).

La diminution de la PS avec l'altitude est caractéristique de la zone hydrogéologique. Plus on monte sur les pentes d'un volcan, plus l'épaisseur de la zone vadose augmente ce qui revient à s'éloigner de la nappe aquifère (dont l'altitude est globalement constante). En entrant dans la zone hydrothermale, une anomalie positive de plusieurs centaines de millivolts est détectée (Fig. III-25).

III-II.A.1.2. Tomographie de résistivité électrique – dispositif multi électrodes (ERT)

Les forts contrastes de résistivité rencontrés en milieu volcanique constituent, comme pour les méthodes électromagnétiques, un véritable avantage pour les mesures électriques.

En parallèle avec les mesures PS, plusieurs profils de tomographie de résistivité électrique ont été réalisés. Nous avons utilisé le système LUND, un câble multi-électrodes pour les études haute résolution de résistivité en 2D et 3D. L'unité ABEM Terrameter SAS-4000, le sélecteur d'électrodes ES464, les câbles et 64 électrodes d'acier inoxydable nous ont été prêtés par l'IRD Nouméa. Nous avons utilisé ce dispositif en mode résistivité pour tenter de repérer des zones assimilables à des niveaux de glissement, des limites structurales, des contrastes au sein du Grand Brûlé et par rapport aux zones externes.

Cette méthode électrique est basée sur la mesure de l'intensité du courant injecté (couple d'électrodes AB) et de la différence de potentiel établie (MN). Le rapport de ces deux paramètres donne la résistivité apparente des terrains sous-jacents (Fig. III-26). Le système multiélectrodes permet de mesurer différentes géométries AB/MN sur la ligne d'électrodes (e.g. : Griffiths and Barker, 1993 ; Loke and Baker, 1996).

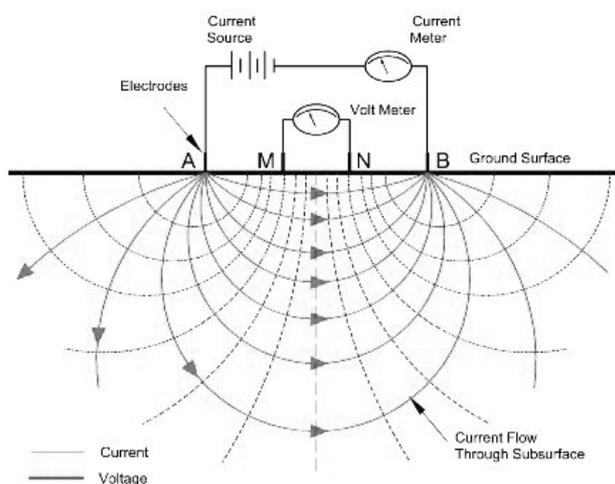


Figure III-26 : Représentation des lignes de courant en profondeur et des équipotentielles associées à l'injection de courant dans un dispositif simple, à quatre électrodes.

Par modélisation directe ou inverse, cette méthode permet d'obtenir un modèle de résistivité vraie, en 2D le long du profil. La profondeur d'investigation dépend de paramètres multiples tels que (1) la longueur du câble utilisé, (2) la quantité de courant injectée ou (3) la résistivité des terrains. La présence d'un niveau de très faible résistivité peut par exemple empêcher le courant injecté d'atteindre les couches inférieures. La résolution dépend de l'espacement entre les électrodes. Il faut savoir que de toute façon celle-ci décroît de manière exponentielle avec la profondeur.

III-II.A.1.2.1. Acquisition des données

Pour notre étude, les électrodes étaient espacées de 10 m et connectées aux 64 entrées du câble que l'on déploie selon un tracé rectiligne. Deux connecteurs inter câble joignent les câbles 1 et 2 d'une part et les câbles 3 et 4 d'autre part. Au centre, le résistivimètre (ABEM) et le boîtier de commutation (sélecteur d'électrodes), alimentés par des batteries de voiture, relient les deux moitiés de la ligne (Fig. III-27). Pour des profils longs on procède à un ou plusieurs roll-along d'une partie du dispositif (la moitié ou le quart) : les câbles situés en début de ligne sont transportés à l'autre extrémité et ainsi de suite jusqu'à la fin du tracé souhaité. Le contact des électrodes avec le sol était systématiquement amélioré avec de l'eau salée et éventuellement de la bentonite.

En pratique il peut être difficile d'étendre un câble de façon parfaitement rectiligne compte tenu des contraintes de terrain telles que la densité de végétation, les obstacles topographiques, et les installations urbaines. La majorité des profils ERT effectués dans le Grand Brûlé ont été installés en bordure de la RN2 sur des tracés globalement Nord-Sud. Deux autres profils de 630 m de long ont été réalisés à l'extérieur de la structure du Grand Brûlé (sur le sentier de la Cage au Lion, situé immédiatement au nord du Rempart de Bois Blanc et sur le sentier de grande randonnée GR R2 au sud du Rempart du Tremblet).

Pour chaque mesure un couple d'électrodes d'injection de courant et un couple d'électrodes de potentiel sont activés par le sélecteur d'électrodes, selon un schéma précis. Nous avons utilisé un protocole Wenner- α (Fig. III-28).

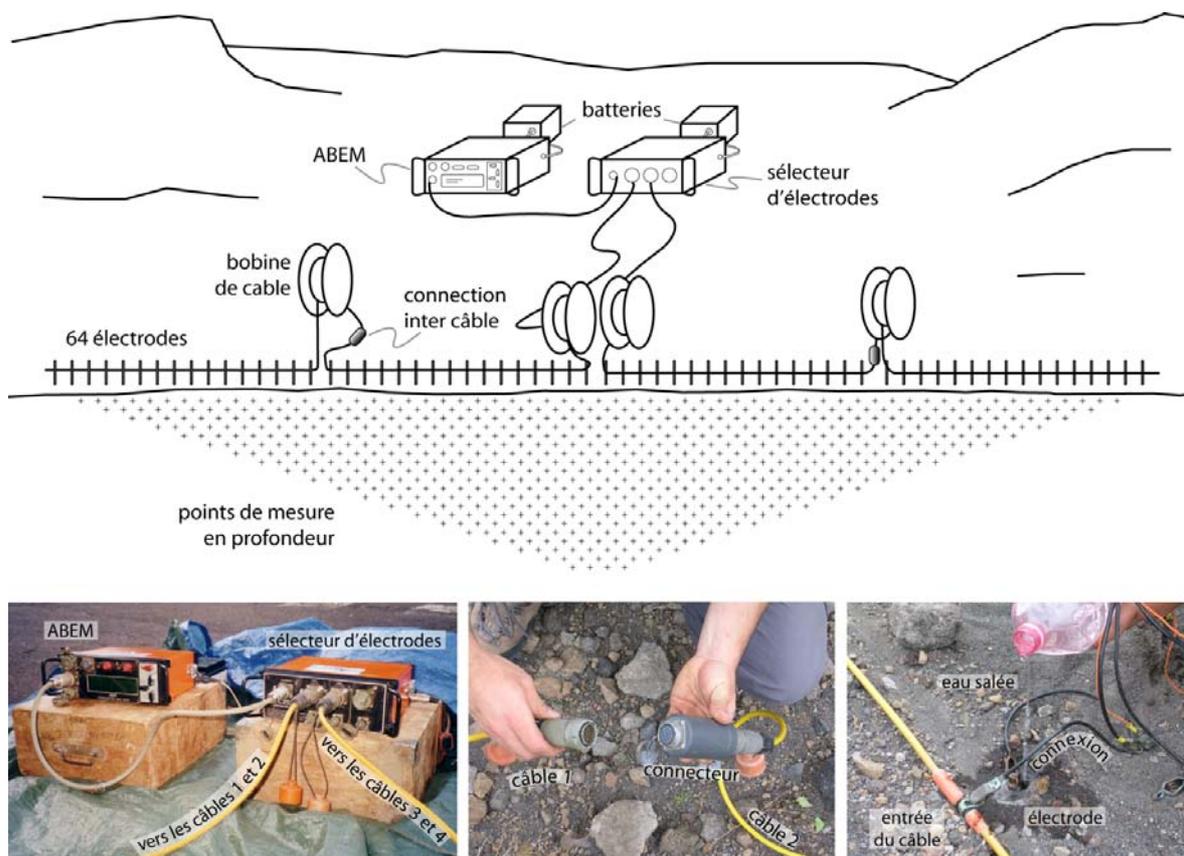


Figure III-27 : Configuration de terrain et matériel utilisés en tomographie de résistivité électrique. Représentation schématique du dispositif ; nous avons utilisé un écartement de 10 m entre les 64 électrodes connectées aux câbles et un protocole Wenner- α (Photos : 1 - S. Barde Cabusson ; 2 et 3 - N. Carzaniga).

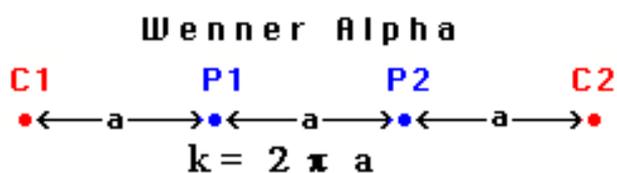


Figure III-28 : Position des électrodes d'injection du courant (C) et des électrodes de potentiel (P) avec un protocole Wenner- α . Le facteur géométrique k , propre à chaque configuration, entre dans le calcul de la résistivité apparente ; a est l'écartement entre les électrodes, ici identique entre chaque électrode activée.

L'acquisition se poursuit jusqu'à ce que toutes les combinaisons entre les 64 électrodes soient passées. Ce protocole permet d'imager une zone souterraine de forme triangulaire (Fig. III-27). Le Wenner- α est sensible aux changements verticaux de résistivité (stratification horizontale) et moins aux variations horizontales de faible amplitude.

Lors d'une mesure, l'ABEM enregistre la déviation standard de l'ensemble des mesures réalisées en un même point. Chaque combinaison d'électrodes est en effet mesurée plusieurs fois (nombre de sommations ou stacks) jusqu'à ce que la médiane ou la moyenne des valeurs définisse une déviation inférieure à une valeur limite choisie par l'utilisateur. Si la déviation reste supérieure à cette limite, la mesure est poursuivie jusqu'à effectuer un nombre maximum de stacks (également au choix de l'utilisateur). La médiane est la valeur "centrale" de l'ensemble des valeurs sommées. Nous l'avons choisie car elle est moins influencée que la moyenne par les valeurs parasites.

III-II.A.1.2.2. Inversion des données

L'ABEM mesure l'intensité du courant injecté et la différence de potentiel entre les électrodes du dispositif. Avec un facteur géométrique lié au protocole utilisé, le rapport de ces deux paramètres permet de calculer la résistivité apparente des terrains sous-jacents. Celle-ci est l'équivalent de la résistivité vraie si le sous-sol était homogène. Les données de résistivité apparente (formant une image 2D appelée pseudosection) devront donc être modélisées par méthode directe ou inverse. Pour cela nous avons utilisé le logiciel RES2DINV (Griffiths and Barker, 1993 ; Loke and Barker, 1996 ; Fig. III-29).

La résolution d'un problème inverse est une nécessité courante en Sciences lorsqu'on tente de remonter à un objet réel (en l'occurrence, la résistivité du sous-sol) à partir des données de terrain. RES2DINV est un programme informatique qui détermine un modèle de résistivité du sous-sol en deux dimensions à partir des données de résistivité électrique acquises (Griffith and Barker, 1993). Les résistivités apparentes mesurées avec le dispositif ABEM sont comparées à des résistivités apparentes calculées d'après un modèle théorique. Si l'erreur entre ces deux types de données est faible, le modèle calculé est jugé proche de la réalité. Dans le cas contraire le modèle est modifié et de nouvelles données théoriques sont calculées et comparées aux données de terrain.

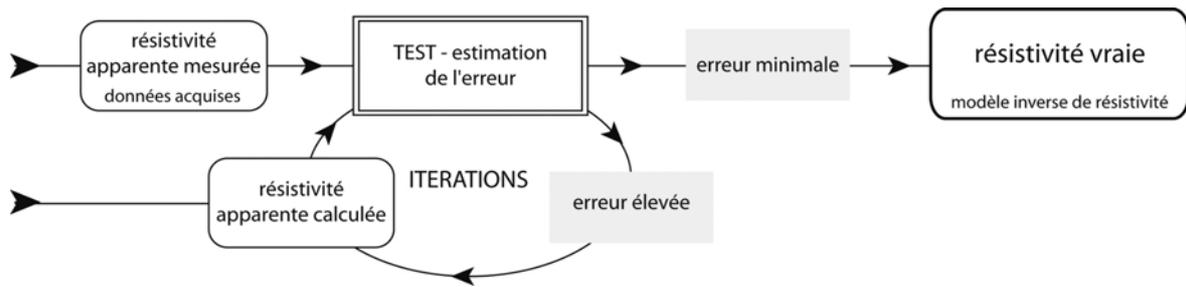


Figure III-29 : Représentation schématique du processus d'inversion des données de résistivité électrique sous RES2DINV.

Le logiciel optimise ainsi les données par un processus d'itérations au cours duquel la différence entre les résistivités apparentes calculée et mesurée est réduite autant que possible. Cette différence est donnée par la valeur de l'erreur RMS (root-mean-squared error \Leftrightarrow écart-type). Le processus est répété jusqu'à obtenir une erreur faible ou jusqu'à ce que l'erreur ne puisse plus être significativement réduite (généralement après 3 à 5 itérations).

Le modèle offre théoriquement la meilleure correspondance possible avec les données acquises sur le terrain. Cependant, la solution obtenue n'est pas unique en raison de phénomènes d'équivalences et de suppression classiques pour ce type de modélisation (ce qui peut se produire avec des couches de faible épaisseur). Elle constitue une des solutions possibles au problème. Dans le cas de mesures géoélectriques ce problème de non unicité de la solution peut être réduit par l'apport de méthodes complémentaires (données électromagnétiques par exemple) ou grâce aux informations recueillies dans des forages sur la zone d'étude. Ces données permettent d'apporter des contraintes sur la résistivité de certaines couches et d'ajuster ainsi l'ensemble de la section par rapport à une référence connue.

La méthode de tomographie de résistivité électrique est actuellement celle offrant la meilleure résolution pour une très bonne rentabilité en terme de rapport "quantité de données / temps d'acquisition".

III-II.A.1.3. Time Domain Electro-magnetism (TDEM)

Cette méthode utilise le phénomène de diffusion d'un champ électromagnétique transitoire pour déterminer la résistivité électrique des terrains en fonction de la

profondeur. Le champ électromagnétique transitoire est créé par la coupure brusque d'un courant circulant dans un câble émetteur disposé au sol. La réponse est mesurée par un câble récepteur (qui peut être le même que l'émetteur) durant la coupure (Fig. III-30).

La profondeur d'investigation croît avec le temps pendant lequel le champ secondaire est mesuré, après la coupure du champ primaire. On obtient un sondage vertical de résistivité (1D). La profondeur maximum atteinte dépend de la taille de la boucle utilisée, de la fréquence utilisée et de la résistivité des milieux rencontrés. Les méthodes électromagnétiques (TDEM ou AMT) sont utiles pour l'étude des systèmes aquifères (e.g. : Fitterman, 1987 ; Hoekstra and Bloom, 1986 ; Giroux et al., 1997 ; Descloitres et al., 1997 ; Meju et al., 1999).



Figure III-30 : Dispositif et configuration de terrain du TDEM. La bobine émettrice peut être la même que la bobine réceptrice, comme sur la photographie ci-dessus (tirets blancs ; Photo : L. Letourneur).

III-II.A.1.4. Audio magneto tellurique (AMT)

L'AMT est fondée sur la mesure des composantes électriques et magnétiques des champs électromagnétiques terrestres naturels. Par effet pelliculaire (ou effet de peau), les

courants induits par les orages s'enfoncent d'autant plus profondément que leurs fréquences sont basses.

Les champs électriques et magnétiques sont mesurés dans des directions perpendiculaires par des capteurs magnétiques et des électrodes. L'acquisition de données est assurée par un ordinateur relié au dispositif.

L'étude de ces champs électrique et magnétique à différentes fréquences permet d'obtenir les résistivités électriques des terrains sous-jacents à des profondeurs (variables selon la gamme de fréquences mesurée) et la résistivité des roches, sous la forme d'un sondage vertical (sondage 1D).

III-II.A.2. choix du site

La présence d'un système hydrothermal sous l'Enclos Fouqué a été mise en évidence à partir de données géoélectriques et géomagnétiques (Lénat et al., 2000). Un système hydrothermal actif est également à l'origine de signaux identifiables par la PS (e.g. Finizola et al., 2004) mais un système inerte ne produit pas les mêmes signaux. Nous partons de l'hypothèse que le Grand Brûlé est le résultat d'un glissement de flanc favorisé par la présence d'un niveau altéré lié à l'activité hydrothermale autour de l'ancien réservoir magmatique des Alizés (et donc situé à la base du Piton de la Fournaise). Nous avons donc choisi de chercher des traces, dans le Grand Brûlé, d'un tel évènement à travers les discontinuités structurales et/ou lithologiques latérales et verticales.

Dans et autour de la dépression du Grand Brûlé, nous avons recherché les limites structurales, qui produisent généralement des anomalies PS caractéristiques et les niveaux (hyaloclastiques, argileux, etc...) pouvant être interprétés comme des niveaux de glissement, à partir des modèles de résistivité électrique (ERT). Ce sont autant de zones que l'on peut assimiler à des niveaux préférentiels de drainage des fluides et qui sont identifiables grâce à la prospection électrique (PS, ERT) et électromagnétique (TDEM, AMT).

Nous avons donc choisi de concentrer notre étude sur les parties basses du Grand Brûlé, accessible avec la technique de tomographie électrique. La profondeur d'investigation ne permet pas d'atteindre les niveaux de glissement décrit par Courteaud et al. (1994) notamment à partir du forage du Grand Brûlé mais la haute résolution apporte des informations intéressantes en complément de leurs données électromagnétiques.

La réalisation de profils de résistivité électrique nécessite l'utilisation d'un matériel lourd : environ 130 kg uniquement pour les câbles et l'alimentation électrique du dispositif. L'irrégularité du terrain et la végétation des parties basses du Grand Brûlé rendent la progression difficile voire impossible hors des routes et des sentiers. Pour une question d'accessibilité, nous avons donc choisi de déployer les câbles de résistivité électrique en différents endroits le long de la RN2, qui longe la côte dans une direction globalement Nord-Sud, ainsi que sur des sentiers proches.

En PS, le choix des extrémités du profil de la RN2 est dû à la volonté de traverser une zone étendue autour de la structure du Grand Brûlé et tient compte des contraintes de terrains pour boucler le profil à la mer. Le fait de débiter et de finir le profil à la mer équivaut à fermer le profil car le potentiel à la mer est une référence fixe (fixée conventionnellement à 0 mV). Cela permet par la suite de corriger la dérive du potentiel sur le profil. Au Nord, l'endroit le plus proche pour atteindre la mer au-delà de la Ravine Ferdinand, (un ressaut topographique que nous souhaitons traverser avec la méthode de polarisation spontanée) est l'Anse des Cascades. Au sud, la référence du profil a été placée à la Pointe de la Table. Trois profils PS courts ont également été réalisés dans la direction Est-Ouest (perpendiculairement au profil de la RN2), dans le Grand Brûlé (Fig. III-31 et Cf. fig. III-38). Ils sont rattachés au grand profil Nord-Sud.

III-II.A.3. Résultats de l'étude géophysique du Grand Brûlé

III-II.A.3.1. Exploitation des données de Polarisation Spontanée

III-II.A.3.1.1. Les profils PS

En pratique, lorsque la totalité du câble a été déroulée à partir de la référence initiale, l'électrode mobile devient fixe à la dernière station et on poursuit les mesures en récupérant l'ancienne électrode fixe qui devient mobile. Cette procédure (leapfrogging) aide à éviter de cumuler l'erreur causée par la polarisation propre des électrodes. Lors du traitement, la PS brute est corrigée pour chaque changement de référence de telle façon que toutes les mesures sont ramenées au potentiel de la référence de départ.

Pour le profil Nord-Sud, le long de la RN2, le site d'étude étant situé en zone côtière, la référence initiale (à laquelle on attribue la valeur de 0 mV) a été établie en bord de mer, à la Pointe de la Table. Le profil doit être bouclé au même potentiel soit à la station de départ, soit sur un autre site mais également à la mer. Nous avons donc choisi de

terminer le profil sur la côte, à l'Anse des Cascades. Ceci équivaut à boucler le profil sur une référence déjà mesurée, même si on ne retourne pas physiquement sur la station de référence initiale. En bouclant à la mer, on devrait théoriquement revenir à 0 mV mais les changements de référence répétés et les facteurs externes (notamment les changements climatiques tels que des pluies abondantes) sont susceptibles de générer une dérive du potentiel. Pour le profil de la RN2, les mesures étant étalées sur plusieurs semaines, il est impératif d'en vérifier la qualité en contrôlant cette dérive. Une fois quantifiée, elle est répartie de façon homogène sur l'ensemble des 1015 stations PS du profil : c'est la correction de boucle. Les trois profils Est-Ouest réalisés dans le Grand Brûlé sont quant à eux des profils flottants, c'est-à-dire qu'ils ne forment pas de boucle. Sachant que chacun a été produit en une seule journée, on peut considérer que la dérive est négligeable.

Le bruit est habituellement faible en zone volcanique, sauf parfois dans les zones habitées et les zones où sont implantées des lignes électriques (problèmes de fuite à la terre). La corrosion d'éléments métalliques enfouis dans le sol (canalisations, déchets, etc...) peut également perturber les mesures en produisant ponctuellement des anomalies de parfois plusieurs centaines de millivolts (Corwin and Hoover, 1979).

Dans notre zone d'étude, de fortes perturbations ont été remarquées à la traversée du village de Bois Blanc, cependant, à part cette section, nous n'avons observé que des artefacts ponctuels et rares sur le reste du profil où l'activité humaine est dispersée ou inexistante. Dans le village, le choix des stations de mesure s'est avéré décisif, en particulier pour les stations de référence. Le fait de renouveler la mesure pour un même point, en se déportant de quelques mètres (en s'éloignant des lignes électriques, en évitant les terrains remblayés et les zones visiblement contaminées par des débris métalliques), a le plus souvent suffit pour obtenir une mesure stable et fiable.

Profil de la Route Nationale 2 (RN2)

Le résultat est un profil d'environ 20 km de long couvrant le Grand Brûlé et ses abords (Fig. III-31). Les données sont peu bruitées. Cela se vérifie par exemple avec la valeur de la dérive observée sur la totalité du profil : celle-ci est de -54 mV ce qui constitue une valeur négligeable à répartir sur l'ensemble des points du profil. De grandes tendances sont souvent identifiables, et l'on peut généralement les mettre en relation avec des limites structurales connues ou simplement avec les éléments topographiques (ruptures de pente, falaises, etc...).

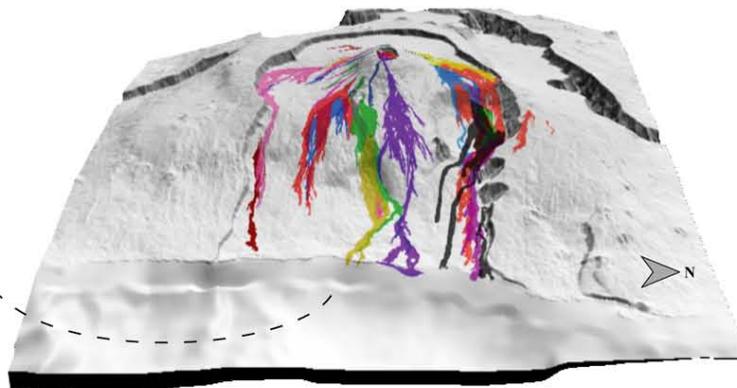
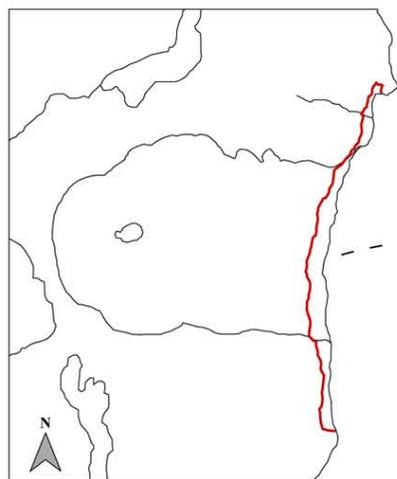
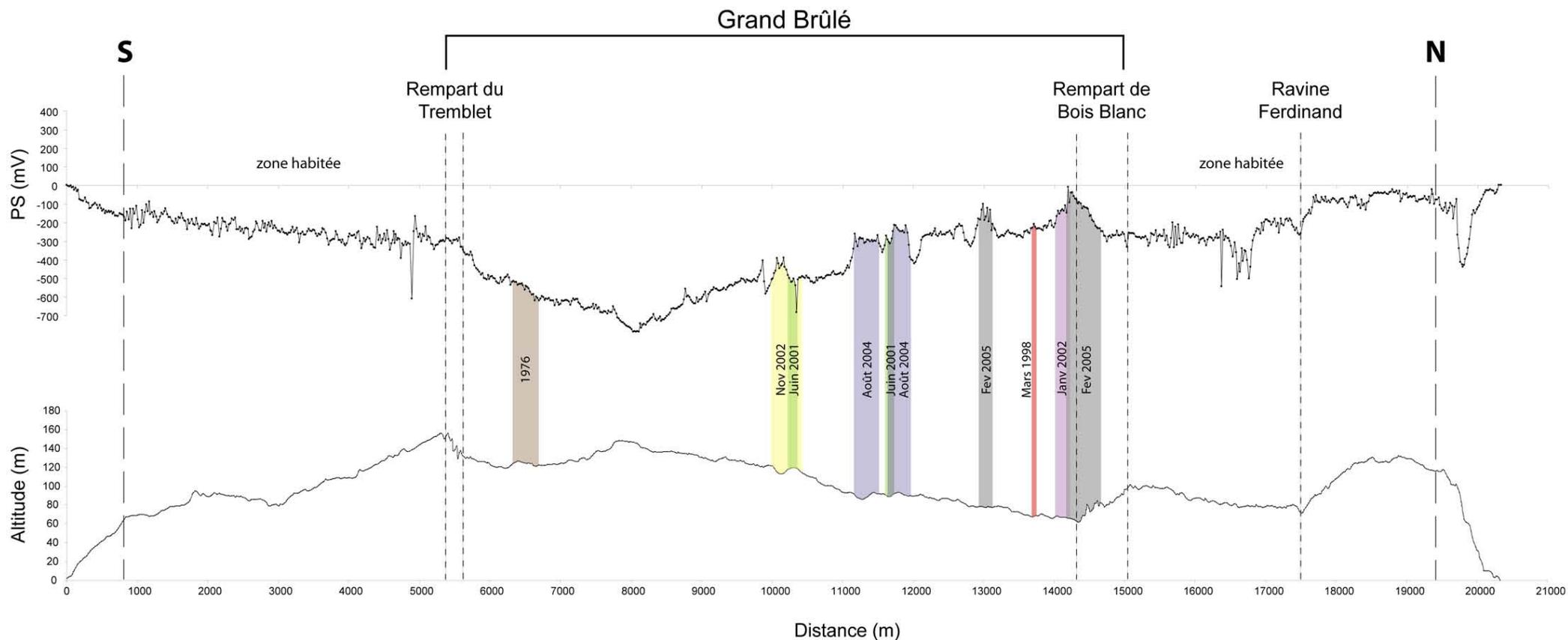


Figure III-31 : Profil PS de la route nationale 2 (en rouge sur le schéma de positionnement ci-contre), en regard de la topographie (exagération verticale). En haut, les lignes à tirets longs séparent le profil, globalement Nord-Sud, des sections reliant le profil à la mer. Les tirets courts marquent des limites structurales connues ou des ressauts topographiques corrélés à des variations du signal PS. La position des coulées récentes a été repérée en couleur à partir de la carte ci-contre (modifiée d'après la carte de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise), drapée sur le MNT du volcan.

Au sud du Rempart du Tremblet le signal varie très peu excepté dans la zone d'accès à la mer où le changement d'altitude est important. La relation inverse classiquement observée en milieu hydrogéologique est respectée et l'on passe à une valeur de PS autour de -150 mV pour près de 60 m de dénivelé, soit, pour cette section, un gradient PS/altitude de -2,5 mV/m commun pour une zone hydrogéologique en domaine volcanique (e.g. : Aubert and Atangana, 1996). Le signal ne montre pas d'anomalies ou de variations particulières jusqu'au rempart. Un bruit de fond parfois de l'ordre de quelques dizaines de millivolts perturbe le signal, probablement en raison de la présence des lignes électriques et des habitations le long de la route. L'allure de la courbe montre cependant un signal assez cohérent sur l'ensemble de cette section.

A l'entrée sud dans la dépression du Grand Brûlé, la PS chute de plus de 200 mV avant de reprendre une évolution inverse par rapport à l'altitude et ce jusqu'au Rempart de Bois Blanc. La courbe PS a une allure globale en V avec une diminution du potentiel dans le premier quart sud puis une augmentation régulière sur les trois quarts nord. Ces variations respectent la relation inverse entre topographie et PS.

Dans la moitié nord du Grand Brûlé on trouve les coulées les plus récentes ayant traversé la RN2. Des anomalies positives sont visibles à chaque passage au dessus d'une coulée, même lorsque l'éruption s'est produite jusqu'à près de cinq ans plus tôt. On revient rapidement à un signal "normal" en s'éloignant des limites de la coulée. En dehors de ces anomalies, une seule autre anomalie positive notable est mesurée : au nord du Grand Brûlé, à la distance 12 km, une anomalie de 150 mV est mesurée alors qu'on ne traverse pas de coulée et ce signal est maintenu sur plus de 500 m avant que la valeur ne redescende sur la ligne de base de la courbe PS.

Au nord du Rempart de Bois Blanc, la valeur PS se stabilise vers -300 mV sur environ 2 km. Des courants parasites liés à la traversée de zones habitées, perturbent le signal mais les variations restent bien visibles. Peu avant la Ravine Ferdinand puis à partir de la ravine elle-même la PS augmente brutalement de 100 puis de 150 mV. Une anomalie négative de 100 mV est visible exactement sur la ravine.

Entre la Ravine Ferdinand et le haut de l'Anse des Cascades, le signal reste à peu près stable à quelques dizaines de millivolts en dessous de 0.

A l'Anse des Cascades, une anomalie négative de plus de 300 mV, centrée sur le milieu de la pente descendant vers la côte, se dessine. Le signal remonte ensuite jusqu'à 0 mV en bouclant le profil à la mer, conformément à la relation PS/altitude en zone hydrogéologique.

Le profil de la RN2, joint aux indices topographiques, met donc en évidence différents domaines :

- (1) une zone externe Sud non perturbée limitée par le Rempart du Tremblet.
- (2) Le Grand Brûlé bien délimité au sud par une chute brutale de potentiel au niveau du Rempart du Tremblet. La limite est plus difficile à identifier au Nord où la coulée de 2005 masque toute anomalie pouvant éventuellement permettre de trouver une similitude entre le Rempart de Bois Blanc et le Rempart du Tremblet. La pente de la courbe est cependant différente de part et d'autre du rempart. Dans le Grand Brûlé, la PS augmente du Sud au Nord tandis qu'elle est constante sur environ 1,5 km au-delà du Rempart de Bois Banc.
- (3) Une zone externe nord située entre le Rempart de Bois Blanc et la Ravine Ferdinand. Il s'agit d'une zone non perturbée bordée au Nord par cette ravine, surplombée par une falaise. Le saut de potentiel positif et la très forte anomalie négative observés, laisse supposer que cette bordure est une limite majeure. Elle a par ailleurs déjà été identifiée comme le prolongement aérien d'une cicatrice résultant d'un phénomène de déstabilisation du Piton de la Fournaise (Labazuy, 1991) et on parle d'un lien génétique avec le Rempart de la Plaine des Sables (Merle and Lénat, 2003 ; Oehler, 2005).
- (4) Au-delà de la ravine, on repasse dans une zone non perturbée, jusqu'à l'Anse des Cascades. Comme son nom l'indique, l'Anse des Cascades est un lieu de résurgence. Les eaux infiltrées se jettent en cascades depuis les niveaux scoriacés de la falaise côtière. Le flux hydrique important explique l'anomalie négative observée.

III-II.A.3.1.2. Reproductibilité des mesures et signal PS associé aux coulées de lave

Dans la partie nord du Grand Brûlé, les anomalies positives, de plusieurs centaines de millivolts coïncident avec les coulées émises entre 2001 et 2005 (Fig. III-31). Elles sont liées à la chaleur des coulées et donc associées au phénomène de couplage thermoélectrique décrit précédemment. Il est probable que le couplage électrocinétique participe également au signal avec la convection de l'eau de pluie infiltrée puis vaporisée dans les coulées (Fig. III-32 ; Photo III-1).

La figure III-33 représente la superposition d'une section du profil de la RN2 réalisé au cours de cette thèse avec la même section pour des données acquises en 2004 (Levieux, 2004). Les données de 2004 ont été recalées sur celles de notre étude au niveau de

l'extrémité Sud. L'écart constaté à l'extrémité Nord (99 mV) a été réparti sur toute la courbe pour pouvoir comparer les deux profils.

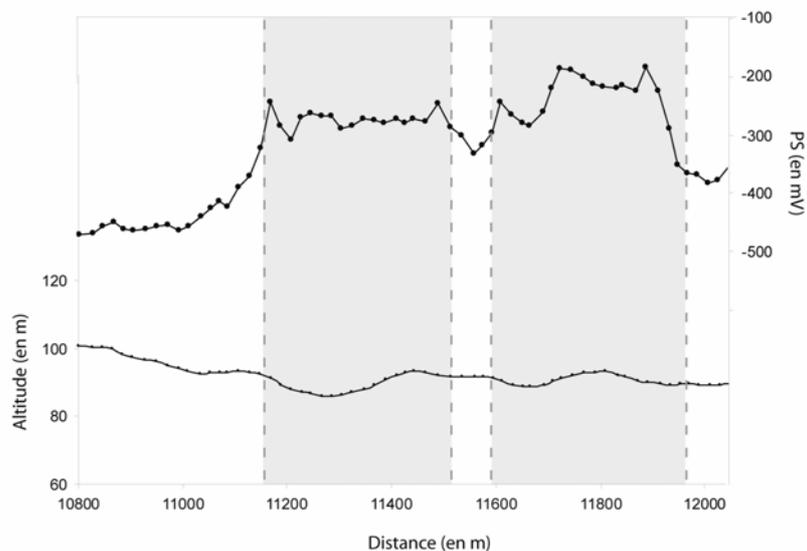


Figure III-32 : Section du profil de la RN2 réalisé lors de notre étude ; en bas, la topographie et, en haut, le signal PS. Des anomalies positives de grande amplitude sont engendrées par les deux bras de la coulée de lave de 2004 (zones grisées). L'altitude est extraite du MNT et les limites des coulées sont tirées de la carte de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise.

Le tracé des deux profils est à peu de choses près le même, excepté une divergence au niveau d'une coulée d'âge postérieure à février 2004 (date d'acquisition des mesures présentées par Levieux, 2004) : la route ayant été reconstruite avec un tracé légèrement différent on note une déviation de 50 m au maximum au niveau de la coulée d'août 2004.

La section du profil représentée commence 200 m au sud du Rempart du Tremblet (hors du Grand Brûlé) et s'arrête 100 m au sud du Rempart Nord. Elle montre la même allure en "V" pour les mesures réalisées en 2004 (Levieux, 2004), en 2006 (cette étude) mais également pour le profil de Boubekraoui and Aubert (1999) en figure III-34. La différence entre les deux profils est surtout visible au niveau des coulées récentes : on constate une diminution du signal entre 2004 et 2006 pour les coulées émises avant 2004 (coulées de 1998, 2001 et 2002) puisque celles-ci ont eu le temps de dissiper une partie de leur chaleur dans l'intervalle de temps. Les coulées émises entre les deux campagnes de mesure (coulées de 2004 et 2005) sont quant à elles repérées par une augmentation de plusieurs centaines de millivolts entre les deux courbes.

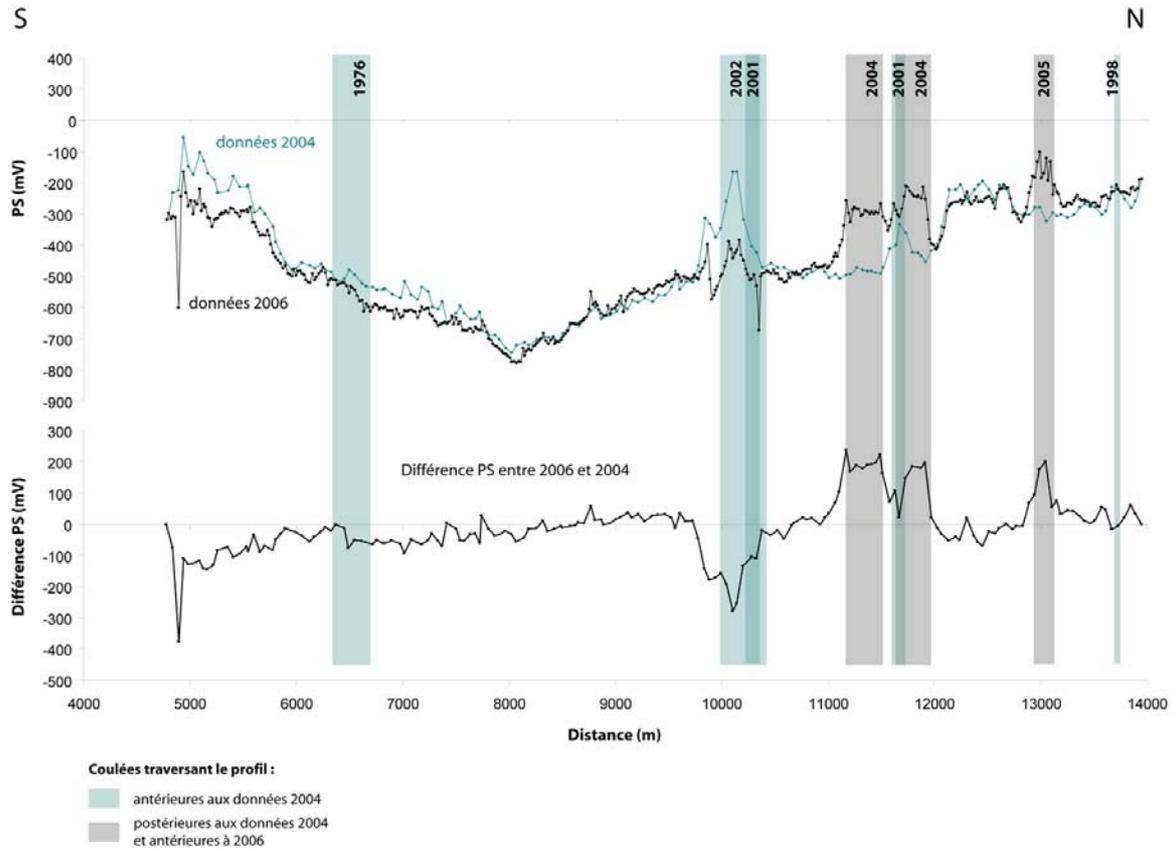


Figure III-33 : Section du profil PS de la RN2 où des données PS avaient déjà été acquises en 2004 (Levieux, 2004) et entre 1990 et 1997 (Boubekraoui and Aubert, 1999). Le graphique inférieur représente la différence entre les données de 2004 et celles de 2006.

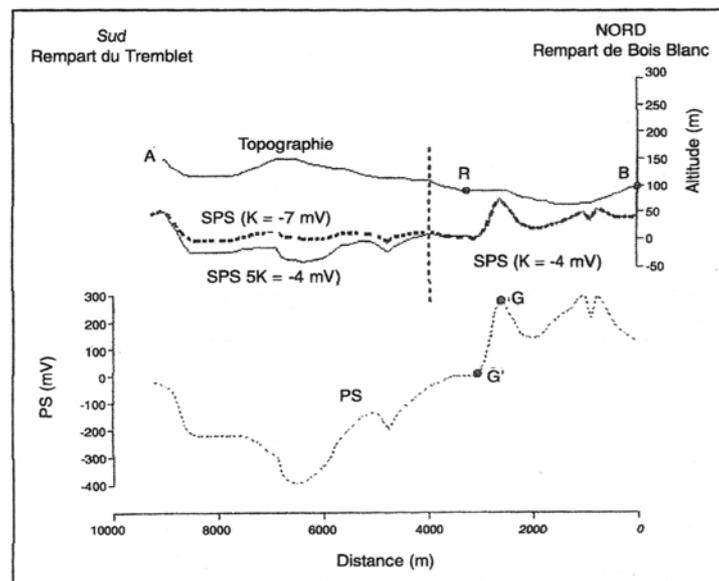


Figure III-34 : Sur le graphique inférieur, profil PS réalisé entre 1990 et 1997 par Boubekraoui et Aubert (1999), le long de la route nationale du rempart nord (Bois Blanc) au rempart sud (Tremblet). On remarque que la courbe est globalement similaire aux données récentes.

Ces données confirment que les couplages thermoélectrique principalement (convection superficielle à l'intérieur des coulées) et électrocinétique, liés à la chaleur des coulées et à la pluviométrie de cette zone, sont à l'origine des anomalies observées sur le profil PS.

Au niveau de la coulée de 1998, sur nos données le signal ne sort pas du bruit car le profil ne traverse que le front de la coulée, sur une distance réduite et surtout parce que la coulée est à présent quasiment froide (au moins à ce niveau). Une anomalie positive est visible sur les données de 2004. La coulée a donc mis entre six et huit ans pour refroidir complètement à ce niveau. Sachant qu'à l'endroit où le profil PS intersecte la coulée, celle-ci a été excavée pour reconstruire la route nationale, on peut supposer que l'épaisseur résiduelle est faible. On remarque que le signal n'est plus perturbé au niveau de la coulée de 1976, dans le sud du Grand Brûlé.

En dehors des coulées, la seule source attendue pour le signal PS est l'infiltration des eaux météoriques et le comportement de ces eaux (importance du flux et géométrie de la nappe aquifère). Le signal est donc essentiellement contrôlé par le couplage électrocinétique.



Photo III-1 : Mesures de PS réalisées en avril 2005 sur la coulée de lave émise quelques semaines plus tôt. Les eaux de pluie infiltrées s'évaporent au dessus de la coulée encore chaude et une anomalie positive de grande amplitude est relevée (Photo : S. Barde Cabusson).

Bien que n'ayant qu'une dizaine d'années de recul, la bonne reproductibilité des données sur une grande partie des mesures pourrait marquer l'absence de variations dans le niveau et l'organisation spatiale de l'aquifère dans ce secteur. On peut donc soupçonner l'existence de structures pérennes ou de niveaux géologiques ayant une forte influence sur les circulations hydriques du Grand Brûlé.

III-II.A.3.1.3. Gradient PS/altitude

Profil de la Route Nationale 2 (RN2)

L'altitude extraite du MNT du Piton de la Fournaise et les données PS permettent de tracer le graphique PS/altitude. Ce graphique permet d'extraire la valeur du gradient PS/altitude. Dans la zone hydrogéologique des volcans, ce gradient est typiquement compris entre 0 et -3 mV/m. Il peut être perturbé par la présence d'aquifères perchés, la variation latérale des propriétés physique du milieu (par exemple la résistivité) ou par des anomalies positives associées à des remontées de fluides hydrothermaux. Le gradient PS/altitude est plus sensible aux variations du signal que la PS brute (Lénat, 2007).

Le cas exposé par Lénat, 2007 est un profil réalisé à la Réunion s'étendant sur une distance d'environ 47 km avec un dénivelé de près de 2500 m. Le profil montre une corrélation inverse entre PS et altitude et le gradient PS/altitude souligne la présence des anomalies du profil. Une représentation cartographique tenant compte de l'ensemble des données PS disponibles au jour de l'étude est également présentée. Pour cet ensemble de données les résultats permettent d'extraire les anomalies masquées par l'effet de la topographie (relation inverse entre PS et altitude).

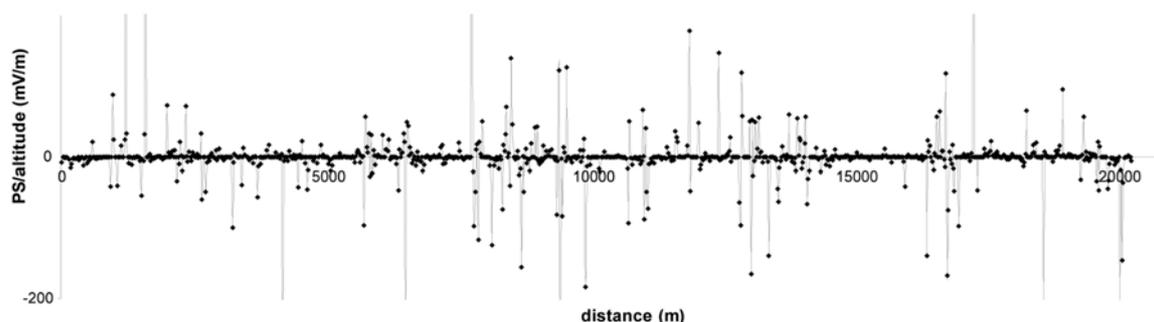


Figure III-35 : Graphique PS/altitude le long du profil, calculé point par point à partir des données. Aucun signal ne semble sortir du bruit, même après lissage de la PS et de l'altitude.

Dans notre cas un profil d'un peu plus de 20 km a été réalisé, avec un dénivelé total d'environ 150 m. Cette faible variation de l'altitude est un obstacle pour calculer le gradient PS/altitude point par point, directement à partir des données PS (Fig. III-35). Le résultat, même lissé, ne permet pas de faire ressortir les anomalies le long du profil. Le gradient a donc été calculé par une autre méthode : à partir du graphique montrant de la PS en fonction de l'altitude (Fig. III-36b) on détermine le gradient sur des fenêtres de longueur variable (entre 60 m et près de 3 km de distance dans une zone où le signal est particulièrement constant). Le profil doit être découpé en sections cohérentes regroupant des ensembles de points montrant des gradients linéaires indépendants. L'équation de la droite de régression de chaque section est calculée pour déterminer la valeur des coefficients directeurs. Chacun correspond au gradient PS/altitude pour le segment considéré. On peut ainsi représenter le gradient en fonction de la distance, le long du profil (Fig. III-36c). La résolution est plus faible qu'en le calculant pour chaque point mais on filtre ainsi le bruit qui rend le graphique illisible avec un calcul point par point.

La zone située au sud du Rempart du Tremblet montre un gradient normal sur quasiment toute la distance (gradient dans l'intervalle 0 à -3 mV/m, proche des valeurs décrites par Aubert and Atangana, 1996, en grisé sur la figure). Une anomalie négative suivie d'une anomalie positive marque le début du profil mais il s'agit d'une zone relativement bruitée interdisant d'interpréter cette perturbation comme une anomalie significative.

Dans le Grand Brûlé, le gradient est fortement perturbé. Dans la partie sud des anomalies positives inexplicables perturbent le signal. On distingue tout de même qu'avec des valeurs jusqu'à -10 mV/m le gradient est généralement en dehors de l'enveloppe grisée représentant un gradient "normal". La présence des coulées récentes est visiblement en cause dans la zone septentrionale. L'effet de la chaleur des coulées masque toute autre information dans ce secteur.

Entre Le Rempart de Bois Blanc et la Ravine Ferdinand, le gradient est typique d'une zone hydrogéologique (proche de 0 mV/m, et donc dans l'enveloppe grisée). Par contre une anomalie très nette est visible sur la ravine.

Au-delà de la Ravine Ferdinand, on note des anomalies positives de faible ampleur sur le kilomètre et demi parcouru avant de quitter la route pour boucler le profil à la mer. Une anomalie forte du gradient souligne celle déjà identifiée à partir du signal PS au niveau de la falaise de l'Anse des Cascades.

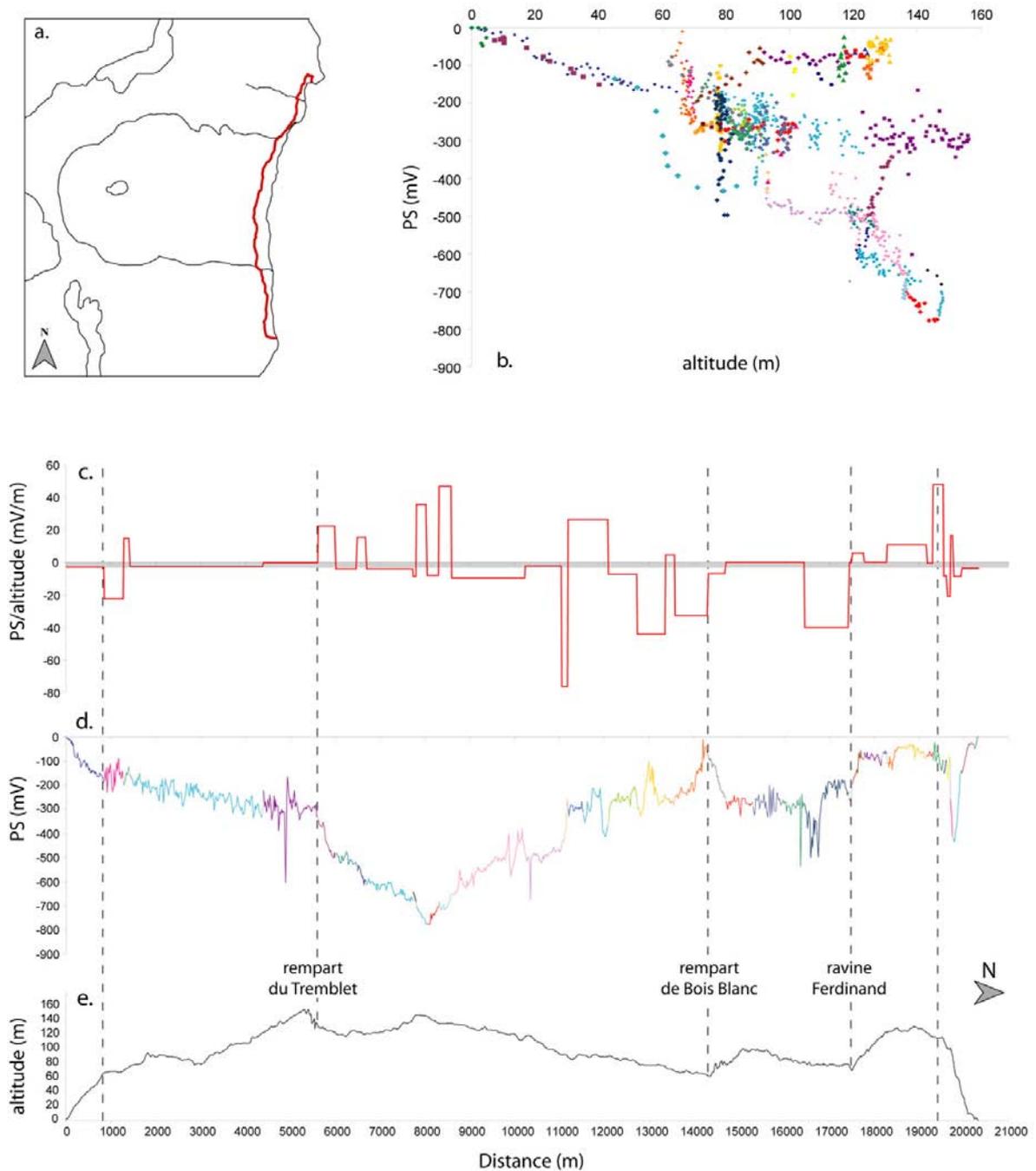


Figure III-36 : Gradient PS/altitude du profil de la route nationale 2. **a** : carte schématique du Piton de la Fournaise. La ligne rouge marque la position du profil de la RN2 ; **b** : graphique PS/altitude permettant de tracer les droites de régression utilisées pour déterminer le gradient PS/altitude sur chaque section du profil représentés en **c** ; **d** : signal PS scindé en sections équivalentes aux quarante et une courbes de régressions isolées grâce au graphique **b** (les couleurs sont similaires en **b** et en **d**) ; **e** : profil topographique extrait du MNT ; Les traits pointillés repèrent les limites structurales reconnaissables dans la topographie ; les extrémités du profil sont les sections permettant de relier le profil à la mer, hors de la ligne Nord-Sud.

Entre les remparts du Grand Brûlé, le graphique de la PS/altitude permet de mettre en évidence une grande tendance, particulière à cette zone (Fig. III-37). On distingue également des tendances à une échelle inférieure, sur de plus courtes portions du profil. Le gradient PS/altitude global (même en excluant les points mesurés sur les coulées récentes) est de -7 mV/m , une valeur plus élevée qu'à l'extérieur de cette structure où les valeurs sont le plus souvent typiques de la zone hydrogéologique pour la Réunion. Ce contraste pourrait être dû à une différence de la perméabilité des terrains engendrant une infiltration plus importante dans le Grand Brûlé. D'autre part, le Grand Brûlé est une zone de drainage préférentiel des eaux infiltrées en altitude (Folio, 2001), ce qui pourrait également produire un signal PS plus fort. Ce type de représentation des données est la seule ayant permis de séparer en deux domaines vraiment distincts le Grand Brûlé et la zone située au Nord du Rempart de Bois Blanc.

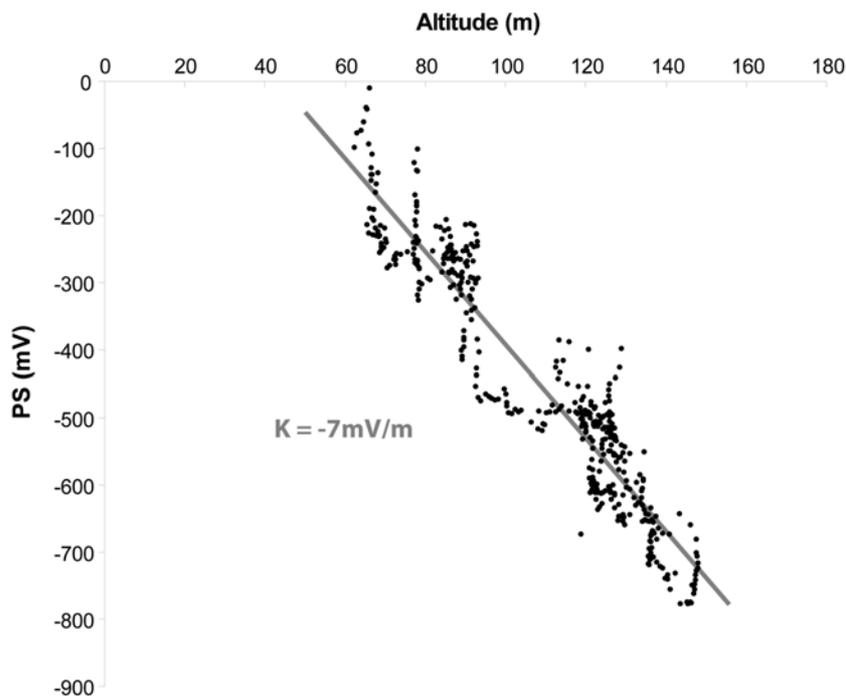


Figure III-37 :
Graphique de la PS
en fonction de
l'altitude dans le
Grand Brûlé

Profils Est-Ouest du Grand Brûlé

Trois profils Est-Ouest ont été réalisés en bordure de coulées, dans le Grand Brûlé. Ils se prêtent a priori plus à un calcul de gradient PS/altitude que le profil de la RN2 étant donné le dénivelé plus important pour une distance plus faible. Cependant, la forte dépendance de la PS à l'altitude sur ces profils et l'absence d'anomalies marquées ne favorisent pas l'utilisation de cette méthode.

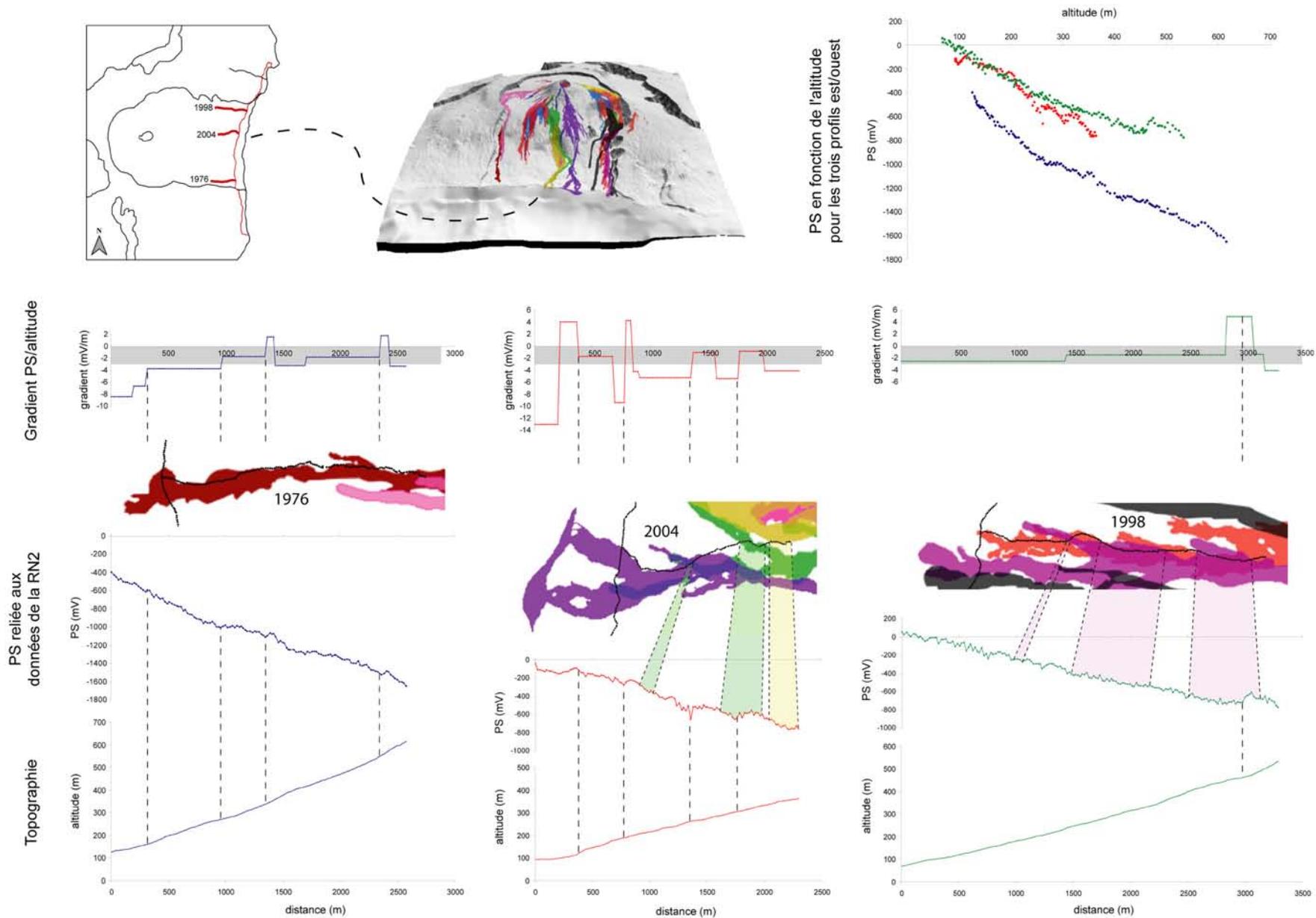


Figure III-38 : PS en fonction de l'altitude, gradients PS/altitude, PS et topographie pour les profils Est-Ouest réalisés le long de trois coulées coupant la RN2 (coulées de 1976, 2004 et 1998 repérées en haut à gauche, perpendiculaires au profil de la RN2). Les zones translucides colorées repèrent l'intersection des profils avec les coulées récentes éventuellement traversées. Les pointillés marquent les variations relevées à partir du gradient PS/altitude.

Nous avons par conséquent utilisé le même protocole que pour le profil de la RN2 en calculant les coefficients directeurs des courbes de tendance identifiées sur les graphiques PS en fonction de l'altitude (Fig. III-38).

On remarque la nette dépendance de la PS à l'altitude sur les trois profils. Le signal PS (graphique de la PS en fonction de la distance) ne montre pas d'anomalies particulières bien que le profil réalisé en bordure de la coulée de 2004 (qui traverse également les coulées de 2001 et 2002, en vert et jaune sur la figure) semble moins régulier. La coulée étant plus récente il est probable que le signal soit influencé par sa température. Les quelques variations du signal visibles sur les autres profils ne sont corrélées à aucune limite de coulée récente, ce qui oriente l'interprétation sur le couplage électrocinétique. Le gradient PS/altitude le confirme en montrant des valeurs le plus souvent comprises dans l'enveloppe grisée (0 à -3 mV/m) pour les profils des coulées de 1976 et 1998. Proche de la route (à l'Est) les gradients des profils des coulées de 1976 et 2004 marquent des anomalies avec des valeurs respectives de -8 et -13 mV/m. Ces valeurs rappellent celle trouvée pour la dépression du Grand Brûlé le long du profil de la RN2.

Sans tenir compte du profil de la coulée de 2004, réalisé en bordure d'une coulée encore trop récente, les profils montrent donc globalement un signal typique de la zone hydrogéologique, sans perturbation majeure.

III-II.A.3.1.4. Surface SPS

Nous avons vu que Jackson and Kauahikaua (1987) ont mis en évidence une corrélation linéaire entre l'amplitude des anomalies PS et l'épaisseur de la zone non saturée au dessus d'un aquifère. Se basant sur leurs travaux, Aubert et al. (1993) décrivent une méthode d'interprétation des mesures de polarisation spontanée pour définir une surface équipotentielle appelée surface SPS. Cette dernière souligne les limites des zones d'écoulement préférentiel dans le milieu. Pour un aquifère libre cette surface correspond au toit de la nappe. Le calcul permettant de représenter la surface SPS s'exprime par :

$$H(x,y) = h(x,y) - V(x,y)/K - E_0$$

où H est l'altitude de la surface géophysique SPS (m), h l'altitude à laquelle sont faites les mesures (m), V la différence de potentiel par rapport au point de référence (mV), K le coefficient de couplage électrocinétique (mV/m), et E_0 l'épaisseur de la zone non saturée à l'aplomb du point de référence (point où $V = 0$ mV, par convention).

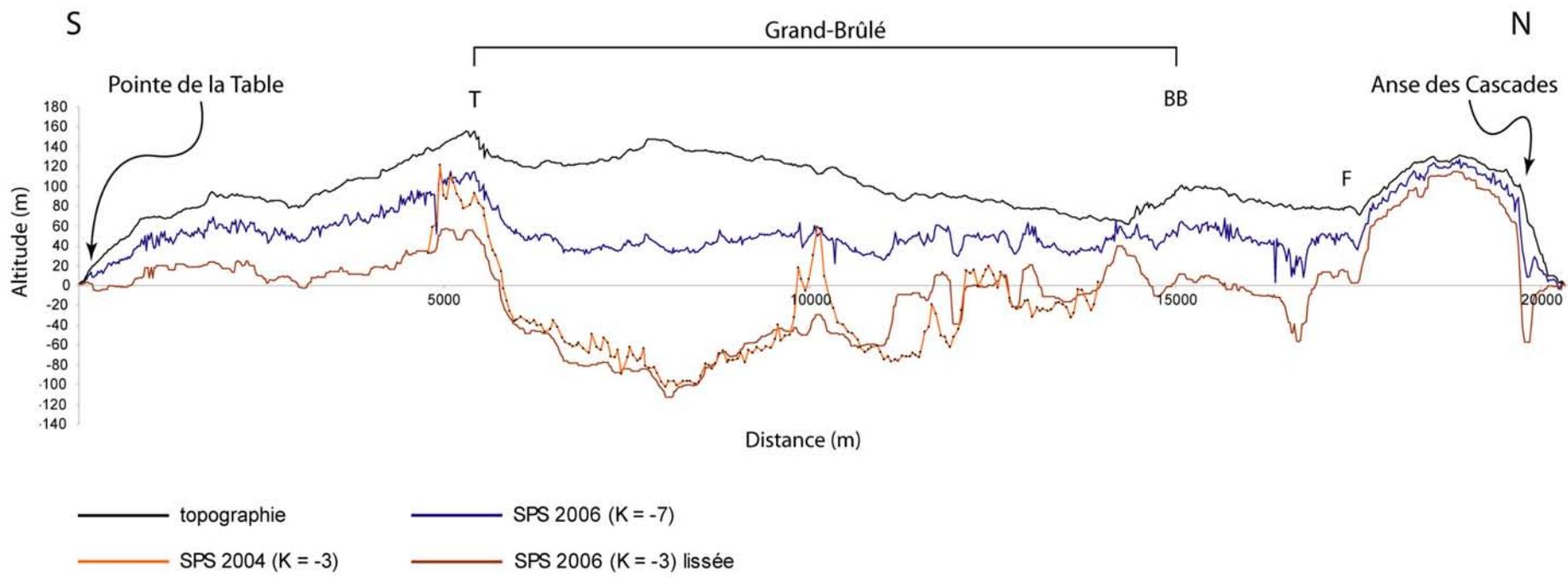


Figure III-39 : Surface SPS pour le profil de polarisation spontanée réalisé en 2004 (avant la mise en place de certaines coulées dans la partie nord du Grand Brûlé → Cf. fig. III-33 comparant les signaux PS lors de ces deux campagnes de mesures) et pour les données acquises en 2006 (cette étude) pour différentes valeurs du coefficient K. T : Rempart du Tremblet ; BB : Rempart de Bois Blanc ; F : Ravine Ferdinand.

Boubekraoui et Aubert (1999) ont calculé l'altitude de la surface SPS dans le Grand Brûlé à partir d'une base de données recueillies en 1990 et 1997 (Cf. fig. III-34). La section présentée n'est pas reliée à la mer, les auteurs ont donc dû choisir un autre point de référence et une valeur de E_0 différente de zéro. Leur E_0 a été choisi afin que la cote de la surface SPS soit égale au niveau marin dans la partie basse de la zone d'étude. La valeur de K a également dû être estimée, de sorte que la surface SPS reste en tout point entre la surface topographique et le niveau de la mer. Cette contrainte a abouti au choix de deux valeurs du coefficient K : (1) -7 mV/m pour la partie sud et (2) -4 mV/m pour la partie nord séparée par une limite mise en évidence par les variations du signal PS.

La figure III-39 présente les surfaces SPS calculées avec les données de 2004 et celles de 2006 pour une valeur de K de -3 mV/m et de -7 mV/m conformément aux valeurs moyennes déterminées à partir du profil PS de la RN2.

Dans la partie sud du profil, entre la Pointe de la Table et le Rempart du Tremblet, la surface SPS mime la topographie. Cette configuration est vraisemblablement liée à un aquifère non perturbé, guidé par l'empilement des coulées.

Les courbes tracées avec une valeur de -3 mV/m sont incohérentes dans le Grand Brûlé puisque la surface SPS passe à plus de 100 m en dessous du niveau de la mer (Boubekraoui et Aubert, 1999). Avec -7 mV/m le tracé reste toujours entre l'altitude 0 m et la topographie. Nous utilisons donc cette courbe pour l'interprétation qui suit.

Au passage du Rempart du Tremblet, la surface SPS s'approfondit brutalement jusqu'à 80 m sous la surface topographique. Elle reste ensuite à une altitude relativement constante, peu influencée par la topographie dans la dépression.

La présence de coulées récentes engendre un signal PS d'origine hydrothermale superficielle et parasite ce type de représentation. Les données de 2004 complètent donc les informations puisque certaines coulées n'étaient pas encore en place lors de l'acquisition de ces mesures. La surface SPS montre une profondeur plus importante dans la partie sud que dans la partie nord. La différence est variable mais elle est de 40 m en moyenne.

Au nord du Rempart de Bois Blanc la surface SPS mime de nouveau la topographie avec seulement deux zones "anormales" à l'aplomb de la Ravine Ferdinand puis de l'Anse des Cascades. Ces deux sites, où la surface est déformée vers le bas, témoignent d'une infiltration intense (enfouissement de la nappe).

Pour le Grand Brûlé, la surface SPS tracée pourrait être, comme supposé par Aubert et al. (1993), liée à la présence d'un niveau perméable formé lors d'évènements volcanotectoniques (débris volcanoclastiques ?) tels que des structures de glissement comme proposé par Bachelery et Mairine (1990) ou Gillot et al. (1990). De tels évènements peuvent en effet produire des niveaux ou des surfaces favorisant la circulation des eaux infiltrées. Cependant l'interprétation du calcul de l'altitude de la surface SPS doit être plus qualitative que quantitative sachant que des paramètres sont mal connus sur l'ensemble du profil PS ; en particulier on ne peut qu'estimer la valeur du paramètre K à partir des mesures de terrain réalisées dans les zones exemptes de perturbations d'origine hydrothermale, anthropique ou liées à la présence de discontinuités structurales. Cette valeur peut varier latéralement et il est difficile de généraliser une valeur à tout le profil. Le résultat doit donc être un intermédiaire à la courbe tracées avec $K = -3$ mV/m (typique des zones externes au Grand Brûlé) et $K = -7$ mV/m (typique du Grand Brûlé). Les données de résistivité électrique présentées dans la partie suivante donnent des précisions sur cet aspect.

III-II.A.3.1.5. Principaux résultats pour la Polarisation Spontanée

Les données de polarisation spontanée mettent en évidence :

- [1] l'absence d'anomalie entre la Pointe de la Table et le Grand Brûlé ;
- [2] une limite nette au niveau du Rempart du Tremblet, confirmant la nature tectonique de cet escarpement (l'anomalie négative pouvant être associée à l'infiltration des eaux météoriques le long d'un plan de faille) ;
- [3] un signal en V dans le Grand Brûlé, retrouvé sur les trois jeux de données acquis au cours des dix-sept dernières années, ce qui souligne la stabilité globale de la PS dans cette zone ;
- [4] un gradient PS/altitude particulier entre les remparts nord et sud qui individualise le Grand Brûlé par rapport au reste du profil. Cela favorise l'hypothèse d'une limite de nature tectonique pour le Rempart de Bois Blanc ;
- [5] une anomalie marquée au niveau de la Ravine Ferdinand qui vient soutenir l'hypothèse de la présence d'une limite structurale majeure à cet endroit ;
- [6] des anomalies de forte amplitude associées à la présence de coulées de lave récentes (émises environ moins d'une dizaine d'années plus tôt) ;

[7] dans le Grand Brûlé, la surface SPS reste à une altitude relativement constante mais sa profondeur sous la surface topographique est moins importante dans la partie nord. Il semble que l'on ait une nappe continue, en équilibre gravitaire.

III-II.A.3.2. Tomographie de résistivité électrique (ERT)

En principe, les roches saturées en eau apparaissent plus conductrices que les mêmes roches non saturées de la zone vadose (e.g. Olhoeft, 1981 ; Hase et al., 2005). La résistivité des terrains dépend essentiellement de la porosité effective des roches (pores interconnectés) et de la résistivité du fluide interstitiel. Les roches se caractérisent par une gamme de résistivité fonction notamment de la quantité de fluide qu'elles contiennent (Loke, 2001 : tableau des gammes de résistivité des roches reproduit en Fig. III-40). En parallèle, la production d'argiles engendrée par exemple par l'activité hydrothermale abaisse la résistivité des roches (Nelson and Anderson, 1992). A la Réunion, Courteaud et al. (1994) identifient les ordres de grandeur associés aux formations classiques du contexte : (1) les formations lavique hors nappe de 1000 à 10000 ohm.m, (2) les formations laviques saturées de 100 à 1000 ohm.m, (3) les formations envahies par l'eau salée < 20 ohm.m, (4) les formations détritiques argileuses à quelques dizaines d'ohm.m, voire beaucoup moins (voir aussi Fig. III-41).

Pour ces raisons, les mesures de résistivité électrique (ERT ou méthodes électromagnétiques) ne permettent pas de différencier zones argilisées et zones envahies par l'eau salée sans informations complémentaires (par exemple des forages). De la même façon cette méthode ne permet pas de définir une limite absolue entre la zone non saturée et la zone saturée d'un système hydrogéologique. D'abord parce que la saturation, et donc la conductivité électrique, commence à augmenter dès l'entrée dans la zone vadose en conséquence des effets de capillarité et d'évaporation (Revil et al., 2004). Cela impliquerait qu'il n'existe physiquement pas de limite franche entre les deux milieux. D'autre part la modélisation des données ERT a tendance à lisser les transitions de résistivité qui peuvent être plus franches dans la réalité.

Cependant, les profils que nous avons effectués avec la méthode ERT dans les parties basses du Grand Brûlé montrent souvent de forts gradients de résistivité attestant de transitions nettes entre roches de différentes natures ou de saturations en eau nettement différentes.

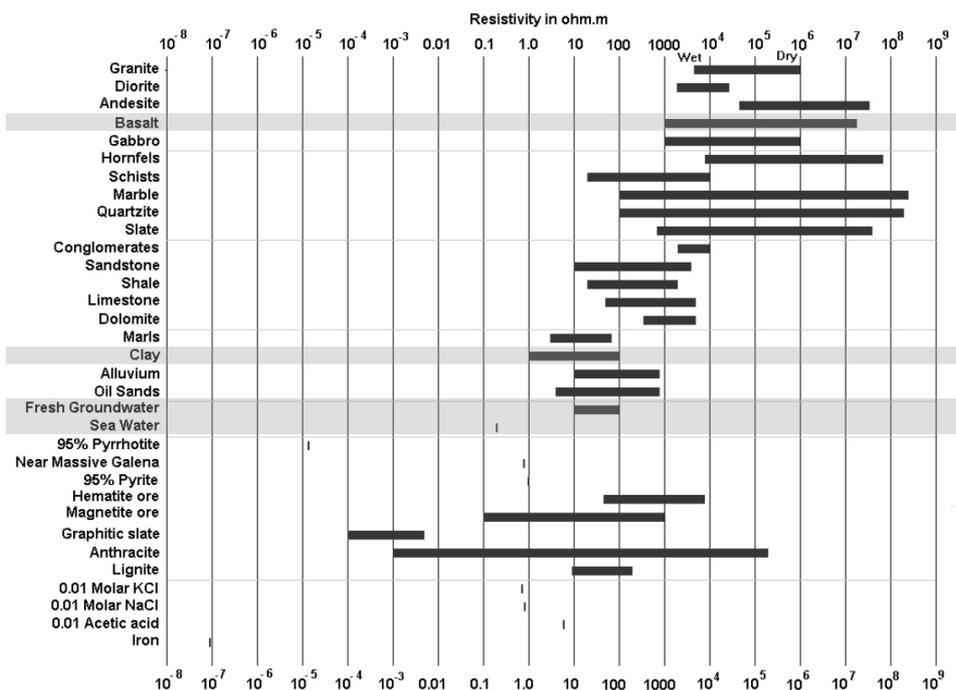


Figure III-40 : La résistivité de sols, roches, minéraux et autres milieux communs (Loke, 2001).

Terrains	Hors nappe (sec)	Sous nappe	
		eau douce	eau salée
Alluvions de surface (terre de couverture)	50 à 200	15-40	< 5
Alluvions graveleuses	2 000 à 3 000	800-1 200	< 5
Alluvions argileuses	150 à 1 200	80-250	< 5
Argile (latérite)	60 à 250	40-60	< 5
Coulées boueuses	60 à 150	40-60	< 10
Sables (origine basaltique)	100 à 120	80	< 5
Sables corraliens	250 à 500	150 à 250	< 5
Cendres volcaniques	500 à 600	300-350	< 10
Tufs	250 à 350	150 à 250	< 10
Scories	500 à 800	150 à 250	< 10
Pyroclastiques	70 à 100	50 à 80	< 10
Basaltes fissurés	1 500 à 3 000	800 à 1 000	< 5
Basaltes compacts sains	8 000 à 12 000	4 000 à 8 000	?
Basaltes décomposés	80 à 1 000	60 à 100	< 10
Eau de mer			0,2
Eau de nappe			10 à 100

Figure III-41 : Tableau comparatif des résistivités vraies de différentes formations de l'Île de la Réunion (Sogreah, 1990).

Afin d'évaluer la qualité de nos données ERT nous avons procédé à divers contrôles depuis l'acquisition des données jusqu'à l'étape de traitement. Sur le terrain il est en effet possible de surveiller la déviation standard affichée sur l'écran de contrôle de l'ABEM au moment de chaque mesure. Il s'agit d'une mesure de dispersion qui caractérise la largeur de distribution des multiples valeurs de résistivité mesurées (stacks) pour chaque combinaison d'électrodes. Ce contrôle donne une idée du bon déroulement des mesures et sert essentiellement à en améliorer la qualité au moment de l'acquisition (par exemple en améliorant le contact des électrodes avec le sol ou en ajustant la quantité de courant injecté lorsqu'on constate une anomalie lors de la prise de mesure).

Pour la phase de traitement, les données ont été inversées avec le logiciel RES2DINV (Loke and Barker, 1996). On peut également procéder à un contrôle de la qualité des données, en terme de bruit, à ce niveau. Il est effectué grâce à la fonction *Exterminate bad datum points* du logiciel (Fig. III-42). Les points erronés sont repérés sur une section représentant les points de mesures effectués. Ils se différencient par leur écartement par rapport à une ligne de base sur laquelle s'alignent les autres points acquis à la même profondeur. La distinction est faite lorsqu'un point isolé possède une valeur de résistivité apparente significativement plus haute ou plus basse que les points voisins.

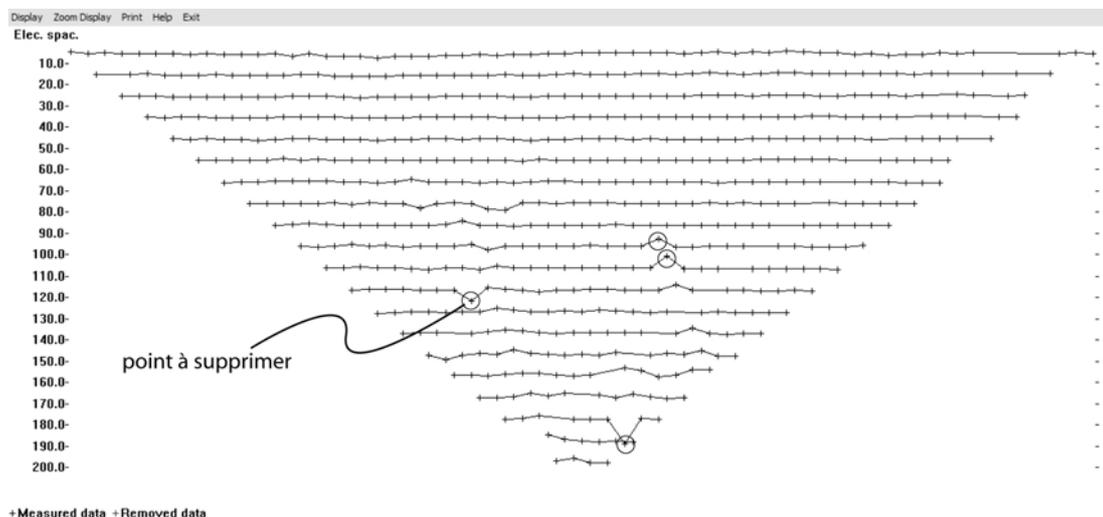


Figure III-42 : Exemple d'un profil contenant peu de points erronés (extrémité sud du profil GB-Sud, relevé lors de cette étude). Sous RES2DINV, l'option *Exterminate bad datum points* permet de les identifier et de les supprimer directement dans le fichier de données. Les points à supprimer sont ceux qui s'écartent des autres sur chaque ligne de base.

La valeur de résistivité est alors considérée comme anormale. L'opérateur a la possibilité de supprimer les points erronés afin qu'ils n'aient pas d'influence sur l'interpolation des données lors de l'inversion.

Les profils réalisés dans le Grand Brûlé ont subi ces diverses vérifications et corrections. Ils montrent globalement une bonne qualité puisque peu de points de mesure ont été écartés lors du traitement.

Le dernier critère pour évaluer la qualité des données est l'erreur RMS donnée par le logiciel d'inversion des données. Il informe sur la qualité de l'inversion qui dépend en partie du bruit dans le jeu de données.

En complément des mesures géoélectriques, les résultats de prospection antérieures réalisées avec les méthodes électromagnétiques (TDEM et AMT) apportent des informations intéressantes notamment pour des profondeurs inaccessibles par la tomographie de résistivité électrique (Courteaud et al., 1994). Elles permettent de comparer les résultats obtenus et montrent dans l'ensemble une bonne correspondance. Nous avons plus particulièrement comparé les sondages voisins des profils de résistivité situés dans la partie nord du Grand Brûlé (Fig. III-43 et 44). Cette précédente étude couvre une zone située immédiatement au sud du Rempart de Bois Blanc (limite entre la zone grisée et la zone en blanc sur la carte de localisation de la figure III-43). La figure III-43 ne présente que quelques sondages parmi lesquels quatre stations sont situées à proximité des profils de tomographie du nord de notre secteur d'étude.

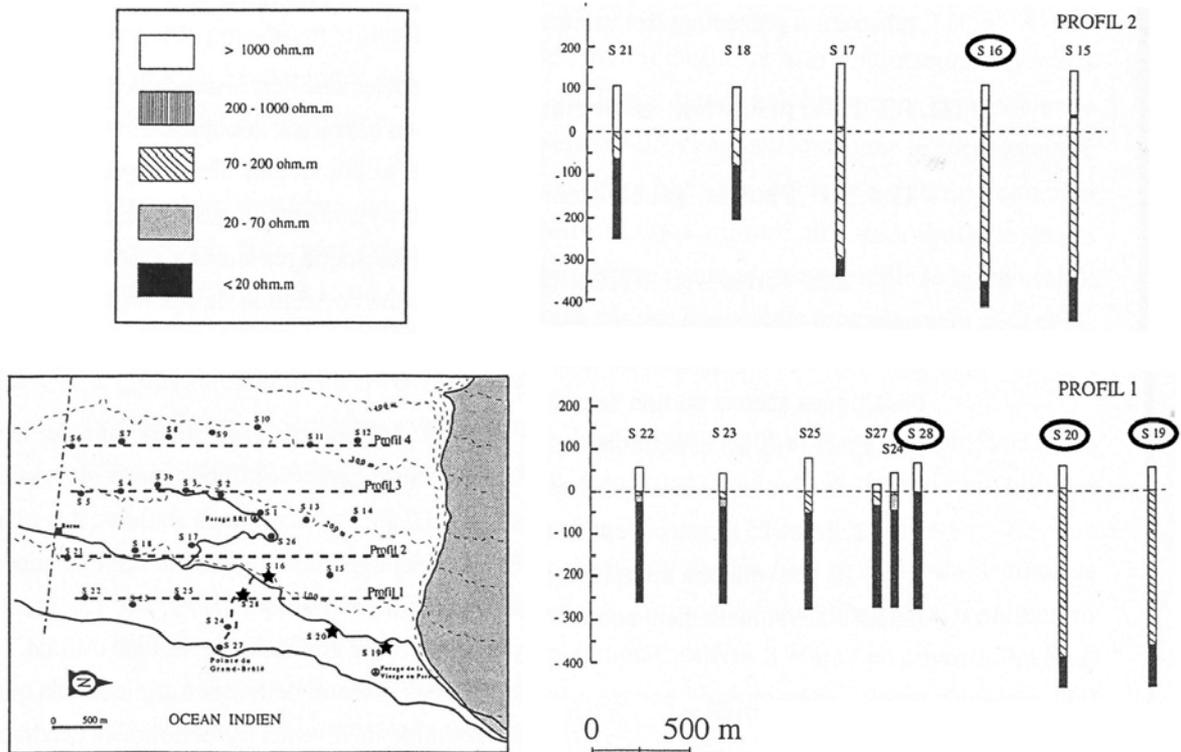


Figure III-43 : Sondages électromagnétiques AMT et TDEM de Courteaud et al. (1994) au nord du Grand Brûlé. Sur la carte les étoiles noires donnent l'emplacement des quatre sondages proches de nos profils ERT (du Sud au Nord : S 28, S 16, S 20 et S 19) comparés dans la figure III-44. A droite, les deux profils représentés sont signalés par des pointillés sur la carte de localisation ; ils correspondent à ceux les plus proches de la côte (profils 1 et 2).

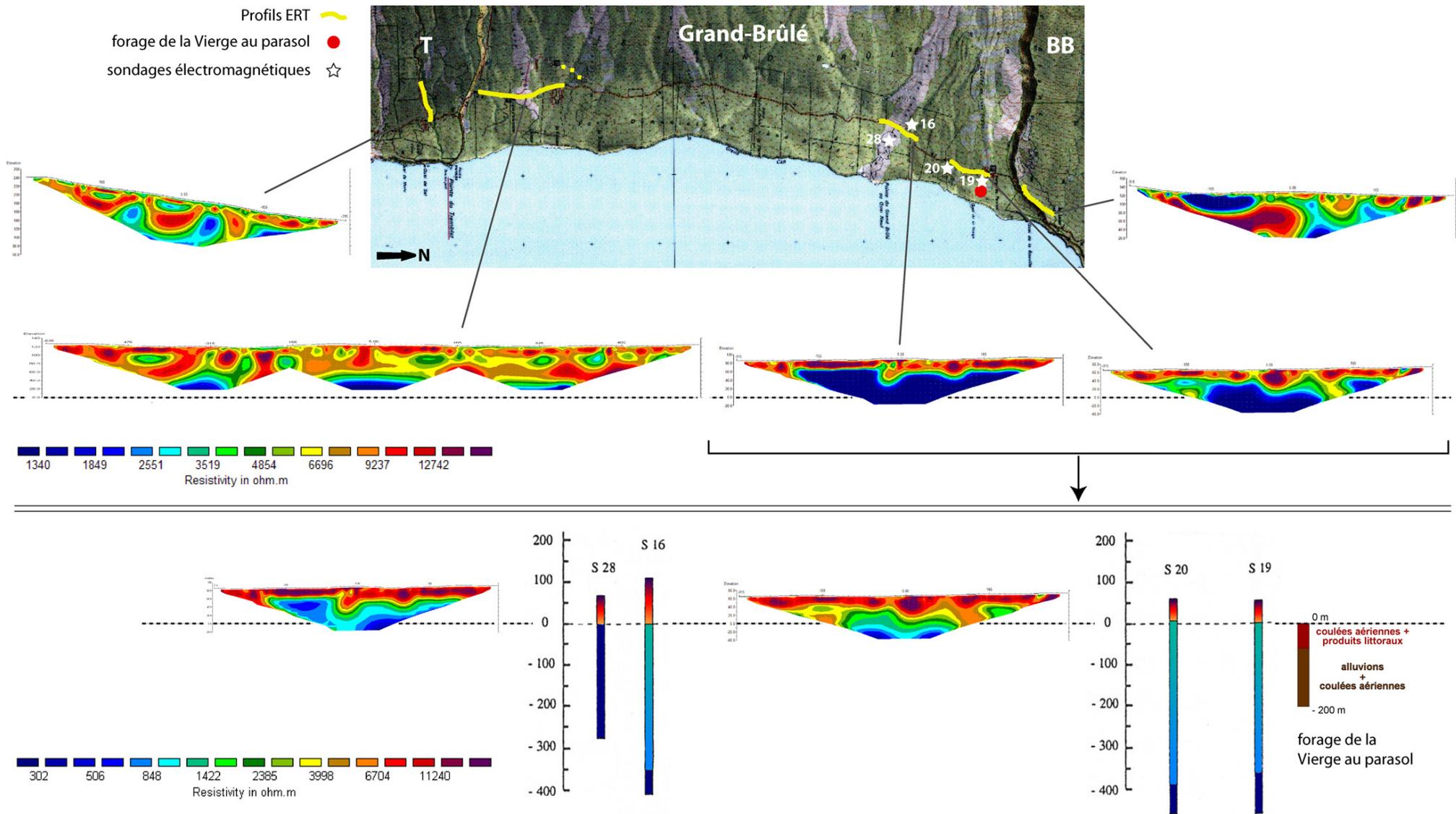


Figure III-44 : En haut, synthèse des profils de résistivité électrique réalisés dans le Grand Brûlé en 2005 (topographie incluse). En bas, comparaison avec les sondages électromagnétiques de résistivité d'une étude précédente et le forage de la Vierge au Parasol (modifiés d'après Courteaud et al., 1994). T : Tremblet ; BB : Bois Blanc. L'espacement des électrodes est de 10 m et avec une ligne de 630 m de long, la profondeur d'investigation est d'environ 110 m sous la surface topographique (exagération verticale des sections de 0,8). Le niveau de la mer est indiqué par des pointillés noirs sur les deux parties de la figure. Une échelle de résistivité commune a été choisie pour les sections de la partie supérieure de la figure et une échelle différente est utilisée en bas afin de faire ressortir les contrastes sur les sections du nord du Grand Brûlé.

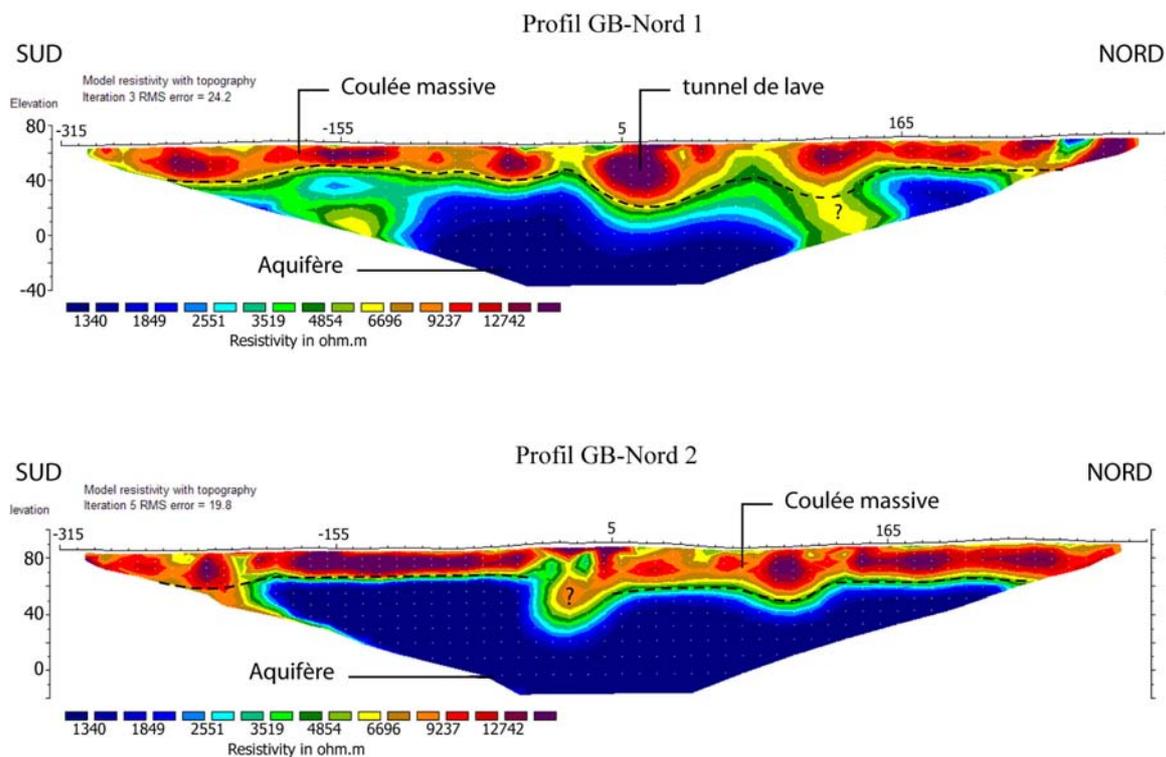


Figure III-45 : Modèles de résistivité pour les profils du nord du Grand Brûlé ; les points blancs correspondent aux points de mesure. Même avec des erreurs RMS relativement élevées (GB-Nord 1 = 24,2 après 3 itérations ; GB-Nord 2 = 19,8 après 5 itérations), les sections paraissent cohérentes en dehors de quelques perturbations aux limites latérales. Les tirets marquent le gradient de résistivité maximum observé. L'échelle de couleur est identique pour les figures suivantes ; échelles verticale et horizontale en mètres.

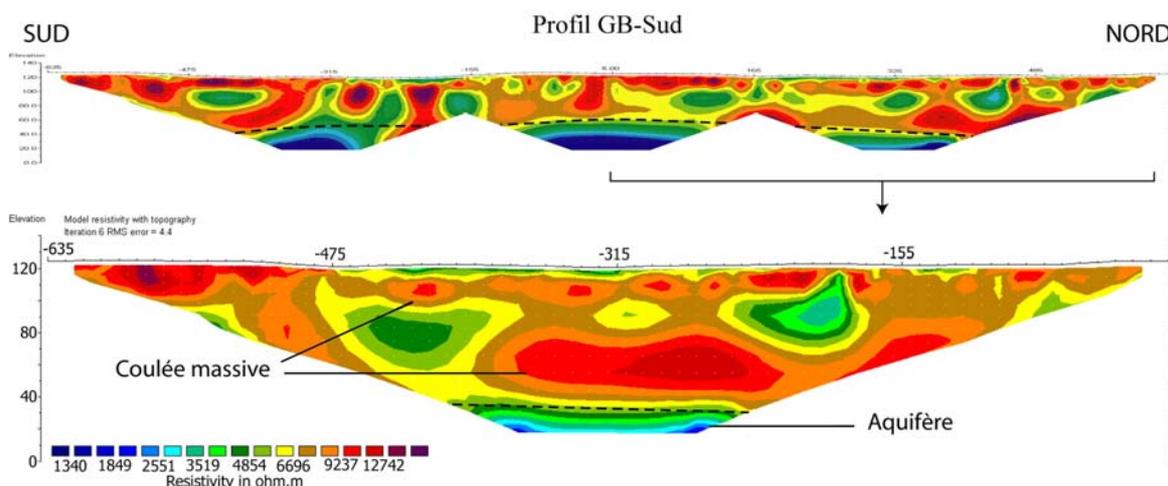


Figure III-46 : Combinaison de trois modèles de résistivité pour des profils réalisés en roll-along depuis le Rempart du Tremblet vers le Nord (longueur totale de 1260 m) ; l'erreur RMS est faible avec une valeur de 5,1 après 5 itérations. En bas, le roll-along le plus au nord de ce profil ; erreur RMS de 4,4 après 6 itérations.

Les modèles inversés pour la partie nord (Fig. III-45) et la partie sud (Fig. III-46) du Grand Brûlé donnent des résultats visiblement contrastés.

Les modèles ERT de la partie nord du Grand Brûlé

Ils présentent la superposition simple d'un niveau de forte résistivité (plus de 5000 ohm.m) de 30 à 50 m \pm 10 m d'épaisseur surmontant un niveau de plus faible résistivité (entre moins 2000 et environ 400 ohm.m) présent jusqu'en bas de la section. La transition est marquée par un gradient de résistivité très rapide. Les profils GB-Nord 1 et 2 présentent quelques incohérences visiblement dues à une interpolation influencée par des points de mesure anormaux aux limites latérales des sections. Ces incohérences sont vraisemblablement à l'origine des valeurs élevées des erreurs RMS de ces deux modèles. Du profil 2 au profil 1, l'épaisseur du niveau de forte résistivité augmente d'une trentaine de mètres à une cinquantaine de mètres.

Les valeurs de résistivité élevées mesurées dans les premières dizaines de mètres des profils nord peuvent être interprétées comme un niveau de coulées non altérées. Les observations de terrain (escarpements côtiers de quelques mètres de haut), les sondages électromagnétiques et les données de forage corroborent cette interprétation (Fig. III-44).

On note la présence de zones de très forte résistivité (> 12000 ohm.m) au sein de ces premiers niveaux. Ces zones peuvent être interprétées comme des tunnels de lave et autres cavités produites principalement lors de la mise en place des coulées. On sait que les tunnels sont présents en grand nombre sur tout le volcan et ils sont connus pour atteindre des dimensions de parfois plusieurs dizaines de mètres de large pour plusieurs centaines de mètres de long (Photo III-2). Ces volumes "vides", de résistivité théoriquement infinie, sont donc tout à fait décelables par la méthode ERT.

La transition vers les terrains inférieurs, de résistivité plus faible est franche avec parfois un véritable saut de résistivité (en particulier pour le profil GB-Nord 2 en figures III-44 et 45). Les résistivités sont trop élevées pour correspondre à une intrusion marine et on se trouve à une altitude supérieure au niveau de la mer (au moins pour le toit de la zone). L'intrusion marine dans ce type de milieu a même tendance à s'approfondir en rentrant dans les terres, ce qui conforte l'idée que le biseau salé ne peut être à l'origine de cette diminution des valeurs de résistivité (Fig. III-47). Deux causes impossibles à différencier à partir des données de résistivité sont la présence de niveaux argileux et la présence d'un aquifère d'eau douce saturant les formations en place.

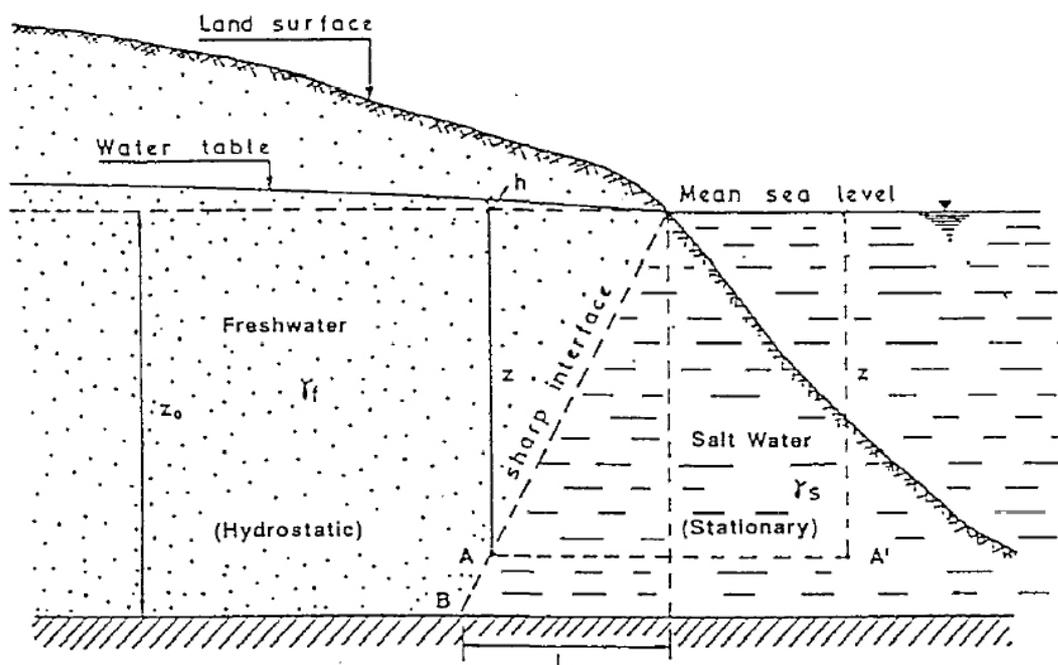


Figure III-47 : La relation de Ghyben-Herzberg donne une première approximation de la profondeur de l'interface eau douce/eau salée (Courteaud et al., 1994).

Le modèle ERT de la partie sud du Grand Brûlé

Il est issu de la combinaison de trois profils de 630 m de long réalisés en roll-along. Ils se chevauchent successivement du Sud au Nord de la moitié de leur longueur pour former une section de 1260 m de long (Fig. III-46). En décalant le câble de moitié à chaque roll-along on perd une partie de l'information entre les différentes sections, en profondeur, puisque l'image rapportée avec un protocole Wenner- α a une forme trapézoïdale dont la petite base est en profondeur.

Cette section montre une répartition des résistivités plus complexe que dans le Nord avec un niveau hétérogène de 80 m d'épaisseur depuis la surface et de résistivité globalement élevée surmontant un niveau de résistivité faible. Ici encore, la transition se fait par un gradient de résistivité élevé dessinant une limite horizontale entre les deux parties de la section. Les premiers terrains montrent une succession de trois niveaux horizontaux plus ou moins continus. Un niveau intermédiaire de résistivité comprise entre

4000 et 5000 ohm.m s'étend entre un niveau supérieur (de 10 à 20 m d'épaisseur) et un niveau plus profond (entre 40 et 80 m d'altitude) de plus de 5000 ohm.m. Le passage entre ces trois niveaux est imprécis mais tout de même défini par un resserrement des lignes d'isorésistivité. Sous 40 m d'altitude (\approx 80 m sous la topographie) et jusqu'en bas de la section on passe rapidement à des résistivités significativement plus faibles (entre 2000 et moins de 800 ohm.m).

Un niveau fin de résistivité intermédiaire visible en surface sur certaines portions de la section correspond vraisemblablement à la fine couche de sol formée sur les coulées les plus anciennes (bien visible par exemple sur la section inférieure en figure III-46 ou sur le profil Tremblet-GR2 en figure III-48). Au nord du Grand Brûlé, où les coulées affleurantes sont plus récentes et où la surface topographique est constituée par du basalte nu ou avec une couverture végétale faible et éparse, cette couche superficielle est absente.

Les terrains supérieurs de forte résistivité correspondent comme au Nord à des coulées massives (pahoehoe ou cœur des coulées Aa ?) mais cette fois probablement intercalées avec des niveaux scoriacés plus poreux, plus facilement altérés et argilisés. Cette caractéristique favorise la circulation et le stockage des eaux infiltrées leur conférant une résistivité plus faible.

Dans les derniers 10 m de la section on trouve le toit d'un niveau comparable à celui observé dans la partie inférieure des sections du nord du Grand Brûlé, saturé d'eau douce et/ou comprenant une proportion de roches argilisées.

Cette limite souvent très franche avec le niveau supérieur de forte résistivité reste difficile à interpréter en terme de lithologie. On peut toutefois rapprocher le toit des zones de faible résistivité des parties inférieures des sections ERT aux données de polarisation spontanée : la surface SPS tracée montre des profondeurs similaires d'environ 80 m sous la topographie pour la partie sud et de près de 40 m dans la partie nord. L'hypothèse d'un aquifère guidé par des niveaux altérés, peut être envisagée mais les argiles ont généralement des résistivités très faibles (quelques ohm.m).



Photo III-2 : Un tunnel de lave dans l'Enclos Fouqué, à proximité du cône adventif "Château Fort". De très nombreux tunnels, parfois longs de plusieurs centaines de mètres, transpercent le Piton de la Fournaise (Photo : S. Barde Cabusson).

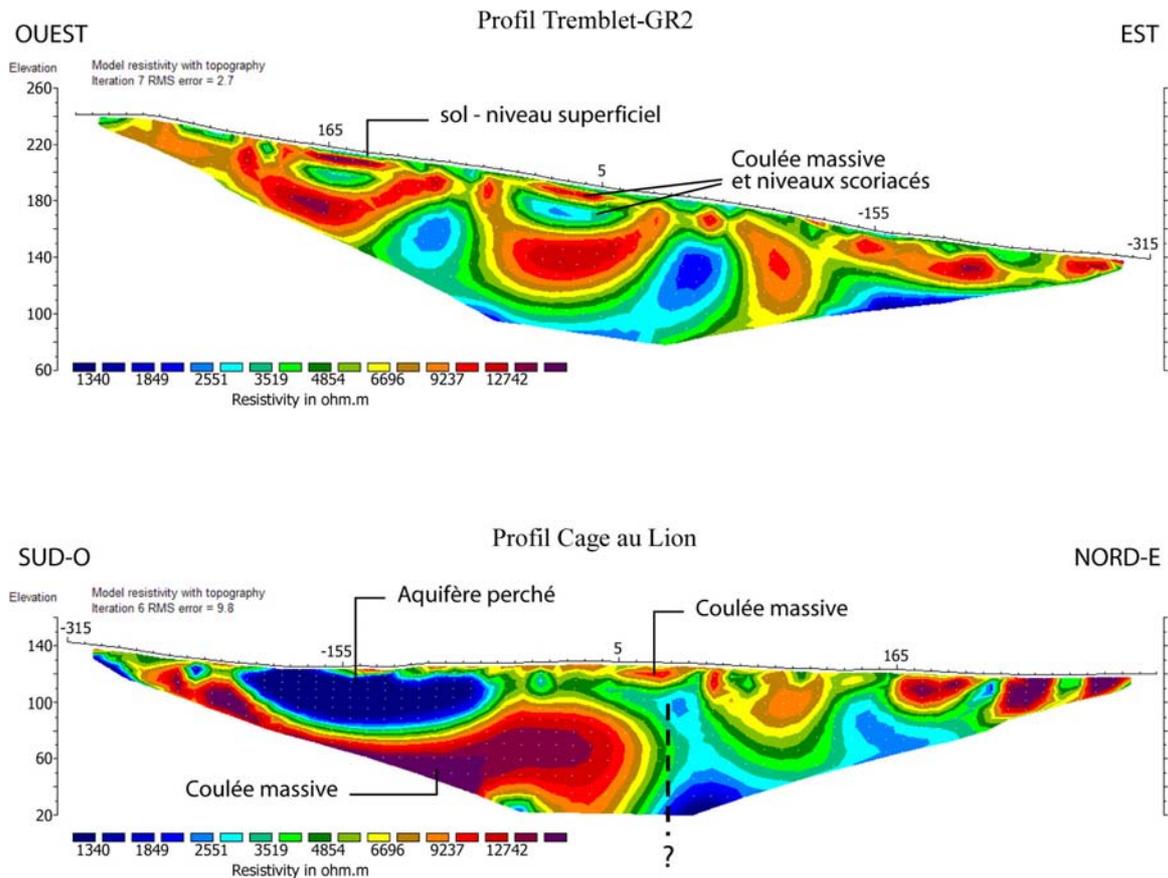


Figure III-48 : Modèles de résistivité pour les profils réalisés en dehors du Grand Brûlé, au sud du Rempart du Tremblet (Tremblet-GR2 ; erreur RMS de 2,7 après 7 itérations) et au nord du Rempart de Bois Blanc (Cage au lion ; erreur RMS de 9,8 après 6 itérations).

Le modèle ERT du Tremblet-GR2, hors du Grand Brûlé

A part pour les premiers terrains, la structure semble assez peu organisée (Fig. III-48). Une couche superficielle de résistivité moyenne ($< 2500 \text{ ohm.m}$) surmonte une couche de résistivité élevée ($> 12000 \text{ ohm.m}$) montrant une tendance plutôt parallèle à la topographie. Sous ces premiers 20 à 30 m et semble-t-il jusqu'au bas de la section, on alterne latéralement (sur des lignes de même profondeur) des zones ellipsoïdales de résistivités élevées ($> 12000 \text{ ohm.m}$) avec des zones de résistivité moyenne à faible (de 4000 à 2000 ohm.m). En bas de la section, vers l'Est, on observe les résistivités les plus faibles ($\approx 1500 \text{ ohm.m}$) mais on ne retrouve cette tendance que sur quelques points situés en limite de la section, ce qui est parfois peu fiable.

L'interprétation géologique de cette section s'appuie également sur l'observation du proche Rempart du Tremblet depuis le Grand Brûlé, là où la végétation très dense le permet. La très grande majorité de sa surface est en effet masquée mais une bande verticale dégagée par l'écoulement important dû au déversement des eaux de la Grande Ravine permet de faire quelques observations (Fig. III-49 ci-dessous).

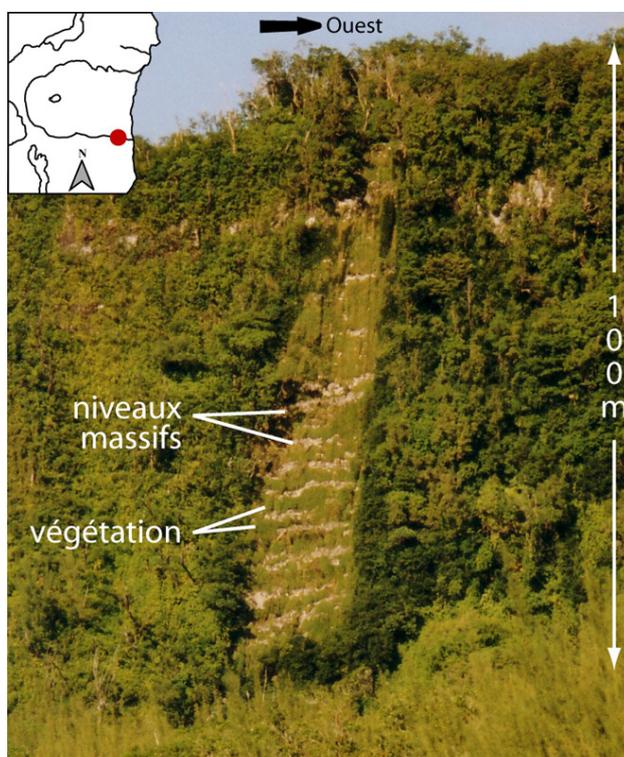


Figure III-49 : Le Rempart du Tremblet vu depuis le Nord à l'intérieur du Grand Brûlé. L'affleurement est dégagé par l'écoulement de la Grande Ravine lors des fortes pluies (en amont, elle circule au dessus du rempart). On observe l'empilement de niveaux massifs et de niveaux de nature indéterminée, capables de retenir préférentiellement un couvert végétal (Photo : S. Barde Cabusson).

On constate une succession de niveaux de roche nue alternant avec des strates recouvertes de végétaux. On peut supposer que la présence des végétaux préférentiellement sur certains niveaux est favorisée par des surfaces sur lesquelles ils peuvent se développer sans être emportés par un flux d'eau important telles que des niveaux scoriacés. Ces niveaux donnent prise aux végétaux et sont plus perméables par rapport aux laves massives constituant les niveaux intercalés. C'est cette succession que l'on retrouve dans le modèle de résistivité électrique du Tremblet avec des niveaux de forte résistivité (niveaux massifs) et des zones plus conductrices (niveaux scoriacés ou fortement fracturés). L'infiltration d'eau des strates supérieures vers les strates inférieures à travers des fractures potentiellement élargies par l'altération peut expliquer les structures de résistivité de forme ellipsoïdale visibles dans la section.

Le modèle ERT de la Cage au Lion, hors du Grand Brûlé

Dans la moitié nord-est, des zones de forme plus ou moins ellipsoïdale et de forte résistivité (>12000 ohm.m) se détachent sur un milieu plus conducteur (entre 3500 et moins de 850 ohm.m). Ces zones sont alignées en surface pour former, par endroits, un niveau horizontal résistant prolongé vers le Sud-Ouest. Toujours au Nord-Est, les résistivités plus faibles sont mesurées essentiellement en dessous de ce niveau et jusqu'en bas de la section avec des valeurs globalement de plus en plus basses avec la profondeur (Fig. III-48).

Vers le centre de la section, une transition latérale fait passer à des valeurs de résistivité très élevées (>12000 ohm.m). Cette limite verticale pourrait être une faille ou plus probablement la limite d'extension d'un ensemble de coulées épaisses.

L'élément le plus marquant sur la section est une zone de faible résistivité (environ 700 ohm.m), de 150 m de long et de 50 m d'épaisseur maximum située au sud-ouest. Cette zone pourrait être interprétée comme un aquifère perché, isolé par une ou des coulées massives non fracturées encore saines et imperméables. Le développement d'une couche argileuse fine à l'interface peut également expliquer cette configuration. D'autres données seraient cependant nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Principaux résultats pour la tomographie de résistivité électrique

Les profils ERT permettent de visualiser la structure de résistivité du sous-sol mettant notamment en évidence, dans le Grand Brûlé :

- [1] une couverture de laves saines et non saturées plus épaisse dans la partie sud ;
- [2] un contraste net de la structure de résistivité entre les profils du nord et du sud du Grand Brûlé, avec un niveau apparemment unique de résistivité élevée au nord et l'alternance de plusieurs niveaux globalement moins résistants au sud ;
- [3] au nord comme au sud, la présence d'un aquifère à une altitude globalement constante : à partir d'une quarantaine de mètres sous la surface topographique dans la partie nord et à plus de 80 m au sud.

Les données PS et de résistivité électrique sont en accord avec les études électromagnétiques présentées notamment par Courteaud et al. (1994). Leurs sondages TDEM/AMT du nord du Grand Brûlé montrent un niveau conducteur (autour de 180 ohm.m) jusqu'à 230 m sous le niveau de la mer (Cf. fig. III-44). Il est surmonté par 50 à 60 m d'un niveau plus résistant (environ 1500 ohm.m). Le forage peu profond, réalisé dans le même secteur (forage de la Vierge au Parasol) met également en évidence une succession de formations compatibles avec l'ensemble de ces données.

III-II.A.3.3. Discussion

[1] La nature du Rempart de Bois Blanc est moins claire que celle du Rempart du Tremblet. Le forage de la Vierge au Parasol a été réalisé dans le cadre de la campagne géothermique de l'Ile de la Réunion pour la mesure du gradient thermique (Gérard et al., 1981). D'une profondeur de 235 m, il montre une couverture d'environ 60 m de coulées aériennes sur une succession de niveaux alluvionnaires de sables fins et grossiers et de galets basaltiques présents jusqu'au fond de l'ouvrage (200 m sous le niveau de la mer). Ces produits témoignent de la présence d'un paléosystème alluvial au nord du Grand Brûlé. La profondeur de la surface SPS et les sections ERT du Grand Brûlé (résistivités que l'on pourrait associer à des alluvions) de notre étude sont compatibles avec ces données.

La position du Rempart de Bois Blanc et sa disposition par rapport au Rempart du Tremblet incitent à les considérer tous deux comme les limites latérales du glissement du Grand Brûlé. Kieffer (1990) fait cependant remarquer l'évolution morphologique plus avancée du rempart de Bois Blanc (reculées du Trou Caron et du Trou de Sable) par rapport au rempart sud. Lorsque la présence d'une paléorivière a été mise en évidence (formations du forage de la vierge au parasol, suivies vers l'Est grâce aux méthodes électromagnétiques, présence du Piton de Crac interprété comme la relique du flanc sud de

la paléovallée), il est même proposé que l'origine du rempart nord ne soit pas tectonique mais qu'il soit uniquement dû au creusement de la paléorivière avant la formation du Grand Brûlé (Michon and Saint-Ange, sous presse). Les données de polarisation spontanée laissent cependant penser que les Remparts de Bois Blanc et du Tremblet sont des limites structurales majeures, individualisant le Grand Brûlé des zones externes. Que la paléorivière soit antérieure ou postérieure à la formation du Grand Brûlé, la superposition des deux structures (limite du glissement et bordure de la paléorivière) tend à prouver qu'il existe un lien génétique entre elles. Les données de gravimétrie montrent sans doute la nature de ce lien en mettant en évidence le complexe hypovolcanique des Alizés, dont la largeur correspond à celle du chenal formé par les remparts du Grand Brûlé.

Si on souhaite déterminer la chronologie relative paléorivière/Rempart de Bois Blanc, on peut noter la faible épaisseur de la couverture de lave au dessus de la paléorivière (≈ 60 m d'après le forage de la Vierge au Parasol et d'après les données géophysiques). En regard de l'activité éruptive de ce volcan, cette donnée suggère que les dépôts alluvionnaires sont relativement récents par rapport à la formation du Grand Brûlé. La paléorivière serait donc une structure secondaire, guidée par le Rempart de Bois Blanc préexistant.

[2] La présence de niveaux associés à cette paléorivière, sous le niveau de la mer et suivis plus haut sous les pentes du grand Brûlé grâce aux sondages électromagnétiques, pourrait être dû à une variation du niveau de la mer au cours ou après le fonctionnement du système alluvial. Il est difficile de conclure sur ce point étant donné le peu de certitudes sur l'âge de la paléorivière. Ces dépôts pourraient également révéler un affaissement local ou à grande échelle (Courteaud et al., 1994). L'existence d'un glissement/effondrement côtier (ou de plus grande échelle), lié à l'instabilité des formations à la limite terre/mer, pourrait expliquer la présence de telles formations sous le niveau de la mer. Sur le MNT de cette zone, on peut observer une anomalie de la topographie (Fig. III-50). Au plus près de la côte, une bande d'environ 800 m de large contraste avec le reste. Des glissements récurrents associés à la mise en place de coulées en bord de mer sont une caractéristique classique de volcans insulaires.

Cette zonation se retrouve avec les données électromagnétiques, comme illustré par les travaux de Courteaud et al. (1994) sur le secteur nord du Grand Brûlé. Les auteurs parlent d'une bande littorale à substratum très peu profond et très conducteur alors interprétée comme une zone d'invasion marine caractérisée par un biseau salé.

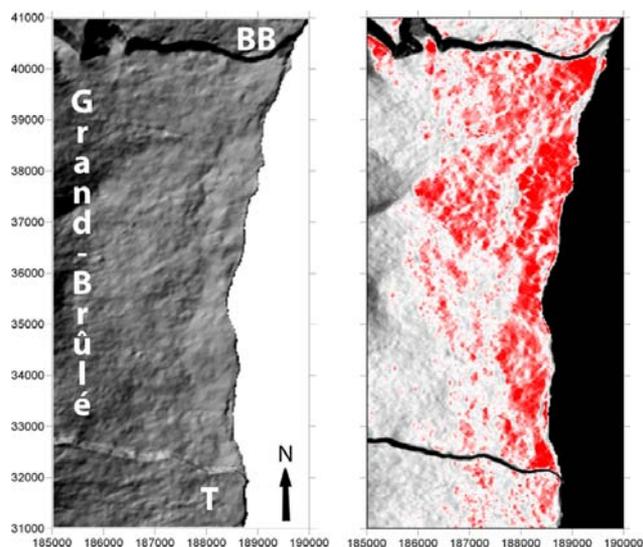


Figure III-50 : MNT et carte de pente du Grand Brûlé (échelle en degrés). Une bande côtière d'environ 800 m de large présente une pente faible (autour de 5°), contrastant nettement avec la partie plus à l'ouest du Grand Brûlé. T : Tremblet ; BB : Bois Blanc (coordonnées Gauss Laborde).

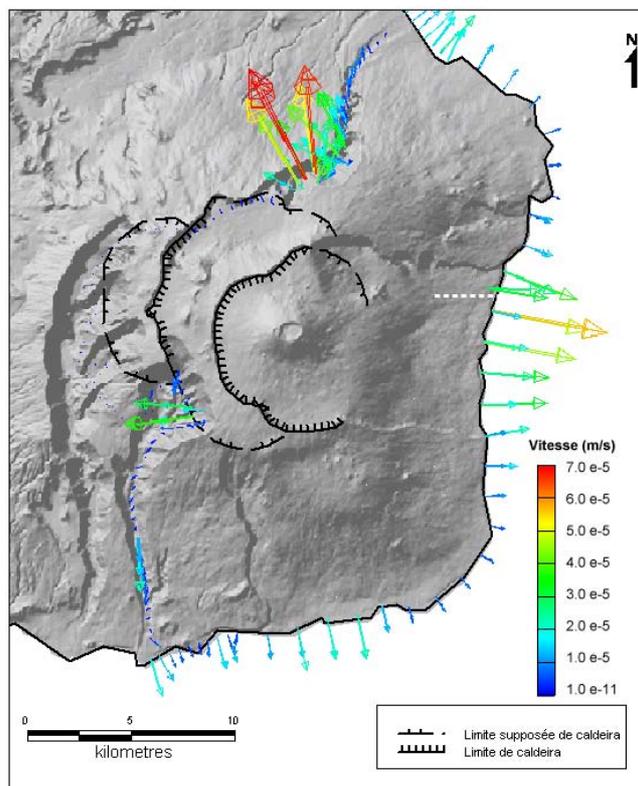


Figure III-51 : Modélisation hydrodynamique du Massif de la Fournaise. Carte de la distribution des flux aux limites du modèle (par Folio, 2001). La carte montre clairement l'importance des flux qui transitent dans le secteur du Grand Brûlé et plus particulièrement dans le nord de la dépression. Les pointillés correspondent à la limite de la paléovallée des Osmondes (d'après Courteaud et al., 1994).

[3] On note également un contraste entre la moitié nord et la moitié sud du Grand Brûlé, en amont de la zone côtière et jusqu'aux Grandes-Pentes. Une zone plus plane se distingue en effet au Nord.

Toujours d'après Courteaud et al. (1994) le paléosystème alluvial de la partie nord-est est d'une largeur d'environ 500 m (direction Nord/Sud). Il draine manifestement de façon préférentielle les eaux infiltrées au niveau de l'Enclos Fouqué. Le flux est aussi plus fort dans l'ensemble du Grand Brûlé par rapport aux zones externes (Folio, 2001 ; Fig. III-51). Nos modèles semblent mettre en évidence une paléovallée plus large que celle proposée par Courteaud et al. (1994). Les sections ERT Nord 1 et 2 présentent en effet toutes les deux des niveaux de plus faible résistivité, assimilé à l'aquifère d'eau douce, guidé par les dépôts du paléosystème alluvial, sous une cinquantaine de mètres de niveaux résistants identifiés comme des coulées. La paléovallée serait donc large d'au moins 2 km. Cela coïnciderait mieux avec la distribution des flux aux limites du modèle hydrodynamique présenté par Folio (2001) et peut-être avec les observations topographiques qui montrent une zone plus plane sur une zone large au nord du Grand Brûlé (Fig. III-50 et 51). La limite sud de la paléorivière serait donc située entre l'extrémité sud de la section ERT Nord 2 et le forage profond du Grand Brûlé qui n'a pas permis de mettre en évidence de produits alluvionnaires.

[4] Le signal PS au nord du Grand brûlé est intéressant pour l'interprétation de la Ravine Ferdinand (Fig. III-52). Sur cette section, en traversant la ravine du sud (zone 1) au nord (zone 2), on passe à une altitude plus élevée. Bien que dans chaque zone indépendamment l'une de l'autre le gradient PS/altitude soit normal (Cf. fig. III-36), on remarque que les valeurs sont plus élevées dans la zone 2 (≈ -50 mV) que dans la zone 1 (≈ -300 mV). D'une zone à l'autre, la courbe PS associée ne semble donc pas suivre la relation inverse normalement observée entre PS et altitude.

La présence du Piton Nelson montre que des formations plus récentes se sont mises en place au sud de la falaise. Si on suppose que la ravine borde une ancienne limite d'effondrement ou de glissement, les produits associés à l'activité volcanique ultérieure ont dû en partie combler la dépression formée au niveau de la zone 1. D'autre part, un niveau favorable à l'installation d'un aquifère (niveau peu perméable surmonté par un niveau perméable) a pu subsister de part et d'autre de la faille malgré le décalage provoqué par celle-ci. Suite à la mise en place des produits plus récents, l'épaisseur de la zone non saturée est plus importante dans la zone 1.

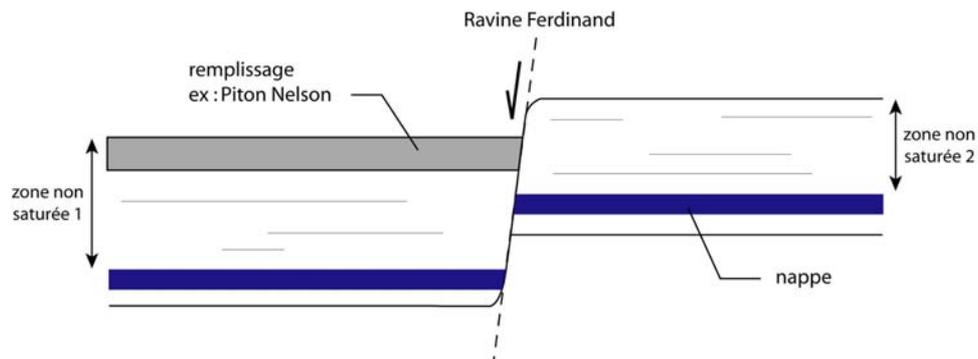
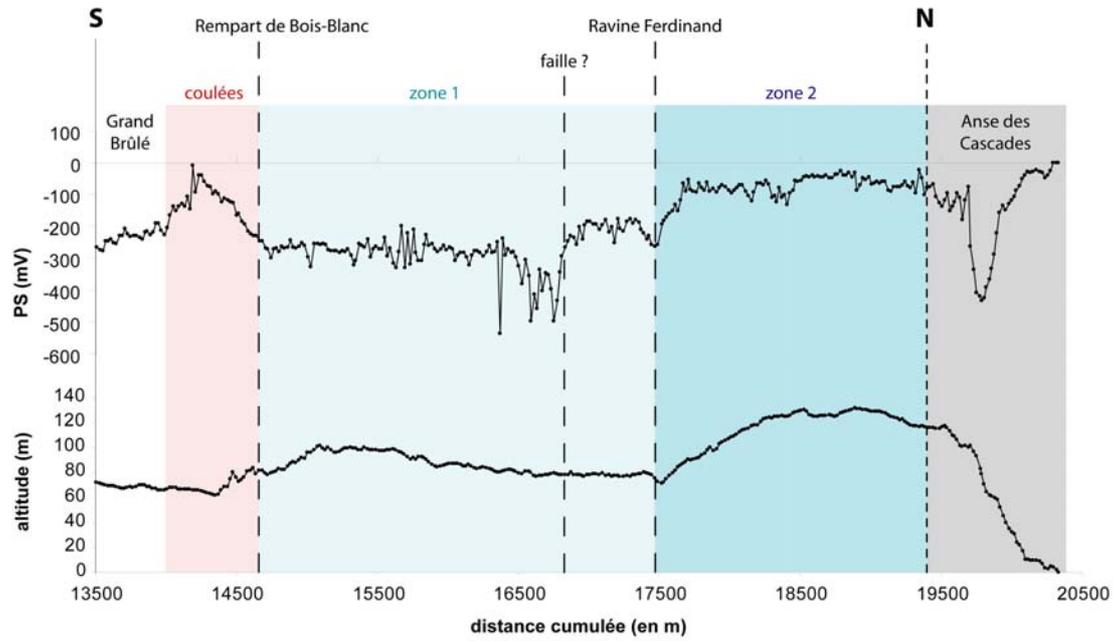


Figure III-52 : En haut : profil PS et topographie au nord du Grand Brûlé (la zone grisée correspond à la section reliant le profil à la mer, selon un tracé divergent par rapport au reste du profil nord-sud). Au centre : représentation schématique de l'interprétation géologique pour la Ravine Ferdinand. En bas : profil PS superposé à la carte IGN correspondante (carte topographique TOP 25).

Les valeurs PS mesurées sont alors plus faibles que dans la zone 2. Ces éléments viennent soutenir l'idée que la Ravine Ferdinand est une limite structurale importante dans les évènements de déstabilisation du massif (Courteaud et al., 1995 ; Courteaud et al., 1998).

[5] Michon and Saint-Ange (sous presse) évoquent la continuité des pentes de part et d'autre du Rempart du Tremblet pour proposer qu'aucun déplacement latéral n'a eu lieu le long de cette structure (Cf. III-11).

La carte de pente présentée en figure III-50 montre qu'une zone plus plane le long de la bordure Est du Grand Brûlé, interprétée comme un glissement côtier, est limitée au Sud par le Rempart du Tremblet. Ce secteur ne peut alors être considéré comme continu de part et d'autre du rempart.

La zone où les pentes semblent vraiment continues à l'intérieur et à l'extérieur de la structure est située au niveau des Grandes Pentas, de part et d'autre du Rempart du Tremblet. Cette continuité est interprétée par Michon and Saint-Ange (sous presse) comme un bombement ayant précédé la formation du Grand Brûlé. Il serait le résultat du fluage de deux systèmes hydrothermaux anciens superposés, jouant le rôle de surfaces de décollement. Dans notre modèle les Grandes Pentas correspondent à la tête d'un glissement dans le chenal formé par le Grand Brûlé, hypothèse qui n'est pas compatible avec le fait d'attribuer ces pentes à un bombement antérieur au Grand Brûlé.

Pour alimenter la discussion, il serait intéressant de réaliser une étude géophysique détaillée de ces ruptures de pente de part et d'autre du Rempart du Tremblet afin de pouvoir comparer la structure profonde de ces zones (par exemple à l'aide de sondages électriques ou électromagnétiques).

III-II.B. Conclusions du chapitre

Nos observations géophysiques, ne permettent pas de trancher avec certitude en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses proposées pour la formation du Grand Brûlé. Elles apportent néanmoins des éléments intéressants sur sa structure et sur la structure des terrains environnants.

La modélisation analogique permet par ailleurs de discuter des structures visibles dans un glissement. En parallèle elle montre que les expériences telles que nous les avons construites pour représenter le modèle Enclos/Grandes Pentas/Grand Brûlé distinguent systématiquement une zone effondrée, en amont du système et une zone de glissement en

aval. La présence d'une bordure libre implique en effet que les déplacements, dans cette partie du système, comportent toujours une composante horizontale dans la direction où les contraintes sont diminuées.

Géophysique

[1] Rappelons que le Piton de la Fournaise est édifié sur les restes d'un volcan des Alizés presque totalement démantelé, et dont on ne connaît l'existence que par la présence d'un complexe hypovolcanique situé précisément sous le Grand Brûlé. Le lien entre ces deux objets semble difficile à exclure. Les données de gravimétrie (synthétisées par Levieux, 2004) mettant en évidence l'extension du complexe, montrent une bonne corrélation avec la largeur du Grand Brûlé, du Rempart du Tremblet au Rempart de Bois Blanc voire jusqu'à la Ravine Ferdinand, identifiée comme une limite majeure.

[2] Les données PS montrent que le Grand Brûlé s'individualise des zones externes du secteur d'étude. Cela suggère que le Rempart du Tremblet et le Rempart de Bois Blanc sont bien des limites structurales majeures associées à la formation du Grand Brûlé. L'histoire du Rempart de Bois Blanc a été marquée par le développement d'un paléosystème alluvial mais cette paléorivière nous paraît être un élément de second ordre par rapport aux évènements tectoniques, dans le cadre de la formation de la dépression du Grand Brûlé.

[3] Les données PS semblent aussi confirmer l'existence d'une troisième limite structurale majeure : la Ravine Ferdinand.

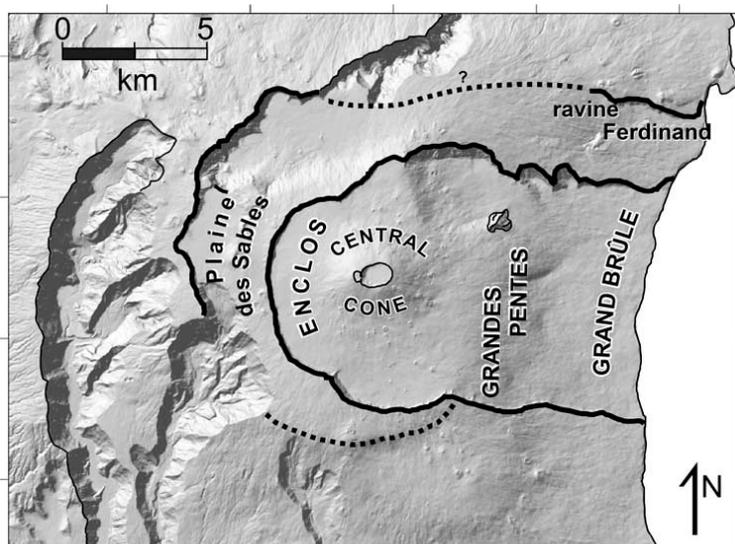


Figure III-53 : MNT du Piton de la Fournaise montrant les structures emboîtées de la Plaine des Sables et de l'Enclos. Les lignes continues montrent les failles visibles et les pointillés sont leur prolongement présumé (par Merle and Lénat, 2003).

Située à l'extérieur du grand Brûlé et sans lien établi avec lui, elle pourrait être le prolongement d'une structure plus ancienne, telle que le Rempart des Sables (escarpement bordant la Plaine des Sables), et correspondre à la limite d'une caldera ou d'un glissement plus ancien (comme proposé par Bachèlery, 1981 ; Merle and Lénat, 2003 ; Oehler et al., 2004 ; Fig. III-53).

[4] Les données de résistivité électrique et de polarisation spontanée semblent en bon accord pour définir la présence d'un niveau de faible résistivité assimilable à une zone de circulation préférentielle des eaux souterraines dans le Grand Brûlé. On sait que le signal diffère de celui des zones hydrogéologiques externes au Grand Brûlé (pour le gradient PS/altitude du profil de la RN2) mais interpréter cette différence reste difficile. On peut penser qu'un contraste lithologique entre le Grand Brûlé et les zones externes pourrait être à l'origine de cette perturbation. Cependant, sa nature exacte reste indéterminée.

[5] La tomographie de résistivité électrique a permis d'imager à haute résolution la distribution de la résistivité du sous-sol en mettant en évidence les contrastes existants entre le nord et le sud de la zone d'étude. La structure de résistivité du nord est interprétée comme une couverture de laves peu ou pas altérées sur les produits de la paléorivière des Osmondes. Celle-ci serait plus étendue que dans les interprétations antérieures avec une largeur d'au moins 2 km (dans la direction Nord-Sud) au niveau de la route nationale.

Modélisation analogique

[6] Les expériences analogiques permettent de valider un processus dans lequel un effondrement strictement vertical (pseudocaldera de l'Enclos) est provoqué par le relâchement des contraintes dans une direction, lors d'un glissement de flanc tout proche (glissement du Grand Brûlé).

[7] Les failles arquées et les blocs observés dans les processus de glissement reproduits en modélisation analogique ne sont pas des structures que l'on retrouve dans le Grand Brûlé comme on pourrait s'y attendre s'il est effectivement le résultat d'un glissement de flanc. Le resurfaçage intense lié à la mise en place régulière de nouvelles coulées de lave sur cette partie de l'édifice en est certainement la cause. Il est probable que si un autre glissement se produisait dans le futur ces failles sous-jacentes seraient réactivées.

En comparant nos données à celles acquises lors des études antérieures il semble que, pour expliquer la formation du Grand Brûlé, l'hypothèse d'un glissement, limité au sud

par le Rempart du Tremblet et au Nord par le Rempart de Bois Blanc, soit compatible avec les observations de terrain.

(1) l'implication du système hydrothermal du Piton de la Fournaise dans l'effondrement de la Caldera de l'Enclos et (2) le contrôle du substratum sur le glissement du Grand Brûlé sont les points essentiels du modèle. Les formations retrouvées en mer, les limites structurales repérées à terre et les relations existant entre certaines de ces structures et le complexe hypovolcanique du Grand Brûlé concordent pour montrer que l'histoire du Piton de la Fournaise est marquée par des évènements de déstabilisation récurrents.

Conclusions

La présence d'une zone de faible résistance mécanique au sein d'un édifice volcanique a une influence importante sur son évolution. La topographie, et à plus grande échelle, la structure du volcan se trouve modifiée lorsqu'un niveau ou une zone ductile s'est formée dans l'édifice. L'étude présentée dans ce mémoire montre que le développement d'un système hydrothermal dans le volcan peut favoriser la formation d'une caldera lorsque certaines conditions sont réunies et particulièrement lorsque la stabilité de l'édifice est rompue : cela peut se produire soit (1) parce que le gradient de charge entre le centre et les bordures de la zone ductile (dû à la présence d'un cône à son aplomb) est trop important soit (2) parce que les contraintes latérales sur cette zone ductile sont diminuées au point de permettre à la roche altérée de fluer.

Concernant nos exemples naturels, la modélisation analogique et les informations extraites des données géologiques et géomorphologiques disponibles sur Nuku Hiva et sur le Piton de la Fournaise, ont permis de valider un modèle de subsidence dans lequel la réduction des contraintes latérales est l'élément déclencheur de la déformation. Si les modèles se ressemblent, les conditions aux limites pour ces deux exemples sont très différentes. Pour Nuku Hiva, la cause de la diminution des contraintes dans une direction donnée semble être une faille réactivée sous l'édifice. Pour le Piton de la Fournaise, il s'agit vraisemblablement d'un glissement de flanc. Dans les deux cas la formation d'une caldera en amont du système n'aurait pas eu lieu sans cette première étape. C'est la principale différence avec les premiers modèles présentés, où la déformation débute spontanément à condition que la topographie initiale soit celle d'un cône à pentes fortes. Dans le cas d'un cône à pente faible ($< 15^\circ$ environ), tant que la zone ductile reste confinée, l'édifice reste stable.

Les modifications topographiques associées à la formation d'une caldera sur un cône volcanique sont rarement évoquées car, généralement, les recherches portent surtout sur le mécanisme de formation des calderas lui-même. Pourtant le passage d'un cône à une caldera plane a une influence sur le développement d'instabilités secondaires et pourrait aller jusqu'à modifier la dynamique éruptive. Comme nous l'avons vu dans les modèles analogiques, des glissements locaux ou la déstabilisation des bordures de la caldera liée à un léger relèvement des pentes à l'extérieur de la zone effondrée sont courants lors de la subsidence. D'autre part, la modification de l'état des contraintes associée à cet

aplanissement de la zone effondrée pourrait inhiber temporairement la remontée du magma favorisant son stockage et sa différenciation avant des éruptions ignimbritiques.

Cette étude apporte donc une solution alternative à celles généralement proposées pour expliquer la topographie plane d'une caldera, à savoir, le resurfaçage par (1) l'érosion et/ou (2) le recouvrement par des produits éruptifs postérieurs à la subsidence.

Les expériences analogiques sur les trois types de modèles présentés (effondrement gravitaire simple ou par réduction des contraintes latérales) montrent très souvent la remontée du matériau ductile en surface. La question de savoir à quoi correspondent ces remontées dans la nature est un point important. La modélisation analogique vérifie la validité du mécanisme et l'étude des exemples naturels présentés dans ce mémoire permet d'identifier les mécanismes particuliers (réactivation d'une faille du substratum et glissement de flanc) associés à ce processus de formation d'une caldera. La reconnaissance, sur le terrain, des formations supposées se mettre en place en surface lors de la subsidence (roche hydrothermalisée sous forme d'argiles et de brèches par exemple) est a priori la prochaine étape pour apporter des arguments supplémentaires au modèle de formation d'une caldera par fluage d'un système hydrothermal volcanique.

Références bibliographiques

A

- ACOCELLA V., CIFELLI F., FUNICIELLO R. (2000) Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104, 81-96.
- ALLARD P., CARBONNELLE J., DAJLEVIC D., LE BRONEC J., MOREL P., ROBE M. C., MORENAS J.M., FAIVRE-PIERRET R., MARTIN D., SABROUX J.C., ZETTWOOG P. (1991) Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature*, 351, 387-391.
- ARNAUD N. (2005) Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : le Piton des Neiges (Île de la Réunion). *Thèse d'université*. Univ. De la Réunion, 387p.
- AUBERT M., KIEFFER G. (1984) Evolution d'une intrusion magmatique dans le flanc sud de l'Etna entre juin 1982 et juin 1983. Résultats de potentiel spontanée (PS) et essai d'interprétation de l'éruption de 1983. *C. R. Acad. Sci. Paris* t.296 (Série II-8), 379-382.
- AUBERT M., AUBY R., BOURLEY F., BOURLEY Y. (1984) Contribution à la surveillance de l'activité de l'Etna à partir de l'étude des zones fumeroliennes. *Bull. Volcanol.*, 47, 1039-1050.
- AUBERT M., DANA I.N., LIVET M. (1990) Vérification de limites de nappes aquifères en terrain volcanique par la méthode de polarisation spontanée. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II, 999-1004.
- AUBERT M., DANA I. N., DUPUY J.C. (1991) Application de la méthode de polarisation spontanée à la découverte des circulations d'eau souterraine en terrain volcanique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 312, II, 325-330.
- AUBERT M., P. ANTRAYGUES, E. SOLER (1993) Interprétation des mesures de polarisation spontanée (PS) en hydrogéologie des terrains volcaniques. Hypothèse sur l'existence d'écoulements préférentiels sur le flanc sud du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *Bull. Soc. Géol. France*, 164 (1), 17-25.
- AUBERT M., ATANGANA Y.Q. (1996) Self potential-method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water*, vol. 34, n°6, 1010-1016.

B

- BACHELERY P. (1981) Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique. *Thèse de spécialité, 3^{ème} cycle de Pétrologie*, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 215p + annexes.
- BACHELERY P. (1999) Le fonctionnement des volcans boucliers. Exemple des volcans de la Réunion et de la Grande Comore. *Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches* – Université de la Réunion.
- BACHELERY P., MAIRINE P. (1990) Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. Dans : J.-F. Lénat (Ed.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, 213-242.
- BACHELERY P., LENAT J.-F. (1993) Le Piton de la Fournaise. *Mém. Soc. géol. France*, n° 163, 221-229.
- BACHELERY P. (1995) Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. In: *CNFG Geophys. (Editor), Rapport Quadriennal 1991-1994*, Paris, 107-112.
- BARBERI F., GANDINO A., GIONCADA A., LA TORRE P., SBRANA A., ZENUCCHINI C. (1994) The deep structure of the Eolian Arc (Filicudi-Panarea-Vulcano sector) in light of gravimetric, magnetic and volcanological data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 61, 189-206.
- BARDE CABUSSON S., MERLE O. (sous presse) From steep-slope volcano to flat caldera floor. *Geophysical Research Letters*.
- BAUBRON J.C., ALLARD P., TOUTAIN J.P. (1990) Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. *Nature*, 344, 51-53.
- BIBBY H.M., CALDWELL T.G., DAVEY F.J., WEBB T.H. (1995) Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 68, 29-58.
- BILLARD G., VINCENT P.M. (1974) Cartes Géologiques de la France, La Réunion 1/50000 (4 feuilles) et notice. *Edition du B.R.G.M.*, France

- BOGOSLOVSKY V. V., OGILVY A. A. (1972) The study of streaming potential on fissured media models. *Geophys. Prospect.*, 20 (4), 109-117.
- BONNEVILLE A., SICHOUX L. (1998) Topographie des fonds océaniques de la Polynésie française: synthèse et analyse. *Géologie de la France*, 3, 15–28.
- BORGIA A. (1994) Dynamic basis for volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, 99(17), 17791- 17804.
- BOUBEKRAOUI S., AUBERT M. (1999) Apport de la méthode des potentiels spontanés à la reconnaissance géologique et hydrogéologique des terrains volcaniques superficiels du Grand-Brûlé (Réunion, Océan Indien). *Hydrogéologie*, n°1, 43-51.
- BRANNEY M.J., KOKELAAR B.C. (1994) Volcanotectonic faulting, softstate deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 507– 530.
- BRIOLE P., BACHÈLERY P., MCGUIRE B., MOSS J., RUEGG J. C., SABOURAULT P. (1998) Deformation of Piton de la Fournaise: Evolution of the monitoring techniques and knowledge acquired in the last five years, in *Proceedings, 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, Santorini, Greece, 1996*, edited by R. Casale et al., European Commission, Brussels, 467–474.
- BROUSSE R., GUILLE G. (1978) Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku-Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). A) présentation générale: Cahiers du Pacifique, v. 21, 145-154.
- BROUSSE R., BARSCZUS H. G., BELLON H., CANTAGREL J. M., DIRAISON C., GUILLOU H., LEOTOT C. (1990) Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6, 933-949.

C

- CARENA S., BORGIA A., PASQUARE G., BATTAGLIA A., FERRARIS M., MARTELLI L., DE NERO M.T. (2000) Gravity syncline. *J. Geophys. Res.*, 105, 21819–21833.
- CARESS D.W., MCNUTT M.K., DETRICK R.S., MUTTER J.C. (1995) Seismic imaging of hotspot-related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373, 600–603.
- CARRACEDO J.C. (1994) The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic–island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 225–241.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J., GUILLOU H. (1999) Quaternary collapse structures and the evolution of the western Canaries (La Palma and El Hierro). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94, 169–190.
- CECCHI E., VANWYK DE VRIES B., LAVEST J.-M. (2005) Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 67, 72–91.
- CHEVALLIER P., BACHELERY P. (1981) Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion – Océan indien occidental. *Bull. Volcanol.*, Vol. 44-4, 723-741.
- CHIODINI G., D'ALESSANDRO W., PARELLO F. (1996a) Geochemistry of gases and waters discharged by the mud volcanoes at Paternò, Mt Etna (Italy). *Bull. Volcanol.*, 58, 51-58.
- CHIODINI G., FRONDINI F., RACO B. (1996b) Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bull. Volcanol.*, 58, 41-50.
- CHUBB L. J. (1930) The geology of the Marquisas islands. *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, 68, 1-71.
- CLAGUE D.A., DELINGER R.P. (1994) Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 56, 425-434.
- CLÉMENT J.-P., LEGENDRE C., CAROFF M., GUILLOU H., COTTEN J., BOLLINGER C., GUILLE G. (2002) Epiclastic deposits and 'horseshoe-shaped' calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120, 87-101.
- COLE J.W., MILNER D.M., SPINKS K.D. (2005) Calderas and caldera structures. *Earth-Science Reviews*, 69, 1– 26.
- CORWIN R. F., HOOVER D. B. (1979) The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, vol. 44, n°2, 226-245.
- COURTEAUD M., DESCLOITRES M., RITZ M., ROBINEAU B. (1994) Secteur pilote du Grand-Brûlé : étude géophysique par les méthodes TDEM et AMT, implications géologiques et hydrogéologiques. *Rapport université de la Réunion-ORSTOM, pour le Conseil Général de la Réunion*.
- COURTEAUD M., DESCLOITRES M., RITZ M., ROBINEAU B. (1995) Secteur pilote de Sainte Rose, Etude géophysique par les méthodes TDEM et AMT, Rapport récapitulatif sur les mesures et

données de terrain. *Rapport université de la Réunion-ORSTOM, pour le Conseil Général de la Réunion.*

COURTEAUD M., ROBINEAU B., RITZ M., DESCLOITRES M. (1998) Electromagnetic mapping of subsurface formations in the lower northeast rift zone of Piton de la Fournaise volcano: geological and hydrogeological implications. *J. Env. and Eng. Geophy.*, vol. 2-3, 181-187.

D

DAY S. J. (1996) Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcano. In *Volcano Instability o the Earth and Other Planets*, McGuire W. J., Jones A. P., and Neuberg J. (Eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 110, 77-93.

DE ASTIS G., FRAZZETTA G., LA VOLPE L. (1989) I depositi di riempimento della Caldera del Piano e i depositi della Lentia. *Boll. GNV*, n° 2, 763-778.

DEFOS DU RAU J. (1959) Le relief de l'Île de la Réunion. *Thèse d'université*, Bordeaux.

DENIEL C., KIEFFER G., LECOINTRE J. (1992) New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: A revised chronology for the Differentiated Series. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 51, 253-267.

DESCLOITRES M., RITZ M., ROBINEAU B., COURTEAUD M. (1997) Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: Implications for the quest of groundwater. *Water Resour. Res.*, 33-1, 13-19.

DIETERICH, J.H. (1988) Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *J. Geophys. Res.*, 12, 147-160.

DIRAISON C. (1991) Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Téphrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. *Thèse d'université*. Univ. de Bretagne occidentale, Brest, 413p.

DONNADIEU F., MERLE O. (1998) Experiments on the indentation process during cryptodome intrusions: New insight into Mount St Helens deformation, *Geology*, 26(1), 79-82.

DRUITT T. H., SPARKS R. S. (1984) On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, v.310, 679-681.

DUFFIELD W. A., STIELTJES L., VARET J. (1982) Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, la Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, 147-160.

DURAND S. (1997) Étude structurale de la zone sommitale du Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *Travail d'Etude et de Recherche*. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 26pp.

E

EATON P.C., SUTTERFIELD T.N. (1993) The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua Caldera, Fiji. *Econ. Geol.*, 88, 1053-1083.

EDWARDS S.F., OAKEHOTT R. B. (1989) *Physica*, D 38, 88-93.

ELSWORTH D., VOIGHT B. (1996) Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. In *Volcano Instability o the Earth and Other Planets*, McGuire W. J., Jones A. P., and Neuberg J. (Eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 110, 45-53.

F

FERRUCCI M., PERTUSATI S., SULPIZIO R., ZANCHETTA G., PARESCHI M.T., SANTACROCE R. (2005) Volcaniclastic debris flows at la Fossa Volcano (Vulcano Island, southern Italy): Insights for erosion behaviour of loose pyroclastic material on steep slopes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145, 173-191.

FILMER P.M., MCNUTT, M.K., WOLFE, C.J. (1993) Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society Islands. *J. Geophys. Res.*, 98, 19,565-19,577.

- FILMER P.M., MCNUTT M.K., WEBB H.F., DIXON D.J. (1994) Volcanism and archipelagic aprons: a comparison of the Marquesas and Hawaiian Islands. *Marine Geophysical Researches*, 16, 385–406.
- FINIZOLA A. (2002) Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs : Misti (Pérou) et Stromboli (Italie) ; approches géophysiques et géochimiques. *Thèse d'université*. Univ. Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II, 205p.
- FINIZOLA A., SORTINO F., LÉNAT J.-F., VALENZA M. (2002) Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self potential and CO₂ surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 116, 1-18.
- FINIZOLA A., LÉNAT J.-F., MACEDO O., RAMOS D., THOURET J.-C., SORTINO F. (2004) Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 135, 343-360.
- FITTERMAN D.V. (1987) Examples of transient sounding for groundwater exploration in sedimentary aquifers. *Ground Water*, 25, 685-692.
- FOLCH A., MARTÍ J. (2004) Geometrical and mechanical constraints on the formation of ring-fault calderas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221, 215-225.
- FOLIO J.-L. (2001) Distribution de la perméabilité dans le massif du Piton de la Fournaise : Apport de la connaissance du fonctionnement hydrogéologique d'un volcan bouclier. *Thèse d'université*. Univ. de la Réunion, St-Denis.
- FOURNIER C. (1989) Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area: case history of the Chaîne des Puys. *Geophys. Prospect.*, 37, 647-668.
- FURNESS P. (1992) Modelling spontaneous potentials with a new integral equation. *J. Appl. Geophys.*, 29, 143-155.
- FURNESS P. (1993) A reconciliation of mathematical models for spontaneous mineralization potentials. *Geophys. Prospect.*, 41, 779-790.
- FUNK AND WAGNALLS (1982) *Standar College Dictionary. Fitzhenry and Whiteside Ltd., Toronto, Montreal, Winnipeg, Vancouver.* 1590p.

G

- GABBIANELLI G., ROMAGNOLI C., ROSSI P.L., CALANCHI N., LUCCHINI F. (1991) Submarine morphology and tectonics of Vulcano (Aeolian Islands, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanologica.*, vol. 1, 135-141.
- GERARD A., RANÇON J.P. (1981) Evaluation du potentiel géothermique de l'île de la Réunion. Etude détaillée du site du Grand-Brûlé. *Rapport B.R.G.M.*, 81SGNGTH, 13p.
- GILLOT P.-Y., NATIVEL P.-E., BACHELERY P., CONDOMINES M. (1990) Géochronologie du Piton de la Fournaise. Dans : J.-F. Lénat (Ed.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, 243-256.
- GILLOT P.-Y., LEFÈVRE J.-C., NATIVEL P.-E. (1994) Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, 291-302.
- GILLOTT J. E. (1987) Clay in engineering geology. *Developments in geotechnical engineering*, Elsevier Science Publishers B. V., vol. 41, 468p.
- GIONCADA A., SBRANA A. (1991) "La Fossa caldera", Vulcano: inferences from deep drillings. *Acta Vulcanol.*, 1, 115-125.
- GIRARD G., VAN WYK DE VRIES B. (2005) The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 37-57.
- GIROUX B., CHOUTEAU M., DESCLOITRES M., RITZ M. (1997) Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *J. Appl. Geophys.*, 38, 77-96.
- GOFF F., GARDNER J.N. (1994) Evolution of a mineralized geothermal system, Valles Caldera, New Mexico. *Econ. Geol.*, 89, 1803–1832.
- GOFF F., JANIK C.J. (2000) Geothermal systems. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 817– 834.
- GRIFFITHS D.H., BARKER R.D. (1993) Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *J. Appl. Geophys.*, 29, 211-226.

- GUDMUNDSSON A. (1988) Formation of collapse calderas. *Geology*, v. 16, 808-810.
- GUDMUNDSSON A. (1998) Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bull. Volc.*, 60, 160-170.
- GUILLE G., LEGENDRE C., MAURY R. C., CAROFF M., MUNSCHY M., BLAIS S., CHAUVEL C., COTTEN J., GUILLOU H. (2002) Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique. *Géologie de la France*, n°2, 5-35.

H

- HASE H., HASHIMOTO T., SAKANAKA S., WATARU K., TANAKA Y. (2005) Hydrothermal system beneath Aso volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol 143, 259-277.
- HAURIE J.-L. (1987) Géodynamique des cirques de la Réunion. Implications géotechniques et stabilité des versants. *Thèse d'université*, Grenoble.
- HOCHSTEIN M.P., BROWNE P.R.L. (2000) Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 835-855.
- HOEK, E., BRAY, J.W. (1981) Rock Slope Engineering, 3rd edition. E. & F.N. Spon, London.
- HOEKSTRA P., BLOOM M. (1986) Case histories of time domain electromagnetic soundings in environmental geophysics. In: Ward S. (Ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 2. SEG, Tulsa, OK, 1-15.
- HOLOHAN E. P., TROLL V. R., WALTER T. R., MÜNN S., MCDONNELL S., SHIPTON Z. K. (2005) Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 119-136.
- HOSHINO K., KOIDE H., INAMI K., IWAMURA S., MITSUI S. (1972) Mechanical properties of Japanese tertiary sedimentary rocks under confining pressures. *Geological Survey of Japan*, Special Report 244.

J

- JACKSON D.B., KAUAHIKAUA J. (1987) Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano, 'Volcanism in Hawaii', chapter 40. *USGS Professional paper*, 1350, 947-959.
- JAEGER J.C., COOK N.G.W. (1971) *Fundamental of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, New York. 585p.
- JOUGNIAUX L., BERNARD M.-L., ZAMORA M., POZZI J-P. (2000) Streaming potential in volcanic rocks from mount Pélée. *J. Geophys. Res.*, 105, 8391-8401.

K

- KELLER J. (1980) The island of Vulcano. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 36, 369-414.
- KENNEDY B., STIX J., VALLANCE J.W., LAVALLÉE Y., LONGPRÉ M.-A. (2004) Controls on caldera structure: results from analogue sandbox modeling. *Geol. Soc. America Bull.*, 116, 515-524.
- KERR P.F. (1955) Hydrothermal alteration and weathering. In: A. Poldervaart (Ed.), *The crust of the Earth*, *Geol. Soc. Am., Spec. Papers*, 62, 525-543.
- KIEFFER G. (1990) Grands traits morphologiques de l'Île de la Réunion. Dans : J.-F. Lénat (Ed.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, 75-114.
- KOLSTAD C.D., MCGETCHIN T.R. (1978) Thermal evolution models for the Valles caldera with reference to a hot-dry-rock geothermal experiment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3, 197-218.
- KOMURO H., FUJITA Y., KODAMA K. (1984) Numerical and experimental models on the formation mechanism of collapse basins during the Green Tuff orogenesis of Japan. *Bull. Volcanol.*, 47, 649-666.
- KOMURO H. (1987) Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 139-149.
- KRAFFT M. (1978) *La Terre – une planète vivante !* Hachette (Ed.), 156p.

L

- LABAZUY P. (1991) Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *Thèse d'université*. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- LABAZUY P. (1996) Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In *Volcano Instability o the Earth and Other Planets*, McGuire W. J., Jones A. P., and Neuberg J. (Eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 110, 293-305.
- LAMBERT M. (2003) Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques. *Mémoire de Diplome d'Etudes Approfondies*. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- LAVALLÉE Y., STIX J., KENNEDY B., RICHER M., LONGPRÉ M.-A. (2004) Caldera subsidence in areas of variable topographic relief: results from analogue modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 129, 219-236.
- LE DEZ A., MAURY R.C., VIDAL PH., BELLON H., COTTEN J., BROUSSE R. (1996) Geology and geochemistry of Nuku-Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano: *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167, 197-209.
- LEGENDRE C., (2003) Pétrogenèse de laves différenciées en contexte intraplaque océanique et hétérogénéité géochimique au niveau du point chaud des Marquises (Polynésie française) : étude des îles de Ua Pou et de Nuku Hiva. *Thèse d'université*. Univ. de Bretagne occidentale, Brest.
- LEGENDRE C., MAURY R.C., SAVANIER D., COTTEN J., CHAUVEL C., HÉMOND C., BOLLINGER C., GUILLE G., BLAIS S., ROSSI P., (2005) The origin of intermediate and evolved lavas in the Marquesas archipelago: an example from Nuku Hiva island (Marquesas, French Polynesia): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143, 293-317.
- LEGENDRE C., MAURY R.C., BLAIS S., GUILLOU H., COTTEN J. (2006) Atypical hotspot chains: evidence for a secondary melting zone below the Marquesas (French Polynesia). *Terra Nova*, 18, 210–216.
- LENAT J.-F. (2007) Retrieving Self Potential anomalies in a complex volcanic environment: an SP/elevation gradient approach. *Near Surface Geophysics*, 5, 161-170.
- LENAT J.-F., VINCENT P., BACHÈLERY P. (1989) The offshore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean); Structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 1-36.
- LENAT J.-F., LABAZUY P. (1990) Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. Dans : J.-F. Lénat (Ed.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, 43-72.
- LENAT J.F., ROBINEAU B., DURAND S., BACHELERY P. (1998) Etude de la zone sommitale du volcan Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *C. R. Acad. Sci.*, 327, 781–788.
- LENAT J.-F., FITTERMAN D., JACKSON D. B., LABAZUY P. (2000) Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). *Bull. Volcanol.*, 62, 75-89.
- LENAT J.-F., GIBERT-MALENGREAU B. GALDÉANO A. (2001) A new model for the evolution of the volcanic island of Réunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.*, VOL 106, NO B5, 8645-8663.
- LEVIEUX G. (2004) Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise. *Mémoire de Diplome d'Etudes Approfondies*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 64p.
- LIPMAN P.W. (1984) The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, 89B, 8801– 8841.
- LIPMAN P. W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volc.*, 59, 198-218.
- LIPMAN P.W. (2000a) The central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. *Spec. Pap.- Geol. Soc. Am.*, 346, 9-71.
- LIPMAN P.W. (2000b) Calderas. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 643-662.
- LIPMAN P.W., MULLINEAUX D. (Eds.) (1981) The 1980 eruptions of Mount St Helens. *USGS Professional Paper*, 1250.

- LIPMAN P.W., SAWYER D.A. (1985) Mesozoic ash-flow caldera fragments in southeastern Arizona and their relation to porphyry copper deposits. *Geology*, 13, 652–656.
- LOKE M.H. (2001) Tutorial 2-D and 3-D electrical imaging surveys. *Geotomo Software*, Malaysia, 128p.
- LOKE M.H., BARKER R.D. (1996) Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.*, 44, 131-152.
- LÓPEZ D. L., WILLIAMS S. N. (1993) Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science*, 260, 1794-1796.

M

- MCGUIRE W.J. (1996) Volcano instability: a review of contemporary themes. In *Volcano Instability of the Earth and Other Planets*, McGuire W. J., Jones A. P., and Neuberg J. (Eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 110, 1-23.
- MCNUTT M., BONNEVILLE A. (2000) A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. *G-cubed*, vol. 1. Paper number: 1999GC000028.
- MACINNES D.A. (1961) The principles of electrochemistry: New York, Dover Publishing Co.
- MALENGREAU B., LENAT J.-F., BONNEVILLE A. (1994) Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de polarisation spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise: Cartography and temporal observation of self-potential (SP) anomalies at Piton de la Fournaise, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 165(3), 221–232.
- MALENGREAU B., LENAT J.-F., FROGER J.-L. (1999) Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 131-146.
- MAMMERICKX, J., HERON, E., DORMAN, L. (1980) Evidence for two fossil spreading ridges in the Southeast Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 263–271.
- MARTI J., ABLAY G.J., REDSHAW L.T., SPARKS R.S.J. (1994) Experimental studies of caldera collapse. *J. Geol. Soc. (Lond)*, 151, 919-929.
- MARTINELLI G., JUDD A. (2004) Mud volcanoes of Italy. *Geol. J.*, 39, 49-61.
- MAUDUIT T., GUERIN G., BRUN J.-P., LECANU H. (1997) Raft tectonics: the effects of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension. *Journal of Structural Geology*, vol. 19, n°9, 1219–1230.
- MAURY R.C., ANDRIAMBOLOLONA R., DUPUY C. (1978) Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central: rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volc.*, 41, 1–22.
- MAURY R. C., GUILLE G., LEGENDRE C., SAVANIER D., GUILLOU H., ROSSI P., BLAIS S. (2005) Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille de Nuku Hiva, Polynésie française : Orléans, BRGM, Archipel des Marquises : Service Géologique National, Editions du BRGM.
- MEJU M.A., FONTES S.L., OLIVEIRA M.F., LIMA J.P., ULUGERGERLI E., CARRASQUILLA A. (1999) Regional aquifer mapping using combined VEST-TEM-ATM/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysics*, 64, 337-356.
- MERLE, O (1998) Internal strain within lava flows from analogue modelling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 81, 189-206.
- MERLE O., BORGIA A. (1996) Scaled experiments on volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, 101, B6, 13805-13817.
- MERLE O., VIDAL N., VAN WYK DE VRIES B. (2001) Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106, n°B2, 2153-2162.
- MERLE O., LENAT J.-F. (2003) Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 108, B3, 2166.
- MERLE O., BARDE CABUSSON S., MAURY R. C., LEGENDRE C., GUILLE G., BLAIS S. (2006) Volcano core collapse triggered by regional faulting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 158, 269-280.
- MICHEL S., ZLOTNICKI J. (1998) Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise Volcano (Reunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation, and eruption, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,845–17,857.
- MICHON L., SAINT-ANGE F. (sous presse) The morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island) : characterization and implication in the volcano evolution. *J. Geophys. Res.*

- MIDDLETON G.V., WILCOCK P.R. (1996) Mechanics in the Earth and Environmental Sciences. *Cambridge Univ. Press, New York*. 459p.
- MOHAMED-ABCHIR A. (1996) Les Cendres de Bellecombe : un évènement majeur dans le passé récent du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion. *Thèse d'université*. Univ. de Paris VII, Paris.
- MOHAMED-ABCHIR M. A., SEMET M. P., BOUDON G., ILDEFONSE P., BACHÈLERY P., CLOCCHIATTI R. (1998) Huge hydrothermal explosive activity on Piton de la Fournaise, Réunion Island: the Bellecombe Ash Member. 2700 BC, in Proceedings, *2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes*, Santorini, Greece, 1996, edited by R. Casale et al., 447–455, Eur Comm., Brussels, Belgium.
- MOORE J.G., NORMARK W.R., HOLCOMB R.T. (1994) Giant Hawaiian Landslides. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 22, 119-144.
- MUNRO D.C., ROWLAND S.K. (1996) Caldera morphology in the western Galápagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 72, 85-100.
- MUNSCHY M., ANTOINE C., GUILLE G., GUILLOU H. (1998) La croûte océanique et les points chauds dans la région des Tuamotu, Océan Pacifique Central. *Géologie de la France*, 3, 5–13.

N

- NAKADA M., YOKOSE H. (1992) Ice age as a trigger of active Quaternary volcanism and tectonism. *Tectonophysics*, 212, 321–329.
- NAKAMURA K. (1980) Why do long rift zones develop in Hawaiian volcanoes? – a possible role of thick oceanic sediments. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 25, 255-269.
- NELSON P.H., ANDERSON L.A., (1992) Physical properties of ash flow tuff from Yucca Mountain, Nevada. *J. Geophys. Res.*, 97 (B5), 6823–6841.
- NERCESSIAN A., HIRN A., LEPINE J.-C, SAPIN M. (1996) Internal structure of Piton de la Fournaise Volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70, 123-143.
- NEWHALL C.G., DZURISIN D. (1988) Historical unrest at large calderas of the world. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1855, 2 vols., 1108p.
- NOURBEHECHT B. (1963) Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems. *Ph.D. Thesis*, Mass. Inst. Of Technology, Cambridge.

O

- OEHLER J.-F. (2005) Les déstabilisations de flanc des volcans de l'Ile de la Réunion (Océan Indien) : Mise en évidence, implications et origines. *Thèse d'université*. Univ. Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II.
- OEHLER J.-F., LABAZUY P., LENAT J.-F. (2004) Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Réunion Island. *Bull. Volcanol.*, 66, 585-598.
- OEHLER J.-F., VAN WYK DE VRIES B., LABAZUY P. (2005) Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, 169-189.
- OLHOEFT (1981) Electrical properties of granite with implications for the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 86, 931-936.
- OVERBEEK J.T.G. (1952) Electrochemistry of the double layer. *Colloid Science*, 1, Irreversible Systems, edited by H.R. Kruyt, Elsevier Sci., New York, 115-193.

P

- PHILIPPONAT G., HUBERT B. (1997) Fondations et Ouvrages en Terre. Eyrolles Editions, Paris. 548p.
- PETERSON N.P., GILBERT C.M., QUICK G.L. (1946) Hydrothermal alteration in the Castle Dome copper deposit, Arizona. *Econ. Geol.*, 41, 820-840.

R

- RAHE B., FERRILL D.A., MORRIS A.P. (1998) Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285, 21-40.
- RANÇON J.-P., LEREBOUR P., AUGÉ T. (1987) Mise en évidence par forage d'une chambre magmatique ancienne à l'aplomb de la zone orientale du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 304, Série II, n° 1, 55-60.
- RANÇON J.-P., LEREBOUR P., AUGÉ T. (1989) The Grand Brûlé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcano-structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 113-127.
- REID M. E., SISSON T. W., BRIEN D.L. (2001) Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington. *Geology*, 29, n° 9, 779-782.
- REVIL A. (2002) Comment on "Rapid fluid disruption: A source for self-potential anomalies on volcanoes" by M. J. S. Johnston, J. D. Byerlee, and D. Lockner. *J. Geophys. Res.*, 107, N°B8, 10.1029/2001JB000788.
- REVIL A., SARACCO G. AND LABAZUY P. (2003) The volcano-electric effect. *J. Geophys. Res.*, 108, N°B5, 10.1029/2002JB001835.
- REVIL A., NAUDET V., MEUNIER J. D. (2004) The hydroelectric problem of porous rocks: inversion of the position of the water table from self-potential data. *Geophys. J. Int.*, 159, Issue 2, p.435.
- ROCHE O., DRUITT T. H., MERLE O. (2000) Experimental study of caldera formation. *J. Volcanol. Geophys. Res.*, 105 B1, 395-416.
- ROUSSET, D., LESQUER A., BONNEVILLE A., LÉNAT J.-F. (1989) Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 37-52.
- ROWLAND S.K., MUNROW D.C. (1992) The caldera of volcan Fernandina: a remote sensing study of its structure and recent activity. *Bull. Volc.*, 55, 97-109.

S

- SANFORD A.R. (1959) Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, 70, 19-52.
- SATO M., MOONEY H. M. (1960) The electrochemical mechanism of sulphide self potentials. *Geophysics*, 35, 226-249.
- SAVANIER D., MAURY R. C., GUILLE G., LEGENDRE C., ROSSI P., GUILLOU H., BLAIS S., DEROUSI S. (2005) Carte géologique de la France (1/50000), feuille de Nuku Hiva, Polynésie française : Orléans, BRGM, Archipel des Marquises : Service Géologique National, Editions du BRGM.
- SCANDONE R. (1990) Chaotic collapse of calderas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42, 285-302.
- SCHIAVONE D., QUARTO R. (1984) Self potential prospecting in the study of water movements. *Geoexploration*, 22, 47-58.
- SCHULTZ R.A. (1996) Relative scale and the strength and deformability of rock masses. *Journal of Structural Geology*, 18, 1139-1149.
- SERGEYEV Y.M., GRABOWSKA-OLSEWSKA B., OSIPOV V. I., SOKOLOV V.N., KOLOMENSKI Y.N. (1980) The classification of microstructures of clay soils. *J. Microscopy*, 120, (3), 237-260.
- SICHOIX L., BONNEVILLE A. (1996) Prediction of bathymetry in French Polynesia constrained by shipboard data. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 2469-2472.
- SICHOIX L., BONNEVILLE A., MCNUTT M.K. (1998) The seafloor swells and superswell in French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, 103, 27123-27133.
- SIEBERT L., GLICKEN H., UI T. (1987) Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.*, 49, 435-459.
- SKEMPTON A.W. (1953) Soil mechanics in relation to geology. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* 29, 33-62.
- SKILLING I. P. (1993) Incremental caldera collapse of Suswa volcano, Gregory Rift Valley, Kenya. *J. Geol. Soc. Lond.*, 150, 885-896.
- SMITH R. L., BAILEY R. A. (1968) Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116, 153-210.
- SOGREAH (1990) Une méthodologie géophysique appliquée à l'hydrogéologie sur l'Île de la Réunion. *Rapport Sogreah*, n°60468, pour le Conseil général de la Réunion.

- STAUDACHER T., ALLÈGRE C.J. (1993) Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced ^3He and ^{21}Ne . *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 395-404.
- STEWART I., MCGUIRE W.J., VITA-FINZI C., FIRTH C., HOLMES R., SAUNDERS S. (1993) Active faulting and neotectonic deformation on the eastern flank of Mount Etna, Sicily. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 94, 73–94.

T

- TROLL V. R., WALTER T. R., SCHMINCKE H.-U. (2002) Cyclic caldera collapse: piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology*, 30, n° 2, 135-138.
- TRIQUE M., PERRIER F., FROIDEFOND T., AVOUAC J.-P., HAUTOT S. (2002) Fluid flow near reservoir lakes inferred from the spatial and temporal analysis of the electric potential. *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JB000482.

V

- VALLANCE J. W., SCOTT K. M. (1997) The Osceola Mudflow from Mont Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *GSA Bulletin*, 109, n° 2, 143–163.
- VAN WYK DE VRIES B., FRANCIS, P. (1997) Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, 387, 387–390.
- VAN WYK DE VRIES B., MATELA R. (1998) Style of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 81, 1-18.
- VAN WYK DE VRIES B., KERLE N., PETLEY D. (2000) Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28, n° 2, 167-170.
- VAN WYK DE VRIES B., CECCHI E, ROBINEAU B, MERLE O, BACHÈLERY P (2001) Factors Governing the Volcano-Tectonic Evolution of La Reunion Island: a Morphological, Structural and Laboratory Modelling Approach. EUG XI, 8-12th April 2001, Strasbourg.
- VENDEVILLE B. (1987) Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. *Thèse d'université*. Univ. de Rennes I, 395p.
- VENTURA G. (1994) Tectonics, structural evolution and caldera formation on Vulcano Island (Aeolian Archipelago, southern Tyrrhenian Sea). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 207-224.
- VIDAL N., MERLE O. (2000) Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 99, 9-26.
- VOIGHT B., ELSWORTH D. (1997) Failure of volcano slope. *Géotechnique*, 47(1), 1-31.
- VON DRASCHE R. (1878) Die Insel Reunion im Indischen Ozean. Holder, Vienne, 85p.

W

- WALKER G.P.L. (1960a) The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. III. Regional distribution. *Mineral. Mag.*, 32, 503–527.
- WALKER G.P.L. (1960b) Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Ireland. *J. Geol.*, 68, 515–528.
- WALKER G.P.L. (1984) Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *J. Geophys. Res.*, B 89 (10), 8,407–8,416.
- WALKER G. P. L. (1988) Three Hawaiian calderas: an origin through loading by shallow intrusions. *J. Geophys. Res.*, vol. 93, N°B12, 14773-14784.
- WALKER G.P.L. (1992) Coherent intrusive complexes in large basaltic volcanoes – a new structural model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 50, 41–54.
- WALLMANN P.C., MAHOOD G.A., POLLARD D.D. (1988) Mechanical models for correlation of rong-fracture eruptions at Pantelleria, Strait of Sicily, with glacial sea-level drawdown. *Bull. Volcanol.*, 50, 327-339.
- WALTER T. R., TROLL V. R.. (2001) Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bull. Volc.*, 63, 191-203.

- WALTER T.R., SCHMINCKE H.-U. (2002) Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 15–628.
- WALTER T.R., TROLL V.R., CAILLEAU B., BELOUSOV A., SCHMINCKE H.-U., AMELUNG F., V.D. BOGAARD P. (2005) Rift zone reorganisation through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volc.*, 67, 281–291.
- WATTERS R.J., ZIMBELMAN D.R., BOWMAN S.D., CROWLEY J.K. (2000) Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, cascade range Volcanoes. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 957–976.
- WAYTHOMAS C. F., MILLER T. P., BEGÉT J. E. (2000) Record of Late Holocene debris avalanches and lahars at Iliamna Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104, 97-130.
- WILLIAMS-JONES G., STIX J., HEILIGMANN M., CHARLAND A., SHERWOOD LOLLAR B., ARNER N., GARZON G., BARQUERO J., FERNANDEZ E. (2000) A model of diffuse degassing at three subduction related volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 62, 130-142.
- WOHLETZ K., HEIKEN G. (1992) Volcanology and geothermal energy. J.H. Heiken (Ed.), *University of California Press.*, 432p.
- WOLFE C., MC NUTT M.K., DETRICK R.S. (1994) The Marquesas archipelagic apron: seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting and crustal underplating. *J. Geophys. Res.*, 99, 13,591–13,608.
- WOOLLER L., VAN WYK DE VRIES B., MURRAY J., RYMER H., MEYER S. (2005) Volcano spreading controlled by dipping substrata. *Geology*, 32, 573–576.
- WYNN J. C., SHERWOOD S. I. (1984) The self potential (SP) method: an inexpensive reconnaissance and archaeological mapping tool. *Journal of Field Archaeology*, 11, n°2, 195-204.

Z

- ZABLOCKI, C.J. (1976) Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. *Proceedings, 2nd U.N. Symposium on the development and use of geothermal resources*, San Francisco, California, May 1975, 2, 1299-1309.
- ZABLOCKI C. J. (1978) Streaming potentials resulting from the descent of meteoric water. A possible source mechanism for Kilauean self-potential anomalies. *Geothermal Resources Council Transactions*, 2, 747-748.
- ZLOTNICKI J., BOUDON G., VIODÉ J.P., DELARUE J.F., MILLE A., BRUÉRE F. (1998) Hydrothermal circulation beneath Mount Pelée inferred by self potential surveying. Structural and tectonic implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84, 73– 91.
- ZOHDY A. A. R., ANDERSON L. A., MUFFLER L. J. P. (1973) Resistivity, self-potential and induced polarization surveys of a vapour-dominated geothermal system. *Geophysics*, 38, n° 6, 1130-1144.

