



HAL
open science

**Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs :
Misti (Pérou) et Stromboli (Italie) ; Approches
géophysiques et géochimiques**

Anthony Finizola

► **To cite this version:**

Anthony Finizola. Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs : Misti (Pérou) et Stromboli (Italie) ; Approches géophysiques et géochimiques. Géologie appliquée. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2002. Français. NNT : . tel-00007505

HAL Id: tel-00007505

<https://theses.hal.science/tel-00007505>

Submitted on 24 Nov 2004

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. 1355

**UNIVERSITE BLAISE PASCAL
CLERMONT-FERRAND II**

(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 346**

THESE

Présentée pour obtenir le titre de

DOCTEUR D'UNIVERSITE
Spécialité : Volcanologie

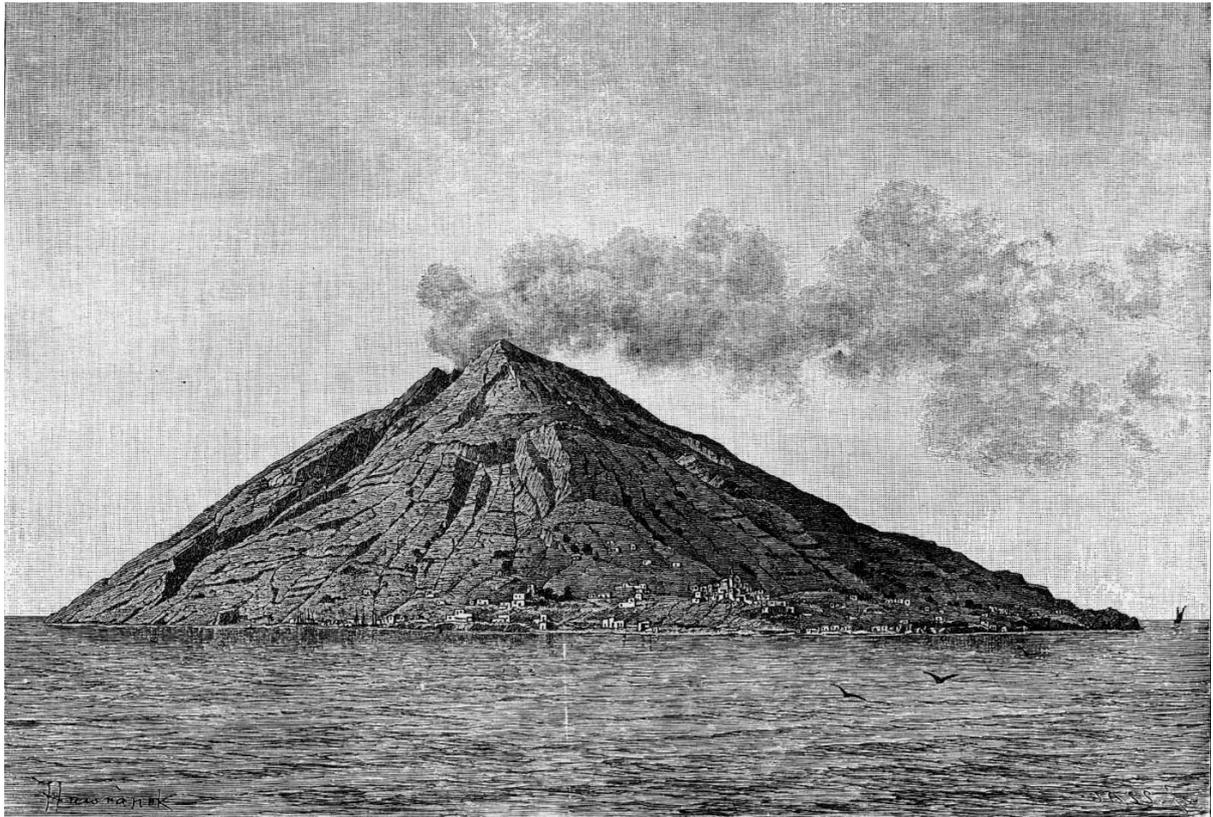
par

Anthony FINIZOLA
Diplômé d'Etudes Approfondies

**ETUDE DE SYSTEMES HYDROTHERMAUX DE VOLCANS ACTIFS :
MISTI (PEROU) ET STROMBOLI (ITALIE) ;
APPROCHES GEOPHYSIQUES ET GEOCHIMIQUES.**

Soutenue publiquement le 13 Juin 2002, devant la commission d'examen composée de :

LENAT Jean-François	Université de Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
VALENZA Mariano	Università di Palermo	Directeur de thèse
ALLARD Patrick	CEA de Gif-sur-Yvette	Rapporteur
RIPEPE Maurizio	Università di Firenze	Rapporteur
ROBIN Claude	Université de Clermont-Fd et IRD	Examineur
AIUPPA Alessandro	Università di Palermo	Examineur
JOUNIAUX Laurence	Ecole Normale Supérieure de Paris	Invitée



Stromboli, vu de l'Est (1896). Gravure de Luigi Salvatore d'Austria, Archiduc d'Autriche (Firenze 1847 - Brandes 1915).

"Le Stromboli! Quel effet produisit sur mon imagination ce nom inattendu! Nous étions en pleine Méditerranée, au milieu de l'archipel éolien de mythologique mémoire, dans l'ancienne Strongyle, où Eole tenait à la chaîne les vents et les tempêtes. Et ces montagnes bleues qui s'arrondissaient au levant, c'étaient les montagnes de la Calabre! Et ce volcan dressé à l'horizon du sud, l'Etna, le farouche Etna lui-même.

"Stromboli! Stromboli!" répétais-je".

Julès Verne, Voyage au Centre de la Terre (1864).

*A mes Parents,
A Kathy,*

*"I don't have idols.
I admire hard work,
dedication and competency."*

Ayrton Senna.

Avant-propos

Commencer ces premières pages par une rapide entrée en matière dans la liste des remerciements n'est pas une chose aisée tant ces deux années passées sur les flancs des volcans de la Cordillère Andine et ces divers mois occupés à sillonner le Stromboli, m'évoquent de souvenirs. Arrivé au terme de la rédaction de ce manuscrit, je dois avouer que cela procure une satisfaction hors du commun d'avoir des modèles suffisamment contraints par les données de terrain tels qu'on se sente convaincu de l'interprétation des résultats que l'on présente. Ce privilège d'avoir pu réunir cet océan de données qui constitue ce mémoire de thèse, je le dois essentiellement à la volonté et à l'enthousiasme de nombreuses personnes qui m'ont aidé à réaliser ces grandes campagnes de prises de données et à accéder à ce savoir, parfois, il est vrai, dans des conditions difficiles... Au bout du compte, après ces centaines de km parcourus et ces données recueillies par milliers, je retiendrai trois mots clefs qui ont permis la réalisation et l'aboutissement de ce travail : Amitié, Aventure et Passion. Il me semble que par l'intermédiaire de ces trois mots, je pourrais résumer, vu sous un autre angle, les nombreuses pages constituant ce mémoire, tous ces mois de terrain passés sur les flancs des volcans de la Cordillère Andine en flirtant avec les 6000 mètres d'altitude, ou plus modestement au sommet du volcan connu pour être le Phare de la Méditerranée. Ensuite..., la course aux données..., toujours plus, pour affiner la compréhension d'un objet. On se prend facilement au jeu, pour aboutir par exemple à 167 km de profils PS rayonnant depuis 5822 m d'altitude sur les flancs du volcan Misti. Ce chiffre nous fera toujours sourire Orlando, Domingo et moi-même... Alors, en se penchant sur ces chiffres tels que 300 km de profils PS, 12 jours à -23 degrés Celsius au sommet de la caldeira de l'Ubinas, un sac à dos de 35 kg monté à 5800 mètres, deux mois au sommet du Stromboli..., il est amusant de se poser la question : "Et si tout était à refaire ?..." La réponse est immédiate. Comme me l'a fait remarquer Jean-François Lénat, le 2 mai 1999, à 5100 mètres d'altitude sur les flancs du volcan Ubinas alors que nous étions transis de froid dans une tourmente de neige : "Ce sont les contrastes qui font la qualité de vie !" Et c'est autour de ces contrastes, pendant plus de deux années consécutives, que j'ai partagé au Pérou avec Orlando Macedo, Domingo Ramos, Katherine Gonzales, René Pinto, Jaime Suni, Pedro Navarro, Rachel Gusset, Yashmin Chébli, Nicolas Fournier, Virginie Glock, Francesco Sortino, Jean-François Lénat, Sylvain Bonvalot, Germinal Gabalda, Jean-Philippe Métaxian, Jean-Claude et Liliane Thouret, des émotions uniques qui resteront des souvenirs inoubliables. En penchant mon regard sur Stromboli, où se mêle en plus la magie du spectacle explosif, j'ai également une pensée émue pour tous ceux qui m'ont aidé durant les diverses missions que j'ai effectuées depuis 1994 : avec Thierry Challan, Maurizio Ripepe, Yashmin Chébli, Sébastien Durand, Anne Boudier, Hélène Isnard, Pierre Crançon, Anne-Lise Bard, Karim Kelfoun, Laurence Jonac, Cédric Simonet, Massimo Della Schiava, Francesco Sortino, Pino Soda, Francesca Sintoni, Maria Albo Selma, Romain Boyer, Fabrice Mourau, Virginie Meister, Sandrine Poteaux, Luc Mignon, Guillaume et Thomas Rebilly et Laura Turinese.

Parmi toutes les personnes qui m'ont permis de réaliser ce mémoire, je tiens à remercier tout particulièrement :

* Jean-François Lénat, physicien de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, qui s'est proposé d'être mon directeur de thèse et avec qui j'ai eu l'immense plaisir de réaliser deux missions au Pérou. Il a su m'enseigner par ses excellentes remarques comment tirer le maximum des données de terrain et la façon d'aborder les problèmes dans la rédaction d'un article scientifique. Grâce à sa passion pour son métier, sa disponibilité, son optimisme, sa sympathie et son investissement critique et approfondi sur l'ensemble des travaux qui constituent ce manuscrit, ce travail de thèse a été pour moi un réel plaisir tout au long de ces trois années.

* Mariano Valenza, mon co-directeur de thèse, directeur du département de Chimica e Fisica della Terra e Applicazioni alle georisorse e rischi naturali (CFTA) de l'Université de Palerme et chercheur à l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) de Palerme, avec qui les discussions scientifiques et son enthousiasme quant aux travaux et initiatives entrepris ont été particulièrement sympathiques. Son appui en contact et matériel géochimique ont permis la bonne réalisation des diverses missions effectuées en Italie et au Pérou.

* Francesco Sortino, technicien et chercheur à l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) de Palerme, un grand frère je devrais dire, avec qui les cinq minutes d'imbécillité sont devenues un classique pour chacune des missions que nous avons effectuées ensemble !.. Que ce soit sur le Misti, l'Ubinas, à Vulcano ou à Stromboli, il a su me transmettre avec beaucoup de pédagogie toutes les techniques d'échantillonnage des gaz volcaniques dans des contextes très variés. Sa disponibilité et son dynamisme m'ont permis de réaliser aussi bien au Pérou qu'en Italie, des missions faisant fusionner à merveille des techniques géophysiques et géochimiques autour d'une thématique commune.

* Jean-Claude Thouret, professeur à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, qui a été affecté au Pérou à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) durant quatre années. J'ai eu la chance grâce à sa demande auprès de l'IRD de bénéficier de la création d'un poste de Coopérant au Service National qui m'a permis de travailler deux ans en Volcanologie en coopération avec l'Instituto Geofísico del Peru (IGP). Son infinie sympathie, sa grande passion pour son travail et son engouement pour la collaboration scientifique pluridisciplinaire nous a permis de lier une étroite et intéressante collaboration sur nos travaux. J'ai eu également l'occasion de participer à quelques unes de ses missions en téphro-stratigraphie sur les volcans Sabancaya, Ubinas, Misti, ou Huayna Putina qui m'ont été particulièrement instructives. Pour terminer, comment de pas évoquer bien évidemment les nombreux repas pris ensemble tous les trois avec Liliane, à Arequipa ou à Lima, qui m'ont laissé d'excellents souvenirs.

* Orlando Macedo, responsable de l'Instituto Geofísico del Peru (IGP), à Arequipa, pour sa grande gentillesse, son dévouement et sa motivation pour l'ensemble du travail géophysique qui a été effectué durant ces deux années sur les volcans du sud Pérou. Son énergie déployée aussi bien en règlements administratifs qu'au cours des missions de terrain est sans équivalent.

* Maurizio Ripepe, professeur et chercheur à l'Université de Florence et à l'Université de Camerino, tout d'abord pour avoir supporté mes passages répétés et de longue durée à l'Osservatorio Geofísico à Stromboli, et non pas seul... mais avec de nombreux étudiants de géologie m'aidant dans mon travail de terrain. Je lui suis infiniment reconnaissant de toute la sympathie et l'aide qu'il m'a apporté dès notre premier contact en août 1994 à Stromboli, le tout dans un tourbillon de gaieté et de bonne humeur calabraise ! Je garde également un excellent souvenir des heures passées ensemble à Florence et à Stromboli en discutant de sismique, d'acoustique ou d'analyse d'images infrarouge, ou bien en parlant de PS ou de ... logistique...

* Maurice Aubert, ayant fini d'exercer ses fonctions comme physicien à l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, pour m'avoir fait débiter sur le chemin de la PS appliquée aux volcans actifs. Il m'a enseigné avec une grande passion et gentillesse tous les rudiments de la PS durant mes 3 années consécutives de licence, maîtrise et DEA, effectuées à l'Université de Clermont-Ferrand. Il m'a transmis son expérience au cours de divers stages de traitement de données PS et de missions de terrain de plusieurs mois au Stromboli et à Vulcano, qui m'ont permis d'effectuer par la suite de plus amples études avec l'IRD au Pérou.

* René Marocco, représentant de la mission IRD au Pérou, pour son amitié, son intérêt apporté à mes travaux, ainsi que pour son appui financier pour l'envoi depuis le Pérou d'échantillons à l'INGV de Palerme. Par son intermédiaire je remercie l'IRD, pour avoir choisi ma candidature sur le poste de Coopérant au Service National qui s'était ouvert au Pérou en décembre 1996.

* Ronald Woodman, directeur exécutif de l'Instituto Geofísico del Peru (IGP), Hernan Montes, directeur technique et Leonidas Ocola, directeur scientifique, pour leur sympathie, leur appui logistique, financier, et leur grand intérêt porté tout au long de ces études réalisées sur les volcans actifs du sud Pérou. Leur soutien a été colossal, aussi bien dans le cadre de mes missions que de celles complémentaires d'autres collègues (comme Jean-François Lénat, Francesco Sortino, Sylvain Bonvalot, Germinal Gabalda et Jean-Philippe Métaxian) venant se greffer sur notre planning de missions à thématique volcanologique.

* Tout le personnel scientifique et technique de l'INGV de Palerme, qui m'a accueilli très chaleureusement au cours de mes divers séjours effectués à Palerme.

Dans un autre contexte, je tiens à adresser également mes sincères remerciements à certaines personnes dans le domaine de la Formule 1, qui m'ont permis depuis 1994 de bénéficier, grâce à leur soutien, d'équipements ignifugés de très haute qualité pouvant être utilisé en Volcanologie, et sans

lesquels une grande partie du travail effectué à Stromboli près de la zone des cratères actifs aurait été impossible. Je tiens donc à remercier :

* Jean Todt, directeur de la gestion sportive de la Scuderia Ferrari en Formule 1, pour m'avoir donné une des combinaisons ignifugées utilisées par les mécaniciens de la Scuderia Ferrari, qui m'a assuré une très grande protection au cours de mon travail réalisé près des cratères actifs du Stromboli.

* Flavio Briatore, directeur de l'écurie Benetton en Formule 1, et

* Giancarlo Minardi, ex-directeur de l'écurie Minardi en Formule 1, pour m'avoir mis en relation avec leur sponsor Sparco à Turin ainsi que pour leurs sincères encouragements.

* Marc Demougeot, directeur de Sparco-France à Nice Lingostière, pour m'avoir fait bénéficier de prix tout à fait exceptionnels sur l'ensemble du matériel ultra fiable utilisé par les pilotes de Formule 1 dans le cadre du contrat publicitaire " Sparco-Volcans 1995-96 " proposé. L'utilisation de ce matériel qui a suscité l'intérêt et a été approuvé par diverses équipes de volcanologues en Italie, m'a permis d'effectuer avec une bonne marge de sécurité des mesures à l'intérieur du cratère SW du Stromboli dans des zones particulièrement exposées aux projections volcaniques.

Pour finir, je tiens à adresser une pensée à ce super groupe d'amis thésards et ex-thésards, c'est-à-dire Papi Faure, Van van, Gonc, Monsieur Michon, Sophie et Shashou, P'tit Zam, Caro, Fabien, Pablo, Manue, Estelle, Briec, Arnaud, Hugues, NathD, Anne-Line, Cécile et Polo, Etienne, Franck, Olivier, Poulpy, le Kelf, Jean-Luc, NathT, AnthonyT ainsi que Fred, Nath et Barbara de la société Pyros qui m'ont permis de me remettre de la dure transition, il faut le dire, entre deux années passées au sommet des Andes et la dure épreuve de la rédaction... Je vous remercie pour avoir contribué à l'excellente ambiance et la bonne humeur qui a fait de cette période, trois années riches en souvenirs forts sympathiques.

Je profite pour remercier également tous les thésards qui ont participé durant deux ans au comptage du nombre de quartiers de pamplemousse au R.U. et dont l'étude statistique sur plus de deux cents pamplemousses a montré que le nombre de quartiers répond à un histogramme dissymétrique à répartition unimodale centrée sur douze et treize quartiers dont les limites sont dix et dix-sept...

Et puis, j'aurais dû bien évidemment commencer par eux, pour m'avoir donné la possibilité de vivre pleinement ma passion : un Grand Merci à mes Parents et à ma famille, à qui je dois une infinie reconnaissance.

... Merci à vous tous !!!

Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs :
Misti (Pérou) et Stromboli (Italie) ;
Approches géophysiques et géochimiques.

Résumé

Les systèmes hydrothermaux jouent un rôle majeur au sein des édifices volcaniques. En surface, ils se manifestent sous la forme de fluides, le plus souvent acides et de température élevée (fumerolles, geysers, sources thermales, lacs acides, ...), qui résultent d'un important échange de matière et d'énergie au sein de l'édifice. Ces interactions à haute température eaux - gaz - roches ont comme conséquences : (1) l'altération et à la fragilisation des parties internes des édifices volcaniques par réactions chimiques et dissolution, et (2) la diminution de la perméabilité du milieu, via les processus de dissolution-recristallisation, qui va perturber ainsi la circulation des fluides. Ces derniers peuvent interagir avec le magma pour donner lieu à des dynamismes phréatiques ou phréatomagmatiques fortement explosif. De plus, lors des crises volcaniques, les systèmes hydrothermaux enregistrent en général les premières perturbations associées à des variations de contraintes ou à l'arrivée de magma en profondeur. La connaissance des systèmes hydrothermaux présente donc un intérêt majeur en volcanologie.

Ce mémoire décrit une nouvelle approche des systèmes hydrothermaux appliquée à deux volcans actifs : le Misti au Pérou et le Stromboli en Italie en utilisant simultanément des techniques géophysiques (Polarisation Spontanée : PS) et géochimiques (étude des gaz volcaniques diffus). Un des objectifs a été d'analyser les relations spatiales entre deux systèmes de circulation de fluides : (1) l'infiltration d'eau météorique qui alimente en grande partie des systèmes hydrothermaux et responsable par électrofiltration de signaux particuliers en PS et (2) les remontées de gaz carbonique, qui constitue le gaz magmatique majoritaire après la vapeur d'eau.

Le travail de terrain a consisté en l'acquisition d'une importante base de données, avec, dans le cas du Misti, 164 km de profils répartis en 10 radiales partant du sommet (5822 m) jusque dans les parties basse de l'édifice (~3500 m) avec un pas d'échantillonnage de 100 mètres. Dans le cas du Stromboli, le travail a été divisé en deux parties ; (1) à l'échelle de l'île où 6 radiales ont été réalisées depuis le sommet (918 m) jusqu'à la mer, avec un pas d'échantillonnage de 20 mètres, et (2) dans la zone sommitale où un travail de détail a été

mené près des cratères actifs sous la forme de 71 profils avec un pas d'échantillonnage métrique englobant plus de 6000 mesures PS, couplées à des mesures thermiques et de gaz du sol.

Les apports de cette nouvelle approche pluridisciplinaire peuvent être classés en trois thématiques :

(1) Connaissance des principales limites structurant un édifice volcanique :

Dans le cadre des études menées à Stromboli, le couplage des méthodes PS/CO₂ a permis de mettre en évidence les structures de fortes perméabilités le long desquelles s'opère un drainage préférentiel des fluides (eau et gaz).

Trois types de relations ont pu être définies entre anomalie PS et CO₂, suivant la proximité avec la sources de chaleur et la profondeur du système de fracturation.

A proximité de cratères actifs, une bonne corrélation apparaît entre les anomalies de CO₂, de température et les maxima PS, alors qu'à plus de 300 mètres environ des cratères actifs, les anomalies de CO₂ sont associées avec des minima PS. Une des interprétations possible est de considérer qu'à proximité des cratères actifs, l'énergie thermique disponible est suffisante pour vaporiser les eaux constituant le réseau de circulation superficiel. Ainsi les remontées de CO₂ sont associées à de la vapeur d'eau (maxima PS), alors qu'à des distances plus grandes des corps magmatiques, les remontées de CO₂ sont associées à des descentes hydriques (minima PS).

De plus, ces anomalies de forme circulaire délimitent des lèvres d'anciens cratères, ou se superposent à des bordures de caldeiras identifiées par des études géologiques antérieures. Il apparaît ainsi clairement que ces limites lithologiques jouent un rôle majeur dans le drainage préférentiel des fluides au sein de l'édifice. Ces zones se caractérisent par une extension latérale particulièrement réduite (40-80 m) et nécessitent par conséquent en amont pour être mises en évidence du choix d'un pas d'échantillonnage des données particulièrement réduit (≤ 20 m).

Le troisième type de relation PS/CO₂ mis en évidence est la présence de pics de CO₂ sans contrepartie en PS. Ces anomalies se localisent sur des segments de droite recoupant l'ensemble de l'édifice et correspondant à des failles régionales plus profondes qui drainent les remontées de CO₂ sans affecter le système hydrogéologique plus superficiel.

Dans le cadre des études menées au Misti, une analyse des relations PS/altitude a permis d'extraire du signal électrique de grande longueur d'onde une information plus superficielle d'ordre structural. Cette nouvelle approche des relations PS/altitude a permis de cartographier les transitions lithologiques présentes au sein du cône volcanique et non visibles en surface car recouvertes par des produits plus récents tout en validant la méthode dans les parties basses de l'édifice sur des limites lithologiques affleurant au bas du cône.

(2) Mise en évidence des processus de scellage liés aux systèmes hydrothermaux.

Le couplage des méthodes PS/CO₂ aussi bien à Stromboli et au Misti a révélé à l'échelle de l'édifice volcanique une transition très nette dans les concentrations en CO₂ de part et d'autre de la limite latérale d'extension des systèmes hydrothermaux définis en PS. Ces concentrations en CO₂ présentent la particularité d'avoir des valeurs proches des valeurs atmosphériques (~350 ppm) au sein des systèmes hydrothermaux, et des valeurs significativement plus élevées (~800-2000 ppm) à l'extérieur des systèmes hydrothermaux. Seuls des phénomènes de scellage générés par l'activité hydrothermale semblent rendre compte au mieux des résultats observés.

(3) Localisation des sites privilégiés destinés à une surveillance volcanologique.

Dans le cadre des mesures de détail réalisées dans la zone sommitale de Stromboli, la localisation précise des limites d'anciens cratères servant au drainage préférentiel de fluides a permis d'identifier un seul et unique point où le flux de gaz et sa très faible contamination par l'air permet d'échantillonner les gaz avec la méthode classique des ampoules à soude. Ces résultats ouvrent la perspective d'amorcer à Stromboli une réelle surveillance géochimique des gaz comme celle effectuée depuis plusieurs années à Vulcano.

En PS, l'analyse des courtes longueurs d'onde (< 10 m) a permis de localiser avec précision l'ensemble du réseau hydrique superficiel condensant à l'aplomb des anomalies thermiques et s'infiltrant en direction du minimum topographique, dans une zone froide et totalement imperméable au CO₂. Cette zone d'accumulation d'eau à proximité (< 100 m) des cratères actifs, présente une potentialité non négligeable d'interaction avec l'activité éruptive, et a été choisie pour l'installation d'une surveillance électrique permanente.

Sommaire

<i>Introduction générale</i>	17
<i>i.A. Les systèmes hydrothermaux : généralités et intérêt d'étude</i>	18
<i>i.B. Objectifs</i>	20
<i>i.C. Plan de thèse</i>	21
<i>Chapitre I. Les systèmes hydrothermaux : état des connaissances et méthodes d'investigation</i>	22
<i>I.A. Caractérisation des systèmes hydrothermaux</i>	23
I.A.1. Généralités.....	23
I.A.2. Contexte géologique.....	24
I.A.3. Critères de classification des systèmes géothermaux.....	25
a) <i>Classification par la source de chaleur</i>	25
b) <i>Classification par la nature de l'encaissant</i>	26
c) <i>Classification par la température du réservoir</i>	26
d) <i>Classification par l'état d'équilibre du réservoir</i>	27
e) <i>Classification par le type de fluide</i>	28
I.A.4. Transferts thermiques.....	29
a) <i>Transfert conductif</i>	29
b) <i>Transfert convectif</i>	31
<i>I.B. Aspects géologiques</i>	32
I.B.1. Manifestations de surface.....	32
I.B.2. Preuves et conséquences des processus de dissolution et d'altération hydrothermale.....	34
<i>I.C. Approche par des techniques géochimiques</i>	37
I.C.1. Echantillonnage des gaz.....	37
a) <i>Ampoule à soude (ou méthode de Giggenbach)</i>	38
b) <i>Méthode des gaz secs</i>	40
c) <i>Etude des gaz du sol</i>	42
(1) <i>Nature et origine des gaz du sol</i>	42
(2) <i>Méthode des concentrations</i>	44
(3) <i>Méthode des flux</i>	45
(a) <i>Méthode d'échantillonnage statique des flux (ou méthode de la chambre d'accumulation)</i>	45
(b) <i>Méthode d'échantillonnage dynamique des flux (ou méthode de Gurrieri et Valenza)</i>	46

(4) Résultats d'études en gaz du sol.....	47
I.C.2. Géochimie des eaux.....	50
I.D. Approche géophysique.....	53
I.D.1. Thermométrie par imagerie et cartographie au sol.....	53
I.D.2. Mouvements de fluides par sismique.....	53
I.D.3. Propriétés électriques conductrices et géoélectricité..	54
I.D.4. Polarisation spontanée (PS).....	56
a) <i>Bref historique de la PS.....</i>	<i>56</i>
b) <i>Matériel utilisé en PS.....</i>	<i>57</i>
c) <i>Génération du signal PS.....</i>	<i>58</i>
(1) Couplage électrochimique.....	58
(2) Couplage thermoélectrique.....	59
(3) Couplage électrocinétique.....	60
d) <i>Données de terrain.....</i>	<i>63</i>
(1) PS en hydrogéologie.....	63
(2) PS en volcanologie.....	65
(a) <i>Cartographie PS de volcans basaltiques.....</i>	<i>66</i>
(b) <i>Cartographie PS de volcans d'arcs.....</i>	<i>67</i>
(c) <i>La PS utilisée comme méthode de surveillance....</i>	<i>69</i>
<i>Chapitre II. Contexte géologique de l'étude.....</i>	<i>70</i>
II.A. Le volcan Misti (Sud Pérou).....	71
II.A.1. Esquisse du volcanisme des Andes centrales.....	72
a) <i>Grands traits morphostructuraux et tectoniques de la</i>	
<i>cordillère andine.....</i>	<i>72</i>
b) <i>Le volcanisme andin et péruvien.....</i>	<i>73</i>
II.A.2. Choix des objets.....	74
II.A.3. Contexte géologique du Misti.....	78
<i>Thouret J.-C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J., Frechen</i>	
<i>M., Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru.</i>	
<i>Geological Society of America Bulletin, 2001.....</i>	<i>79</i>
1. Introduction.....	79
2. Stratigraphy and eruption history.....	81
3. Explosive activity over the past 2300 yr.....	90
4. Discussion.....	92

5. Conclusions.....	93
II.B. Le volcan Stromboli (Italie).....	97
II.B.1. Contexte géodynamique.....	97
II.B.2. Evolution géochimique et morphostructurale de l'île	100
II.B.3. Activité éruptive actuelle.....	105
<i>Chapitre III. Etude du système hydrothermal des volcans Misti (Pérou) et Stromboli (Italie).....</i>	<i>108</i>
III.A. Choix d'une méthodologie d'étude.....	109
III.A.1. Problématique.....	109
a) <i>Améliorer le rapport signal / bruit.....</i>	<i>109</i>
b) <i>Contrôler la dérive des valeurs.....</i>	<i>110</i>
c) <i>Caler les valeurs à un potentiel de référence.....</i>	<i>111</i>
d) <i>Utiliser un pas d'échantillonnage adéquat.....</i>	<i>111</i>
e) <i>Faciliter la comparaison du signal entre profils.....</i>	<i>111</i>
III.A.2. Objectifs.....	112
III.B. Système hydrothermal du volcan Misti.....	113
<i>Finizola A., Lénat J.-F., Macedo O., Ramos D., Thouret, J.-C., Sortino F., Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred by self-potential and AMT measurements. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2004.....</i>	<i>114</i>
1. Introduction.....	114
2. Relationships between SP and elevation.....	115
3. Geological setting.....	117
4. Data acquisition and processing.....	119
4.1. SP data.....	119
4.2. Gas sampling.....	120
4.3. AMT data.....	120
5. Data analysis	121
5.1. Main features of the SP map.....	121
5.2. Detailed analysis of the SP profiles	122
4.2.a. Ce map.....	123

4.2.b. Ce zoning.....	123
5.3. Resistivity cross-section.....	123
5.4. SP monitoring profile and soil gas measurements.....	123
6. SP interpretation.....	128
6.1. Relationship between Ce limits and lithology.....	128
6.2. Craters and calderas.....	129
6.3. Existence of well-defined positive Ce in the hydrothermal zone.....	129
6.4. The general structure of Misti.....	129
7. Conclusions.....	129

III.C. Système hydrothermal du volcan Stromboli.....132

Finizola A., Sortino F., Lénat J.-F., Valenza M. Fluid circulation at Stromboli volcano, (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys.

Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2002.....133

1. Introduction.....	134
2. Geological setting.....	134
3. Data acquisition and processing.....	136
4. Results.....	138
4.1. SP survey.....	138
4.1.a. The Ginostra-Scari profile.....	138
4.1.b. The Punta Lena-Piscità profile.....	141
4.1.c. The Sciara del Fuoco-Le Schiccirole profile.....	141
4.2. CO ₂ soil gas survey.....	142
4.3. Comparison between SP measurements and CO ₂ concentrations.....	142
5. Interpretation.....	143
5.1. The hydrothermal system.....	143
5.2. Difference between the northern and the other flanks.....	144
5.3. Distribution of CO ₂ emanations.....	145
5.4. SP noise variations.....	145
6. Discussion.....	145
7. Conclusion.....	146

Finizola A., Sortino F., Lénat J.-F., Aubert M., Ripepe M., Valenza M., The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements. Structural and monitoring implications.

<i>Bulletin of Volcanology, 2003</i>	151
1. Introduction.....	153
2. Geological setting.....	153
3. Sources of T, SP and CO ₂ anomalies.....	154
4. Data acquisition and processing.....	155
4.1. SP, T and CO ₂ data.....	155
4.2. Gas sampling.....	157
5. Temperature, SP and CO ₂ maps and anomaly identification.....	159
5.1. Temperature map (Fig. 4).....	159
5.1.a. The Fossa and active crater area.....	159
5.1.b. The Pizzo area.....	159
5.2. SP map (Fig. 5).....	159
5.2.a. Positive SP anomalies associated with temperature anomalies.....	159
5.2.b. Positive SP anomalies without a T anomaly.....	159
5.2.c. SP minima.....	159
5.3. CO ₂ map (Fig. 6).....	160
5.3.a. The Fossa area.....	160
5.3.b. The Pizzo area.....	160
6. Analysis of T, SP and CO ₂ correlations. Fluid geochemistry.....	161
6.1. Correlations between T and SP maxima.....	161
6.2. Correlations between short wavelength SP minima and T maxima.....	161
6.3. T and CO ₂ correlation.....	163
6.4. T and amplitude variation of high frequency SP signal.....	163
7. Interpretation.....	164
7.1. Relationship between structural boundaries and anomalies.....	164
7.2. Shallow fluid circulation in the Fossa area revealed by short wavelength SP signals.....	167

7.3. Fluid geochemistry.....	167
8. Discussion.....	167
9. Conclusion.....	168
<i>Chapitre IV. Mise en évidence des phénomènes de scellage des systèmes hydrothermaux par couplage des méthodes PS et gaz du sol.....</i>	<i>171</i>
<i>Finizola A., Sortino F., Lénat J.-F., Valenza M., Macedo O., Gonzales K., Cruz V., On the origin of the weak soil degassing in the upper flank of active volcanoes. Example of Misti (Peru) and Stromboli (Italy) volcanoes..</i>	<i>172</i>
1. Introduction.....	174
2. Field data.....	175
3. Discussion and conclusion.....	180
<i>Chapitre V. Conclusions et perspectives.....</i>	<i>184</i>
V.A. Conclusions.....	185
V.B. Perspectives.....	186
V.B.1. Couplage des méthodes PS / CO₂ avec les études géologiques.....	186
V.B.2. Couplage des méthodes PS / CO₂ avec d'autres méthodes : géophysiques et expérimentales.....	187
a) Couplage avec la méthode d'interférométrie radar.....	187
b) Couplage avec la volcanologie expérimentale.....	187
c) Couplage de la tomographie PS et des signaux sismiques.....	188
d) Couplage avec la PS expérimentale.....	188
V.B.3. Modélisation physique du signal PS.....	189
<i>Références bibliographiques.....</i>	<i>190</i>
<i>Résumé / Riassunto.....</i>	<i>205</i>

Introduction générale

i. Introduction générale

Les études présentées dans ce mémoire sont le résultat de deux ans de travaux effectués au Pérou en tant que CSN (Coopérant au Service National) au sein de l'équipe de Volcanologie de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Ces travaux ont été effectués dans le cadre des programmes du département RED (Ressources, Environnement, Développement), dans l'UR6, en collaboration avec l'IGP (Istituto Geofisico del Perú). Ces recherches ont également bénéficié de la collaboration de l'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) de Palerme, et de la CRV (Coordination de la Recherche en Volcanologie). Elles englobent également plusieurs mois de travaux effectués en Italie en collaboration avec l'INGV de Palerme et l'Université de Florence.

L'objectif de ce mémoire est d'aborder la thématique des systèmes hydrothermaux d'une façon pluridisciplinaire, comprenant à la fois le volet géophysique et le volet géochimique. Cette étude s'est focalisée sur deux édifices volcaniques actifs, le Misti (au Pérou) et le Stromboli (en Italie).

Cette nouvelle approche méthodologique pluridisciplinaire a été l'une des raisons qui ont poussé à réaliser cette thèse en co-tutelle entre l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand et l'Université de Palerme pour leurs compétences respectives dans le domaine de la volcanologie en géoélectricité et en géochimie des fluides.

i.A. Les systèmes hydrothermaux : généralités et intérêt d'étude

L'omniprésence de fluides et de sources de chaleur dans les zones sommitales de volcans actifs favorise fortement le développement de systèmes hydrothermaux qui sont le siège de transferts de fluides, de chaleur et périodiquement de magma. Lors des crises volcaniques, ces systèmes enregistrent en général les premières perturbations associées à des variations de contraintes et/ou à l'arrivée de magma en profondeur.

Leur mise en évidence peut découler d'observations géologiques, géophysiques ou géochimiques. Parfois ils peuvent s'identifier en surface par la présence de fumerolles et d'altérations intenses (zones sommitales de l'Etna, du Kilauea, de Vulcano, ...), dans les produits des éruptions sous la forme de xénolithes altérés (cendres de Bellecombe au Piton de

la Fournaise, ...) ou dans les produits de glissement de flancs (hummocks du Mt St Helens, ...). Une des conséquences de ces circulations hydrothermales est l'altération et la fragilisation des parties internes des édifices volcaniques. Ainsi, leur étude présente comme intérêt majeur la connaissance de ces zones de plus faible cohésion, à prendre en considération dans l'établissement de cartes de risques (glissements gravitaires de flancs, ...). De plus, cette altération hydrothermale, au travers des processus de dissolution-recristallisation, diminue fortement la perméabilité du milieu et perturbe ainsi la circulation dans le système hydrogéologique. Ainsi, une zone hydrothermale constituant un milieu fortement hydraté peut interagir avec le magma pour donner lieu à des dynamismes phréatiques ou phréato-magmatiques fortement explosifs. Un système hydrothermal constitue donc un des éléments clés dans le comportement d'un volcan. La connaissance de sa géométrie et de ses caractéristiques physico-chimiques est indispensable pour évaluer son rôle potentiel lors des crises et pour interpréter ses modifications en fonction du temps. En particulier, les perturbations d'un système hydrothermal sont une des données majeures de l'évolution des signaux précurseurs d'éruptions.

En géophysique, les systèmes hydrothermaux sont identifiables par des signaux très particuliers en Polarisation Spontanée (PS) avec des anomalies positives, en résistivité avec des zones très conductrices, ou par des anomalies thermiques. Ces circulations de fluides occasionnent également en sismologie des signaux caractéristiques présentant des basses fréquences ou des signaux émergents (de type tornillo).

En géochimie des fluides, l'échantillonnage des sources thermales et des gaz fumerolliens a pour objectif de connaître les conditions géothermométriques ainsi que l'origine et l'interaction de ces fluides constituant le système hydrothermal. La technique d'échantillonnage des gaz du sol permet de localiser les différences de perméabilité du sous-sol et les fracturations majeures permettant des remontées préférentielles de gaz.

Ainsi, la thématique des systèmes hydrothermaux peut être abordée d'une façon pluridisciplinaire. L'étude de ces échanges de matière et d'énergie, s'ordonnant principalement le long de zones de plus grande perméabilité apparaît comme un des atouts majeurs pour localiser les zones de moindre cohérence affectant la structure interne d'un édifice volcanique.

i.B. Objectifs

Afin d'aboutir à une meilleure connaissance des systèmes hydrothermaux, un des objectifs majeurs que nous nous sommes fixés au travers de cette approche pluridisciplinaire est de comparer différentes méthodes.

A ce sujet, il semble intéressant de constater que le découplage systématique qui s'opère dans la littérature en Science de la Terre entre géophysique et géochimie, vient en partie du fait que les méthodes employées sont souvent complémentaires mais ne peuvent pas être réellement comparées. En effet, en prenant comme exemple les systèmes hydrothermaux, on s'aperçoit que certaines méthodes d'étude vont donner (1) des indications sur le sens de circulation des fluides (PS), (2) sur leur profondeur de circulation (résistivité, sismique), ou (3) sur leurs conditions d'équilibres géothermométriques au sein du réservoir, leurs origines et leurs diverses interactions (géochimie des fluides). Ces informations, bien que complémentaires, peuvent difficilement être comparées entre elles de façon rigoureuse, pour diverses raisons :

(1) Les profondeurs d'investigations sont limitées en PS par le premier conducteur et en résistivité par la puissance de l'appareillage; c'est pourquoi les informations recueillies par le biais de la géochimie des fluides peuvent être en partie générées à des profondeurs supérieures à celles observables par les méthodes géoélectriques.

(2) De plus, si l'on veut rigoureusement comparer deux méthodes, il semble judicieux de pouvoir extraire simultanément deux paramètres en n'importe quel point d'un édifice. Or, pour une grande partie de la géochimie des fluides, la collecte de données est limitée tout simplement par l'accessibilité à l'échantillonnage, comme par exemple la présence de sources pour la géochimie des eaux ou les zones de fumerolles pour la géochimie des gaz. Ces informations sont à prendre en considération dans l'élaboration d'un modèle global de circulation des fluides, mais pas dans l'optique d'acquérir et de comparer des signaux à l'échelle d'un édifice. Afin de pouvoir réaliser cette comparaison, nous avons fait appel à deux méthodes permettant d'acquérir un signal en n'importe quel point d'un édifice volcanique : en géophysique, la PS dont les anomalies sont associées à la circulation d'eau et en géochimie, la méthode des gaz du sol en nous focalisant sur le CO₂ qui est le principal gaz magmatique après la vapeur d'eau. Nous nous intéressons de ce fait à la circulation de fluides d'origines soit essentiellement météorique, soit magmatique, circulant au sein de l'édifice volcanique.

Nous avons appliqué ces méthodes sur deux volcans actifs en contexte de subduction, le Misti (Pérou) et le Stromboli (Italie).

i.C. Plan de thèse

Cette thèse se compose de quatre chapitres à l'intérieur desquels sont insérés 5 articles qui ont été soumis à 3 revues internationales : Geological Society of America Bulletin, Journal of Volcanology and Geothermal Research et Bulletin of Volcanology.

Le chapitre I dresse l'état des connaissances sur les systèmes hydrothermaux et leur méthodes d'investigation, en portant un accent plus prononcé sur les deux méthodes principalement utilisées dans ce mémoire qui sont la PS et les gaz du sol.

Le chapitre II présente le contexte géologique et les objets choisis pour cette étude : Le Misti (Pérou) et le Stromboli (Italie).

Le chapitre III a pour objectif d'exposer, pour chacun des volcans Misti et Stromboli, les résultats de l'étude de leurs systèmes hydrothermaux par approche pluridisciplinaire.

Le chapitre IV met l'accent sur l'intérêt de cette approche pour identifier les processus de scellage des systèmes hydrothermaux.

Le chapitre V dresse un bilan des conclusions et perspectives de cette thématique.

Chapitre I

***Les systèmes hydrothermaux :
état des connaissances et
méthodes d'investigation***

Chapitre I. Les systèmes hydrothermaux : état des connaissances et méthodes d'investigation

I.A. Caractérisation des systèmes hydrothermaux

I.A.1. Généralités

Un système hydrothermal peut être défini comme un objet géologique constitué de trois principaux éléments : (1) une roche perméable, (2) une source de chaleur et (3) de l'eau.

(1) La **roche perméable** est celle qui contient le réservoir géothermal. N'importe quel type de roche peut servir d'encaissant pour un réservoir géothermal, cependant sa nature va jouer un rôle fondamental lors des réactions fluides-roches et donc dans la détermination de la composition finale des eaux géothermales et des gaz.

(2) La **source de chaleur** va dépendre étroitement du cadre géologique et tectonique. Elle peut être fournie soit par un magma en contexte de volcanisme actif, soit dans des zones tectoniquement actives par processus de surrection du soubassement à haute température. Dans le premier cas le système géothermal reste constamment un système de haute température alors que dans le second cas le réservoir peut être de basse comme de haute température.

(3) L'**eau** est l'élément qui va véhiculer par convection la chaleur depuis le réservoir vers la surface de la terre. Dans les systèmes hydrothermaux, l'eau est principalement d'origine météorique et plus rarement d'origine marine. Celle-ci s'infiltré depuis la surface et circule quel que soit le contexte à des profondeurs de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres dans la croûte. Par conséquent, les caractéristiques qui permettent de distinguer les systèmes hydrothermaux des autres systèmes hydrogéologiques sont la présence d'eau et de roches anormalement chaudes à relativement faible profondeur. En surface, ces circulations hydrothermales se manifestent le plus souvent par la présence de sources chaudes et de fumerolles.

Sur le plan de la nomenclature, on distingue système hydrothermal et système géothermal. Dans le premier cas, le système implique un transfert de chaleur par convection via la circulation d'eau, alors que dans le second cas, le terme est beaucoup plus général et englobe tout système possédant un fort gradient thermique où les transferts de chaleur peuvent se réaliser aussi bien par conduction que par convection.

I.A.2. Contexte géologique

Les systèmes hydrothermaux se développent préférentiellement dans des régions où forts gradients thermiques et abondantes circulations de fluides sont associés. Ainsi les zones de volcanisme actif situées en bordures de plaques convergentes, le long de zones d'accrétion et à l'aplomb de points chauds apparaissent comme des zones privilégiées pour la création d'importants systèmes hydrothermaux (Fig. I.1).

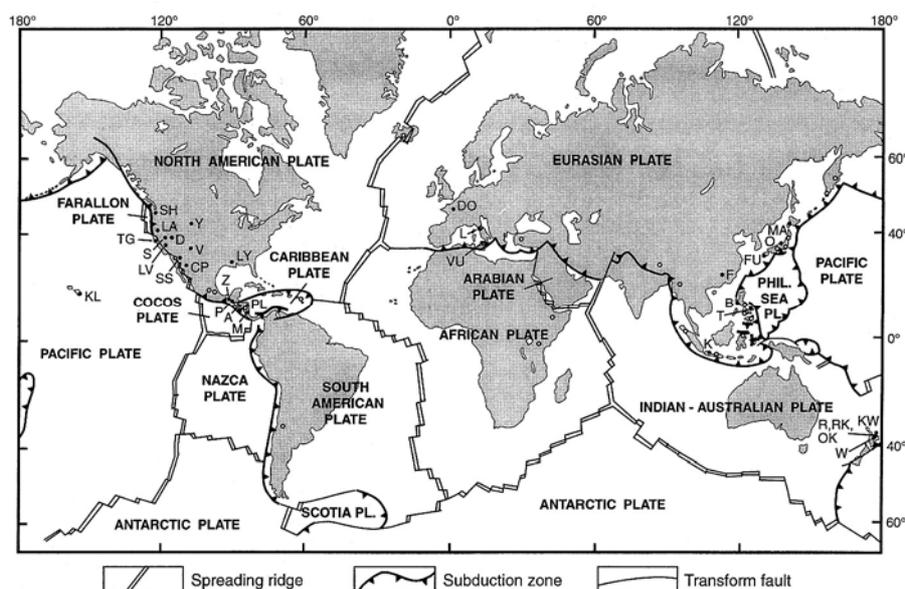


Figure I.1 : Distribution des principales ressources géothermales mondiales : A (Ahuachapan, El Salvador), B (Bulako, Philippines), CP (Cerro Prieto, Mexique), D (Dixie Valley, Etats-Unis), DO (Dogger, France), ET (El Tatio, Chili), F (Fuzhou, Chine), FU (Fushime, Japon), K (Kamojang et Darajat, Indonésie), KF (Krafla, Islande), KL (Kilauea, Etats-Unis), KW (Kawarau, Nouvelle Zélande), L (Larderello, Italie), LA (Lassen, Etats-Unis), LV (Long Valley, Etats-Unis), LY (Lafayette, Etats-Unis), M (Miravalles, Costa Rica), MA (Matsukawa, Japon), O (Oku-aizu, Japon), OK (Ohaaki, Nouvelle Zélande), P (Pacaya-Amatitlan, Guatemala), PL (Platanares, Honduras), R (Rotorua, Nouvelle Zélande), RJ (Reykjanes, Islande), RK (Rotokawa, Nouvelle Zélande), S (Steamboat Hills, Etats-Unis), SH (Mont S^t Helens, Etats-Unis), SS (Salton Sea, Etats-Unis), T (Tiwi, Philippines), TG (The Geysers, Etats-Unis), W (Wairakei, Nouvelle Zélande), V (Valles Caldera, Etats-Unis), VU (Vulcano, Italie), Y (Yellowstone, Etats-Unis), Z (Zunil, Guatemala). D'autres champs géothermaux sont représentés par des cercles. (D'après Rybach et Muffler, 1981, modifié).

Le contexte géologique peut être un des critères de classification des systèmes hydrothermaux. Trois types de subdivisions peuvent être établies à partir de ce critère (Goff et Janik, 2000) :

(1) Les **systèmes magmatiques jeunes**. Ils sont associés à du volcanisme quaternaire et à des intrusions magmatiques. Comme environ 95% de l'activité volcanique se localise le

long des limites de plaques, de tels environnements sont ainsi souvent associés à une intense activité tectonique et sismique. Les fluides captent leur chaleur des magmas cristallisant ou récemment cristallisés. Ces systèmes géothermaux sont généralement les plus chauds ($\leq 370^{\circ}\text{C}$) et la profondeur des réservoirs est généralement de l'ordre de 1,5 km.

(2) Les **systèmes tectoniques**. Ils possèdent un flux de chaleur élevé mais sont essentiellement dépourvus d'activité magmatique. Ils se localisent dans des environnements d'arrière arc, des régions d'extension crustale, des zones de collision ou le long de zones de failles. Les systèmes tectoniques sont souvent associés à une sismicité et à des flux de chaleur élevés dus respectivement à des failles quaternaires et à une croûte amincie. Les circulations de fluides en profondeur au sein de la croûte et leurs remontées le long de failles mobilise de la chaleur. Les systèmes tectoniques capables de générer de l'électricité possèdent généralement des températures de réservoirs $\leq 250^{\circ}\text{C}$ à des profondeurs de l'ordre de 1,5 km.

(3) Les **systèmes géopressurisés**. Ils se localisent dans des bassins sédimentaires où les processus de surrection et le métamorphisme profond de couches riches en fluides ont formé des réservoirs surpressurisés. Les forages au sein de ces réservoirs ont montré de très hautes pressions artésiennes. Les flux de chaleur et la sismicité y sont plus faibles que la normale. La plupart de ces systèmes géopressurisés ont des caractéristiques similaires à celles rencontrées dans l'exploitation pétrolière et de gaz. En particulier, l'énergie mécanique emmagasinée par excès de pression et par dissolution de méthane est potentiellement plus rentable d'un point de vue économique que l'énergie thermique du fluide. Les systèmes géopressurisés nécessitent souvent de plus profonds forages par rapport aux systèmes magmatiques jeunes ou aux systèmes tectoniques. Les profondeurs et les températures se situent typiquement entre 1,5 et 3 km, et 50 et 190°C respectivement.

I.A.3. Critères de classification des systèmes géothermaux

Afin de subdiviser les systèmes géothermaux, cinq critères sont généralement utilisés : (a) la source de chaleur, (b) la nature de l'encaissant, (c) la température du réservoir, (d) l'état d'équilibre du réservoir et (e) le type de fluide.

a) Classification par la source de chaleur

Comme énoncé dans le précédent paragraphe, les systèmes géothermaux peuvent être subdivisés en fonction de l'intensité de la source de chaleur imposée par le contexte

géologique. Ainsi, aux systèmes magmatiques jeunes sont associés généralement les **systèmes de haute température**. Celle-ci est fournie par des masses intrusives de composition andésitique à rhyolitique. On peut citer comme exemple : El Tatio (Chili), la zone volcanique de Taupo (Nouvelle-Zélande), Cerro Prieto (Mexique), Imperial Valley, et The Geysers et Roosevelt Hot Springs (Etats-Unis), (Fig. I.1). Les systèmes de haute température non associés à une source magmatique sont plus rares. Ils se localisent dans des aires tectoniquement actives, mais qui ne sont pas des aires de volcanisme actif. Les exemples les plus connus sont Larderello (Italie) et Kizildere (Turquie).

Les **systèmes de basse température** (également appelés systèmes de basse enthalpie) sont susceptibles de se développer dans une grande variété de cadres géologiques possédant aussi bien des gradients thermiques normaux qu'élevés. Il peut s'agir de circulations profondes de fluides au travers de failles ou de couches plissées perméables, de roches plus chaudes ramenées en surface par des processus de surrection tectonique, ou de plutons intrusifs ayant conservé une chaleur résiduelle. On trouve de nombreux exemples en Europe et en Asie, ainsi que le long de certaines aires de volcanisme tertiaire dans le Pacifique.

b) Classification par la nature de l'encaissant

Les roches encaissantes qui constituent le réservoir géothermal réagissent avec les fluides géothermaux et déterminent ainsi la composition finale des eaux géothermales et des gaz. Ainsi, au travers de la chimie des fluides peut être réalisée une subdivision des systèmes géothermaux selon la nature, **volcanique**, **sédimentaire** (détritique ou carbonatée), ou **métamorphique** des roches traversées par ces fluides.

c) Classification par la température du réservoir

Les fluides géothermaux échantillonnés en surface permettent de connaître (via les concentrations de certains éléments utilisés comme géothermomètres) les températures d'équilibre régnant au sein du réservoir lors des échanges fluides-roches. Diverses classifications thermiques des réservoirs géothermaux ont ainsi pu être réalisées. Dans le cadre du potentiel d'exploitation d'un site géothermal, un seuil de 180°C a été proposé afin de distinguer les **réservoirs** dit de **basse** et de **haute température** (Rowley, 1982). Cette limite permet essentiellement de distinguer une utilisation à des fins de chauffage pour les basses

températures et à des fins de production d'électricité grâce aux flux de vapeur pour les hautes températures.

D'autres auteurs (Hockstein et Browne, 2000) distinguent trois types de systèmes hydrothermaux en utilisant comme facteur discriminant le flux naturel de chaleur en surface (converti en puissance équivalente en MW) en fonction de la température des réservoirs estimée arbitrairement à 1 km de profondeur (Fig. I.2). Ces trois systèmes sont les suivants :

- (1) Les systèmes de **haute température** ($> 225^{\circ}\text{C}$),
- (2) les systèmes de **température intermédiaire** ($125\text{-}225^{\circ}\text{C}$),
- (3) les systèmes de **basse température** ($< 125^{\circ}\text{C}$).

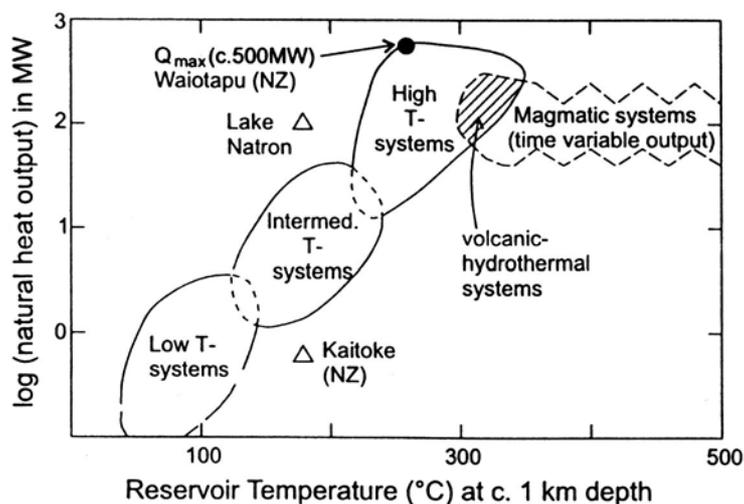


Figure I.2 : Graphe des flux naturels de chaleur en fonction de la température des réservoirs calculée à ~ 1 km de profondeur permettant une subdivision des systèmes convectifs hydrothermaux (d'après Hockstein et Browne, 2000).

d) Classification par l'état d'équilibre du réservoir

Un système hydrothermal est un système ouvert qui est plus ou moins susceptible d'incorporer de l'eau externe (météorique ou marine). Ce critère d'interaction entre le système hydrothermal et les fluides externes permet une distinction entre les systèmes en équilibre dynamique et les systèmes en équilibre statique.

Les **systèmes en équilibre dynamique** sont constamment rechargés par de l'eau entrant dans le réservoir. L'eau est chauffée et évacuée à l'extérieur du réservoir. La chaleur est transférée au système par convection via la circulation de fluides. Ces systèmes sont caractéristiques de cadres géologiques où le gradient géothermique est nettement supérieur au

gradient moyen de la croûte ($\sim 30^{\circ}\text{C}/\text{km}$). La température des roches peut y atteindre plusieurs centaines de degrés à des profondeurs de quelques kilomètres. Ces systèmes géothermaux sont associés le plus souvent à des aires faillées, grabens, rifts ou à des structures d'effondrement de caldeiras, avec des profondeurs de réservoirs comprises entre 1 et 3 km. Parmi les exemples peuvent être citées les marges de plaques, tel que les zones de subduction (ex : ceinture Pacifique), les zones d'accrétion (ex : ride médio-Atlantique), les zones de rift (ex : rift Est africain) et la partie interne des ceintures orogéniques (ex : pourtour de la Méditerranée, Himalaya).

A la différence des systèmes en équilibre dynamique, les **systèmes en équilibre statique** se caractérisent par des recharges mineures du réservoir, voire une absence totale de recharge, et la chaleur est transférée seulement par conduction. Les réservoirs possèdent généralement des températures comprises entre 70 et 150°C et des profondeurs de 2 à 4 km, et sont par conséquent des systèmes de basse température. Le contexte géologique peut-être associé à celui de profonds bassins sédimentaires (ex : Europe de l'Est, Russie, et Australie). Certains d'entre eux représentent des systèmes géopressurisés (ex : Golfe du Mexique, Etats-Unis).

Au sein d'un volcan actif, ce sont les systèmes en équilibre dynamique qui sont les plus fréquents. La circulation d'eau y joue un rôle fondamental car elle constitue un échangeur thermique permettant d'une façon très efficace de dissiper de l'énergie au sein de l'édifice.

e) Classification par le type de fluide

Une distinction des systèmes géothermaux peut-être réalisée à partir du fluide majoritairement impliqué dans la circulation hydrothermale. Ainsi, selon que le réservoir est composé principalement d'eau liquide ou d'eau sous forme de vapeur, on distinguera respectivement les **systèmes** où la **phase liquide** ou **vapeur domine**. Dans la plupart des réservoirs, à la fois les phases liquide et vapeur coexistent en diverses proportions. Les systèmes où la phase liquide domine sont les plus communs. Ils peuvent contenir une carapace de vapeur qui peut-être exploitée (comme à Wairakai en Nouvelle-Zélande). Les systèmes qui déchargent uniquement de la vapeur sont rares. Les plus connus sont ceux de Larderello en Italie et les geysers de Yellowstone aux Etats-Unis.

I.A.4. Transferts thermiques

Les transferts de chaleur et donc d'énergie gouvernent le fonctionnement et l'évolution d'un système hydrothermal. Au sein de celui-ci, la diffusion de chaleur s'opère par conduction et par convection.

a) Transfert conductif

L'équation d'un flux de chaleur conductif, est donné par la loi de Fourier :

$$q = -k \cdot (dT/dz) \text{ où :}$$

q représente le flux d'énergie par unité de temps et de surface (appelé également densité de flux de chaleur), et s'exprime dans le Système International (S.I.) en $J.m^{-2}.s^{-1}$, ou plus simplement en $W.m^{-2}$; k représente la conductivité thermique caractéristique du milieu de propagation et s'exprime dans le S.I. en $W.m^{-1}.^{\circ}C^{-1}$. Son importance dans le transport d'énergie est analogue à la viscosité dans le transport de la quantité de mouvement. dT/dz représente le gradient thermique exprimé dans le S.I. en $^{\circ}C.m^{-1}$. Cette équation établit donc le rapport de proportionnalité, via la conductivité thermique k , entre la densité du flux de chaleur et le gradient thermique.

En géothermie les unités couramment employées ont longtemps été celles du système CGS et ne se réfèrent pas à la chaleur mais au travail. La conversion entre ces deux grandeurs peut être réalisée grâce au premier principe de la thermodynamique qui permet la conversion de chaleur en travail avec la relation 1 calorie = 4,18 joules. Ainsi q et k s'expriment respectivement en $\mu cal.cm^{-2}.s^{-1}$ (également appelé HFU = Heat Flow Unit) et en $\mu cal.cm^{-1}.s^{-1}.^{\circ}C^{-1}$.

Dans la figure I.3 sont données quelques valeurs de la conductivité thermique de roches mesurées en laboratoire. En première approximation il semblerait que celle-ci puisse être assimilée à une valeur moyenne de $6.10^3 \mu cal/cm.s.^{\circ}C$. Cependant certains paramètres tels que la température, la perméabilité, la teneur en eau et l'altération hydrothermale sont susceptibles de modifier significativement la conductivité thermique des roches. En effet, les valeurs de k pour des roches cristallines à $250^{\circ}C$ sont environ 20% inférieures à celles mesurées à $25^{\circ}C$. De même, la faible valeur de la conductivité thermique de l'eau, environ 5 fois inférieure à celle des roches (Fig. I.3), montre que la quantité d'eau présente dans une roche peut influencer notablement la conductivité thermique de celle-ci. Ainsi, les roches

cristallines qui n'ont pratiquement pas de porosité sont beaucoup plus conductives que les roches sédimentaires ou volcaniques riches en eau.

Granite	6,4
Gneiss	7,2
Basalte	5,2
Dunite	9,2
Grès	6,4
Calcaire	5,9 (entre 4,6 et 7,3)
Sel Gemme	13,6
Magnétite	13,0
Hématite	22,0
Eau	1,4
Glace	5,2

Figure I.3 : Tableau des conductivités thermiques de quelques objets géologiques (valeurs moyennes en $10^3 \mu\text{cal/cm.s.}^\circ\text{C}$), (d'après Mechler, 1988).

La source de chaleur des systèmes géothermaux prend son origine à la fois dans l'énergie potentielle de gravité accumulée lors de la formation de notre planète et dans la désintégration des éléments radioactifs, principalement U, Th and K. Les processus de différenciation de ces éléments radioactifs tout au long de l'histoire de la terre les ont concentrés préférentiellement au sein des vieilles croûtes continentales. Ainsi, les roches cristallines granitiques caractérisées par une forte concentration en éléments radioactifs apportent une contribution Δq de 0.5 à 2.5 mW.m^{-2} par km d'épaisseur de croûte, représentant 5 à 10% du flux total de chaleur présent dans la croûte de vieux continents. En comparaison, les roches ultramafiques qui sont présentes dans le manteau n'apportent qu'une contribution $\Delta q \leq 0,01 \text{ mW.m}^{-2}$ (Goff et Janik, 2000). Ceci montre que la génération de chaleur par désintégration radioactive est importante uniquement en environnement continental. Au sein de cette croûte continentale, q passe de valeurs élevées dans les zones de magmatisme, tectonique active et croûte amincie à des valeurs plus faibles dans la croûte continentale plus ancienne. La genèse de magma dans ces contextes tectoniques permet de stocker la chaleur dans des chambres magmatiques. Le contenu énergétique de celles-ci dépend principalement du volume de magma et de sa température. En moyenne, un magma à 850°C possède une chaleur latente de cristallisation de 270 J/g, une capacité calorifique de 1,25 J/g/°C, et une densité de 2,5 g/cm^3 . Ainsi, la chaleur totale libérée par le refroidissement d'un magma de 850 à 300°C est d'environ 960 J/g, et pour 1 km^3 de magma, la chaleur libérée par refroidissement

jusqu'à 300°C sera de $2,4 \cdot 10^{18}$ J. Si l'on considère la déperdition thermique d'une chambre magmatique uniquement par processus de conduction, celle-ci répond à l'équation :

$$q(t) = T_e k (\pi K t)^{-1/2} \exp(-z^2/4\pi t) \text{ où:}$$

z est la profondeur du toit de la chambre magmatique (en m),

T_e est la différence de température entre l'intrusion et la température de l'air (en °C),

k est la conductivité thermique des roches sus-jacentes (en $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$), et

K est la diffusivité thermique du magma (en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Le flux de chaleur maximum que l'on puisse obtenir en surface, $q_{max} \approx 0,5 T_i k/z$ (où T_i est la température de mise en place du magma) est atteint au temps $t = z^2/2K \approx 0,016z^2$ (Goff et Janik, 2000). Nous pouvons prendre comme exemple, une intrusion magmatique mise en place à 850°C dont le sommet se situe à 5 km de profondeur sous des roches possédant un k moyen de 1,5 $\text{W}/\text{m} \cdot \text{°C}$. Le flux de chaleur maximum (q_{max}) produit sera d'environ 125 $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ et se manifestera approximativement 400.000 ans après son intrusion. La mise en place d'un corps magmatique plus superficiel augmentera la valeur de q_{max} d'une manière inversement proportionnelle à la profondeur du toit de la chambre magmatique et diminuera celle du temps nécessaire à l'obtention du flux maximum en surface proportionnellement au carré de la profondeur du toit de la chambre magmatique.

Toutefois, l'application de ces calculs nécessite de négliger quelques paramètres : (1) les stades préliminaires de réchauffement et de mise en place du magma, (2) le renouvellement de magma au sein de la chambre magmatique, et (3) le déplacement de chaleur par circulation de fluides.

Dans le cas de systèmes hydrothermaux, qui plus est sur des volcans actifs, ces éléments sont à prendre en considération. En effet, les importantes circulations de fluides (eau et magma) transportent la chaleur vers la surface de la terre d'une manière beaucoup plus efficace que par conduction et occupent de ce fait une place fondamentale dans les processus de déperdition thermique.

b) Transfert convectif

Les systèmes hydrothermaux se caractérisent en grande partie par la transmission de chaleur au sein de leurs cellules convectives : les eaux froides s'infiltrent le long des zones de plus grande perméabilité, se réchauffent, acquièrent ainsi une moindre densité et remontent au travers de la croûte.

La quantité de chaleur (en Joules) transférée par un fluide peut être estimée en mesurant son flux massique en surface et son enthalpie. Ces paramètres définissent la puissance thermique libérée en surface, Q_s , exprimé en Joules/secondes, ou en Watts. L'unité communément utilisée est le Mégawatt (MW). Q_s est un paramètre important qui peut être utilisé pour classer les systèmes géothermaux puisque l'intensité de la convection est proportionnelle à la puissance thermique. Cette dernière est communément comprise entre 0,1 et 3 MW pour les systèmes de basse température, et entre 30 et 300 MW pour ceux de haute température. Pour chacun de ces systèmes, leur puissance thermique se reflète généralement en surface dans le type, la quantité et la taille des manifestations hydrothermales (fumerolles, sources thermales, et dépôts d'altération).

D'autre part, les bilans énergétiques de volcans actifs, Q_v , sont parfois calculés en additionnant la perte thermique par radiation émise par une masse d'ejecta (estimée généralement par méthode optique ; exemple : caméra infrarouge) auquel est rajoutée une déperdition thermique conductive dans la partie interne (conduits magmatiques) (Shimozuru, 1967 ; McGetchin et Chouet, 1979 ; Giberti *et al.*, 1992). Cependant, pour de nombreux systèmes hydrothermaux de haute température sur des volcans actifs, la puissance thermique Q_s , occasionnée par les phénomènes convectifs peut être du même ordre de grandeur que Q_v et nécessite d'être considérée dans les bilans énergétiques (Hockstein et Browne, 2000). Les équations décrivant les phénomènes convectifs sont complexes. Elles nécessitent de prendre en considération la conservation d'énergie, de masse et de mouvement. D'autres paramètres tels que la séparation liquide-vapeur, la porosité et la perméabilité des roches parcourues par les fluides sont également nécessaires afin de déterminer les caractéristiques de l'écoulement et la capacité de stockage du réservoir. Enfin, certaines techniques spectroscopiques (COSPEC ou FTIR) permettent de calculer à distance des flux de gaz et estimer les quantités de magma correspondantes stockées en profondeur (Allard *et al.*, 1994).

I.B. Aspects géologiques

I.B.1. Manifestations de surface

Les systèmes hydrothermaux sont généralement identifiables sur le terrain par diverses manifestations de surface telles que les zones fumerolliennes, dépôts hydrothermaux, minéraux d'altération, ou eaux anormalement chaudes comme les sources thermales, geysers ou lacs acides (Photos : I.1, I.2, I.3 et I.4)



Photo I.1 : Site d'exploitation géothermale du Krafla (Islande).
Photo : A. Finizola.



Photo I.2 : Manifestation hydrothermale du geyser de Geysir (Islande).
Photo : A. Finizola.

Les remontées préférentielles de fluides marquées par des zones fumerolliennes sont quasiment systématiques sur tout volcan actif. Toutefois ces manifestations sont observables uniquement dans des zones situées à proximité de sources de chaleur tel qu'au voisinage de cratères actifs. Dans de telles zones, la température du fluide reste supérieure à la température de condensation de la vapeur d'eau et permet ainsi la condensation de celle-ci dans l'atmosphère, dégageant des fumerolles visibles en surface. A plus grande distance de ces sources de chaleur, la déperdition thermique entraîne la condensation de la vapeur d'eau dans le sous-sol et la connaissance de la limite latérale d'extension du système convectif requiert alors l'usage de méthodes géoélectriques (voir chapitre I.D). Lorsque les températures sont encore plus basses et ne permettent plus la vaporisation de la vapeur d'eau, l'extension latérale des eaux du système hydrothermal est alors abordée à partir de l'échantillonnage de sources thermales via les méthodes géochimiques (voir chapitre I.C).

A proximité de cratères actifs se situent parfois des zones de solfatares qui se caractérisent par de grandes quantités de dépôts de soufre associés à l'émission de vapeur d'eau, CO_2 et H_2S (plus rarement SO_2). Des amoncellements considérables de soufre s'y développent parfois, comme par exemple à Tatun (Taiwan) et au Kawah Ijen (Indonésie) où ils font l'objet d'une exploitation, ou à Biliran (Philippines).

Ces dépôts de soufre sont également associés à des minéraux sulfatés tels que l'alunite, la natroalunite, la jarosite, le gypse, ainsi qu'une large gamme de sulfates hydratés souvent éphémères. On peut citer en exemple à proximité des cratères actifs du Stromboli, la présence de soufre, arsenic, gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anhydrite (CaSO_4), pickeringite ($\text{Mg Al}_2 (\text{SO}_4)_4 \cdot 22 \text{H}_2\text{O}$), godovikovite ($\text{NH}_4 \text{ Al} (\text{SO}_4)_2$), copiapite ($\text{Fe}_{14} \text{ O}_3 (\text{SO}_4)_{18} \cdot 63 \text{ H}_2\text{O}$), jurbanite ($\text{Al SO}_4 (\text{OH}) \cdot 5 \text{ H}_2\text{O}$), quenstedtite ($\text{Fe}_2 (\text{SO}_4)_3 \cdot 11 \text{ H}_2\text{O}$), tamarugite ($\text{Na Al} (\text{SO}_4)_2 \cdot 6 \text{ H}_2\text{O}$), et autres

aluns. A Vulcano, à l'aplomb des fumerolles situées au nord du cratère (photo I.1), la cristallisation de soufre est associée à celle de sassolite ($B(OH)_3$) (photo I.4).

En profondeur, les fluides géothermaux contiennent les espèces réduites du soufre dont la précipitation conduit à des minéraux sulfurés tel que la pyrite (FeS_2), pyrrhotite (FeS), galène (PbS), sphalérite (ZnS), chalcopryrite ($CuFeS_2$), etc., souvent associés à des gisements métallifères. En effet, les concrétions et les précipités issus de puits de forages de systèmes géothermaux contiennent de l'Au, Ag, Cu, Hg, Sb et d'autres métaux, en quantité parfois exploitables. Au sein même des réservoirs géothermaux, les assemblages de minéraux se formant entre 150 et 350°C comprennent généralement quartz, calcite, illite, chlorite, adularia, avec parfois épidote, anhydrite et wairakite.



Photo I.3 : Zone fumerollienne du cratère de Vulcano (Italie).
Photo : A. Finizola.

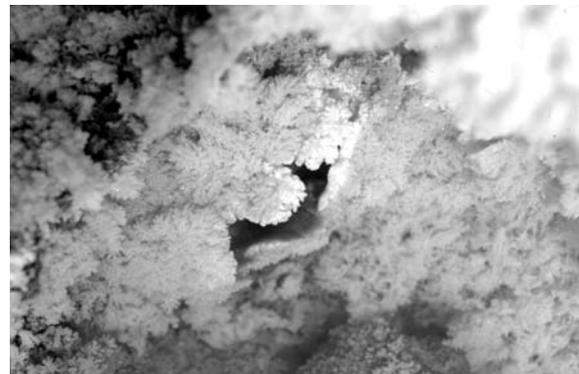


Photo I.4 : Cristaux de soufre et de sassolite du cratère de Vulcano (Italie).
Photo : A. Finizola.

I.B.2. Preuves et conséquences des processus de dissolution et d'altération hydrothermale

Les systèmes hydrothermaux sont le siège de réactions d'altération des roches. Ces altérations sont visibles en surface sous la forme de dépôts hydrothermaux qui résultent le plus souvent d'une interaction entre le dégazage du système magmatique, interagissant avec un niveau supérieur constitué d'une solution hypersaline et d'un système hydrothermal encore plus superficiel. Sur le plan typologique, l'altération hydrothermale peut être subdivisée en trois principaux faciès :

(1) Le faciès "**silicifié**" (ou "vuggy silica facies", Stoffregen, 1987). Il s'agit du faciès d'altération le plus avancé. Ce dernier correspond à un lessivage complet de la roche d'origine par circulation de fluides acides ($pH < 2$). Cette altération conduit à une roche constituée

exclusivement de silice amorphe résiduelle associée à des halogénures (salmiac, halite, etc.), soufre et plus rarement de la barytine. Ce faciès est commun des systèmes épithermaux drainant des eaux hautement sulfatées (Stoffregen, 1987 ; Hedenquist *et al.*, 1994 ; Arribas *et al.*, 1995 ; Arribas, 1995).

(2) Le faciès "**d'argilisation avancée**". Ce faciès est caractérisé par des substitutions partielles de la roche originelle par des minéraux appartenant essentiellement au groupe de l'alunite (natroalunite, alunite, jarosite, etc).

(3) Le faciès "**d'argilisation modérée**". Dans ce faciès les phénomènes d'argilisation sont moins prononcés et parmi les minéraux les plus fréquents on peut citer l'halloysite, l'hématite et la smectite.



Photo I.5 : Vasques d'argiles résultant de l'altération des roches par l'activité hydrothermale près de Geysir (Islande).

Photo : A. Finizola.



Photo I.6 : Zone géothermale de Namafjall près du volcan Krafla (Islande) recouverte de dépôts d'altération hydrothermale.

Photo : A. Finizola.

Toutefois, quel que soit le faciès d'altération hydrothermale, une des conséquences de la dissolution de roches et la précipitation de minéraux d'altération (photos I.5 et I.6) tels que les argiles, est d'affecter la compétence des roches et accroître ainsi fortement l'instabilité et le potentiel d'étalement progressif ou d'effondrement catastrophique des édifices volcaniques. De tels phénomènes de déformation de volcans sans contribution de processus magmatiques sont cités dans la littérature (Borgia *et al.*, 1992 ; Borgia, 1994 ; Merle et Borgia, 1996 ; Van Wyk de Vries et Borgia 1996 ; Van Wyk de Vries *et al.*, 2001). La présence d'altération hydrothermale affaiblissant le cœur d'édifices volcaniques fait partie des moteurs permettant

d'accroître notablement ces taux de déformation ou les risques d'effondrement sectoriels. Des exemples de contribution des processus d'altération hydrothermale dans l'étalement gravitaire de volcans ont été décrits sur le Mombacho au Nicaragua (Van Wyk de Vries et Francis, 1997), ou sur le Casita, le Madera au Nicaragua ou l'Orosi au Costa Rica (Kerle et Van Wyk de Vries, 2001). Cependant, dans certains cas l'altération hydrothermale peut entraîner des destabilisations brutales et conduire à des effondrements sectoriels catastrophiques, tel que cela a été décrit sur le Mont Rainier (Finn *et al.*, 2001, Sisson *et al.*, 2001) ou sur le Mont Saint Helens (Swanson *et al.*, 1995). Sur le Nevado del Ruiz, la circulation de fluides à haute température le long de failles régionales telle que la faille La Palestina a pour conséquence une altération plus ou moins poussée des roches environnantes. Cette faille traversant l'édifice présente en effet de nombreux signes d'altération (argiles, quartz, sulfures, pyrite, anhydrite et alunite) et le développement de tels plans de faible angle par rapport à la topographie favorise grandement l'effondrement sectoriel d'une partie de l'édifice (Lopez et Williams, 1993). De plus, de tels effondrements catastrophiques de flanc peuvent conduire à des décompressions soudaines du système hydrothermal et magmatique comme ce fut le cas du Mont Saint Helens aux Etats-Unis en 1980 (Lipman et Mullineaux, 1981 ; Moore et Rice, 1984 ; Swanson *et al.*, 1995) ou du Bezymianny au Kamchatka en 1956 (Gorshkov, 1959 ; Bogoyavlenskaya *et al.*, 1985 ; Siebert *et al.*, 1987).

Une autre conséquence de l'altération hydrothermale, outre le changement des propriétés mécaniques des roches, est de réduire fortement la perméabilité de celles-ci, via la formation de minéraux argileux. Ceux-ci peuvent conduire à imperméabiliser totalement pour tous types de fluides (eaux et gaz) les secteurs affectés par la circulation de fluides hydrothermaux (Fournier, 1983). De telles zones de scellage par le système hydrothermal sont suspectées sur la base d'études géochimiques de gaz ou d'études thermique sur des volcans tels que le Galeras (Fischer *et al.*, 1996), ou Vulcano (Harris et Maciejewski, 2000). L'imperméabilisation de ces zones affectées par la circulation hydrothermale perturbe de façon majeure la circulation des fluides présents dans la partie supérieure d'un édifice volcanique. Dans le cas du Galeras, elle semble avoir été la cause du phénomène de surpression à l'origine de l'éruption du 14 Janvier 1993 (Stix *et al.*, 1993, Fischer *et al.*, 1996).

D'autre part, ces phénomènes de scellage peuvent également favoriser le stockage d'eau sous forme liquide dans les parties imperméabilisées d'un système hydrothermal à l'aplomb des corps magmatiques et donc favoriser l'interaction eau-magma. Dans ce cas, toute augmentation de la puissance thermique par ascension magmatique par exemple provoque une vaporisation

de l'eau du système hydrothermal, ou d'aquifères perchés plus superficiels. Considérant qu'à pression constante le changement de phase liquide-vapeur est accompagné d'une multiplication de volume de 1240, à volume constant au sein d'un édifice volcanique, la création de vapeur d'eau va s'accompagner d'une augmentation considérable de la pression de la phase vapeur. Ainsi, certaines crises explosives ne se manifestent qu'au travers des perturbations occasionnées au sein du système hydrothermal. C'est le cas des éruptions phréatiques tel que celle de Bandai au Japon en 1888 (Sekiya et Kikuchi, 1889 ; Nakamura, 1978 ; Siebert *et al.*, 1987), celle de La Soufrière de Guadeloupe en 1976 (Heiken *et al.*, 1980) ou celle du Karthala aux Comores en 1991 (Bachèlery *et al.*, 1995).

I.C. Approche par des techniques géochimiques

Un système hydrothermal se manifeste avant tout par la présence de fluides chauds en surface. L'échantillonnage et l'analyse géochimique de ces derniers apparaissent comme étant la méthode la plus directe pour aborder l'étude des systèmes hydrothermaux. L'analyse géochimique de ces manifestations est aussi bien utilisée dans le but de modéliser la circulation des fluides (leurs sources, interactions fluides-roches, phénomènes de mélanges, conditions géothermométriques au sein du réservoir géothermal) que pour comprendre leurs variations dans le temps, donc comme un moyen de surveillance. Spatialement, cette approche géochimique permet de préciser les modèles proposés à partir d'observations géologiques de surface en abordant les caractéristiques d'un système hydrothermal plus en profondeur. L'hydrogéologie de sub-surface et les phénomènes de mélange associés sont généralement complexes dans les systèmes hydrothermaux. Dans le cas de volcans situés à proximité de zones côtières, les circulations de fluides sont encore plus complexes, car de l'eau de mer peut être incorporée dans le système hydrothermal (ex : Reykjanes, Islande ou Vulcano, Italie). Nous présentons dans cette partie les différentes techniques d'échantillonnage des fluides en distinguant deux sous-parties, la première axée sur les gaz et la seconde sur les liquides.

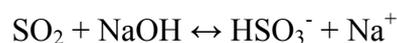
I.C.1. Echantillonnage des gaz

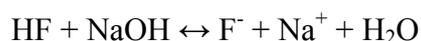
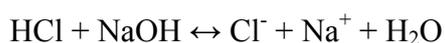
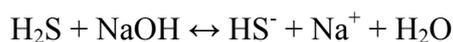
Nous ferons abstraction des méthodes d'analyse de gaz à distance faisant intervenir des techniques spectroscopiques telles que le COSPEC (COrrelation SPECTrometer) ou des méthodes plus récentes telles que le FTIR (Fourier Transform Infra Red spectrometer), pour nous concentrer exclusivement sur la présentation des méthodes d'échantillonnage de gaz sur le terrain. Nous distinguerons trois types d'échantillonnage de gaz : (1) la méthode des

ampoules à soude (ou méthode de Giggenbach), (2) les échantillons de gaz secs et (3) la méthode des gaz du sol. Nous allons brièvement présenter les techniques d'échantillonnage et les contraintes d'application des deux premières méthodes avant de nous concentrer plus en détail sur la méthode des gaz du sol que nous avons appliquée à l'étude des volcans Stromboli et Misti.

a) Ampoule à soude (ou méthode de Giggenbach)

La méthode d'échantillonnage des gaz par le biais d'ampoules à soude proposée par Giggenbach (Giggenbach, 1975) est communément utilisée partout dans le monde pour la surveillance géochimique des gaz volcaniques. L'échantillonneur classique permettant de collecter les gaz est constitué d'une ampoule en pyrex d'environ 150 à 300 ml possédant deux robinets en téflon et contenant de 50 à 100 ml de solution de NaOH, en concentration d'environ 4 mol.l⁻¹. La liaison entre l'ampoule à soude et le point d'émanation des gaz se réalise par le biais de deux ou trois connexions indépendantes (Fig. I.4). Un tube en pyrex est tout d'abord planté dans la fumerolle puis connecté par un ou deux Dewar à l'ampoule à soude. Le nombre de Dewar dépend uniquement de la nécessité ou pas de déplacer la zone d'échantillonnage dû à une température parfois trop élevée de la zone fumerollienne pour manipuler l'ampoule à soude à l'aplomb de celle-ci. Chacun des éléments joignant la zone d'émanation des gaz à l'ampoule d'échantillonnage possède des caractéristiques permettant d'optimiser la qualité de l'échantillon prélevé : (1) le tube en pyrex creux présente dans sa partie interne de longues aspérités disposées en quinconce et orientées vers le bas afin de bloquer les particules solides remontant avec le flux de gaz ; (2) les Dewars possèdent une double paroi en verre sous vide, ceci permettant au gaz chaud fumerollien de limiter les déperditions thermiques dues au refroidissement du Dewar au contact avec l'atmosphère et donc de maintenir la composition des gaz dans les conditions semblables à celles de sa sortie de la zone fumerollienne. Pour ce qui est de l'ampoule à soude, celle-ci est connectée tête bêche au dernier Dewar. Comme le vide a été effectué au sein de l'ampoule, les gaz fumerolliens vont ainsi remonter par différence de pression au travers de la solution de soude. La vapeur d'eau va se condenser dans la soude, et les gaz acides qui sont les composants majoritaires des gaz volcaniques vont réagir avec la soude suivant des équations acido-basiques décrites ci-dessous et vont ainsi passer sous forme d'ions en solution :





Les autres gaz tels que l'He, H₂, CO, CH₄, O₂, N₂, ..., qui ne sont pas absorbés par la solution de soude vont s'accumuler dans la partie sous vide de l'ampoule.

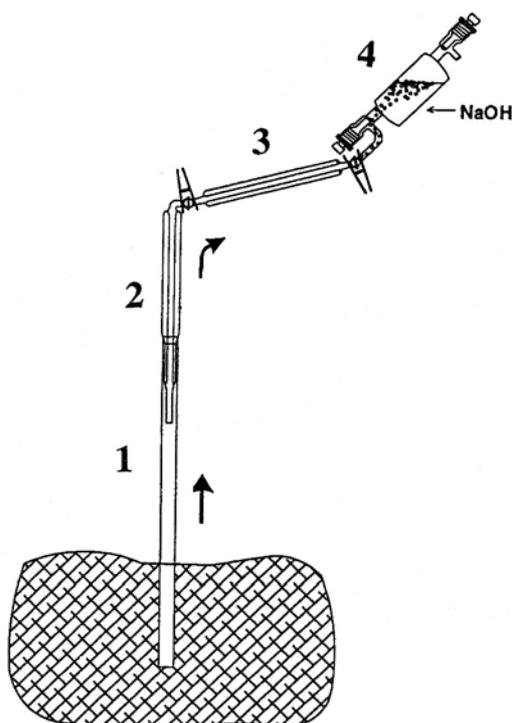


Fig. I.4 : Système d'échantillonnage des gaz volcaniques selon la méthode de Giggenbach (d'après Gonzales, données non publiées).

L'analyse de ces gaz se réalise ensuite par le biais de méthodes de chromatographie ionique, de spectrométrie de masse ou de spectrophotométrie. Quelques exemples d'analyses de gaz volcaniques récoltés par cette méthode d'échantillonnage sont présentés en figure I.5. Ces derniers montrent que le composant majoritaire est le plus souvent la vapeur d'eau, suivi par le CO₂, puis les gaz acides avec le SO₂, H₂S, HCl, et finalement HF en plus faibles concentrations. Egalement en concentrations mineures sont présentes les espèces telles que le NH₃, He, Ar, H₂, O₂, N₂, CH₄ et CO.

Volcan	T (°C)	H ₂ O	CO ₂	SO ₂	H ₂ S	HCl	HF	NH ₃	He	Ar	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO
Ngauruhoe	640	960000	16050	10200	6800	2500	-	-	0,22	10,5	1420	<30	1500	0,3	42
Pichincha	86	959000	38050	1040	975	45	1	0,3	0,11	0,38	15	<2	880	0,5	0,01
Papandayan	400	960000	29400	6750	2900	1250	33	4,9	0,25	0,39	140	<2	550	0,6	0,3
Sierra Negra	280	311000	672000	12450	2700	275	21	8,5	18,6	23,4	3	<30	1520	0,3	0,2
Vulcano	620	861000	119000	6800	4800	4530	1010	5,6	1,15	1,12	1510	<2	1068	0,1	110

Fig. I.5 : Composition chimique de quelques gaz volcaniques recueillis pas le biais d'ampoules à soude et exprimés en $\mu\text{mol/mol}$ (d'après Giggenbach, 1996).

Les avantages principaux de cette méthode d'échantillonnage sont de pouvoir analyser les concentrations de gaz minoritaires et en trace qui se sont concentrés dans la partie sous vide et de récolter la totalité des fluides fumerolliens (vapeur d'eau et gaz). En effet, les variations du rapport gaz/eau font partie des paramètres importants reflétant les conditions internes d'un système hydrothermal. C'est pourquoi cette méthode d'échantillonnage est la meilleure méthode utilisée pour la surveillance des gaz volcaniques. Elle permet également par le calcul des géothermomètres de caractériser les conditions thermiques au sein du réservoir géothermal. Cependant, l'application de cette technique d'échantillonnage se heurte à une contrainte majeure. Il est indispensable que la fumerolle ne draine pas ou très peu d'air, car l'O₂ et l'N₂ ne peuvent pas être absorbés par la soude car ils s'y trouvent déjà en saturation. Ainsi, si la fumerolle à analyser comporte un grand pourcentage d'air, celui-ci va se concentrer dans la partie sous-vide de l'ampoule et bloquera instantanément l'échantillonnage par égalisation de la pression interne de l'ampoule avec la pression de sortie de la fumerolle. En présence de plusieurs fumerolles, le choix de la meilleure fumerolle à échantillonner se base avant tout sur celle possédant la plus haute température. En effet, les réactions chimiques dues soit au contact oxydant avec les gaz atmosphériques, soit à l'abaissement de température vont modifier la chimie des gaz, d'où la nécessité d'échantillonner la fumerolle de plus haute température qui garantit la composition la plus représentative des gaz source du réservoir géothermal. De ce fait, les zones d'échantillonnages des gaz fumerolliens via la méthode de Giggenbach se localisent généralement à proximité de cratères actifs.

b) Méthode des gaz secs

Contrairement à la méthode de Giggenbach qui fait appel à une aspiration des gaz fumerolliens par différence de pression entre la pression des gaz et la pression interne de l'ampoule, la technique d'échantillonnage des gaz secs consiste à aspirer le gaz au moyen d'une seringue. Par conséquent, cette technique d'échantillonnage peut être utilisée dans des

contextes beaucoup plus variés, à proximité ou à distance éloignée des cratères actifs, en présence ou pas de contamination atmosphérique. Le dispositif d'échantillonnage présente quelques modifications par rapport à la technique d'échantillonnage de Giggenbach. L'ampoule à soude est remplacée par un condensateur fonctionnant avec un système de refroidissement à l'eau ou à l'éther. Celui-ci permet de récupérer la vapeur eau sous forme de condensat (utilisé pour les analyses isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ et δD) et de laisser passer uniquement la phase gazeuse. La sortie du condensateur est reliée à un robinet à trois entrées. Les deux autres voies sont connectées à une seringue et à une ampoule en pyrex. Cette dernière se caractérise par un volume d'environ 50 ml avec deux robinets situés de part et d'autre de l'ampoule. Dans un premier temps on aspire les gaz fumerolliens dans la seringue, puis dans un second temps, ces derniers sont injectés dans l'échantillonneur (Fig. I.6).

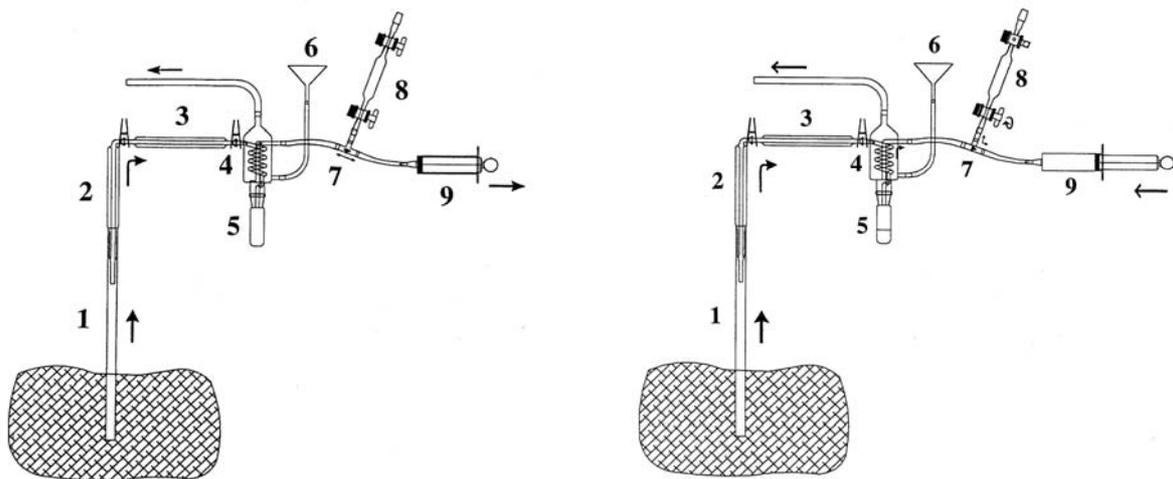


Fig. I.6 : Système d'échantillonnage des condensats et des gaz secs issus de gaz fumerolliens. 1: Tube en pyrex; 2: Dewar courbe; 3: Dewar droit; 4: Condensateur; 5: Eprouvette pour la récupération du condensat; 6: Entonnoir; 7: Robinet à trois entrées; 8: Ampoule d'échantillonnage des gaz secs; 9: Seringue. De gauche à droite sont illustrées les deux étapes d'échantillonnage des gaz discutées dans le texte. Les flèches représentent le sens de circulation des fluides (d'après Gonzales, données non publiées).

Cette technique peut présenter quelques variantes si elle est appliquée dans d'autres contextes : (1) en l'absence de vapeur d'eau le condensateur peut être supprimé (photo I.7) et (2) dans le cas de l'échantillonnage de gaz remontant à l'aplomb des sources thermales le tube en pyrex peut être remplacé par un entonnoir permettant de recueillir les bulles de gaz (Fig. I.7).

La méthode d'échantillonnage des gaz secs est utilisée avant tout dans une optique d'analyse isotopique, mais peut être également employée comme géothermomètre via l'analyse chimique des gaz. Elle ne possède pas de contrainte d'application comme la méthode de

Giggenbach, mais de ce fait ne permet pas une bonne quantification des éléments mineurs et en trace, ainsi que la détermination du rapport gaz/eau.



Photo. I.7 : Echantillonnage des gaz secs à Vulcano (Italie).
Photo : A. Finizola.

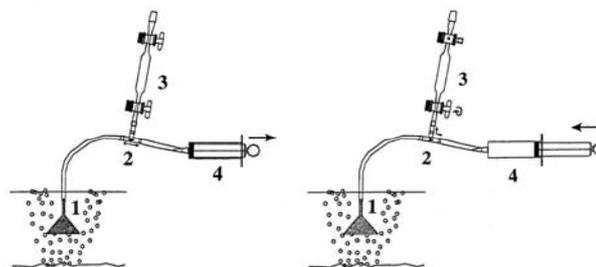


Fig. I.7 : Système d'échantillonnage des gaz secs appliqué au prélèvement des gaz d'une source géothermale. 1: Entonnoir; 2: Robinet à trois entrées; 3: Ampoule d'échantillonnage des gaz secs; 4: Seringue (d'après Gonzales, données non publiées).

c) Etude des gaz du sol

(1) Nature et origine des gaz du sol

La méthode des gaz du sol a été inventée à la fin des années 60 pour des applications dans le domaine minier. Elle a été initialement utilisée pour détecter des gisements de minerais via les processus d'oxydo-réduction. Une dizaine de gaz sont classiquement analysés : (1) le CO_2 , (2) l' O_2 , la famille des gaz sulfurés tels que : (3) l' H_2S , (4) le SO_2 , (5) le CS_2 , (6) le COS , (7) le CH_4 , (8) l' H_2 , (9) les vapeurs de Hg , (10) l' He et (11) le Rn . Chacun de ces gaz présente des origines variées.

(1) Les analyses isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ ont permis de suggérer pour certains contextes volcaniques une origine mantellique du CO_2 (Barnes et Mc Coy, 1979 ; D'Alessandro *et al.*, 1997). Toutefois le CO_2 peut également résulter d'un dégazage plus superficiel ou de processus autres que le dégazage magmatique. Parmi ceux-ci nous pouvons citer : le métamorphisme affectant les carbonates, les réactions de dissolution des calcaires par les eaux acides, les processus de décomposition de la matière organique, les rejets par les végétaux vivants liés aux processus de photosynthèse et l'oxydation superficielle ou en profondeur de carbone réduit (ex: CH_4 ou CO) (Lovell *et al.*, 1979 ; 1983 ; Irwin et Barnes, 1980 ; Hale et Moon, 1982 ; Lovell and Hale, 1983).

(2) Dans le domaine du minier l'analyse du CO₂ a souvent été couplée à celle de l'O₂. En effet, les processus d'oxydation responsables de la libération de CO₂ se reflètent également par la consommation d'O₂. Ainsi, à l'aplomb de gisements de minerais les anomalies positives de CO₂ sont généralement couplées à des anomalies négatives d'O₂.

(3) L'**H₂S**,

(4) le **SO₂**,

(5) le **CS₂**, et

(6) le **COS** sont associés aux processus d'oxydation des minerais sulfurés. Les deux principaux gaz détectés en excès sont le COS et le CS₂ (Hinkle et Kantor, 1978 ; Hinkle et Dilbert, 1984). En contexte volcanique, ces espèces sulfurées sont également présentes mais l'analyse isotopique du soufre a montré dans ce cas une origine profonde, magmatique (Arnold et Sheppard, 1981 ; Sakai *et al.*, 1982).

(7) Le **CH₄** est dans la plupart des cas relié à la décomposition de la matière organique. Les anomalies positives sont fréquemment associées à des dépôts de charbon où d'hydrocarbures. Dans certains cas, le CH₄ peut avoir une origine inorganique et serait formé à grande profondeur (Gold et Soter, 1985).

(8) Pour l'**H₂**, plusieurs auteurs proposent une origine électrochimique de ce gaz (ions H⁺) produit par oxydation de corps sulfurés (Bolviken et Logn, 1975 ; Govett, 1976 ; Govett et Chork, 1977). Dans certains contextes tectoniquement actifs ou en contexte géothermal, McGee *et al.*, (1984) et Sato *et al.*, (1984) proposent que l'H₂ serait issu de réactions de type Fe/Fe²⁺ faisant interagir de l'eau avec des minéraux riches en Fe.

(9) Les vapeurs de **Hg** constituent également un bon traceur pour la découverte de gisements de minerais sulfurés où il y est habituellement enrichi (McCarthy, 1972 ; Jonasson et Boyle, 1972 ; Rose *et al.*, 1979).

(10) L'**He** et

(11) le **Rn** ont essentiellement une origine radioactive. Ils sont émis en permanence par la désintégration naturelle de l'U et du Th concentrés de façon majoritaire dans la croûte continentale.

En volcanologie la technique d'échantillonnage des gaz du sol s'est focalisée plus particulièrement sur l'analyse du CO₂ qui représente (1) le constituant majoritaire des gaz volcaniques après la vapeur d'eau (Fig. I.5) et (2) possède parmi les espèces majeures la plus faible solubilité dans les liquides silicatés à pression faible ou modérée. Ainsi, il se trouve presque totalement exsolvé des magmas parentaux au moment où ils atteignent la surface

(Giggenbach, 1996). De plus, le CO₂ est considéré comme un élément conservatif car sa réactivité, en ce qui concerne les processus d'interaction eau-roche, est nettement plus faible que celle des gaz acides (SO₂, H₂S, HCl, ou HF) remontés par le magma (Allard *et al.*, 1991). C'est pourquoi les études de gaz du sol, couplant l'étude du CO₂ à d'autres gaz, ne s'intéressent généralement pas aux gaz acides qui sont trop réactifs mais plutôt à des gaz tels que le CH₄ (Allard *et al.*, 1998 ; Etiope *et al.*, 1999), l'He (Barberi et Carapezza, 1994), l'H₂ (Hernandez *et al.*, 2000) ou le Rn (Heiligmann *et al.*, 1997 ; Williams-Jones *et al.*, 2000).

On peut subdiviser en deux groupes les méthodes d'étude des gaz du sol, suivant que l'on détermine des concentrations (en ppm), ou des flux, ramenés le plus souvent à des vitesses de remontées de gaz (en cm/s).

(2) Méthode des concentrations

Dans le cas où l'intérêt est porté sur les concentrations des gaz du sol, le matériel utilisé est classiquement constitué d'une barre à mine en acier à l'intérieur de laquelle est soudé un tube métallique de quelques millimètres de diamètre (Fig. I.8). Cette barre à mine est plantée dans le sol à plusieurs dizaines de centimètres de profondeur et est ensuite connectée à un robinet en forme de "T" à trois entrées. Tout comme la méthode des gaz secs, les deux autres entrées sont connectées d'un côté à une seringue et de l'autre à un échantillonneur. Ce dernier possède un volume beaucoup plus réduit que celui utilisé pour la méthode des gaz secs, car l'objectif se limite à déterminer la concentration du gaz majoritaire. On utilise traditionnellement des petites éprouvettes en verre (ou vacutainer). Il est également possible de réaliser les mesures de concentration en gaz sur le terrain par spectrométrie infra-rouge.

La méthode des concentrations est applicable en tout point d'un édifice volcanique où la surface du sol est suffisamment meuble pour permettre l'enfoncement d'une barre à mine en acier à quelques dizaines de cm de profondeur. Les difficultés d'application de cette méthode peuvent donc apparaître soit dans le cas où les produits affleurants sont consolidés (et ne permettent pas l'enfoncement d'une barre à mine), soit dans le cas inverse (comme les coulées de lave de type 'aa' par exemple), où la perméabilité des produits est trop grande et permet une libre circulation de l'air atmosphérique en sub-surface. De ce fait, les terrains idéaux pour l'application de la méthode des gaz du sol sont des produits meubles à porosité modérée et

suffisamment compactés pour diminuer la contamination des échantillons par la composante atmosphérique. Généralement, les produits de type retombées recouvrant la majeure partie de la surface des volcans actifs possèdent les caractéristiques requises pour l'application de cette méthode.

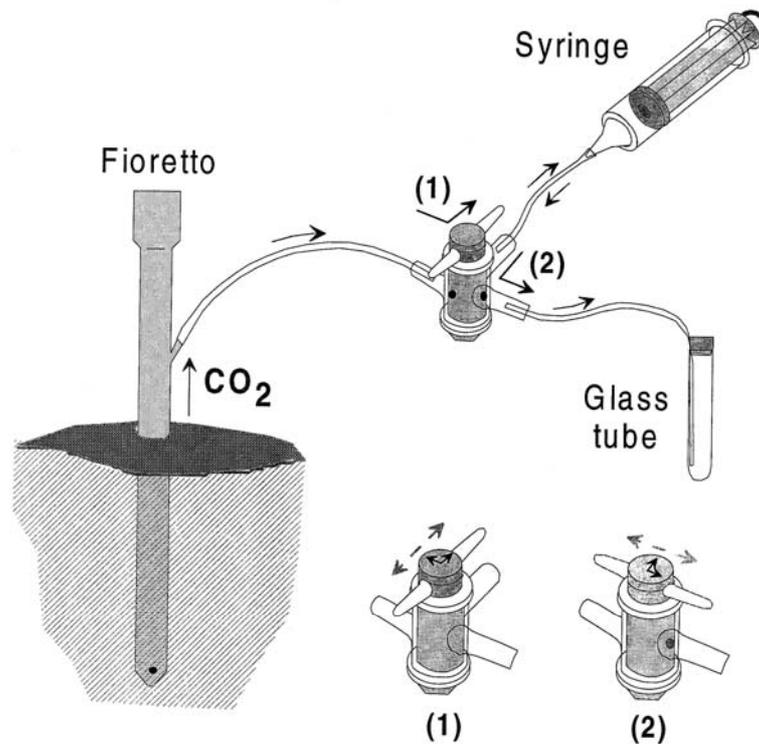


Fig. I.8 : Méthode d'échantillonnage des gaz du sol, dans des échantillonneurs en verre de type vacutainer. Position (1) du robinet à trois entrées: aspiration des gaz du sol. Position (2) du robinet à trois entrées: injection des gaz du sol dans les échantillonneurs (d'après Gonzales, données non publiées).

(3) Méthode des flux

(a) Méthode d'échantillonnage statique des flux (ou méthode de la chambre d'accumulation)

La méthode d'échantillonnage statique des flux comporte une instrumentation plus lourde que la méthode des concentrations. L'appareil de mesure est classiquement constitué de quatre parties (Chiodini *et al.*, 1996) (Fig I.9) : (1) la partie basse de l'appareil, qui a été préalablement enterrée en sub-surface, constitue la chambre d'accumulation pour les gaz du sol. Elle est connectée par un circuit en boucle à (2) un système de pompage et d'analyse en continu par spectrométrie infra-rouge de la concentration en CO_2 , lui-même relié à (3) un

convertisseur analogique - numérique, et enfin à (4) un ordinateur miniature permettant de visualiser en temps réel la courbe d'évolution de la concentration de CO₂ en fonction du temps. On obtient une courbe qui se stabilise sur un palier qui correspond à la concentration du gaz du sol. Selon Parkinson (1981) la tangente calculée dans les premiers instants de croissance de cette courbe permet de connaître le flux de CO₂ et donc par extension, connaissant les dimensions de la chambre, la vitesse de remontée du CO₂.

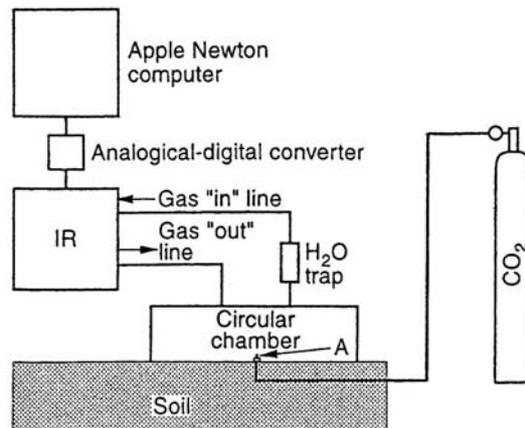


Fig. I.9 : Méthode de la chambre d'accumulation pour la mesure des flux de CO₂ (d'après Chiodini *et al.*, 1996).

Sur un plan pratique, la réalisation d'une mesure par la méthode d'échantillonnage statique des flux est un plus lente que la méthode des concentrations, car cette méthode nécessite de creuser, aplanir le sol, installer l'appareil, recouvrir puis compacter le tout de matériel volcanique de faible granulométrie afin de minimiser la contamination atmosphérique. Les conditions d'application sont les mêmes que pour la méthode des concentrations, avec une impossibilité d'application dans le cas d'un sol consolidé ou de toute surface (telles que les coulées 'aa') ne permettant pas d'éviter une libre contamination atmosphérique

(b) Méthode d'échantillonnage dynamique des flux (ou méthode de Gurrieri et Valenza).

Cette technique nécessite l'utilisation d'une sonde spéciale insérée dans le sol à une profondeur d'environ 50 cm (Fig. I.10). Cette dernière est constituée d'un tube en acier ouvert dans sa partie inférieure et d'un bouchon en caoutchouc dans sa partie supérieure d'où sortent

deux tubes de différentes longueurs. Le plus court permet l'entrée d'air atmosphérique dans la sonde et le second est relié par un système de pompage à un spectrophotomètre infrarouge permettant d'analyser la concentration en CO₂. En pompant à un taux constant, un mélange de gaz du sol et d'air se forme à l'intérieur de la sonde. Des tests réalisés en laboratoire ont mis en évidence que la "concentration dynamique" de CO₂ dans le mélange est directement proportionnelle aux flux des gaz du sol. Cette relation de proportionnalité s'écrit sous la forme :

$$\Phi = k \cdot Cd$$

où Φ est le flux de CO₂, Cd est la "concentration dynamique" du CO₂ dans le mélange et k est une constante empirique. Celle-ci dépend de la géométrie de la sonde, du débit de pompage et de la perméabilité du sol (Gurrieri et Valenza, 1988 ; Giammanco *et al.*, 1995).

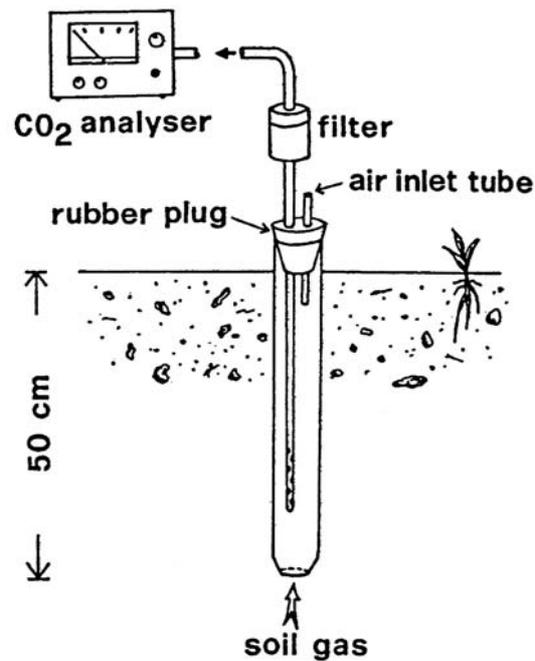


Fig. I.10 : Schéma du système d'échantillonnage et d'analyse utilisé pour la mesure dynamique de la concentration en CO₂ dans le sol (d'après Giammanco *et al.*, 1997).

(4) Résultats d'études en gaz du sol

Comme énoncé dans le sous-chapitre (1), la faible solubilité du CO₂ dans les liquides silicatés et sa faible réactivité dans les processus d'interaction eau-roche, facilite son exsolution en profondeur et son ascension, parfois à des distances éloignées des cratères actifs. En effet, les travaux effectués sur le Vulcano (Baubron *et al.*, 1990) et sur l'Etna par

Allard *et al.* (1991), suivis de ceux de D'Alessandro *et al.* (1997), Giammanco *et al.* (1998), ont mis en évidence qu'il existe un dégazage diffus en CO₂ très significatif sur les flancs de ces volcans, jusqu'à une dizaine de kilomètres de distance des cratères sommitaux dans le cas de l'Etna (Fig. I.11). Ainsi, l'étude du CO₂ en gaz du sol peut être porteuse d'information à l'échelle de tout un édifice volcanique et les secteurs anomaux sont le plus souvent interprétables en termes de changements de perméabilité du sous-sol.

L'étude du dégazage des flancs d'un édifice volcanique est importante pour effectuer des bilans de dégazage ainsi que pour des objectifs de surveillance. Par exemple, les flancs peuvent dégazer des grandes quantités de CO₂ dans l'atmosphère, et des changements dans les concentrations de gaz du sol peuvent être parfois corrélés avec l'activité sismique et volcanique (Baubron *et al.*, 1991 ; Barberi et Carapezza, 1994 ; Thomas *et al.*, 1986 ; Heiligmann *et al.*, 1997). En effet, les gaz du sol peuvent subir des variations par le biais de processus qui provoquent des contraintes dans le sol, changeant l'espace des pores et le volume des fractures (Giammanco *et al.*, 1997). D'autres processus tels que : les variations climatiques (vent, pluie, température et humidité du sol), les variations de pression atmosphérique, ou des déformations d'édifice volcanique, peuvent avoir des effets significatifs sur les concentrations en gaz du sol (King 1980 ; Shapiro *et al.*, 1980 ; Schery et Petschek, 1983 ; Hinkle, 1990 ; Baubron *et al.*, 1991 ; Badalamenti *et al.*, 1993 ; Heiligmann *et al.*, 1997 ; Giammanco *et al.*, 1998).

D'une manière générale, les profils réalisés en gaz du sol dans des aires volcaniques ont permis d'identifier des phénomènes de dégazage préférentiel le long de failles actives souvent d'extension régionale (Fig. I.12 et Fig. I.13), tel que le long de la faille Pernicana sur le flanc Est de l'Etna (Giammanco *et al.*, 1997 ; Anzà *et al.*, 1993), le long de la faille Arso traversant l'île d'Ustica (Etiope *et al.*, 1999 : Fig. I.12), le long des failles Kameni et Kolumbos recoupant la caldeira de Santorin (Barberi et Carapezza, 1994 : Fig. I.13), ou le long de la faille de la Ty passant par le dôme de la Soufrière de la Guadeloupe (Allard *et al.*, 1998).

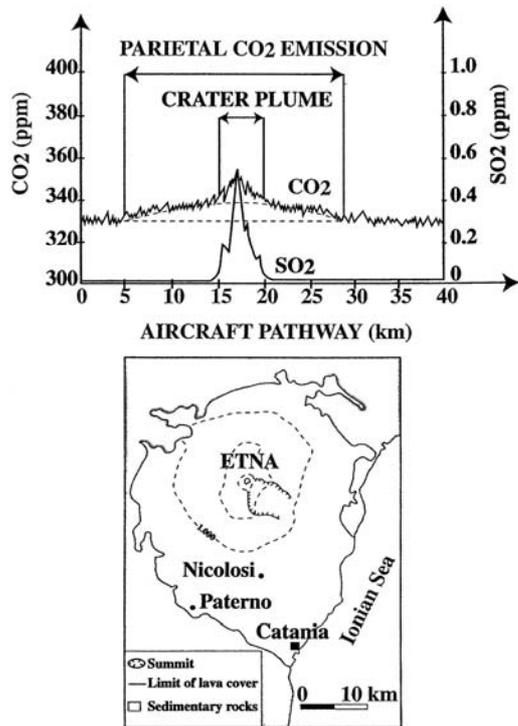


Fig. I.11. Profil aéroporté des concentrations en CO_2 et SO_2 sous le vent de l'Etna, à l'intérieur et à l'extérieur du panache volcanique visible. Le profil révèle la large anomalie en CO_2 due au dégazage magmatique diffus à travers les flancs du volcan.

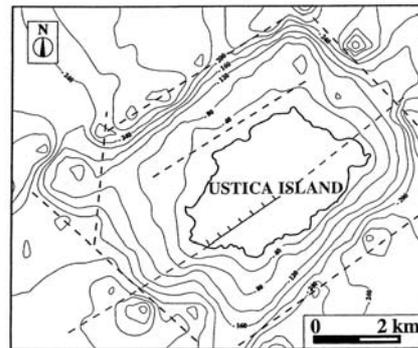
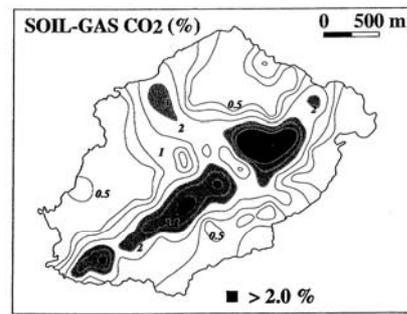


Fig. I.12 : Carte structurale et de concentration en CO_2 des gaz du sol sur l'île d'Ustica (d'après Etiope *et al.*, 1999).

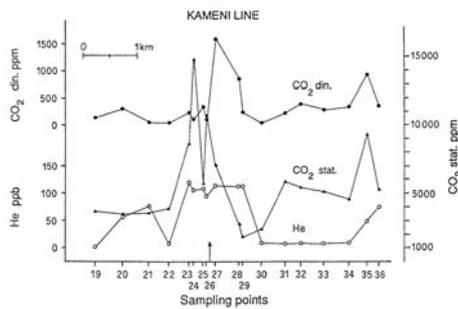


Fig. I.13 : Carte structurale et profil de concentration en CO_2 des gaz du sol sur l'île de Santorin (d'après Barberi et Carapezza, 1994).

I.C.2. Géochimie des eaux

La surveillance géochimique des eaux géothermales occupe une place importante en surveillance volcanologique aussi bien dans le cas de surveillance routinière que dans le cas d'inaccessibilité à l'aire cratérique (pour des raisons aussi bien topographiques qu'en cas de crise éruptive).

Chaque système géothermal présente des caractéristiques distinctes qui se reflètent dans la chimie des fluides géothermaux et dont l'étude permet de fournir une information sur des conditions profondes et des processus non investigables par des techniques géologiques ou géophysiques. Les eaux géothermales sont classiquement associées à une phase gazeuse sous forme exsolvée ou sous forme dissoute.

Les objectifs en géochimie sont d'une part d'obtenir un modèle sur l'origine et les interactions de ces eaux géothermales et d'autre part de connaître les conditions thermiques régnant au sein du réservoir géothermal (Giggenbach, 1988). L'origine de ces fluides est le plus souvent abordée par le biais de la géochimie isotopique (ex : δD et $\delta^{18}O$), ainsi que par le biais des constituants inertes tels que les gaz nobles (He, Ar, etc..) ou peu réactifs tels que Cl, B, Li, Rb, Cs et N_2 . Il est ainsi possible de modéliser la proportion de différentes composantes (météorique, marine, magmatique, hydrothermale, hypersaline) susceptibles d'avoir interagi dans la formation des eaux affleurant en surface.

En revanche, les espèces chimiquement réactives telles que Na, K, Mg, Ca, et SiO_2 sont utilisées comme géothermomètres car ces éléments prennent part aux interactions entre les minéraux des roches alumino-silicatées et les fluides dans des rapports dépendant étroitement de la température.

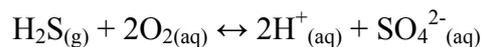
La classification des eaux au sein d'un diagramme ternaire (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) basée sur l'anion dominant permet également une approche de leurs origines. On distingue ainsi les eaux chlorurées, sulfatées et bicarbonatées.

* Les *eaux chlorurées* sont typiquement la signature de fluides géothermaux issus de réservoirs profonds, le plus souvent associées aux systèmes géothermaux de haute température. Elles se manifestent le plus souvent sous forme de sources chaudes et geysers. Leurs abondantes concentrations en solides dissous (TDS : Total Dissolved Solids) comprises entre ~ 3000 et 5000 mg/kg peut conduire à des concrétions siliceuses ou à des salines ou saumures. Dans le premier cas, de l'opaline, de la cristobalite, de la geysérite et du quartz se

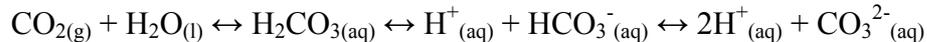
déposent souvent aux alentours de ces sources en ébullition ou proches du point d'ébullition (ex : Norris Geyser Basin (Yellowstone) et Waiotapu (Nouvelle-Zélande)). Dans les deux autres cas, les fluides chlorurés des salines ou saumures sont susceptibles d'évoluer dans le système hydrothermal en séquences évaporitiques (ex : Cerro Prieto, Mexique TDS = ~ 40.000 mg/kg ; Salton Sea, Californie TDS = ~300. 000 mg/kg).

En ce qui concerne les autres constituants majeurs des eaux chlorurées, sodium et potassium pour les cations, et silice et bore pour les anions présentent des concentrations particulièrement élevées. Le pH de ces eaux fluctue autour d'un pH neutre. Le principal gaz dissous est le dioxyde de carbone. L'hydrogène sulfuré y est également présent, mais en quantité bien inférieure.

* Les *eaux sulfatées* caractérisent les fluides superficiels (aquifères perchés ou infiltration d'eaux météoriques formées par la condensation de gaz géothermaux près de la surface (< 100 m) dans un contexte oxydant). L'ion dominant sulfate de ces eaux se forme par oxydation de l'hydrogène sulfuré dissous :



Cette réaction couplée à la dissolution du dioxyde de carbone :



conduit à la création d'eau acides, dont le pH est généralement inférieur à 2.

D'autres constituants volatils s'exsolvent des fluides profonds en état d'ébullition peuvent également se condenser dans ces eaux (tel que NH₃, As, ou B) et atteindre des concentrations importantes. Près de la surface, ces eaux chaudes acides ont le pouvoir de lessiver les silicates et ions métalliques (Na, K, Mg, Ca, Al, Fe, etc...) des roches environnantes, et peuvent acquérir ainsi de fortes concentrations pour divers de ces éléments. Finalement ces eaux peuvent aboutir à l'alimentation de lacs (ex : Kawah Ijen) ou de sources caractérisés parfois par des flux de vapeur élevés. Toutefois elles peuvent également s'infiltrer à nouveau le long de failles au sein du système géothermal. Elles y sont réchauffées, contribuent à l'altération des roches, se mélangent et remontent avec les eaux chlorurées (comme par exemple dans de nombreux champs géothermaux aux Philippines).

* Les *eaux carbonatées* sont issues de la condensation des gaz dans des terrains en sub-surface faiblement oxygénés. De tels fluides peuvent se localiser sous la forme d'une zone de condensats perchée à l'aplomb du système géothermal, et se rencontrent d'une manière commune en marge des champs géothermaux. Ces eaux sont hautement réactives et possèdent

de ce fait des pH quasiment neutres par réaction de perte de protons avec les roches encaissantes conduisant à des eaux enrichies en carbonate et sodium. Les manifestations les plus caractéristiques sont des sources tièdes à chaudes associées à des dépôts de travertins (CaCO_3).

Un modèle de circulation des différents types d'eau (chlorurées, sulfatées et carbonatées) affleurant à l'aplomb du système hydrothermal d'un volcan actif est présenté en figure I.14. L'alimentation en eau se réalise principalement dans les parties basses de l'édifice par infiltration d'eau météorique, se réchauffe à proximité du corps magmatique, et remonte au sein de l'édifice suivant différentes voies de majeure perméabilité.

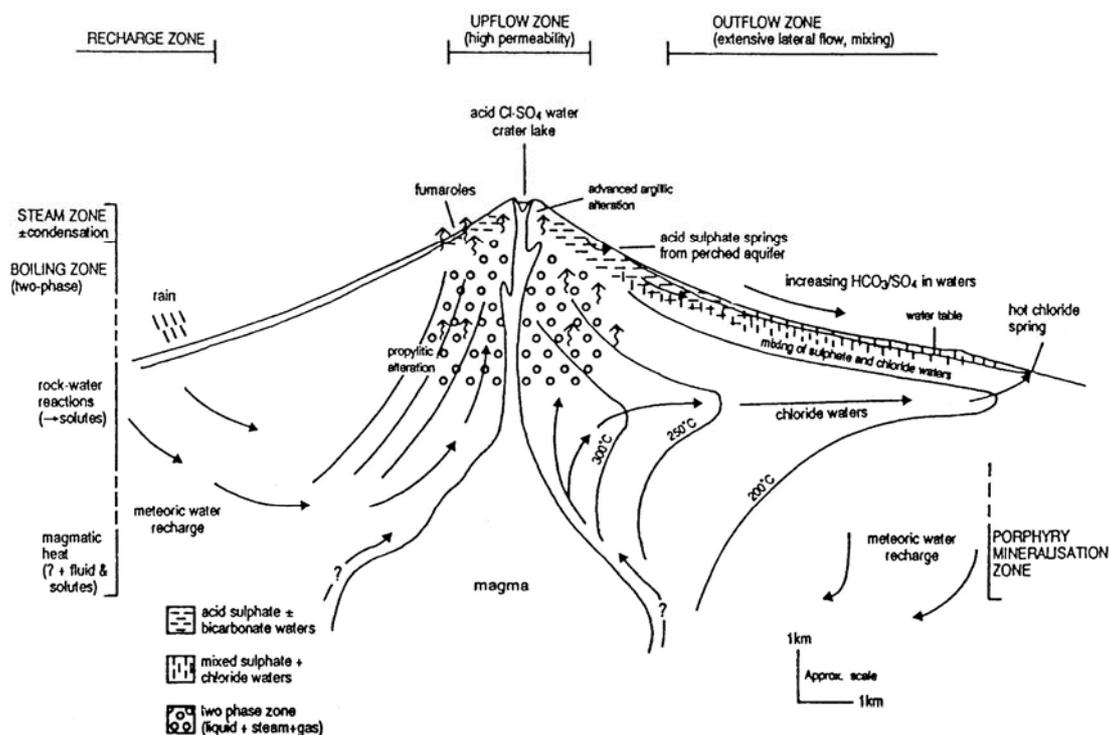


Figure I.14 : Modèle de circulation des fluides au sein d'un système hydrothermal d'un volcan actif (d'après Nickolson, 1993).

I.D. Approche géophysique

Différentes propriétés physiques peuvent être utilisées pour localiser les fluides chauds et minéralisés circulant au sein des systèmes hydrothermaux.

(1) La **température** élevée des fluides remontant vers la surface ou la sub-surface peut être identifiée par imagerie infrarouge ou par cartographie thermique au sol.

(2) Le **mouvement** des fluides hydrothermaux au sein des cellules convectives est la source d'ondes caractéristiques de basse fréquence ou de signaux mono-fréquence identifiables en sismologie.

(3) La **forte conductivité électrique** des fluides hydrothermaux obtenue via les interactions eau-roche à haute température est identifiable par diverses méthodes d'investigation géoélectrique.

(4) Les **effets électrocinétiques** à l'aplomb des remontées hydrothermales sont identifiables par la méthode de polarisation spontanée.

I.D.1. Thermométrie par imagerie et cartographie au sol

Une étude par spectrométrie infrarouge par survol aérien ou données satellitaires permet d'obtenir une cartographie précise des roches chaudes hydrothermalement altérées (Teggi *et al.*, 1995 ; Crowley et Zimbelman, 1997; Harris et Stevenson, 1997). Par étude au sol, une cartographie de la surface peut être réalisée par thermométrie infrarouge (Harris et Maciejewski, 2000). Toutefois cette méthode nécessite d'être appliquée à des zones particulièrement chaudes de type fumerolles. Dans le cas d'anomalies thermiques de moindre puissance où la vapeur d'eau condense en sub-surface et ne donne pas lieu à une zone fumerollienne observable, il est préférable que la température soit prise à quelques dizaines de centimètres de profondeur. Dans ce cas, les mesures thermiques sont prises nécessairement à l'aide d'une sonde thermocouple, à une profondeur donnée. Généralement ces mesures s'effectuent à une trentaine de centimètres de profondeur, ce qui est suffisant pour réduire de manière significative les perturbations externes liées au refroidissement atmosphérique conductif (diurne et saisonnier) et convectif (Aubert et Baubron, 1988).

I.D.2. Mouvement de fluides par sismique

Le mouvement des fluides au sein des systèmes hydrothermaux est la source de deux types de signaux particuliers : (1) les signaux LP (longue période) (Chouet, 1988 ; 1992 ; 1996) et (2) les signaux de type tornillo.

(1) Les signaux longue période (entre 0,2 et 2 s) localisés à faible profondeur sont attribués à des perturbations occasionées dans le système hydrothermal, dans la région possédant une dominante de vapeur (Chouet, 1996).

(2) Les signaux de type tornillo sont également générés par la présence de la phase fluide. Ils ont été décrits pour la première fois sur le Galeras (Narvaez *et al.*, 1997 ; Gomez et Torres, 1997) et se caractérisent par une forme d'onde mono fréquence, une longue coda de plusieurs minutes, une faible amplitude comparée à la durée du signal et une lente décroissance de la coda.

Par le biais de la tomographie sismique, il est possible de détecter des zones fortement altérées par l'activité hydrothermale correspondant aux zones de chute de vitesse des ondes P (Power *et al.*, 1998).

I.D.3. Propriétés électriques conductrices et géoélectricité

De nombreuses méthodes géoélectriques, (sondages électriques ou méthodes électromagnétiques : AMT (Audiomagnétotellurique), VLF (Very Low Frequency), ou TDEM (Time Domain Electromagnetism)), sont utilisées sur des sites volcaniques afin d'étudier leurs structures (Zohdy *et al.*, 1973 ; Anderson et Johnson, 1979 ; Benderitter et Gérard, 1984 ; Gex, 1992 ; Ritz *et al.*, 1997 ; Descloitres, 1998 ; Kagiyaama *et al.*, 1998 ; Lénat *et al.*, 2000). Elles fournissent une image de la distribution des résistivités dans le sous-sol, c'est à dire de la difficulté plus ou moins grande pour un courant électrique de traverser un corps. D'une manière générale, la résistivité des roches dépend peu de leur composition minéralogique, mais plutôt de leur porosité effective (pores interconnectés) et de la résistivité du fluide qu'elles contiennent.

On distingue deux types de résistivité : (1) de type métallique et (2) de type électrolytique.

(1) Dans un métal, des électrons libres peuvent se déplacer dans le cristal métallique. La résistivité sera donc faible. Très peu de roches ont des résistivités métalliques. C'est le cas de certains minéraux (ex: pyrite, galène).

(2) Dans un électrolyte, les ions peuvent se déplacer sous l'influence du courant. Ces derniers étant plus gros donc moins mobiles que les électrons, la résistivité d'un électrolyte sera beaucoup plus forte que celle d'un métal. Toutes les roches, ou presque, ont des résistivités de type électrolytique. La résistivité sera donc fonction de la teneur en eau de la roche (fig. I.15).

Ainsi, les principaux facteurs déterminant la résistivité d'une roche seront (1) sa porosité effective ou interconnectée, (2) son degré de saturation en fluides, et (3) la résistivité du fluide.

(1) Les roches volcaniques montrent une large gamme de porosités. Sous le poids d'un édifice volcanique, cette dernière tend à décroître par compression des fractures et des pores (Ryan, 1987), ce qui contribue à un accroissement de la résistivité en profondeur.

(2) Le degré de saturation en eau est généralement contrôlé par les conditions hydrogéologiques. Sur la plupart des volcans boucliers basaltiques, par exemple, un contraste remarquable de résistivité est présent à la transition entre la zone vadose, où les roches sont humides, et la zone sous l'aquifère, où les roches sont saturées en eau.

(3) La résistivité de l'eau dépend de la concentration du contenu en ions et de sa température. Par exemple, à température ambiante, la résistivité de l'eau météorique s'étend de 30 à $10^3 \Omega.m$, alors que la résistivité de l'eau de mer est d'environ $0.3 \Omega.m$. Si la température d'une solution diluée de sel (exemple NaCl) augmente (Quist et Marshall, 1968) d'une température d'environ 20 à $300^\circ C$, sa résistivité diminue environ d'un facteur 7. Au-dessus de ce seuil de température, la résistivité de la solution augmente en raison de l'augmentation de la teneur en eau sous forme vapeur. Pour ce qui est des magmas, la résistivité est connue, aussi bien par des mesures de terrain (Frischknecht, 1967) qu'en laboratoire (Murase et McBirney, 1973 ; Rai et Manghnani, 1977 ; Bernard, 1999), et fluctue entre 20 et moins d' $1 \Omega.m$.

Objet géologique	Résistivité (ohm.m)
Cuivre	10^{-6}
Pyrite	10^{-3}
Graphite	3.10^{-4}
Eau de mer	0,3
Marnes + eau salée	0,5 – 10
Eau de rivière	50
Argiles et schistes	50 – 500
Calcaires	100 - 5.000
Roches éruptives, intrusives et métamorphiques	1.000 - 10.000
Glace	10^8

Fig. I.15 : Tableau donnant quelques ordres de grandeur des résistivités pour les principaux types de roches ainsi que pour certains fluides (d'après Mechler, 1988).

Au sein de volcans actifs, les systèmes hydrothermaux sont le siège d'une intense altération qui provoque une réduction de la porosité, par la formation de zéolithes et de minéraux argileux le long de fractures ou à l'intérieur de cette porosité. Toutefois ces

systèmes se caractérisent par une plus faible résistivité due à la fois à la présence de minéraux hydratés et à une température plus élevée (Halbwachs, 1983). Un schéma d'un modèle de distribution des résistivités au sein d'un système volcanique actif est donné en figure I.16.

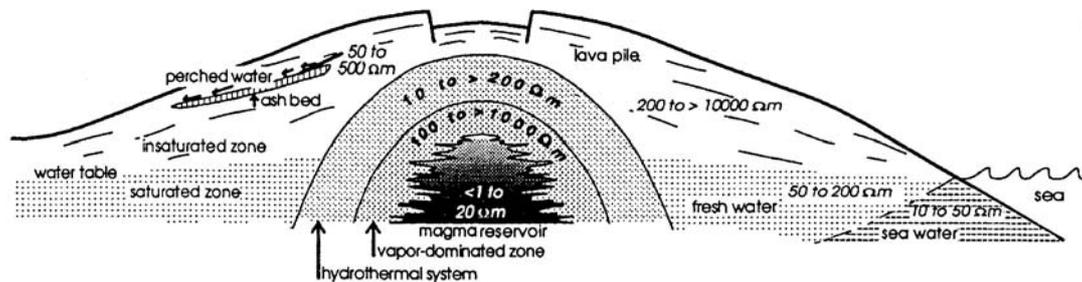


Figure I.16 : Modèle géoélectrique idéalisé d'un volcan. Les valeurs des gammes de résistivité sont données seulement pour montrer les tendances générales dans des terrains volcaniques. Des valeurs à l'extérieur de ces gammes de valeurs peuvent être rencontrées pour des conditions lithologiques et hydrogéologiques spécifiques. (d'après Lénat, 1995).

I.D.4. Polarisation spontanée (PS)

Nous allons détailler plus particulièrement la méthode PS qui constitue, avec celle des gaz du sol, le tronc commun de l'étude réalisée dans ce mémoire.

a) Bref historique de la PS

La PS a pour objectif d'étudier les différences de potentiel électrique naturel qui existent dans le sol. Tout comme la méthode des gaz du sol, la PS a été inventée et utilisée tout d'abord pour des applications dans le domaine de la prospection minière. L'origine de cette méthode remonte à 1830, où elle a fait l'objet d'une publication de Fox sur des expériences réalisées sur des gîtes métallifères. Toutefois, la façon d'opérer au moyen d'électrodes constituées de plaques de cuivre (parfois cuivre et zinc) montre que les courants mis en évidence devaient essentiellement être dûs à la polarisation des électrodes. Ce n'est qu'en 1882 que Barus, reprenant la méthode de Fox, constate que même loin de toute minéralisation, les réactions électriques dues aux électrodes de cuivre sont très vives, et par conséquent doivent masquer les potentiels dus aux minerais eux-mêmes. Il développe alors une électrode impolarisable de zinc amalgamé, où le contact avec le sol se fait par l'intermédiaire d'une solution de sulfate de zinc imbibant une membrane poreuse. Ce pas décisif permet de s'affranchir de certains phénomènes électrochimiques parasites et de mesurer les différences de potentiels dues essentiellement au passage des courants engendrés par les minerais. Les électrodes actuelles s'inspirent d'ailleurs toujours du même principe.

Cependant, la faible amplitude des anomalies obtenues sur des minéralisations de galène, pyrite, argent natif et or, laissent sceptique l'auteur sur son utilisation en prospection. C'est en 1920, grâce à Schlumberger, que les phénomènes de polarisation spontanée ont été mis en évidence de façon claire et que la méthode a commencé à être considérée comme un véritable outil de prospection minière, et par la suite pétrolière dans les diagraphies des forages. La PS s'est ensuite diversifiée avec des applications en hydrogéologie dès la fin des années 60 dans le but de déterminer les circulations préférentielles d'eaux souterraines. Parallèlement, c'est au cours des grands projets de recherche géothermique dans les années 70 et 80 qu'ont été mis en évidence des anomalies PS de grande amplitude associées à des anomalies thermiques superficielles et à des structures volcaniques actives. Plus récemment, l'intérêt s'est porté sur la PS dans le cadre de la surveillance afin d'estimer ses potentialités pour détecter des variations dans la circulation des fluides comme de possibles précurseurs d'éruptions volcaniques ou de tremblements de terre.

b) Matériel utilisé en PS

Un des grands intérêts de la méthode PS tient dans sa facilité de mise en oeuvre et dans sa légèreté. Mesurer des différences de potentiels électriques nécessite comme matériel : un voltmètre, une paire d'électrodes et des fils de liaison.

Les voltmètres traditionnellement utilisés possèdent une résolution du millivolt ou du dixième de millivolt et une très haute impédance interne ($>10^{10}\Omega$) afin de s'affranchir des potentiels parasites liés aux possibles fortes impédances de contact électrode/sol. Les électrodes sont de types impolarisables. Elles sont constituées d'un couple métal/sel de ce métal. Le contact avec le sol se réalise par le biais d'une membrane plus ou moins poreuse. En prospection, la porosité peut être relativement élevée afin de permettre un meilleur contact électrode/sol par percolation de l'électrolyte au travers de la membrane, alors qu'en surveillance la pérennité d'une électrode sur un temps relativement long nécessite l'emploi d'électrode sans perte d'électrolyte (Perrier *et al.*, 1997 ; Clerc *et al.*, 1998).

Dans le cadre de ce mémoire, l'ensemble des mesures a été effectué avec des électrodes de type Cu/CuSO₄ (Fig. I.17). Ces dernières sont constituées d'un tube en PVC bouché à l'extrémité supérieure par un bouchon en caoutchouc et à l'extrémité inférieure par une membrane poreuse constituée de bois de hêtre. A l'intérieur de l'électrode une tige en cuivre plonge dans une solution saturée de CuSO₄. En forçant sur le bouchon en caoutchouc, on fait pression sur le liquide qui percole doucement au travers de l'extrémité en bois, ce qui assure un parfait contact avec le sol.

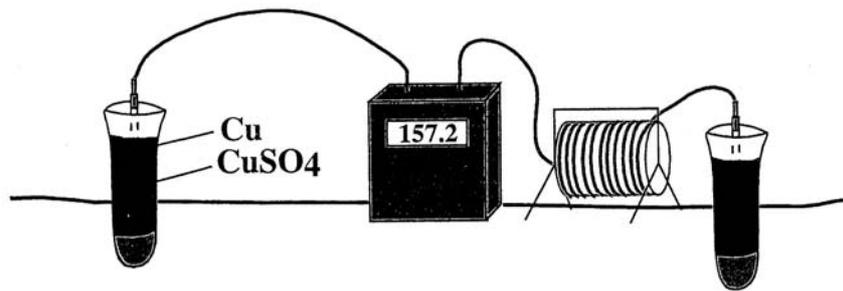


Fig. I.17 : Schéma du dispositif utilisé pour les mesures de PS, constitué d'un dérouleur contenant du câble électrique, de deux électrodes de type Cu/CuSO4 et d'un voltmètre de haute impédance.

c) Génération du signal PS

La surface terrestre recèle des différences de potentiels électriques notables créées à la fois par des courants continus d'origine externe et par des courants d'origine interne. Dans le cadre de notre thématique de recherche sur les systèmes hydrothermaux nous allons nous intéresser uniquement à cette deuxième catégorie de potentiels, présentant des anomalies de plus courte longueur d'onde allant de l'échelle métrique à pluri-kilométrique. Une des grandes problématiques de la méthode PS réside dans le caractère multifactoriel des mécanismes sources susceptibles de générer une différence de potentiel. En contexte géologique, ces mécanismes sont d'ordre : (1) électrochimique, (2) thermoélectrique ou (3) électrocinétique.

(1) Couplage électrochimique

Le couplage électrochimique répond au principe d'une pile de concentration et génère, via les échanges ioniques, un potentiel électrique. De tels effets ont été mis en évidence aussi bien dans le cadre de la prospection minière qu'en prospection pétrolière. Dans le premier cas, des lentilles de minerais sulfurés ont été détectées à l'aplomb d'anomalies de PS de plusieurs centaines de mV (Fig. I.18), et dans le second cas, la création d'une ddp est due à des différences de salinité entre la boue remplissant le trou de la sonde et les eaux des formations traversées. En contexte géothermique, ces phénomènes électrochimiques sont toutefois considérés comme faibles (de l'ordre de la dizaine de mV). Le signe de ces anomalies (le plus souvent négatives) ainsi que leur longueur d'onde permet également de les distinguer des signaux d'origine thermoélectrique ou électrocinétique.

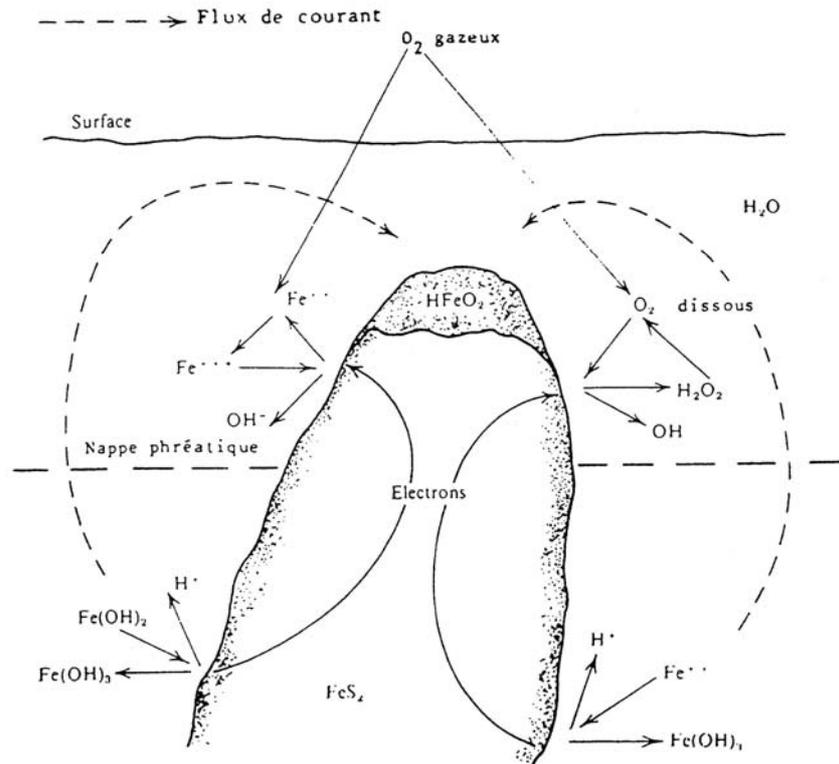


Fig. I.18 : Mécanisme de polarisation spontanée par couplage électrochimique dans la pyrite (d'après Sato et Mooney, 1960).

(2) Couplage thermoélectrique

Le couplage thermoélectrique correspond à l'apparition d'un gradient de potentiel électrique dans une roche lorsque celle-ci est soumise à un gradient de température (Fig. I.19) (Nourbehecht, 1963 ; Corwin, 1976 ; Corwin et Hoover, 1979). C'est la diffusion thermique d'ions qui est responsable de l'apparition de cette différence de potentiel.

On définit la notion de coefficient de couplage thermoélectrique (C_T) comme étant le rapport de la différence de potentiel électrique sur la différence de température ($\Delta V/\Delta T$). Ces coefficients, qui sont fonction de la nature de l'échantillon, ont été approchés expérimentalement. Corwin et Hoover (1979) fournissent diverses valeurs de C_T relevées dans la littérature, allant de 0,1 à 1,5 mV/°C. Pour des échantillons provenant de forages effectués dans le champ géothermique de Cerro Prieto (Basse Californie), Fitterman et Corwin (1982) rapportent des C_T d'au maximum 0,14 mV/°C. Pour les roches volcaniques, on admet en général que la valeur des C_T est de l'ordre de 0,2 mV/°C même si leur connaissance in situ reste toutefois du domaine de l'hypothétique. Il apparaît que, même si cet effet thermoélectrique n'est pas considéré comme prépondérant, il doit être pris en compte dans la

simple mesure où de forts gradients thermiques sont inévitables dans des zones géothermales (Fitterman et Corwin, 1982 ; Fitterman, 1983).

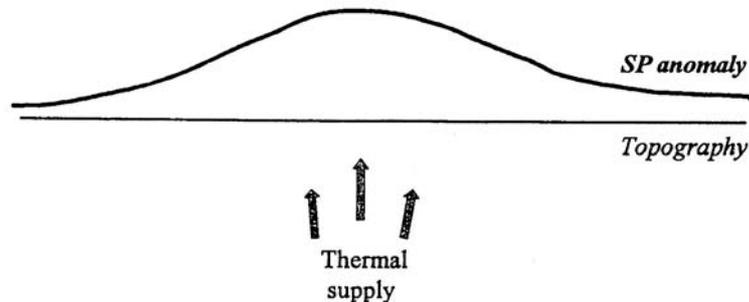


Fig. I.19 : Schéma d'un potentiel thermoélectrique produit par un corps chaud (d'après Nourbehecht, 1963).

(3) Couplage électrocinétique

Le couplage électrocinétique se forme par simple percolation d'un fluide dans un milieu poreux par mouvement relatif entre les phases solides et liquides. Le paramètre clef géant ce phénomène est le potentiel ζ (zéta) qui représente grossièrement le potentiel électrique à l'interface solide/liquide. Le modèle couramment accepté pour expliquer le phénomène électrocinétique est le modèle de distribution ionique à l'interface solide-liquide proposé par Stern, 1924 ; Ishido et Mizutani, 1981, et Morgan *et al.*, 1989. Dans ce modèle (Fig. I.20), la surface des minéraux chargés négativement est recouverte d'un excès de charges positives fixes provenant de réactions chimiques entre ceux-ci et la phase aqueuse (par exemple des réactions acido-basiques pour les groupes de surface silanols et aluminols des silicates et alumino-silicates). Cet excès de charges positives fixes est neutralisé, dans son voisinage immédiat, par un excès de contre-ions, de charge opposée à la charge de surface, et provenant de la solution aqueuse. Cette organisation spatiale des ions porte le nom de double couche électrique (ou DCE). Lorsque la solution aqueuse s'écoule au travers du milieu poreux, les contre-ions sont entraînés par circulation de la solution aqueuse. Il en résulte un phénomène de polarisation à l'échelle du milieu poreux. C'est ce phénomène qui est appelé électrofiltration (Overbeek, 1952 ; Revil, 2000). Dans le détail, la DCE peut être divisée en une couche interne appelée couche de Stern où les ions sont fixés au solide, et une couche externe ou couche diffuse de Gouy où les ions obéissent à la loi de Boltzman. La couche de Stern est elle même subdivisée en deux couches ioniques : (1) le plan interne de Helmholtz

(IHP) constitué essentiellement d'ions partiellement dissous et (2) le plan externe de Helmholtz (OHP) occupé par des ions hydratés. Un exemple de variation du potentiel électrique au sein du fluide par rapport à l'éloignement de la surface solide est montré en fig. I.20.

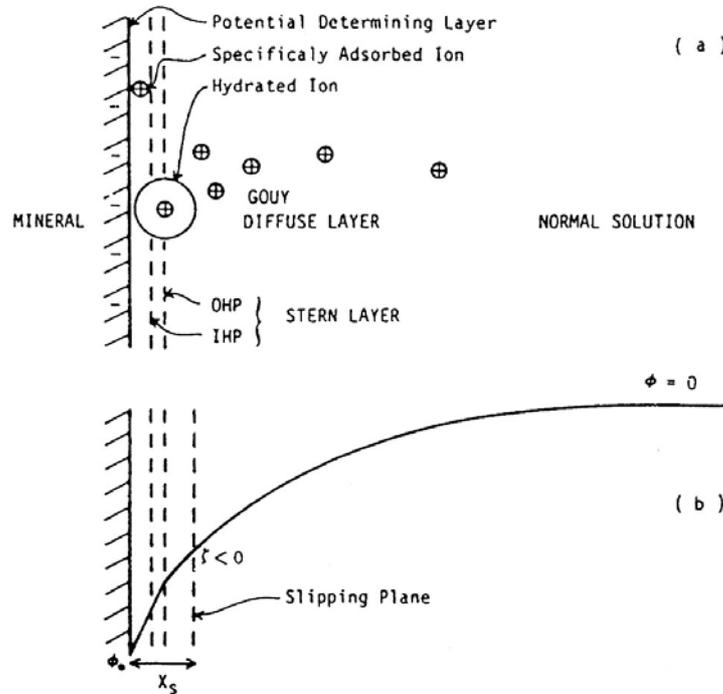


Fig. I.20 : Modèle de distribution de charges et de variation du potentiel à l'interface minéral-solution, où ζ représente le potentiel zéta sur le plan de glissement S, ϕ_0 est le potentiel de surface, et IHP et OHP sont, respectivement les plans internes et externes de Helmholtz (d'après Stern, 1924, et Ishido et Mizutani, 1981).

En présence d'un mouvement relatif entre le solide et le fluide, la partie diffuse externe de la DCE peut être cisailée de la partie interne qui est fixée au solide. Le potentiel électrique sur le plan de cisaillement est appelé le potentiel ζ qui est un paramètre fondamental dans la mesure des potentiels d'électrofiltration. Dans le cas d'un flux laminaire percolant à l'intérieur d'un tube en présence d'une DCE, le potentiel d'électrofiltration peut être décrit par l'équation d'Helmholtz-Smoluchowski. Le mouvement des ions externes à la DCE induisent un courant de convection I' (en A) donné par l'équation :

$$I' = - G \cdot (\epsilon \cdot \xi) / \eta \cdot \Delta P$$

où ΔP (en Pa) est la différence de pression induite par le flux de fluide, ϵ (en F.m⁻¹) est la constante diélectrique du fluide, ξ (en V) est le potentiel zéta, η (en Pa.s) est la viscosité du fluide et G est le facteur géométrique.

A l'équilibre, le courant de convection est compensé par la loi d'ohm de conduction I donné par l'équation :

$$I = G \sigma \Delta V$$

où ΔV (en V) est la différence de potentiel et σ (en $\Omega^{-1} \cdot m^{-1}$) est la conductivité électrique du fluide. A l'équilibre, I et I' sont égaux mais de signe opposé et l'équation d'Helmoltz-Smoluchowski est donné par :

$$\Delta V = (\varepsilon \xi) / (\eta \sigma) \cdot \Delta P$$

Il est important de ne pas perdre de vue que cette équation est valable seulement sous certaines conditions, et que le potentiel d'électrofiltration est la résultante d'un équilibre entre des flux d'ions soumis à des forces électrostatiques, chimiques et de convection (vitesse du fluide). Ainsi, pour un milieu géométrique poreux complexe, une telle équation constitue seulement une approximation.

Le rapport $\Delta V / \Delta P$ est communément appelé coefficient de couplage d'électrofiltration C_s , ou plus simplement coefficient de couplage :

$$C_s = \Delta V / \Delta P = (\varepsilon \xi) / (\eta \sigma)$$

Le paramètre C_s a été mesuré, et ξ déduit expérimentalement sur de nombreux systèmes minéral, roche ou poudre-eau (Ahmad, 1963 ; Ishido et Mizutani, 1981 ; Massenet, 1983 ; Morgan *et al.*, 1989 ; Jouniaux et Pozzi, 1995 ; Jouniaux et Pozzi, 1997 ; Lorne *et al.*, 1999^a ; Lorne *et al.*, 1999^b). Tous deux varient avec l'ensemble des paramètres régissant l'attraction ionique à la surface de la roche et dépendent donc directement de la nature des roches traversées par le fluide.

Récemment, des études réalisées sur des roches volcaniques provenant de la Montagne Pelée (Jouniaux *et al.*, 2000) ont montré que le coefficient de couplage est fortement dépendant des variations de conductivité de surface.

En ce qui concerne le potentiel ξ , le principal facteur influençant son amplitude seraient les réactions d'absorption des ions H^+ (Ishido et Mizutani, 1981).

Récemment, un modèle du potentiel d'électrofiltration dans un milieu poreux a été élaboré sur des bases théoriques (Revil *et al.*, 1999^a). Ce dernier permet le calcul du potentiel ξ et de la conductance spécifique de surface en considérant à l'échelle atomique le cas d'un matériel poreux silicaté parcouru par un électrolyte de type NaCl. Ce modèle se base sur les équations régissant les interactions géochimiques minéral/fluide, en fonction des paramètres tels que le pH, la salinité, la température, la saturation en eau et en gaz, la distribution de la taille des grains et la porosité de la roche. Parmi les résultats obtenus, on peut noter que le potentiel ξ croît, en valeur absolue, avec la température et le pH, et décroît avec la salinité. Expérimentalement, des relations ont également pu être établies entre le potentiel ξ et la

température (Ishido et Mizutani, 1981), le pH (Lorne et al., 1999^a ; Lorne et al., 1999^b) et la salinité (Pride et Morgan, 1991).

Ce modèle, appliqué à l'échelle d'objets géologiques tels que les systèmes hydrothermaux, peut fournir une explication quantifiée de la présence d'anomalies à l'échelle pluri-kilométrique (Revil et al., 1999^b).

d) Données de terrain

L'objectif de ce sous-chapitre est de présenter l'état des connaissances de la méthode PS au travers d'exemples de terrain. Nous nous concentrerons sur les différences de potentiels générées par électrofiltration qui nous intéressent plus particulièrement dans le cadre de notre thématique d'étude des systèmes hydrothermaux.

Nous allons donc parcourir deux grands domaines où a été appliquée la PS : (1) en hydrogéologie et (2) en volcanologie.

(1) PS en hydrogéologie

Diverses études réalisées depuis la fin des années 70 ont mis en évidence que la cartographie PS permet d'identifier les écoulements d'eau souterraine et en particulier : (1) les variations de profondeur de la nappe aquifère, (2) les limites de bassins versants, et (3) les axes privilégiés de circulation.

Une relation inverse et linéaire entre PS et altitude a été mise en évidence sur divers volcans dans des zones non affectées par la convection hydrothermale : sur l'Adagdak (Corwin et Hoover, 1979), le Kilauea (Zablocki, 1978 ; Jackson et Kauahikaua, 1987), le Piton de la Fournaise (Aubert *et al.*, 1993 ; Boubekraoui *et al.*, 1998) et la chaîne des Puys (Fournier, 1989 ; Aubert *et al.*, 1990 ; Aubert *et al.*, 1991; Aubert et Atangana, 1996). Cette relation entre PS et altitude est de la forme :

$$\Delta V = Ce \cdot h + A$$

où ΔV est la différence de potentiel (en mV), Ce est le coefficient directeur de la droite reliant la PS à l'altitude (en mV/m), h est l'altitude (en m), et A est une constante. Dans le cas de travaux effectués dans des zones cotières, où l'aquifère se jette au niveau de la mer, il est courant de prendre le potentiel de référence en bordure de mer et de ce fait, la constante A est égale à zéro. Cette proportionalité entre PS et altitude a été mise en relation avec la nappe phréatique, toutefois, deux interprétations ont été proposées.

(1) Pour Zablocki (1978), le facteur essentiel est la profondeur de la nappe phréatique : celle-ci augmente avec l'altitude, et par conséquent, l'ampleur de l'électrofiltration générée par infiltration d'eau météorique depuis la surface jusqu'à la nappe aquifère augmente également.

(2) En revanche, pour Fournier (1983), l'électrofiltration est créée non pas par l'eau d'infiltration, mais par la circulation de la nappe aquifère dont la charge hydraulique augmente avec l'altitude.

Toutefois, d'un point de vue structural, quelque soit le processus à l'origine de la différence de potentiel, la présence d'un gradient PS/altitude (C_e) régulier traduit la présence d'un milieu simple et homogène.

Des gradients PS/altitude calculés sur de longs profils réalisés sur des volcans boucliers, sur le Kilauea (Jackson et Kauahikaua, 1987) et sur le Piton de la Fournaise (Lénat, 1987) (Fig. I.21 et I.22) ont montré un coefficient C_e constant sur des distances allant de quelques kilomètres à une dizaine de km. Ceci est en parfait accord avec les volcans de point chaud qui sont composés exclusivement de basaltes tholéitiques de composition uniforme.

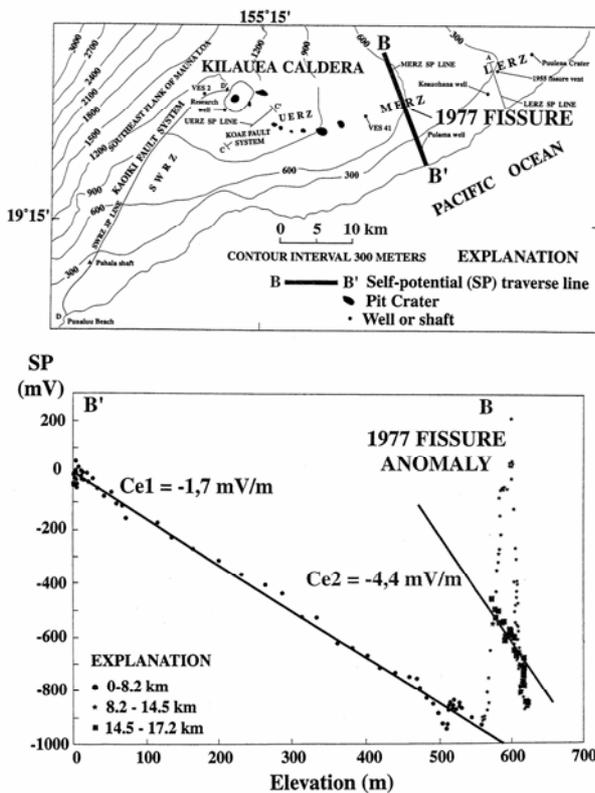


Fig. I.21 : Profil PS effectué sur le Kilauea (d'après Jackson et Kauahikaua, 1987)

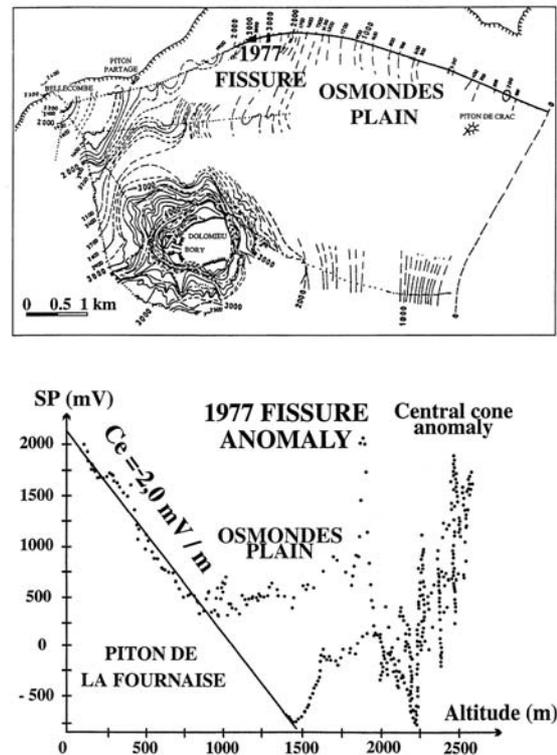


Fig. I.22 : Profil PS effectué sur le Piton de la Fournaise (d'après Lénat 1987).

Sur le volcan Kilauea, Jackson et Kauahikaua (1987) ont montré par le biais de forages que la relation PS/altitude était liée à l'épaisseur de la zone non saturée. La relation liant différence de potentiel et altitude est alors de la forme :

$$\Delta V = C_v \cdot \Delta L + A$$

où ΔV est la différence de potentiel (en mV), C_v est le coefficient directeur de la droite reliant la PS à l'épaisseur de la zone non saturée (en mV/m), ΔL est l'altitude (en m), et A est une constante.

Ces résultats, appliqués dans la chaîne des Puys (Fournier, 1989 ; Aubert *et al.*, 1990 ; Aubert *et al.*, 1991) ont permis à partir d'une cartographie PS d'apporter une bonne représentation 3D des variations d'épaisseur de la zone non saturée. L'étude de cette surface, baptisée surface SPS permet de mettre en évidence les limites des bassins versants et son modèle renseigne sur la localisation d'écoulement souterrains privilégiés (Aubert *et al.*, 1993).

(2) PS en volcanologie

Sur des structures volcaniques actives, la PS constitue de toute évidence la méthode la plus efficace pour identifier des zones de remontées de fluides, qui ne sont pas couplées à des anomalies thermiques repérables en surface. Sur les flancs des édifices volcaniques la transition entre zone hydrogéologique et système hydrothermal est particulièrement bien marquée car les systèmes hydrothermaux se manifestent en PS par des anomalies positives de quelques centaines à quelques milliers de millivolts. En pratique, cela revient à inverser le gradient PS/altitude qui passe d'une valeur négative en zone hydrogéologique à une valeur positive en zone hydrothermale (Fig. 23). De ce fait, le minimum PS constitue la limite d'extension du système hydrothermal.

Deux mécanismes ont été proposés pour expliquer la création de cette différence de potentiel : (1) le couplage électrocinétique dû aux cellules de convection du système hydrothermal, associé au (2) couplage thermoélectrique généré par les sources de chaleur au sein de l'édifice volcanique. Bien que ces deux sources coexistent au sein d'un système hydrothermal, les considérations théoriques (Corwin et Hoover, 1979) suggèrent que la différence de potentiel générée par couplage électrocinétique constitue le phénomène essentiel. En effet, ces études théoriques montrent que les anomalies générées par électrofiltration possèdent une amplitude de plus d'un ordre de grandeur supérieure à celle générée par couplage thermoélectrique.

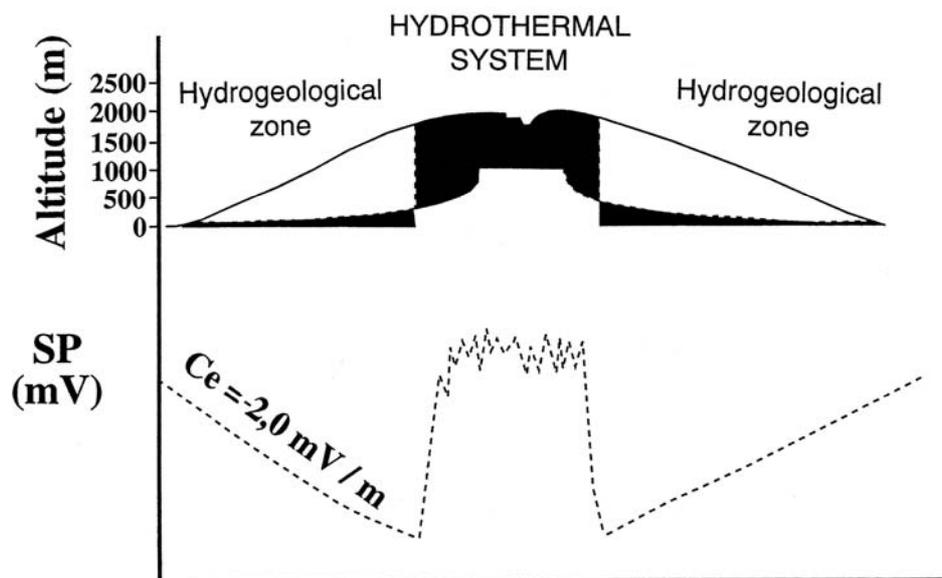


Fig. 23 : Relation entre profil PS et système hydrothermal sur le volcan Karthala (Durand, 1997).

Sur un volcan actif, l'étude de ces circulations de fluides par cartographie PS est fondamentale aussi bien pour mieux connaître la structuration interne de l'édifice volcanique que dans un objectif de surveillance afin d'évaluer l'évolution de son système hydrothermal. Ainsi, ce sous-chapitre sera subdivisé en trois sous-parties : les deux premières concernent les résultats obtenus en cartographie PS sur (1) les volcans boucliers, (2) les volcans andésitiques et la dernière partie concerne (3) la PS utilisée en surveillance.

(a) Cartographie PS de volcans basaltiques

Quelques volcans basaltiques de type point chaud ont fait l'objet d'investigations PS : le *Kilauea* (Zablocki, 1976 ; Anderson et Johnson, 1979 ; Jackson et Kauahikaua, 1987), le *Hualalai*, (Jackson et Sako, 1981), le *Piton de la Fournaise* (Lénat, 1987 ; Malengreau *et al.*, 1994 ; Zlotnicki *et al.*, 1994 ; Michel et Zlotnicki, 1998) et le *Karthala* (Lénat *et al.*, 1998). Ces différentes études ont montré que toutes les anomalies positives PS peuvent être corrélées sans ambiguïté à des zones anomaliques chaudes en sub-surface.

Sur le Kilauea qui constitue le premier volcan étudié en PS (Zablocki, 1976) divers objets géologiques ont été identifiés en relation avec des anomalies positives en PS :

- la bordure de pit cratères (ex: L'Halemaumau et pit cratères de la rift zone est)
- la limite cachée d'escarpement et de système de failles (ex : au sud de la caldeira du Kilauea et faille de Koae)
- l'intrusion de dykes (ex : rift zone SO, et de part et d'autres du cratère du Kilauea Iki),
- des fissures éruptives (ex : 05/05/1973 et 19/07/1974).

Les études PS menées sur le Piton de la Fournaise ont permis de mettre en évidence des anomalies positives analogues à celles rencontrées sur le Kilauea : au niveau du cône central (Malengreau *et al.*, 1994 ; Zlotnicki *et al.*, 1994) et sur des fissures éruptives caractérisées par un très fort gradient PS (Lénat, 1987) (Fig. I.22). Sur l'Etna, des résultats similaires ont été obtenus en recoupant la fissure éruptive du Vulcarolo (Aubert, 1999).

En ce qui concerne les études menées sur le Karthala (Lénat *et al.*, 1998), celles-ci montrent sur le plan structural un important contrôle des anomalies PS positives par les failles constituant les remparts de la caldeira.

Dans ces trois cas d'étude, il est important de noter que les anomalies PS se distinguent par un excellent rapport signal/bruit.

(b) Cartographie PS de volcans d'arcs

Une quinzaine de volcans d'arcs ont également fait l'objet d'études PS : certains par le biais de cartographies complètes à l'échelle de tout l'édifice : la **Montagne Pelée** (Zlotnicki *et al.*, 1998), d'autres par une cartographie plus détaillée à proximité de zones actives ou actives dans un passé récent : **La Soufrière** (Pham *et al.*, 1990 ; Zlotnicki *et al.*, 1994), l'**Unzen** (Hashimoto et Tanaka, 1995), l'**Usu** (Nishida et Tomiya, 1987 ; Matsushima *et al.*, 1990), le **Stromboli** (Ballestracci, 1982) ; le **Vulcano** (Gex, 1992 ; Di Maio *et al.*, 1996 ; Chébli, 1997), la **Montaña Blanca**, Tenerife (Aubert et Kieffer, 1996), et d'autres par le biais de quelques profils effectués sur les flancs de l'édifice : le **Mérapi** (Aubert et Dana, 1994 ; Aubert *et al.*, 2000) ; le **Lamongan** (Aubert et Dana, 1994) ; le **Colima** (Aubert et Lima, 1986), l'**Izu-Oshima** (Ishido *et al.*, 1997), le **Villarrica** et le **Llaima** (Muñoz, 1984), l'**Etna** (Pham *et al.*, 1979 ; Pham *et al.*, 1980 ; Aubert et Kieffer, 1984 ; Aubert *et al.*, 1984 ; Massenet et Pham, 1985 ; Antraygues et Aubert, 1993 ; Aubert et Dana, 1994 ; Di Maio et Patella, 1994 ; Aubert, 1999). Des études ont aussi été menées sur le **Vésuve** (Di Maio *et al.*, 1997 ; Iuliano *et al.*, 2002). Dans tous les cas, deux grandes idées ressortent de ces travaux :

(1) A l'exception de la montagne Pelée (Zlotnicki *et al.*, 1998), de La Soufrière (Pham, 1990) et de la Montaña Blanca (Aubert et Kieffer, 1996), toutes les autres cas étudiés montrent des anomalies positives associées aux zones sommitales actives. L'hypothèse qui peut être avancée pour donner une explication aux trois cas qui font exception à la règle, est que les descentes hydriques prendraient le pas sur la convection hydrothermale. Ceci peut s'expliquer dans le cas de la Montaña Blanca par une faible activité hydrothermale car la dernière activité explosive remonte à 2020 ans BP (Ablay et Marti, 1995) et pour la Montagne Pelée par la présence d'éventuels aquifères perchés alimentés par une très forte pluviométrie

(5-6 m/an) qui masqueraient électriquement la présence d'un second conducteur sous-jacent constitué par le signal hydrothermal. Dans le cas de la Soufrière, il est intéressant de noter que la réitération de la cartographie PS en 1992 par Zlotnicki *et al.* (1998), 5 ans après celle effectuée par Pham *et al.* (1990) a mis en évidence l'apparition d'importantes anomalies PS dans la zone sommitale, non visibles en 1987. Ces résultats montrent à la fois une possible variabilité du signal PS et la potentialité de la méthode en outil de surveillance de l'activité hydrothermale.

Lorsque les études PS sont associées à des mesures thermiques et/ou de résistivité, il apparaît une bonne corrélation entre anomalies positives PS, anomalies thermiques et diminution de résistivité (Fig. I.24).

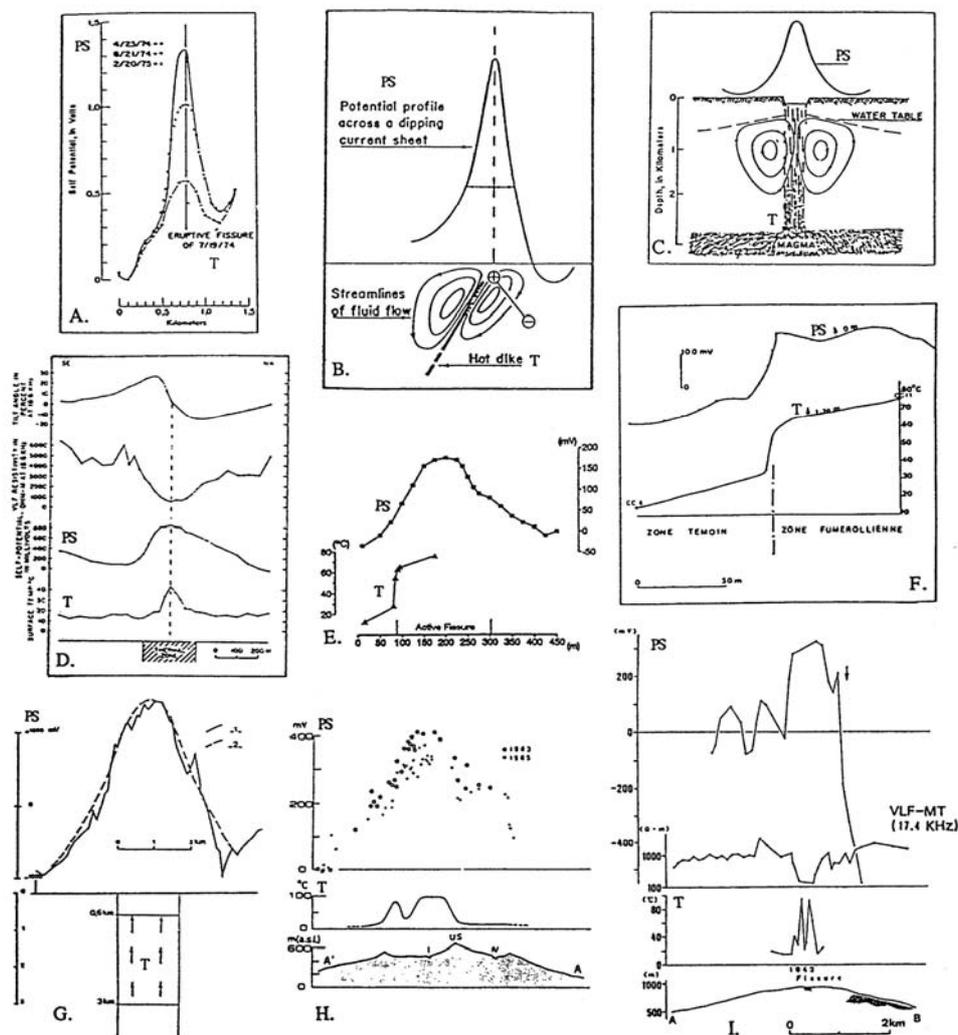


Fig. I.24 : Compilation des 9 graphiques soulignant le couplage sur un volcan actif entre une cellule convective hydrothermale et une anomalies positive en PS. **A,B,C** : Kilauea, Hawaii (Zablocki, 1976) ; **D** : Puhimau, Hawaii (Anderson et Johnson, 1979) ; **E** : Etna, Italie (Antraygues et Aubert, 1993) ; **F** : Etna, Italie (Aubert *et al.*, 1984) ; **G** : Colima, Mexique (Aubert et Lima, 1986) ; **H** : Usu, Japon (Nishida et Tomiya, 1987) ; **I** : Hokkaido Komagatake, Japon (Matsushima *et al.*, 1990).

(2) Le second point important est que la circulation des fluides responsables des anomalies PS positives et négatives est fortement influencée par des limites structurales, telles que des remparts de caldeiras (Aubert et Kieffer, 1996), les limites de cratères (Aubert *et al.*, 2000), les structures d'effondrement (Zlotnicki *et al.*, 1998), et les failles régionales (Zlotnicki *et al.*, 1994 ; Aubert et Lima, 1986 ; Matsushima *et al.*, 1990).

(c) La PS utilisée comme méthode de surveillance

Durant cette dernière décennie, un regain d'intérêt a été porté à la PS dans une optique de surveillance, aussi bien en volcanologie qu'en sismologie. Dans les deux cas, la recherche d'un signal précurseur est basée sur la possibilité de détecter toute perturbation du mouvement des fluides, par le biais d'un changement dans la différence de potentiel générée par électrofiltration. En volcanologie, toute modification du débit fumerollien devrait ainsi entraîner une modification du signal PS. Si on émet l'hypothèse que le débit fumerollien dépend, en plus de la quantité d'eau apportée au système hydrothermal, d'une part de la perméabilité du terrain situé entre la zone de vaporisation et la surface du sol, et d'autre part de la puissance thermique disponible pour vaporiser l'eau météorique infiltrée, deux sources associées à l'activité volcanique peuvent être à l'origine de telles variations : (1) la déformation d'un édifice qui va entraîner l'ouverture ou la fermeture de fissures, et par conséquent va perturber les circulations hydrothermales et (2) l'augmentation de la pression des fluides dans les cellules de convection par augmentation de la puissance thermique lors de la mise en place des intrusions magmatiques dans l'infrastructure superficielle.

De telles variations PS produites par phénomène d'électrofiltration et associées à un événement éruptif ont été observées aussi bien dans le cas de réitération de profils (sur le Kilauea (Zablocki, 1976) (Fig. I.24_A), l'Etna (Aubert et Kieffer, 1984)) que dans le cas de dispositifs de surveillance en continu (Le Piton de la Fournaise, (Lénat, 1987)).

Chapitre II

Contexte géologique de l'étude

Chapitre II. Contexte géologique de l'étude

Ce chapitre a pour objectif de présenter le contexte géodynamique et géologique des deux édifices volcaniques qui ont été choisis comme objet pour cette étude : le Misti (au Pérou) et le Stromboli (en Italie).

II.A. Le volcan Misti (Sud Pérou)



Photo II.1 : Le volcan Misti (5822 m d'altitude) avec en premier plan la ville d'Arequipa (~2300 m d'altitude) dont le centre ville est situé à 17 km du sommet. Photo : A. Finizola.

II.A.1. Esquisse du volcanisme des Andes centrales

a) Grands traits morphostructuraux et tectoniques de la cordillère andine

La cordillère andine correspond à un vaste système montagneux de près de 8000 km de long s'étendant depuis la mer des Caraïbes (Vénézuëla) jusqu'à la Terre de Feu (Chili) (Fig. II.1). Elle occupe la partie occidentale du continent sud-américain à l'ouest de l'avant pays stable représenté par les cratons guyanais et brésiliens. La largeur de la chaîne varie de 300 km au nord de la déflexion de Huancabamba (5°S, près de la frontière Pérou-Equateur) à 800 km au niveau du coude d'Arica (près de la frontière Pérou-Chili). Cet orogène est le fruit de la subduction de la plaque océanique de Nazca sous le continent sud-américain. Ce phénomène est également la cause d'une importante activité volcanique et sismique qui place la cordillère andine au sein de la « ceinture de feu » péri-pacifique. Sur le plan tectonique la plaque de Nazca est limitée au nord par la dorsale des Cocos-Nazca, à l'ouest par la dorsale du Pacifique-est, au sud par la dorsale du sud Chili et à l'est par la fosse du Pérou Chili le long de laquelle elle plonge sous la croûte continentale sud-américaine (Fig. II.1).

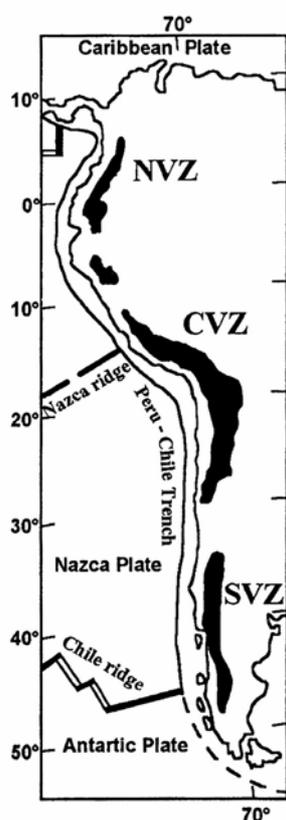


Fig. II.1 : Contexte géodynamique du continent sud Américain avec les trois principales zones de volcanisme actif NVZ, CVZ et SVZ correspondant respectivement aux zones volcaniques Nord, Centrale et Sud.

Contrairement aux Andes du Nord (Vénézuéla, Colombie, Equateur) qui se seraient formées par collision et accréation de terrains d'origine océanique, les Andes Centrales (Pérou et Nord Chili) semblent être un orogène exclusivement lié à la subduction de la lithosphère océanique. Leur édification serait due à la fois aux processus de raccourcissement lors de brefs épisodes de compression et à l'ascension de magma mantellique dans la croûte (Mégard, 1987). L'histoire andine des Andes Centrales débute au Trias supérieur et se poursuit jusqu'à l'actuel (Audebaud *et al.*, 1973). Elle peut être subdivisée en deux grandes périodes, la période pré-orogénique et la période orogénique dont la phase de compression débute au Crétacé supérieur (Mégard, 1973, 1978). Des études sur le régime tectonique effectuées sur la période allant de l'Oligocène à l'actuel (Sébrier et Soler, 1991) ont montré que l'Oligocène a été marqué par un repos magmatique qui semble être contemporain d'une période de faible convergence, et que durant la période Miocène-Actuel, 5 phases compressives majeures de courte durée se sont succédées, entrecoupées par de longues périodes de repos. Au cours de celles-ci, le rétrécissement andin était faible et se produisait presque exclusivement dans la cordillère subandine, alors qu'une tectonique d'extension dominait dans les Hautes Andes et la cordillère pacifique. C'est donc au cours des épisodes de compression que s'est réalisée la majeure partie du rétrécissement à la fois dans la cordillère andine et subandine. Le mécanisme qui a été évoqué par Sébrier et Soler (1991) afin d'expliquer cette tectonique instable fonctionnant par à-coups se base sur des cycles de rupture sous son propre poids de la plaque subductée. Après une phase de rupture de la plaque s'opère un relâchement des contraintes qui s'exerçaient le long de la plaque plongeante, en conséquence la plaque de Nazca "se retire", ce qui permet la dérive vers l'ouest de la plaque sud-américaine. En revanche, pendant les périodes de compression, la dérive ouest de l'Amérique du sud est bloquée par la plaque de Nazca et il en résulte un raccourcissement et une élévation des Andes.

b) Le volcanisme andin et péruvien

La marge volcanique ouest de l'Amérique du Sud, comprend un volcanisme parmi les plus explosifs. Trois zones volcaniques principales bordent la marge ouest de l'Amérique du Sud entrecoupées par des hiatus remarquables :

- (1) la zone volcanique Nord (NVZ) correspondant à la Colombie et Equateur,
- (2) la zone volcanique Centrale (CVZ) s'étendant du sud Pérou au nord Chili et
- (3) la zone volcanique Sud (SVZ) dans le sud Chili (Fig. II.1).

A ces trois zones, on en associe une quatrième, mineure, la zone volcanique Australe (AVZ) au sud du point triple du Chili bien qu'elle ne regroupe que 6 volcans actifs.

La présence ou pas de volcanisme semble dépendre de l'angle de plongement du plan de Benioff qui conditionnerait également la présence de manteau asthénosphérique à l'aplomb de la plaque plongeante (Thorpe *et al.*, 1982 ; Sébrier et Soler, 1991). Cet angle de plongement est voisin de 30° dans les zones de volcanisme actif, et compris entre 10 et 15° dans les zones démunies d'activité volcanique (Barazangi et Isacks, 1979).

La CVZ s'étend de 15°S, dans la cordillère occidentale du Pérou, jusqu'à 28°S, le long de la frontière entre le Chili et l'Argentine. Dans les Andes péruviennes le magmatisme actuel se localise le long de deux ceintures ; un large arc volcanique calco-alcalin à l'ouest et un "arrière arc" shoshonitique étroit et discontinu à l'est (Sébrier et Soler, 1991). L'arc occidental calco-alcalin est constitué de strato-volcans pour la plupart d'âge quaternaire à actuel, localisés le long d'une ceinture de 50 km de large. C'est à cet arc qu'appartient le Misti. A l'est de cette bande relativement étroite, des volcans calco-alcalins pliocènes s'étendent encore sur une centaine de kilomètres, ce qui élargit l'arc moderne (plio-quaternaire) à 150 kilomètres (Sébrier et Soler, 1991). Le volcanisme pliocène sud-péruvien se caractérise également par des grandes nappes d'ignimbrites rhyolitiques à rhyo-dacitique dont la plus connue est sans doute le sillar d'Arequipa (Fenner, 1948 ; Jenks et Goldich, 1956).

Les études téphro-stratigraphiques récentes effectuées au sud Pérou montrent que le volcanisme actuel se caractérise par une très forte explosivité. L'éruption du 19 février 1600 du Huaynaputina (VEI 6) en constitue un exemple (Thouret *et al.*, 1997 ; De Silva *et al.*, 1998 ; Jara *et al.*, 2000 ; Adams *et al.*, 2001). Les répercussions de cette éruption qui fut historiquement la plus volumineuse des Andes Centrales se sont faites ressentir par des retombées de cendres à plus de 1000 km et par un pic d'acidité dans la calotte glaciaire du Groenland, plus important que celui produit par l'éruption du Krakatau en 1883 (Hammer *et al.*, 1980).

II.A.2. Choix des objets

En 1994, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) a amorcé un vaste programme sur la Prévention des Risques Naturels en Amérique du Sud. La thématique "Risques Volcaniques" a été proposée tout d'abord en Equateur en 1994, puis au Pérou en 1995 avant de s'étendre au Chili en 2000. Au Pérou, ce programme de volcanologie a été réalisé avec la collaboration de l'Instituto Geofísico del Peru (IGP). La problématique du

choix des objets s'est rapidement posée puisque aucune étude poussée sur le volcanisme actif n'avait été entreprise jusqu'alors. Ce dernier se localise exclusivement dans la partie méridionale du pays sur principalement trois départements (Arequipa, Moquegua et Tacna) (Fig. II.2). Parmi les 397 édifices volcaniques recensés dans le secteur sud péruvien par l'INstituto GEologico Minero y METalurgico (INGEMMET ; Fidel *et al.*, 1997), une quinzaine sont considérés comme potentiellement actifs, dont 4 présentent actuellement des signes externes d'activité (activité explosive modérée ou fumerollienne) : le Misti, l'Ubinas, le Sabancaya et le Tutupaca (Fig. II.2).

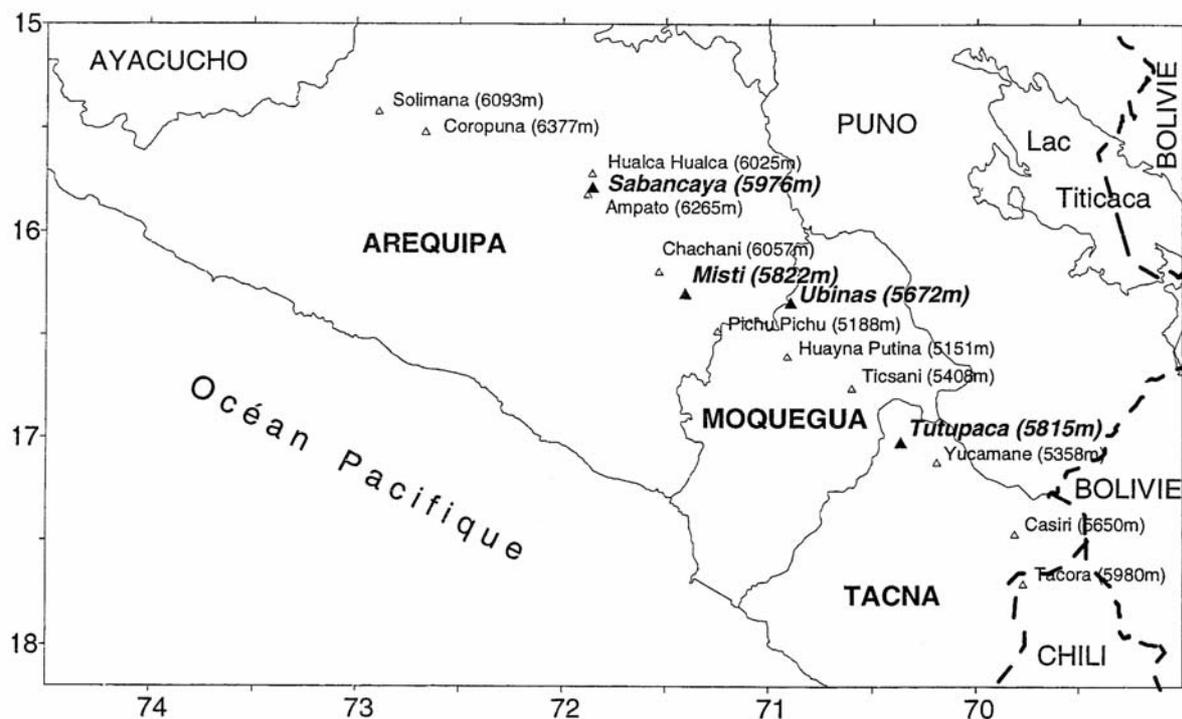


Fig. II.2 : Localisation des principaux volcans actifs du sud Pérou. Les 4 volcans notés en caractère gras présentent actuellement des signes externes d'activité (fumerollienne ou explosive).

* Le **Misti** (5822 m, département d'Arequipa) est situé à 17 km au NE du centre ville de la deuxième ville du Pérou : Arequipa, environ 800.000 habitants (photo II.1). 3500 mètres de dénivelé séparent le sommet du volcan du centre ville d'Arequipa (2340 m). La dernière éruption importante du Misti s'est produite entre 200 ans avant J.-C. et 200 ans après J.-C. affectant une surface supérieure à 20 km² (Thouret *et al.*, 1997 ; Legros, 2001). De 1440 à 1480, le Misti a connu une activité éruptive importante avec une forte éruption en 1454 (VEI 3) qui couvrit la ville d'Arequipa sous 1 cm de cendre. Le Misti a connu par la suite 3 crises éruptives de moindre importance (VEI 2), le 2 mai 1677, le 9 juillet 1784 et du 28 juillet au

10 octobre 1787 (Simkin et Siebert, 1994 ; Chavez Chavez, 1992 ; Barriga, 1951). La partie sommitale du volcan est caractérisée par la présence de 2 cratères emboîtés de 900 et 500 mètres de diamètre. Le cratère de plus petit diamètre, bordant la paroi sud du grand cratère, comporte en son centre un dôme fumerollien d'un diamètre de 120-130 mètres, et d'une hauteur de 15 mètres. Des gaz s'en échappent d'une manière parfaitement diffuse. Le Misti a connu en 1985 et en 2001-2002 deux crises fumerolliennes, visibles par intermittence depuis la ville d'Arequipa. Actuellement, le Misti présente en plus de son activité fumerollienne située au sein du cratère actif, quelques fumerolles situées sur le flanc externe est de l'édifice.

* L'*Ubinas* (5672 m, département de Moquegua) se situe au nord d'une grande vallée occupée par 3500 habitants. Le village d'Ubinas (3370 m) est localisé à 6 km au sud-est du volcan et à 2300 mètres en contrebas. Ce volcan est le plus actif du Pérou. Il a connu 23 épisodes éruptifs mineurs avec émissions de cendres et/ou importante activité fumerollienne depuis 1550 (Simkin and Siebert, 1994 ; Rivera *et al.*, 1998) : 1550, 1599, 1600, 1662, 1677, 1778, 1784, 1826, 1830, 1862, 1865, 1867, 1869, 1906, 1907, 1912, 1923, 1936, 1937, 1951, 1956, 1969 et 1996-98. Certains de ces événements éruptifs, comme l'éruption de 1951, ont fortement affecté l'activité agricole de la vallée d'Ubinas. Depuis décembre 1995, l'Ubinas a repris une importante activité fumerollienne.

Morphologiquement, l'Ubinas voit sa partie sommitale tronquée par une caldeira d'environ 1,4 km de diamètre. 100 mètres séparent le rebord le plus bas de la caldeira (secteur nord) de son plancher. Celui-ci renferme trois cratères. Deux d'entre eux, d'environ 200 mètres de diamètre présentent des morphologies de cônes alors que le troisième d'environ 500 mètres de diamètre et 300 mètres de profondeur est directement entaillé dans la partie sud de la caldeira. Seul ce dernier présente une activité fumerollienne, qui se caractérise par une intense émission de gaz localisée exclusivement en six points à sa base. En cas de reprise d'activité explosive ou d'intense activité sismique, un des risques majeurs que présenterait le volcan Ubinas réside dans la déstabilisation de cette paroi sud, d'une épaisseur d'environ 200 mètres, très fortement altérée par l'activité hydrothermale, et située face à la vallée d'Ubinas.

* Le *Sabancaya* (5976 m, département d'Arequipa) est situé à 18 km de toute habitation, au sud du canyon de Colca. Il appartient à un complexe de trois volcans : Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, qui constituent les reliefs les plus élevés de la région. Il possède un glacier permanent dans sa partie sommitale et se trouve pratiquement accolé à son voisin

l'Ampato. Il est formé de deux dômes juxtaposés au milieu desquels s'ouvre le cratère actif qui domine d'environ 1000 à 1500 mètres l'altiplano environnant (Guillande *et al.*, 1992). Il a connu 2 éruptions historiques en 1750 et 1784 avant de reprendre une phase d'activité fumerollienne en 1986 (Ceresis, 1989 ; Simkin et Siebert, 1994). Le 28 mai 1990, le Sabancaya a changé brutalement de régime et a commencé une période d'intense activité explosive vulcanienne avec des panaches qui ont fréquemment avoisiné les 3 km de hauteur (Rodriguez *et al.*, 1991 ; Thouret *et al.*, 1994 ; Thouret *et al.*, 1995). Au cours de cette période d'activité, le diamètre du cratère du Sabancaya est passé de quelques dizaines de mètres en 1988 (Huaman, 1988), à 500-600 mètres actuellement. Cette forte activité explosive s'est maintenue sur plusieurs années. Le Sabancaya a vu la fréquence de ces explosions passer de 2-3 éruptions par heure en 1990 (Rodriguez *et al.*, 1991) à 2-4 éruptions par jour en 1996 et 1997 (registres sismiques de l'IGP), pour chuter brutalement en fréquence et en intensité à 1-3 par mois en 1998 et cesser complètement toute activité explosive en 1999.

* Le **Tutupaca** (5815 m, département de Tacna), situé à 29 km au nord-ouest des premières habitations (village de Candarave), est caractérisé par la présence de deux dômes dans sa partie sommitale : le dôme nord-ouest (5815 m), presque toujours enneigé, et le dôme sud-est (5790 m) présentant une activité fumerollienne de faible intensité. Le Tutupaca a connu une activité explosive en 1780, 1802, 1862 et 1902.

Parmi ces 4 volcans actifs présentant actuellement des signes externes d'activité, la situation de proximité la plus préoccupante entre centres urbanisés et centres éruptifs est incontestablement celle des volcans Misti et Ubinas qui ont été choisis comme cibles principales des travaux réalisés en collaboration entre l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), l'Instituto Geofísico del Perú (IGP), et les autres organismes collaborateurs comme l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) de Palerme, et le Laboratoire Magmas et Volcans de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand. Dans le cadre de cette thèse, nous nous focaliserons sur les résultats obtenus sur le volcan Misti.

II.A.3. Contexte géologique du Misti

Ce sous-chapitre est présenté sous la forme d'un article publié en 2001 dans le *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN*.

Il synthétise l'histoire géologique du volcan Misti et présente d'une manière très sommaire les résultats de l'étude PS dont les particularités semblent pouvoir être mises en relation avec l'étude géologique. Le détail de l'étude PS du Misti est présenté dans le chapitre III.

Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru.

***Jean-Claude Thouret, Anthony Finizola, Michel Fornari,
Annick Legeley-Padovani, Jaime Suni, Manfred Frechen.***

- 1. Introduction***
- 2. Stratigraphy and eruption history***
- 3. Explosive activity over the past 2300 yr***
- 4. Discussion***
- 5. Conclusions***

Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru

Jean-Claude Thouret*

Anthony Finizola

UMR 6524-CNRS Laboratoire Magmas et Volcans, and Institut de Recherche pour le Développement, Université Blaise-Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France

Michel Fornari

IRD, UMR 6526-CNRS "Géosciences Azur," Faculté des Sciences, Université de Nice, Parc Valrose, 06108 Nice cedex 02, France

Annick Legeley-Padovani

Laboratoire de Géophysique Interne, Centre IRD Ile-de-France, 34 rue Henri-Varagnat, 93143 Bondy cedex, France

Jaime Suni

Instituto Geofísico del Perú, Oficina Regional, Urbanización La Marina B19, Cayma, and Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, Perú

Manfred Frechen

Centre for Environmental Change and Quaternary Research, GEMRU, Francis Close Hall, Swindon Road, Cheltenham GL50 4AZ, UK

ABSTRACT

Approximately 750 000 people live at risk in the city of Arequipa, whose center lies 17 km from the summit (5820 masl [meters above sea level]) of the active El Misti volcano. The composite edifice comprises a stratovolcano designated Misti 1 (ca. 833–112 ka), partially overlapped by two stratocones designated Misti 2 and Misti 3 (112 ka and younger), and a summit cone Misti 4 (11 ka and younger).

Eight groups of lava flows and pyroclastic deposits indicate the following volcanic history. (1) Three cones have been built up since ca. 112 ka at an average eruptive rate of 0.63 km³/k.y. (2) Several episodes of growth and destruction of andesitic and dacitic domes triggered dome-collapse avalanches and block-and-ash-flows. Deposition of these flows alternated with explosive events, which produced pyroclastic-flow deposits and tephra-fall and surge deposits. (3) Nonwelded, dacitic ignimbrites may reflect the formation of a 6 × 5 km incremental caldera collapse on Misti 2 (ca. 50 000 and 40 000 yr B.P.) and a 2 × 1.5 km summit caldera on Misti 3 (ca. 13 700 to 11 300 yr B.P.). (4) Tens of pyroclastic flows and

at least 20 tephra falls were produced by Vulcanian and sub-Plinian eruptions since ca. 50 ka. On average, ash falls have occurred every 500 to 1500 yr, and pumice falls, every 2000 to 4000 yr. (5) Misti erupted relatively homogeneous andesites and dacites with a few rhyolites, but Misti 4 reveals a distinct mineral suite. Less evolved andesites prevail in scoriaceous products of group 4–1 including historical ash falls. Scoriae of Misti 4 and the ca. 2300–2050 yr B.P. banded pumice commonly show heterogeneous textures of andesite and rhyolite composition. This heterogeneity may reflect changes in physical conditions and magma mixing in the reservoir. (6) Deposits emplaced during the Vulcanian A.D. 1440–1470 event and the sub-Plinian eruption(s) at ca. 2050 yr B.P. are portrayed on one map. The extent and volume of these deposits indicate that future eruptions of El Misti, even if moderate in magnitude, will entail considerable hazards to the densely populated area of Arequipa.

Keywords: Arequipa, caldera, eruption, Misti, Peru, tephra, volcano.

INTRODUCTION

El Misti is one of the seven potentially active volcanoes of the Central Andean volcanic

zone of south Peru (de Silva and Francis, 1991). The Pleistocene volcanic range parallels the N120°-trending boundary of the Western Cordillera, oblique to the N80° convergence of the Nazca plate along the Peruvian margin (Fig. 1). Straddling the south slope of the Cordillera Occidental and the north edge of the Arequipa depression, El Misti is the most recently active edifice of a cluster of Pleistocene volcanoes, which includes the dormant Chachani compound volcano, 15 km to the northwest, and the extinct Pichu Pichu compound volcano, 20 km to the southeast (Fig. 1; Thouret et al., 1995; Thouret, 1999b). El Misti lies within a complex extensional and strike-slip tectonic setting of four groups of faults: the active, west-northwest-trending, normal-slip, en echelon Huanca fault, dipping southwest with a moderate left-lateral strike-slip component, which offsets the probably inactive north-, northeast-, and north-northwest-trending normal- and strike-slip faults. The northeast-trending faults and the inherited north-trending compressive faults have guided the formation of the 1-km-deep Río Chili canyon that drains the Cordillera Occidental toward the Arequipa tectonic basin at 2300 masl.

Eruptive activity at El Misti represents an impending threat for the 750 000 inhabitants of Arequipa, Peru's second-largest city, cen-

*E-mail: thouret@opgc.univ-bpclermont.fr.

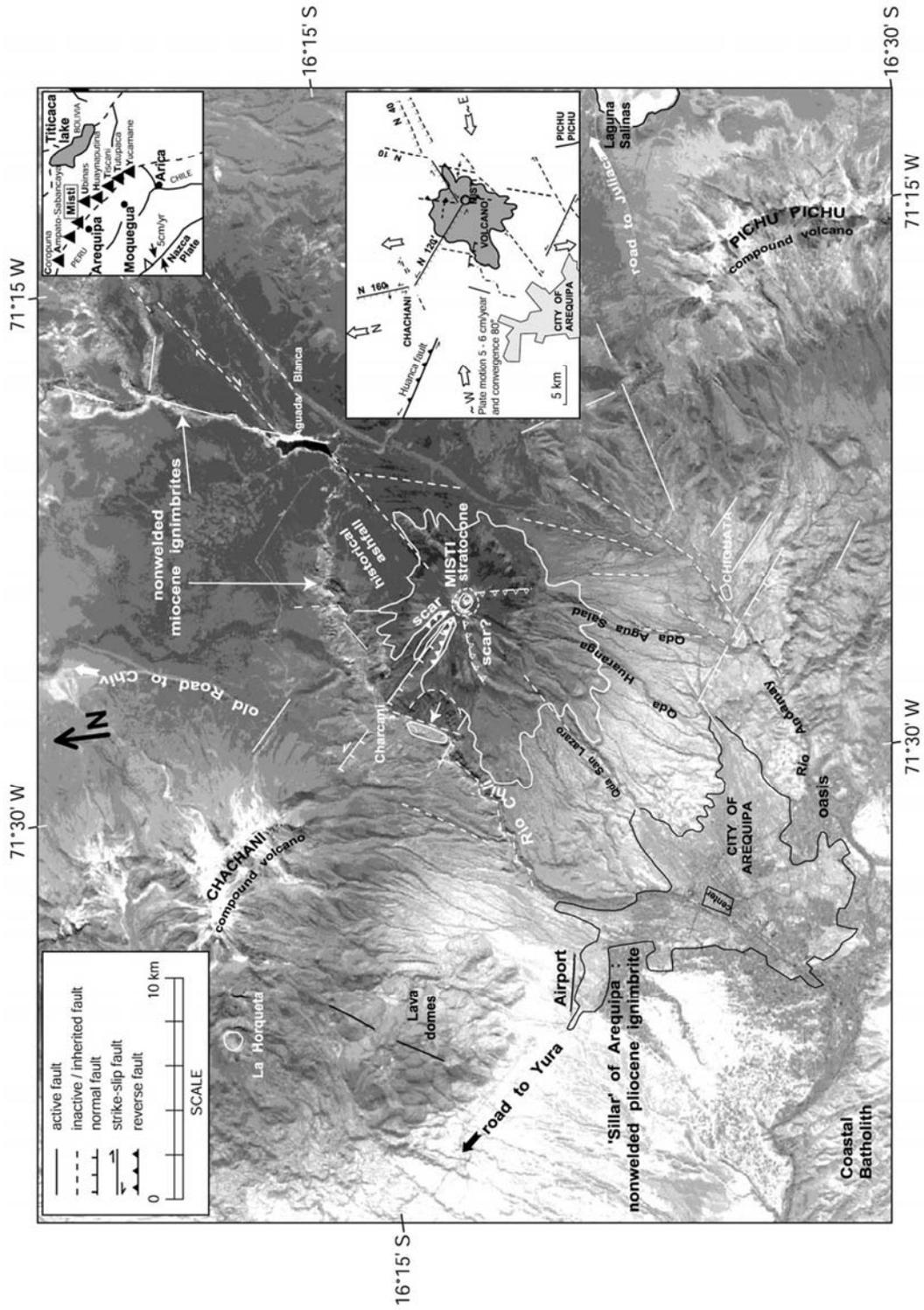


Figure 1. Landsat satellite scene showing the tectonic setting of the Cordillera Occidental, the Arequipa depression, and three volcanoes: the active Holocene El Misti volcano (a composite edifice), the dormant Chachani-La Horqueta compound volcano, and the extinct Pichu Pichu compound massif. Qda—Quebrada (= ravine). Inset top right: Location of the Pleistocene volcanoes in the Central Andean volcanic zone of southern Peru with respect to the Peru-Chile trench (line with open triangular “tooth” on upper plate). Inset right: Main tectonic features.

tered at 2300 masl and situated only 17 km to the southwest and 3.5 km lower in elevation than the volcano summit. Arequipa was founded in 1540 on the bank of the Río Chili at an oasis but remained small until 1940 (when its population was 86 000). The population of Arequipa was 677 000 in 1995 and since then has grown annually by as much as 5.5% (INEI-ORSTOM, 1998). Settlements now occupy two-thirds of the oasis area and the volcanoclastic fans that Quebradas (= ravines) San Lazaro and Huarangal have formed on the southwest ring plain of El Misti (Fig. 2A). Since 1980, the city has spread out upstream within 13 km of the summit near the quebradas that drain the southwest flanks of the volcano, as well as west and east of the oasis. At least 220 000 people live at risk from pyroclastic flows, lahars, and floods on the fans and near quebradas. Of these, 50 000 people live in suburbs along the Quebradas Huarangal and San Lazaro, and 170 000 people live in the northeastern neighborhoods and in the town of Chiguata, 11 km south of the summit (Fig. 1).

Our geologic study was prompted by a joint research program (1995–1999) led by Institut de Recherche pour le Développement de France Hand Instituto Geofísico del Perú. Before our study, work on Ph.D. theses had addressed the stratigraphy of the Misti volcanic deposits (Macedo, 1994; Legros, 1998; Suni, 1999). Petrologic data were obtained by Lefèvre (1979), Legendre (1999), and one K-Ar date on a Misti lava flow was published by Kaneoka and Guevara (1984). The aim of this paper therefore is to determine (1) the geologic and volcanic setting of the Misti volcano, (2) the stratigraphy and chronology of the recent deposits of El Misti, based on geologic mapping and stratigraphic sections, and (3) the extent of the most recent tephra that has been erupted toward Arequipa.

STRATIGRAPHY AND ERUPTION HISTORY

El Misti comprises two edifices: an eroded stratovolcano termed “Misti 1” partly overlapped by pristine stratocone edifices termed “Misti 2,” “Misti 3,” and “Misti 4” (Figs. 2A and 3–5). The edifices have been built on top of “pre-Misti” volcanoclastic sediment (VS0 in Fig. 4) that unconformably overlies nonwelded rhyodacitic ignimbrites (Figs. 2B and 3–5), inaccurately termed “sillars” (Barker, 1996). The ignimbrites, which are ≥ 300 m in thickness in the Río Chili canyon (Fig. 2B; NI0 in Fig. 4) were emplaced as early as ca. 13.8 to 13.1 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar , Fig. 6, col. B; Ta-

ble 1; see also Data Repository¹); the youngest “white sillar” of Arequipa yielded a fission-track age of ca. 2.4 Ma (Vatin-Pérignon et al., 1996).

Pre-Misti and Misti 1 Stratovolcano

Misti 1 (ca. 833 to >112 ka; Figs. 3–6) consists of andesite lava flows as long as 9 km interbedded with thin volcanoclastic sediment and nonwelded ignimbrites, totaling ≥ 400 m in thickness. Above the Neogene ignimbrites, one lava flow at the base of Misti 1 was dated at ca. 833 ka (Fig. 2A; LF1 in Fig. 4; Fig. 6, col. B; Table 1; Data Repository).

Subdued, Distal Debris-Avalanche Deposit

El Misti shows no failure scar, except on the eroded west-northwest flank and possibly on the south flank; however, two debris-avalanche deposits are found around El Misti (Figs. 2A, 3, and 4). The older deposit appears as DA0 in Figure 4.

To the southeast as far as 25 km away from the Misti summit, distal debris-avalanche deposits form hummocks ≥ 100 m thick in an ~ 100 km² area of the Arequipa basin and onto the west flank of the extinct Pichu Pichu volcano. The mixed and debris-block facies (after Glicken, 1991) of the hummocks are lithologically diverse and hydrothermally altered (Fig. 2C). The subdued hummocky topography, higher in elevation in the area of Río Andamayo (Fig. 4), has been interpreted to be the result of flank failures of the extinct Pichu Pichu volcano (Legros, 1998). However, major element, trace element, and rare earth element compositions of lava clasts (Legendre, 1999) from the debris-avalanche deposits are similar both east and south of Misti but differ from the lavas of Pichu Pichu. The Nb/La, Th/La, and Yb/La ratios of most of the debris-avalanche clasts (Legendre, 1999) are similar to the ratios in Misti’s lavas, and this result points toward El Misti as the probable source. However, we do not know whether the flank failure, which produced the subdued, distal debris-avalanche deposits, occurred on a pre-Misti volcano or on Misti 1.

Proximal, Nonweathered Debris-Avalanche Deposit

The second debris-avalanche deposit at least 50 m thick found around El Misti covers

¹GSA Data Repository item 2001135, description of Ar/Ar and TL dates and of geochemistry and minerals in lavas and tephra, is available on the Web at <http://www.geosociety.org/pubs/ft2001.htm>. Requests may also be sent to editing@geosociety.org.

the south and southwest flanks (an ~ 40 km² area) as far as 12 km to the southwest (Quebrada San Lazaro) and south (Quebrada Mariano Melgar) of the summit. The deposit forms flat-topped terrain in which nonweathered, dacitic and rhyolitic debris-block facies filled topographic lows that channeled the avalanches on the south flank. Deposits with similar debris-block facies and composition crop out also on the steep northwest flank of Misti in the Río Chili canyon (DA1 in Fig. 4). These deposits overlie nonwelded dacitic ignimbrites of Misti 1 (El Chilcal, Fig. 3) and are overlain by the ca. 112 ka lava flows of Misti 2. Thus, a flank failure on Misti 1 may have triggered the proximal, nonweathered debris-block facies avalanche.

Misti 2–4 Stratocones Formed Since ca. 112 ka

The Misti 2, 3, and 4 stratocones (112 ka and younger) consist of stubby lava flows and pyroclastic debris as thick as 2.2 km (Fig. 5). Pyroclastic debris shed by the cones moved downslope 10 to 25 km away from the summit; the debris mantled the slopes of El Misti and formed an extensive volcanoclastic ring plain with an area of ~ 200 km². The deposits include two fans (Quebradas San Lazaro and Huarangal, Figs. 2A and 3) upon which the city of Arequipa has grown. Composite stratigraphic sections show seven groups of lava and pyroclastic-flow, -fall, and -surge deposits. The sections are amplified by field mapping, lithologic and petrologic study, and forty ^{40}Ar - ^{39}Ar , thermoluminescence (TL), and ^{14}C dates (Fig. 6, col. A; Tables 1 and 2; Data Repository). The groups record the growth and destruction of Misti 2–4 during since 112 ka.

Misti 2 Stratocone

Group 2–1, ca. 112–70 ka. The stratigraphically basal group consists of stubby lava flows and block-lava flows of domes that form steep fronts and a break in slope at the base of Misti 2 (3000–3800 masl) toward the south, southwest, east, and northeast (Fig. 3; LF2 in Fig. 4; Fig. 6, col. B; Table 1). Extrusive activity occurred between ca. 110 and 70 ka (Fig. 6). Group 2–1 also includes block-and-ash flows and scoriaceous and pumiceous pyroclastic-flow deposits. The succession is interbedded with lava flows, which have built up Misti 2 as high as 4000 to 4500 masl (Figs. 4 and 5).

Group 2–2, ca. 70–50(?) ka. Group 2–2 deposits are andesite and dacite blocks 10 to

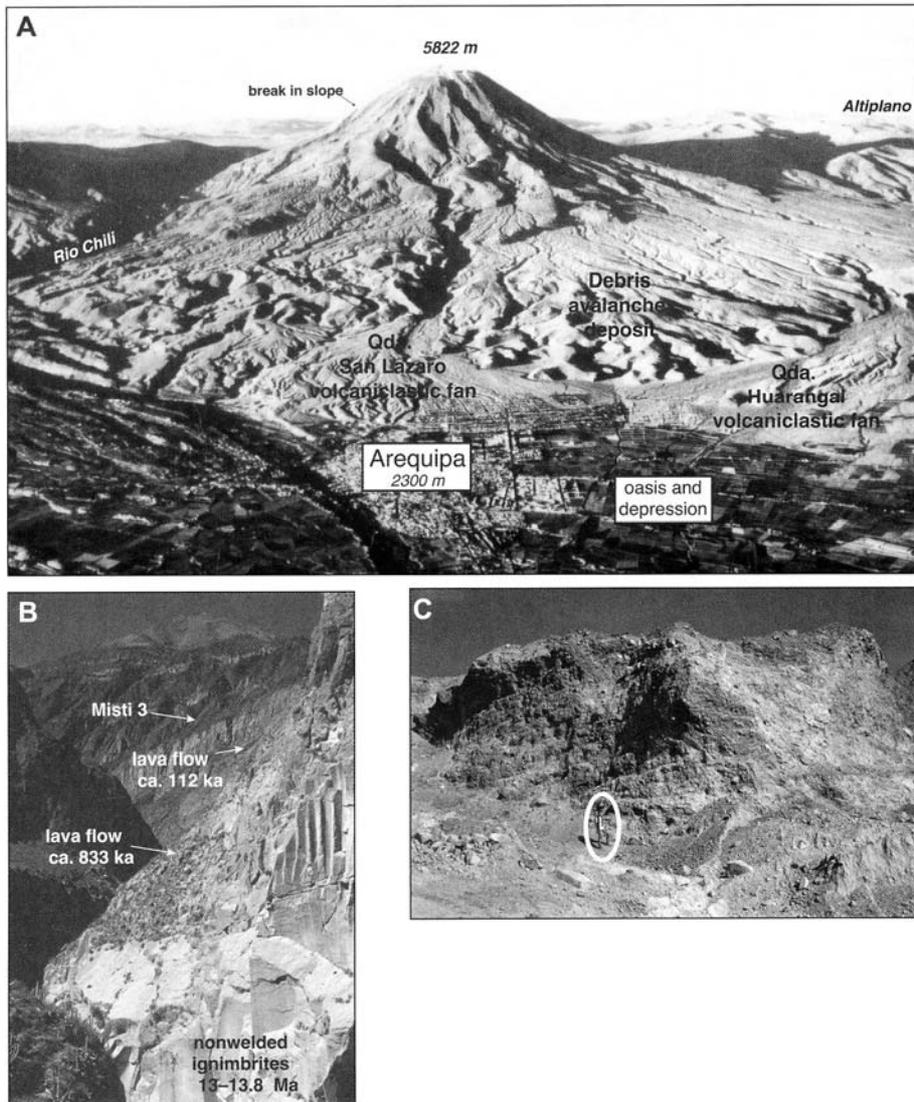


Figure 2. (A) El Misti stratovolcano looking northeast over the depression and town of Arequipa in 1940 (courtesy of I. Parodi). Break in slope at ~4400 masl coincides with a structural boundary. (B) “Pre-Misti” nonwelded ignimbrites and lava flows of Misti 1, in the 1-km-deep Río Chili canyon, overlain by the 2.2-km-thick cones of Misti 2, Misti 3 (shown), and Misti 4. (C) Mixed and debris-block facies of a debris avalanche 14 km south of the Misti summit (road to Chiguata).

20 m thick, found as far as 11 km down valley from the vent in the Quebradas Agua Salada, Pastores, and Huarangal (DC2 in Fig. 4; Fig. 7, A and B; and Fig. 8, cols. 1–3). The matrix-poor deposit containing dome blocks indicates collapse of voluminous domes that had grown on the first stratocone at 3800–4500 masl.

Prismatically jointed blocks indicate that the dome-collapse deposits were emplaced hot.

Interbedded with group 2–2 andesite (as well as with group 2–3 rocks, described next), greenish scoriaceous and pumiceous-flow and -fall deposits mantle the southeast flank of Chachani volcano and parts of the southwest

flank of Misti to depths of 10 m (Fig. 7B and Fig. 8, cols. 2 and 6). The dark mafic andesite (53%–55% SiO₂) scoriaceous lapilli from Chachani contrasts with the yellowish, andesite-dacite pumice of Misti (57%–66% SiO₂). Bread-crust bombs in scoriaceous deposits interbedded with glacier and laharc deposits



Figure 3. SPOT satellite scene (1991) showing El Misti volcano, the city of Arequipa, the main drainage channels, and important geologic features of the volcano. Qda—Quebrada (= ravine).

above 3600 masl suggest hydromagmatic interactions possibly during the *first* Last Glacial Maximum ($\geq 43\,000$ yr B.P. according to Seltzer, 1990). (Note that in the Peruvian Andes, the *second* Last Glacial Maximum occurred between 24 000 and 12 000 yr B.P.)

Stratigraphic sections in quebradas on the south flank of Misti show streamflow and lahar deposits 10–20 m thick intercalated between groups 2–2 and 2–3. The volcanoclastic deposits unconformably overlie group 2–2 and/or the greenish deposits of Chachani. The

erosion interval may reveal a decrease in eruptive activity between groups 2–2 and 2–3.

Group 2–3, ca. 50–40 ka. Misti 2 (Figs. 3–5) was probably truncated above 4400 m by an incremental caldera collapse or by a cluster of large craters between ca. 50 000 and 40 000 yr B.P. (Table 2). The interpretation of an incremental caldera collapse is based on three lines of evidence.

1. A break in slope about 4400 masl separates the Misti cones 2 and 3 to the south, east, and northeast, where Misti 3 lava flows rest

unconformably on block-lava flows and domes of Misti 2 (Figs. 2A, 3, and 4).

2. Nonwelded ignimbrites of 3–5 km³ bulk volume (N12 in Fig. 4; area is >100 km² and the ignimbrite deposits are 30–40 m thick on average) are found on the southwest, south, and southeast flanks of the volcano; these form groups 2–3A and 2–3B (Fig. 2A; Fig. 6, col. A). Pumiceous and lithic pyroclastic-flow deposits topped by dacite pumice cobbles (Quebrada Huarangal, Fig. 7A) reflect large-scale pyroclastic eruptions that may have led to the formation of an incremental caldera collapse. On the basis of ¹⁴C dating, the 2–3A subgroup erupted at ca. 50 000–43 000 yr B.P. and the 2–3B subgroup erupted at ca. 40 000 yr; thus, two distinct explosive episodes may have emplaced the ignimbrites (Fig. 6, col. A; Fig. 8, cols. 1–4; Table 2).

3. A structural boundary 4400 \pm 300 masl is inferred from geoelectric self-potential (SP) measurements. The method consists of measuring differences in electric potentials between two electrodes. Differences in electric potentials are related to fluid circulation within active volcanoes. The SP method aims to outline the extent of hydrothermal systems to reveal structural boundaries such as a buried caldera (e.g., Zablocki, 1976; Jackson and Kauahikaua, 1987). The SP map of Misti superimposed on a digital elevation model (DEM; Fig. 9) shows an SP minimum (with a low of 4.2 V [volts] in magnitude) that connects in a roughly rectangular shape measuring 6 \times 5 km. This SP minimum divides the stratocone into (1) the lower half with negative correlation between SP values and elevation and (2) the upper half with positive correlation. This pattern, common on active volcanoes, is interpreted to be the result of electrofiltration by downward flow of vadose water on the lower flanks and upward flow of hydrothermal fluids on the upper flanks. Hence, the cone shows two distinct areas: hydrogeologic and hydrothermal (Fig. 10). The upper limit of the hydrogeologic zone is located at the foot of Misti 3. The SP low appears to outline a structural boundary, interpreted as rims of large craters or of an incrementally formed caldera, that prevents the hydrothermal system from growing laterally. A 100°-trending normal fault dipping 70° toward the summit parallels the presumed boundary to the north, and 10°–40°-trending faults parallel the presumed structural boundary to the west and east (Figs. 1, 4, and 9).

Two additional methods reveal a discontinuity supporting the hypothesis of a structural boundary at ~ 4400 masl. A morphometric analysis of the slopes and shape of the strato-

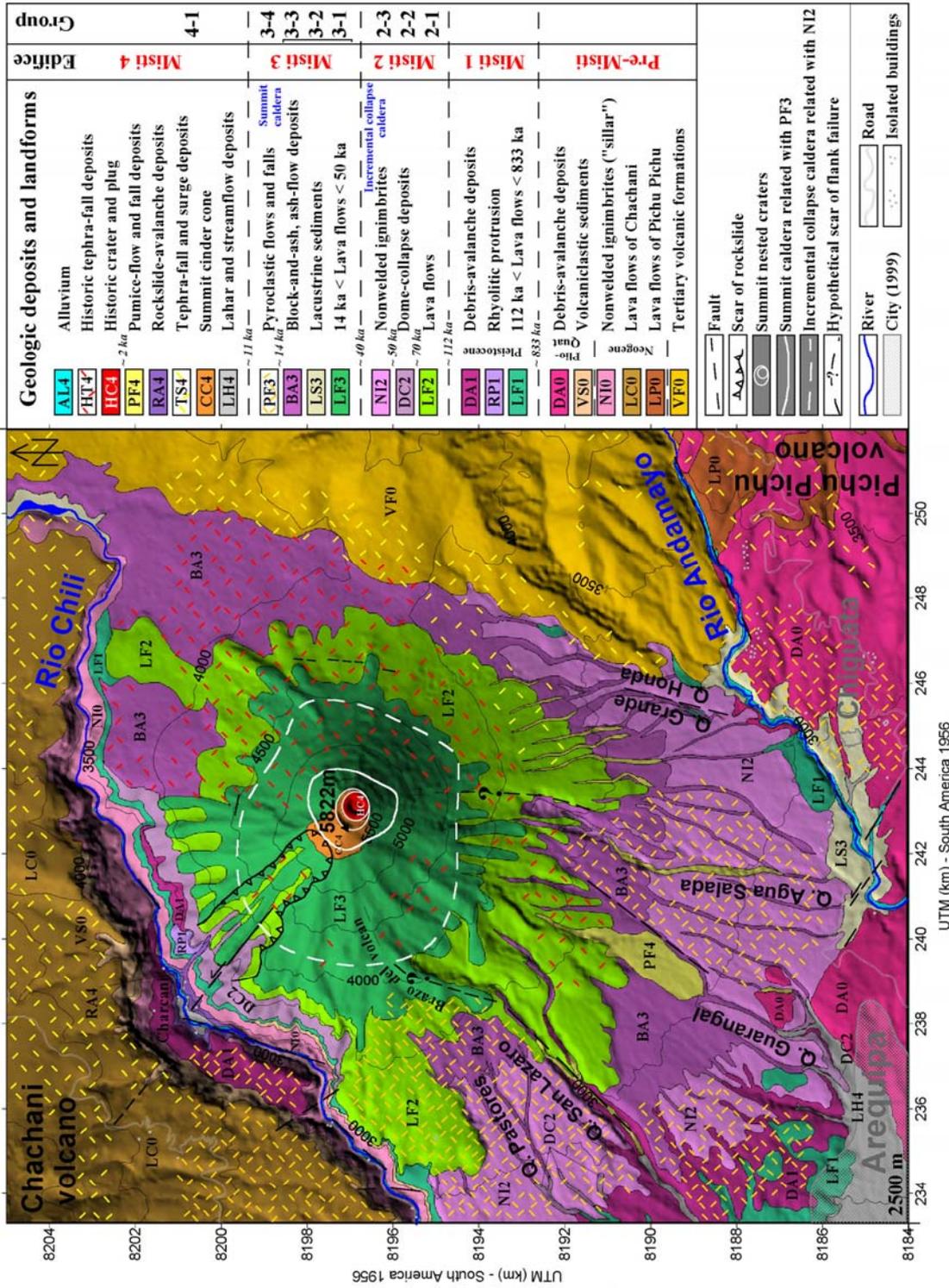


Figure 4. Geologic map superimposed on a DEM (digital elevation model). Only the most voluminous stratigraphic groups have been mapped, although the architecture of the pyroclastic ring plain comprises several pited groups. Tephra-fall deposits of group 4-1 cover the mapped area. Qda—Quebradas (= ravine).

GEOLOGY OF EL MISTI VOLCANO

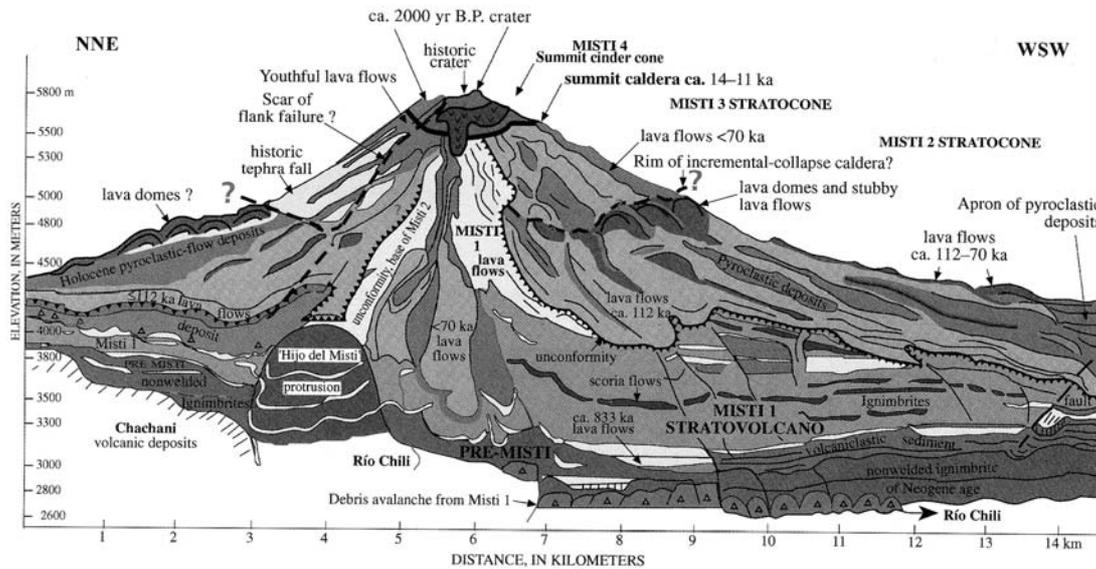


Figure 5. Schematic geologic cross section of the north to southwest flanks of El Misti volcano (east bank of the Río Chili canyon), showing the pre-Misti bedrock, the Misti 1 stratovolcano, the Misti 2 and 3 stratocones, and the Misti 4 summit cone. The presumed incremental caldera on Misti 2 and the summit caldera on Misti 3 are outlined.

tocone based on a DEM shows a major discontinuity at 4400 masl (García-Zuñiga and Parrot, 1998). A controlled-source audio-magnetotelluric method, carried out by K. Pistre (2000, personal commun.), aimed at obtaining resistivity values as a function of depth on El Misti. A large (100 m) zone of low resistivity, in the range of 10–25 Ω-m, coincides with the self-potential transition zone between the hydrogeologic and hydrothermal areas. Mineralization and argillization due to circulation of hydrothermal fluids along the structural boundary may explain why resistivity is very low in the transition zone.

Misti 3 Stratocone

Misti 3 was built up of lava flows and domes (LF3 in Fig. 4; Fig. 6, col. A; Table 2) between the elevations of ~4400 and 5600 masl. The eruptions were probably after 50 000 but before 14 000 yr B.P., a period that overlapped the formation of groups 3–1 to 3–3.

Group 3–1, ca. 36–31 ka. To the southwest and southeast, a thick pile of dacitic ash-flow deposits and tephra-fall deposits forms group 3–1 (BA3 in Fig. 4; Figs. 7B and 8, cols. 2 and 5). Charcoal in soil at the base of group 3–1 yielded ¹⁴C ages of ca. 34 000–33 000 yr B.P. (Table 2) in and beneath the ignimbrites (Quebrada Honda-Grande, Fig. 8, cols. 2 and 5). Radiocarbon dates on ash-flow deposits in group 3–2 indicate that the top of the dacitic

group is older than ca. 31 200 yr B.P. (Fig. 8, col. 5). These pyroclastic deposits at least 1.5 km³ in volume reflect a large explosive episode that may have enlarged the craters or the probable incremental-collapse caldera on Misti 2. On the south-southeast flank of El Misti, yellowish, dacitic pumice-flow, and tephra-fall deposits that overlie one dacitic lava flow are interbedded with groups 2–3 and 3–1. A pumice cobble from one flow deposit yielded a TL age of 36.1 ± 6.8 ka (Fig. 8, col. 3; Table 1).

Group 3–2, ca. ≤30–25 ka. The voluminous group 3–2, containing 30–50-m-thick dacitic block-and-ash-flow and lithic pyroclastic-flow deposits, mantles an extensive area on the south-southwest flank (BA3 in Fig. 4). The pyroxene- and amphibole-bearing andesite succession includes pumice-fall layers 20–40 cm thick as far as 12 km from the summit (Fig. 6, col. A; Fig. 8, cols. 1–3). Block-and-ash-flow deposits record episodes of growth and destruction of domes that have built up Misti 3 between ≤30 000 and ca. 25 000 yr B.P. (Fig. 6, col. A; Table 2). Yellow-greenish pyroclastic-flow and tephra-fall deposits 10–15 m thick are interbedded with groups 3–2 and 3–3 on the southeast flank of El Misti (Fig. 8, col. 5).

Group 3–3, ca. ≤25–20 ka. An andesitic succession encompasses as much as five block-and-ash-flow units 5 to 20 m thick on the south flank (BA3 in Fig. 4; Fig. 8, col. 5).

These units suggest growth and destruction of domes of Misti 3 between ca. ≤25 000 and ca. 20 000 yr B.P. (Table 2). The block-and-ash-flow deposits include pumice-fall deposits whose grain size and thickness increase toward the volcano's summit, thus showing Misti as the source. The youngest of the pumice-fall layers erupted at ca. 21 ka (Fig. 8, col. 3); one pumice cobble from the second pumice-fall layer was dated at ca. 20.3 ka (TL, Table 1). The most voluminous (≤0.5 km³) Plinian pumice-fall deposit of El Misti is 1 to 3 m thick at distances of 9–12 km west and southeast of the vent (Figs. 7C and 8, col. 6).

In the upper radial valleys, toward the top of group 3–3, debris-flow and stream-flow deposits are interbedded with block-and-ash-flow and scoria-flow deposits including phreatomagmatic bombs. In U-shaped valleys probably carved by glaciers on the southeast flank of Chachani above 3600 masl, stratified layers of ash with subrounded pumice were emplaced in water and probably formed terraces on the edge of former glacier tongues (Fig. 7C). Tephra deposits were likely reworked by meltwater from ice fields that capped the Misti and Chachani summits during the second Last Glacial Maximum (between 24 000 and 12 000 yr B.P.; Seltzer, 1990).

Summit Caldera on Misti 3, Group 3–4, ca. 14–11 ka. Misti 3 was in turn truncated

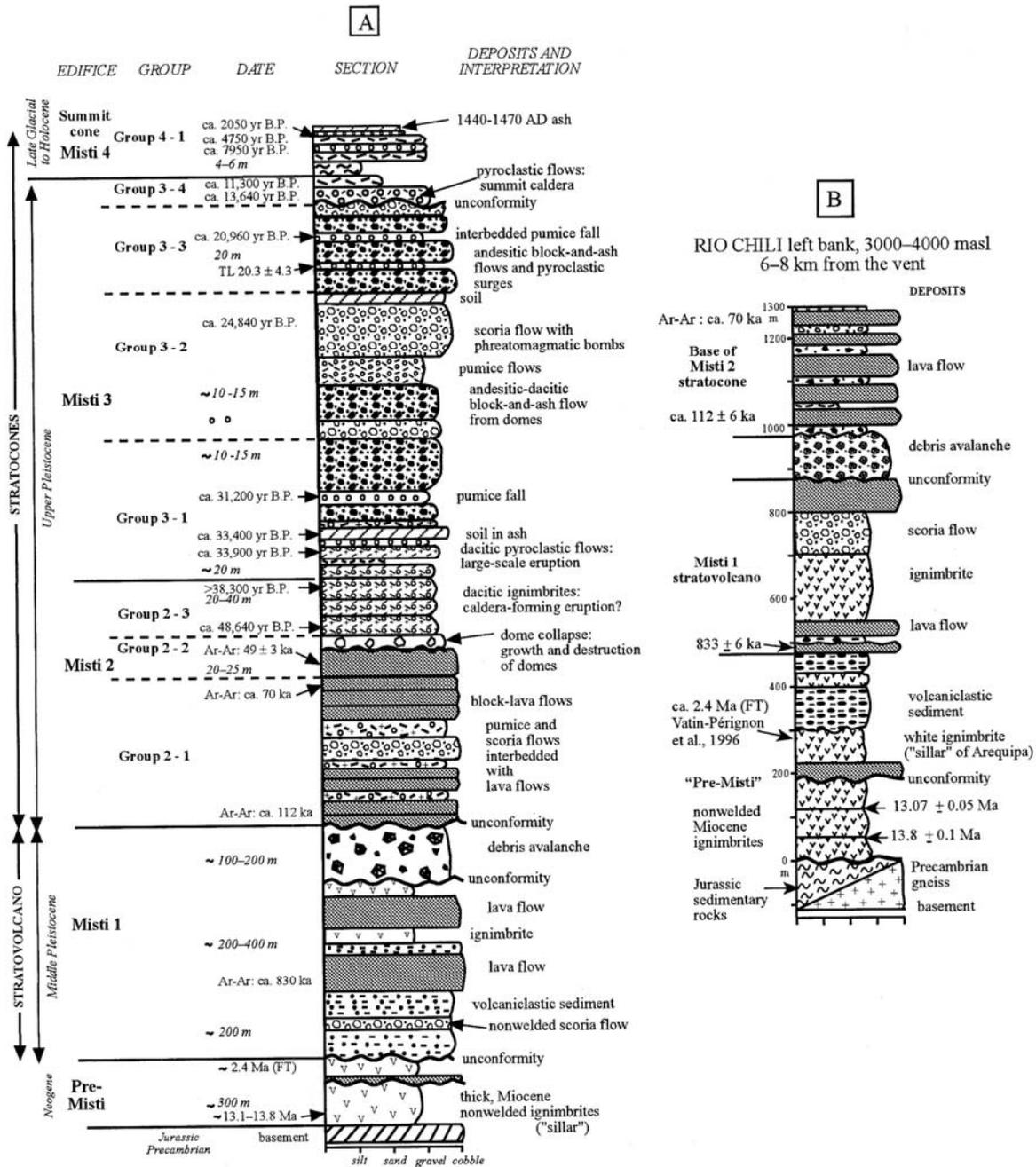


Figure 6. (A) Composite stratigraphic section of pre-Misti, Misti 1, and groups of Misti 2-4 cones based on measured columns (located in Fig. 8). (B) Composite stratigraphic section on the left bank of the Río Chili canyon showing pre-Misti and Misti 1-2 deposits.

GEOLOGY OF EL MISTI VOLCANO

TABLE 1. SELECTED ⁴⁰Ar-³⁹Ar AND TL AGES AT MISTI VOLCANO

Samples number		Location (in Fig. 3)	Elevation (m)	Edifice	Group (ka)	Age (ka)
Mi 81	Whole rock	Oda. Honda	3250	Misti 3?	Group 3-1?	49 ± 3
Mi 115	Whole rock	Brazo del Misti	4400	Misti 2	Group 2-2	70 ± 3
Mi 113	Whole rock	Brazo del Misti	4000	Misti 2	Group 2-1	98 ± 3
Mi 109	Whole rock	Rio Chili, Charcani V	3600	Misti 2	Group 2-2	105 ± 2
Mi 50	Whole rock	Pacheco torres Rio Chili	3350	Base of Misti 2	Group 2-2	112 ± 6
Mi 100	Whole rock	Rio Chili downstream Charcani I	2800	Base of Misti 1		833 ± 6
Mi 214	On biotite	Rio Chili canyon, Charcani III	2800	Pre-Misti ignimbrite		13.12 ± 0.05 Ma
Mi 215	On biotite	Rio Chili canyon, Charcani III	2880	Pre-Misti ignimbrite		13.8 ± 0.1 Ma
Thermoluminescence on plagioclase in pumice						
TL Mi 200b		Huarangero dirt road	2850		Group 3-3	20.3 ± 4.3
TL Mi 200		Oda. Huarangal	2800		Group 3-1	36.1 ± 6.8

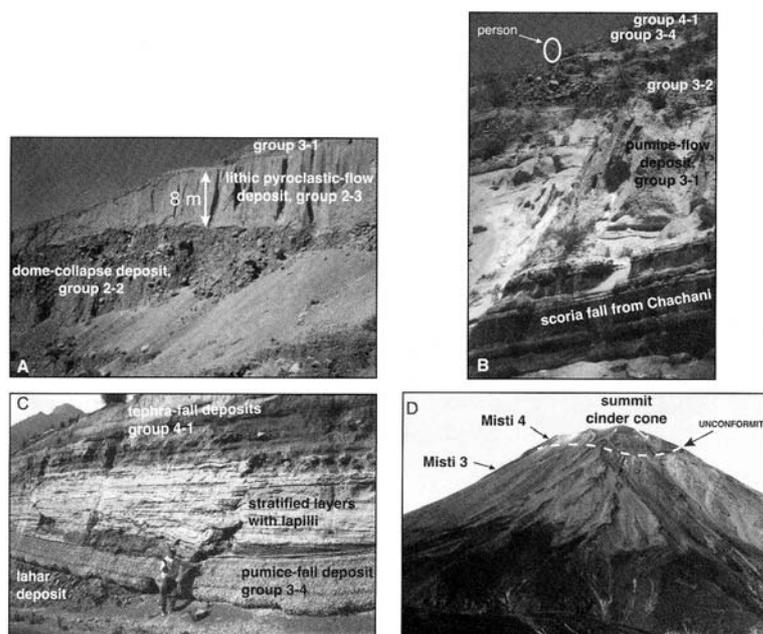


Figure 7. (A) Quebrada Huarangal section 11 km from the vent showing pyroclastic deposits of groups 2-2 and 2-3. (B) Section 20 m thick in Quebrada Pastores 9 km from the vent showing andesitic scoriaceous fall deposits of Chachani, overlain by pyroclastic deposits of groups 3-1, 3-2, 3-4, and 4-1. (C) Section 8 km west of the summit (road to Charcani, 3600 masl) showing a 1-m-thick pumice-fall deposit of group 3-4 above lahar deposits and overlain by stratified layers of reworked ash and tephra-fall deposits of group 4-1. (D) Northwest flank of El Misti with unconformity surrounding the summit caldera at ~5400 masl.

by formation of a summit caldera 2 km across above the elevation of 5400 m (Figs. 3-5). Evidence for a summit caldera is threefold:

1. Cliffs of welded scoria-flow deposits on the west-northwest summit slope (at 5400 masl) and lava flows unconformably overlie steep lava flows of Misti 3 dipping to the west (Fig. 7D).

2. Pyroclastic-flow deposits of ~1 km³ bulk volume (PF3 in Fig. 4; area ~50 km² × 20

m thickness) with interbedded pumice-fall and pyroclastic-surge beds (≤0.5 km³) form group 3-4 (Fig. 4). A voluminous, 1-m-thick pumice-fall deposit, 9 km west of the vent (Fig. 7C), is stratigraphically beneath one of the thick scoria-flow deposits dated at ca. 13 700 yr B.P. (Fig. 8, cols. 2 and 5). At the base of the interbedded pumice-fall deposits, group 3-4 also contains 10-20-cm-thick cross-bedded layers of gray lithic ash with oxidized frag-

ments that form pinch-and-swell and dune-like features (Fig. 8, cols. 2, 4, and 6). These layers are interpreted as pyroclastic surges that traveled as far as 12 km south and southwest of the vent. The radiocarbon dates indicate that the deposits were emplaced in two explosive eruptions between ca. 13 700 and 11 300 yr B.P. (Fig. 6, col. A; Fig. 8, cols. 2 and 5; Table 2). These dacitic deposits may reflect caldera-forming eruptions.

3. An elliptical structural boundary (2 × 1.5 km) is inferred from a secondary self-potential minimum ~5400 masl (Figs. 9 and 10). A morphometric analysis of the stratocone also reveals a structural discontinuity at ~5400 masl (García-Zuñiga and Parrot, 1998).

Misti 4 Summit Cone, Group 4-1, <11 ka

The crescent-like summit is a cinder cone (CC4 in Fig. 4) designated Misti 4, which formed above the summit caldera of Misti 3. Welded scoria-flow or fall deposits buried the west part of the caldera, but two nested craters were opened in the central and eastern areas of the caldera (Fig. 11A). The 950-m-wide crater, breached to the south, may have been formed during a ca. 2300-2050 yr B.P. explosive episode. The nested scoria-rimmed crater, 550 m across and 200 m deep, cut domes in historic time. It is blocked by an andesite plug, where fumarolic activity persists (Fig. 11B).

A 5-6-m-thick pile of tephra-fall deposits indicates that Misti 4 erupted tephra at least 10 times since 11 000 yr B.P. (TS4 in Fig. 4; Fig. 8, cols. 2 and 5). The tephra-fall beds are intercalated in scoriaceous ash-flow deposits on the southwest to southeast flanks. Thin, cross-bedded, dune-like ash layers, interpreted as pyroclastic surges similar to those of group 3-4, traveled 8 km southeast toward Chiguata (≥6400 yr B.P.) and 13 km southwest toward the Río Chili valley (ca. 5200 yr B.P.; Figs. 4 and 8, col. 4). Two pyroclastic-surge deposits were emplaced just before ca. 11 300 yr B.P. and as recently as ca. 4750 yr B.P. in what is

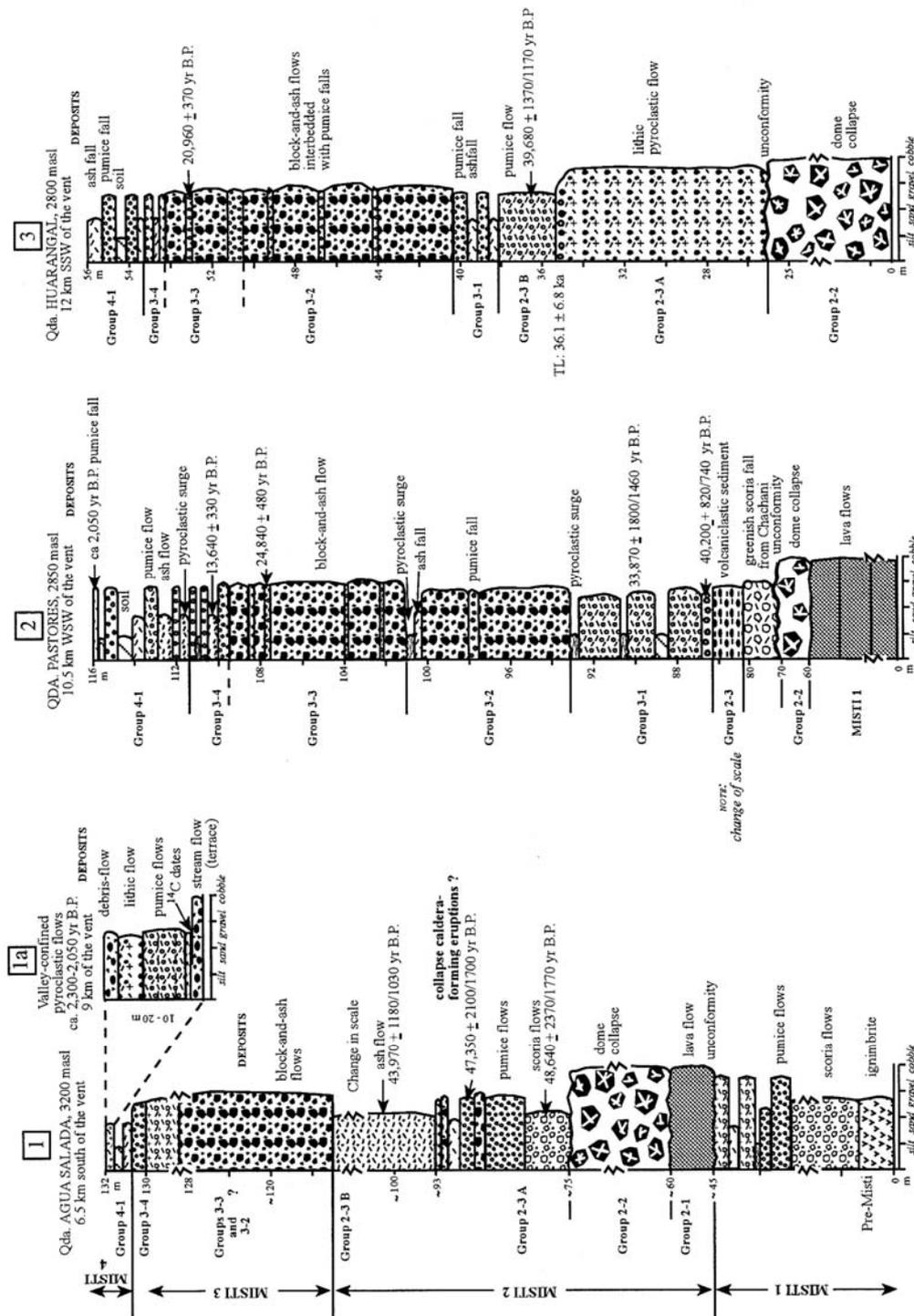


Figure 8. Eight composite stratigraphic sections of El Misti deposits (located in Fig. 3). ⁴⁰Ar-³⁹Ar dates, ¹⁴C dates, and TL measurements in Table 1 and 2 and Data Repository (see text footnote 1).

TABLE 2. LIST OF 14 C DATES

Sample number	Location (Figs. 3, 5, and 10)	Material	Deposit	Group	¹⁴ C age (yr B.P.)	Calibrated age (1 σ)
GrN-23966	Academia Yanahuara, Río Chili, Arequipa	Charcoal	Lahar	Middle terrace	520 ± 25	1407–1428 cal A.D.
GrN-23965	Río Chili, Chocita	Charcoal	Silt	Low terrace	340 ± 40	1488–1633 cal A.D.
GrN-23888	Qda. Huarangal entrada Mariano Melgar	Charcoal	Streamflow	Volcaniclastic fan	13650 ± 300/290	
GrN-22163	Qda. Huarangal arriba	Organic matter	Tephra fall	Group 4–1	620 ± 50	1304–1398 cal A.D.
GrN-23985	Qda. Grande arriba, tributary	Charcoal	Soil in ash	Group 4–1	1290 ± 100	655–865 cal A.D.
Lv-2111	Qda. San Lazaro	Charcoal	Pumice fall	Group 4–1	1920 ± 200	160 cal B.C.–340 cal A.D.
GrN-23149	Qda. Honda	Charcoal	Pumice fall	Group 4–1	2060 ± 40	106 cal B.C.–2 cal A.D.
GrN-22162	Qda. Honda	Charcoal	Pumice fall	Group 4–1	2090 ± 40	160–46 cal B.C.
GrA-4398	Qda. Agua Salada	Charcoal	Pumice flow	Group 4–1	2300 ± 60	402–208 cal B.C.
GrN-23964	Río Chili valley, Garita B	Charcoal	Ash fall	Group 4–1	3800 ± 50	1991–2465 cal B.C.
GrA-11253	El Porvenir, Alto Misti, Arequipa	Charcoal	Surge	Group 4–1	4750 ± 40	3635–3385 cal B.C.
GrN-23963	Río Chili valley Garita A	Charcoal	Surge	Group 4–1	5200 ± 80	3822–4220 cal B.C.
GrA-13242	Qda. Carabaya	Organic matter	Ash flow beneath surge	Group 4–1	6390 ± 50	5465–5317 cal B.C.
GrA-11459	Qda. Honda	Charcoal	Ash flow	Group 4–1	8140 ± 80	7315–7057 cal B.C.
GrN-23961	El Porvenir, Alto Misti, Arequipa	Charred wood	Pumice flow above surge	Group 3–4	11280 ± 70	11389–11205 cal B.C.
GrN-24114	Qda. Honda abajo Tributary	Charcoal	Ash flow	Group 3–4	11340 ± 240	11805–11075 cal B.C.
GrN-24038	Qda. Honda	Charcoal	Tephra fall	Group 3–4	11480 ± 220	11845–11225 cal B.C.
GrN-23658	Qda. Pastores arriba	Charcoal	Scoria flow	Group 3–4	13640 ± 330	
GrN-23889	Qda. Huarangal Huarangero	Charcoal	Pumice fall	Group 3–3	20960 ± 380/360	
GrN-23247	Qda. Pastores	Charred wood	Block-and-ash flow	Group 3–3	24840 ± 480	
GrN-23246	Qda. Honda-Grande confluence	Charcoal	Block-and-ash flow	Group 3–1	31200 ± 1330	
GrN-24037	Qda. Honda-Grande confluence	Charcoal	Ash flow	Group 3–1	>32,000	
GrN-23659	Qda. Pastores Tributary	Charcoal	Ash flow,	Group 3–1	33400 ± 2800/2160	
GrN-21574	Qda. Pastores	Organic matter in soil		Group 3–1	33870 ± 1800/1460	
GrN-24325	Qda. Honda- Grande abajo	Organic matter	Ash flow	Group 3–1	33900 ± 3200/2300	
GrN-24113	Arenales	Charcoal	Ash flow	Group 2–3B	>38300	
GrN-23887	Qda. Huarangal arriba	Charcoal	Block-and-ash flow	Group 2–3B	39680 ± 1370/1170	
GrN-23884	Río Chili, garita	Charcoal	Pumice flow	Group 2–3B	40200 ± 820/740	
GrN-23962	Qda. Agua Salada abajo	Charcoal	Ash flow	Group 2–3A	43970 ± 1180/1030	
GrN-22884	Qda. Agua Salada Abajo	Charcoal	Pumice flow	Group 2–3A	47350 ± 2100/1700	
GrN-23890	Qda. Agua Salada arriba, tributary	Charcoal	Scoria flow	Group 2–3A	48640 ± 2270/1770	

Note: (GrN numbers—conventional dates; GrA numbers—AMS dates; J. van der Plicht, Center for Isotope Research, Groningen) obtained on pyroclastic and lahar deposits, and soils of groups 2–3 to 4–1.

now the Porvenir suburb of Arequipa, 13 km from the vent. Soils in the tephra pile are poorly developed, even in the wettest altitudinal vegetation belt (3200–3800 masl). Their poor development suggests that explosive activity ceased for only short periods. Wavy ash beds and truncated lenses with small sub-rounded pumice indicate that runoff and/or eolian processes removed ash deposits of Holocene age. Similar wavy and truncated ash beds toward the top of sections are underlain by ≥ 6400 yr B.P. primary flow and fall deposits and overlain by a dark soil mixed with a ca. 3800 yr B.P. ash-fall layer in the Río Chili valley (Fig. 8, col. 4; Table 2). Wind action may have been enhanced during the driest Holocene period between ca. 8200 and ca. 3600 yr B.P., evidenced in the area of Lake Titicaca, 150 km east of Misti (Seltzer et al., 1998).

The dry middle Holocene interval contrasts with the late glacial and early Holocene periods when debris-flow and stream-flow depos-

its formed the two volcaniclastic fans upon which the city of Arequipa has been built (Fig. 3). Runoff and flash floods triggered by rainstorms, common in January–February, cut into the late glacial–early Holocene volcaniclastic deposits dated between ca. 13 700 and 8000 yr B.P. that filled the stream channels (LH4 in Fig. 4).

EXPLOSIVE ACTIVITY OVER THE PAST 2300 YR

The Most Recent Sub-Plinian Episode, ca. 2300–2050 yr B.P.

Pumice-flow and fall deposits of the last major explosive episode of El Misti are portrayed in Figure 12. We determined two calibrated ca. 2300 yr B.P. ¹⁴C ages at the base of pumice-flow deposits in Quebrada Agua Salada and three ca. 2050 yr B.P. ages at the base of pumice-fall deposits in Quebrada San La-

zaro (Thouret et al., 1995; Table 2). Whether the error range in ¹⁴C ages encompasses one or a few discrete eruptions is not yet established.

A pumice-fall deposit dispersed ≥ 25 km southwest toward Arequipa includes three layers, totaling 30 cm thick, 13 km southwest of the vent. Accidental lithic and accessory oxidized fragments of the upper coarse sand layer are more abundant than in the lower layer, which is rich in coarse pumice lapilli. The banded pumice includes layers of rhyolite (71% SiO₂) and andesite (63% SiO₂) composition. A thin, interbedded, middle layer of coarse sand, and nonvesicular lithic fragments indicates that the eruption column dwindled just before the second layer was emplaced, probably owing to erosion of the conduit. From the isopachs of the pumice-fall deposit, bulk volume amounts to ~ 0.1 km³ (Fig. 12). From the isopleths in Figure 12, the height of

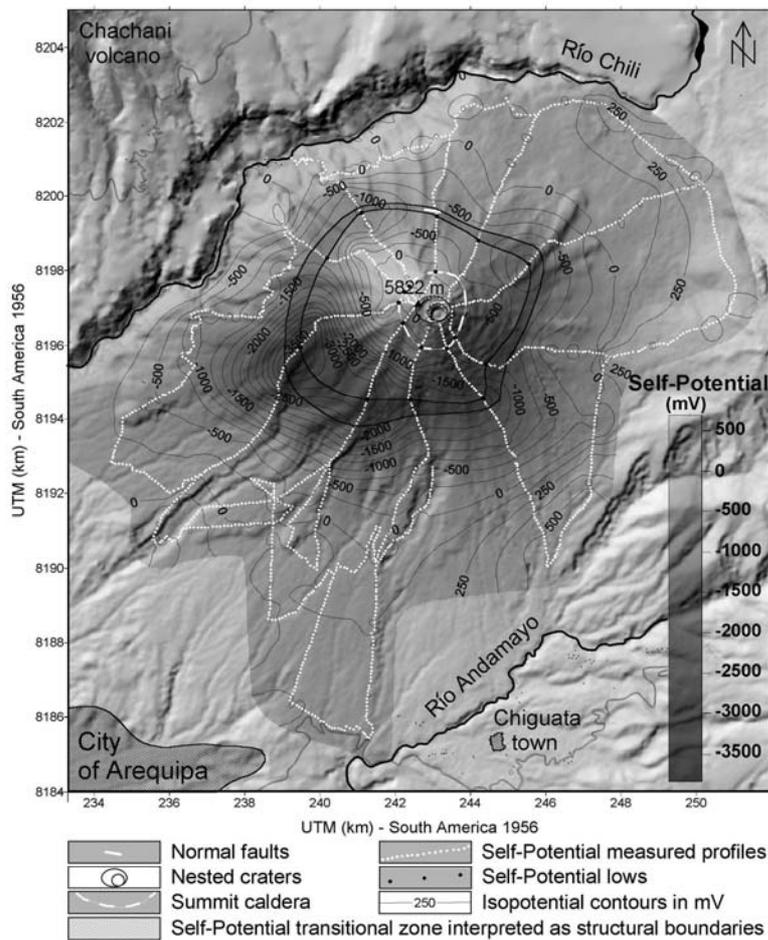


Figure 9. Self-potential map superimposed on a DEM of El Misti volcano. The A–A' profile is shown in Figure 10.

the sub-Plinian column was in the range of 10–13 km above the vent.

Nonwelded pumice-rich flows with a volume of $\leq 0.7 \text{ km}^3$ were channeled in all radial valleys as far as the present suburbs of Arequipa and 2 km upstream from the town of Chiguata (PF4 in Fig. 4; Fig. 8, col. 1; Fig. 11C). No fall deposit underlies the voluminous flow deposits in the south catchments (Quebrada Agua Salada, Fig. 8, col. 5). However, several open-work pumice lenses interbedded with 4 to 6 flow units suggest that the eruption column collapsed on the south flank during the tephra fall. At $\sim 3400 \text{ masl}$, the 30-m-thick pyroclastic-flow deposits are pumice-rich, whereas the uppermost unit is rich in

coarse, accessory, oxidized lithic cobbles. Abundant lithic cobbles in the uppermost flow unit suggest that the large crater reamed out the summit cone and/or breached during the eruption. Alternatively, a lithic-rich flow was decoupled from the pumice-rich flows during transport because clasts are gradually segregated from the lower pumice-flow deposits up toward the cobble-rich deposit.

Lahar deposits overlie the ca. 2050 yr B.P. pyroclastic-flow deposits, but pinch-and-swell lenses of pumice-flow deposits are interbedded with pumice-rich lahar deposits 2–4 km from the front of the pumice-flow deposits (Quebrada San Lazaro, 13 km from the vent). These sedimentary features suggest that pum-

ice-rich flows were rapidly transformed into lahars immediately after the eruption. The ca. 2300–2050 yr B.P. explosive episode may have also destabilized the steep, fractured west-northwest flank, as suggested by rock-slide avalanche and lahar deposits rich in oxidized and scoriaceous blocks that form terraces of similar age in the upper Río Chili canyon (RA4 in Fig. 4).

Moderate Explosive Activity in Historic Time

Eruptions were not recorded until the founding of Arequipa in 1540 by the Spanish. However, youthful pyroclastic deposits, widespread on the north, south, and southeast flanks of the volcano toward the town of Chiguata (HT4 in Fig. 4; Fig. 8, cols. 1 and 4), record a few historical eruptions younger than 2050 yr B.P.

Youthful ash-rich flow deposits form two prominent fronts at ~ 3800 and 3400 masl on the southeast flank of Misti. A gray ash-rich flow deposit 4 m thick shows dune-like landforms as far as 9 km south of the vent near Quebrada Honda-Grande (3200 masl). Charcoal in soil beneath the ash-flow deposit in this area yielded a ^{14}C age of ca. 1300 yr B.P. (Table 2). However, the small volume of tephra-fall deposits indicates that explosive activity was mild. An ash layer interbedded in a block-and-ash-flow deposit on the south flank (Quebrada Huarangal, 3800 masl) is dated at ca. 620 yr B.P. (Table 2).

A scoriaceous ash-fall layer of andesitic composition is at least as thick as 10 cm on the cone slopes and 2–4 cm in the Arequipa area (Fig. 12). A black ash layer beneath the A.D. 1600 Huaynaputina ash (Thouret et al., 1999b) records the A.D. 1440–1470 eruptive event, as referred to in anecdotal narrations (Chávez Chávez, 1992). Complaints of the distressed population were such that the Inca emperor, Pachacútec, sent his wife to help the people of Chiguata. A fine-sand ash is 1 cm thick 30 km west and 20 km north of the volcano and 0.5 cm thick 25 km east in Laguna (Lake) Salinas (Fig. 1; Juvigné et al., 1997). The dispersal lobe (Fig. 12) and the thickest scoria fall on opposite crater rims (Fig. 11A) indicate that discrete Vulcanian eruptions occurred when winds were blowing east-northeast and west-southwest. Both the lack of ballistic scoria or lithic blocks and the sand size of the ash-fall deposit outside the crater area suggest that the eruptive columns were low. The irregular thickness of the thin ash layers and the amount of small xenolithic fragments from the underlying soil and overlying Huaynaputina ash indicate that runoff and wind

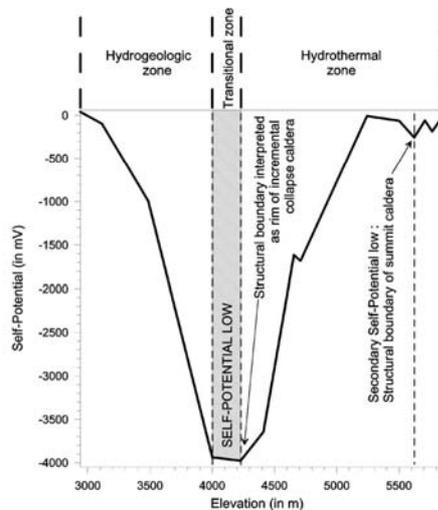


Figure 10. Composite cross section of the measured self-potential profiles showing self-potential versus elevation. The boundaries of the hydrogeologic and hydrothermal zones and profile A–A' are shown in the accompanying map (Fig. 9).

have mixed the black ash with surficial deposits between small-scale Vulcanian events.

Historic eruptions of Misti may be indirectly recorded as two matrix-supported lahar deposits mantling the middle and lower terraces of the Río Chili in the city of Arequipa. Silt- and sand-sized deposits 1–3 m thick that include ash and oxidized pyroclastic fragments have been dated at ca. 520 yr B.P. (A.D. 1407–1428 [calibrated ^{14}C date]) and ca. 340 yr B.P. (A.D. 1488–1633 [calibrated ^{14}C date], Table 2). Although the link with the events of A.D. 1400–1600 cannot be demonstrated, the A.D. 1440–1470 eruption may have triggered lahars, as ash has been incorporated in the matrix-supported debris-flow deposits with a volume of $1.5\text{--}3 \times 10^6 \text{ m}^3$.

After the Spanish conquest, the record of volcanic activity at Misti mentions several questionable events: 1542?, 1599?, August 1826?, August 1830 and 1831?, September 1869, and March 1870? (Hantke and Parodi, 1966; Simkin and Siebert, 1994). Available narrations (Zamácola y Jaureguí, 1804; Barriga, 1951; Chávez Chávez, 1992) suggest that these events were episodes of increased fumarolic activity. However, three seismic and possibly phreatic events occurred on 2 May 1677, 9 July 1784, and 28 July and 10 October 1787 (VEI 2? [VEI—volcanic explosivity index], Simkin and Siebert, 1994). Since 1787, persistent high-temperature fumaroles have been observed on the plug and on the summit's southeast flank. Fumaroles high above

the crater rim were seen from Arequipa in 1948–1949 and in 1984–1985; the maximum fumarole temperature of the plug was 220°C , measured in December 1997.

DISCUSSION

Stratigraphy and preliminary petrologic data support the following discussion on the nature and evolution of lavas and tephra and on the volume versus time relationships for the Misti cones.

Geochemistry

El Misti's magmas have been geochemically homogeneous, but the products of Misti 4 are distinct, as discussed subsequently. From the relatively homogeneous magmas erupted through time, four rock types prevail: two-pyroxene and amphibole andesites, amphibole dacites, amphibole and biotite dacites, and biotite-bearing rhyolites. Some andesites also bear apatite, and scarce andesites bear one pyroxene or amphibole only, but basaltic andesites are lacking. Lavas from Misti 2 and Misti 3 show no significant change in composition compared to lavas of Misti 1. Most of the calc-alkalic lavas belong to moderately high K_2O andesites (57.4%–62.1% SiO_2), dacites (63.5%–66.3% SiO_2), and a few rhyolites (71.7%–72.8% SiO_2 ; Fig. 13, after Legendre, 1999). Bulk-rock chemical analyses indicate that the magmas of Misti 2 to Misti 4 have

evolved from silica rich to less silica rich through time. In contrast, group 2–2 consists of rhyolites, although they are not unknown in more recent groups.

The mineral suites of the lavas show a trend from group 2–1 toward group 4–1 (Data Repository, after Legendre, 1999). The plagioclase remains similar from group 2–1 to group 4–1 (except in the rhyolites of group 2–2) and shows a wide range of composition ($\text{An}_{23}\text{--An}_{73}$) and strong geochemical variations. Clinopyroxene remains relatively constant ($\text{En}_{45}\text{--En}_{50}$), but orthopyroxene ($\text{En}_{65}\text{--En}_{80}$) and calcic amphibole (pargasite, Fe-pargasite, and Fe-pargasitic hornblende) become more magnesian from group 2–1 toward group 4–1. In the contrasting group 4–1, orthopyroxene disappears whereas ilmenite (TiO_2 44%–50%) appears, and magnetite (Fe_2O_3 30%–40%) plots closer to the pure-magnetite pole. Geothermobarometers indicate the order of crystal formation (clinopyroxene, orthopyroxene, then amphibole and plagioclase) and relatively homogeneous equilibrium conditions for minerals of groups 2–1 to 3–2. However, lavas of group 4–1 reflect weaker $f(\text{O}_2)$ and less oxidizing conditions than those of the previous groups. On the basis of the equilibrium conditions indicated by the mineral phases, Legendre (1999) suggested a magma chamber depth in the range of 3–9 km. The comparison of data from stratigraphy and geochemistry leads to four results (Legendre, 1999):

1. Abundant andesites coincide with the emplacement of lava flows and/or moderate volumes of tephra that formed groups 2–1, 3–3, and 4–1. Abundant dacites and rhyolites coincide with large-scale explosive eruptions that emplaced groups 2–2, 2–3, 3–1, and 3–2 and may have led to an incremental caldera collapse.

2. Groups 2–1 and 2–2 may belong to a similar eruptive period with a differentiation from andesites to rhyolites. Rhyolites seem to be related to large explosive eruptions toward the end of Misti 2.

3. Andesites of groups 2–1 to 3–2 are similar in their mineral assemblages and geochemistry and may have formed through AFC (assimilation–fractional crystallization) in the lowermost crust. In contrast, rhyolites of group 2–2 and dacites of groups 2–2 and 3–1 may be the result of fractionation and contamination in the upper crust.

4. The lack of orthopyroxene and the presence of ilmenite in group 4–1 constitute a distinct mineral suite. This difference may reflect a change in physical conditions in the reservoir. Trace-element geochemistry (Jacquemin

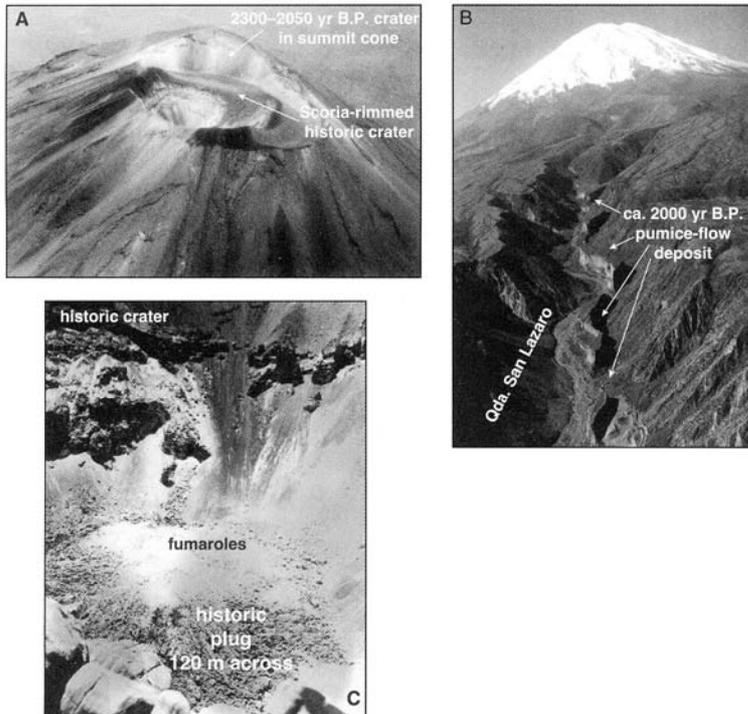


Figure 11. (A) Summit cone of Misti 4 (looking north): the historic, scoria-rimmed crater nested in a crater 950 m across, probably ca. 2300–2050 yr B.P. (B) Pumice-flow deposits 20–30 m thick, channeled >9 km in the Quebrada (Qda.) San Lazaro valley and dated at ca. 2300–2050 yr B.P. (C) Fumarolic plug in historic, scoria-rimmed crater 200 m deep.

and Joron, 1984) indicates a new andesitic magma batch.

Volume Versus Time Relationships in the Composite Misti 2–4 Stratocones

The eruption rate over the ~112-k.y.-long period of the Misti 2–4 stratocones (preserved volume of 70–83 km³) averaged 0.63 km³/k.y., but four periods of peak eruption rates (accountable for groups 2–1, 2–2, 3–2, and 3–3) may have increased the cone volumes by as much as 2.1 km³/k.y. (Fig. 14). Between emplacement of groups 2–2 and 3–1 and between emplacement of groups 3–3 and 4–1, the Misti 2 and 3 cones underwent erosion. Sustained explosive periods 2–3, 3–1, 3–3, and 4–1 have produced as much as 7–10 km³ of ignimbrites and tephra, preserved around the volcano. The amount of deposits removed from each cone and the duration of erosion intervals are not accurately known at Misti. Thus, our estimate of the growth rates of Misti 2, Misti 3, and Misti 4 cones is considered a

preliminary result. However, volume versus time relationships at similar well-studied composite volcanoes (Davidson and de Silva, 2000) suggest that rates of the Misti cone-building episode are comparable to that of Mount Adams (USA) and higher than those of Tongariro (New Zealand) and Tatará–San Pedro (Chile). Volumes of deposits may be better preserved at El Misti than on these other volcanoes that are located in wetter environments with more efficient erosion by glaciers and runoff.

CONCLUSIONS

From the study of the geology and past eruptive behavior of El Misti, we have determined the following:

1. Composite El Misti comprises a strato-volcano (ca. 833 to >112 ka) designated Misti 1 and 3 stratocones (≤112 ka) designated Misti 2, Misti 3, and Misti 4. Misti 4 has been active as recently as A.D. 1440–1470, and

phreatic events reportedly occurred in 1677, 1784, and 1787.

2. Seven eruptive periods have successively built up Misti 2–4 during a period of ~112 k.y. The eruption rate over that period averaged 0.63 km³/k.y.

3. Repeated episodes of growth and destruction of lava domes have triggered dome-collapse avalanches and block-and-ash flows, including pyroclastic surges (e.g., group 3–2, ca. 31 000 and 25 000 yr B.P., and group 3–3, ca. 25 000 and 20 000 yr B.P.). The dome-building episodes alternated with sub-Plinian eruptions whose high columns collapsed and generated pyroclastic flows (e.g., groups 3–1, 3–3, and 4–1).

4. Nonwelded dacitic ignimbrites (groups 2–3 and 3–4) with a bulk volume of 4–6.5 km³ probably reflect large explosive eruptions that may have led to an incremental caldera collapse or formation of large craters between ca. 50 000 and 40 000 yr B.P. and again to a summit caldera between ca. 13 700 and 11 300 yr B.P.

5. Misti 4 erupted less evolved andesites with a distinct mineral suite, compared to that of Misti 2 and Misti 3. Scoria-flow and fall deposits of Misti 4 are related to the formation of the summit caldera at ca. 13 700–11 300 yr B.P., the nested craters, and the A.D. 1440–1470 event. A decrease in SiO₂ content in the products of group 4–1 indicates injection of a new andesite magma batch, but the ca. 2050 yr B.P. banded pumice of rhyolitic and andesitic composition suggests a process of magma mixing in a reservoir at a depth of 3–9 km.

6. Sustained explosive eruptions have delivered at least 12 pumice falls during the past ca. 50 000 yr. Sub-Plinian pumice falls occurred every 2000 to 4000 yr on average, and ash falls occurred every 500 to 1500 yr on average. The last sub-Plinian explosive episode was at ca. 2300–2050 yr B.P.; it released pumice fall and flows ≤0.7 km³ in volume. The last small events were at A.D. 1440–1470 and produced a volume of ≤6 × 10⁶ m³ of ash fall. Lahars swept down the Río Chili valley and tributaries as recently as in the 1600s. Persistent, high-temperature fumarolic activity is observed today on the plug and on the summit's southeast flank.

Thus, considerable hazards remain at Arequipa and Chiguata, where 750 000 people may be affected at least indirectly by (1) thick tephra-fall deposits that could cover the city and its airport, (2) pyroclastic flows and surges that could affect the city suburbs 13 km away from the vent, and (3) debris flows and flash floods induced by rainstorms and snow-melt, as well as rockslide avalanches that

DEPOSITS OF THE AD 1440-1470 EVENT AND OF THE ca. 2300-2050 yr B.P. ERUPTIVE EPISODE

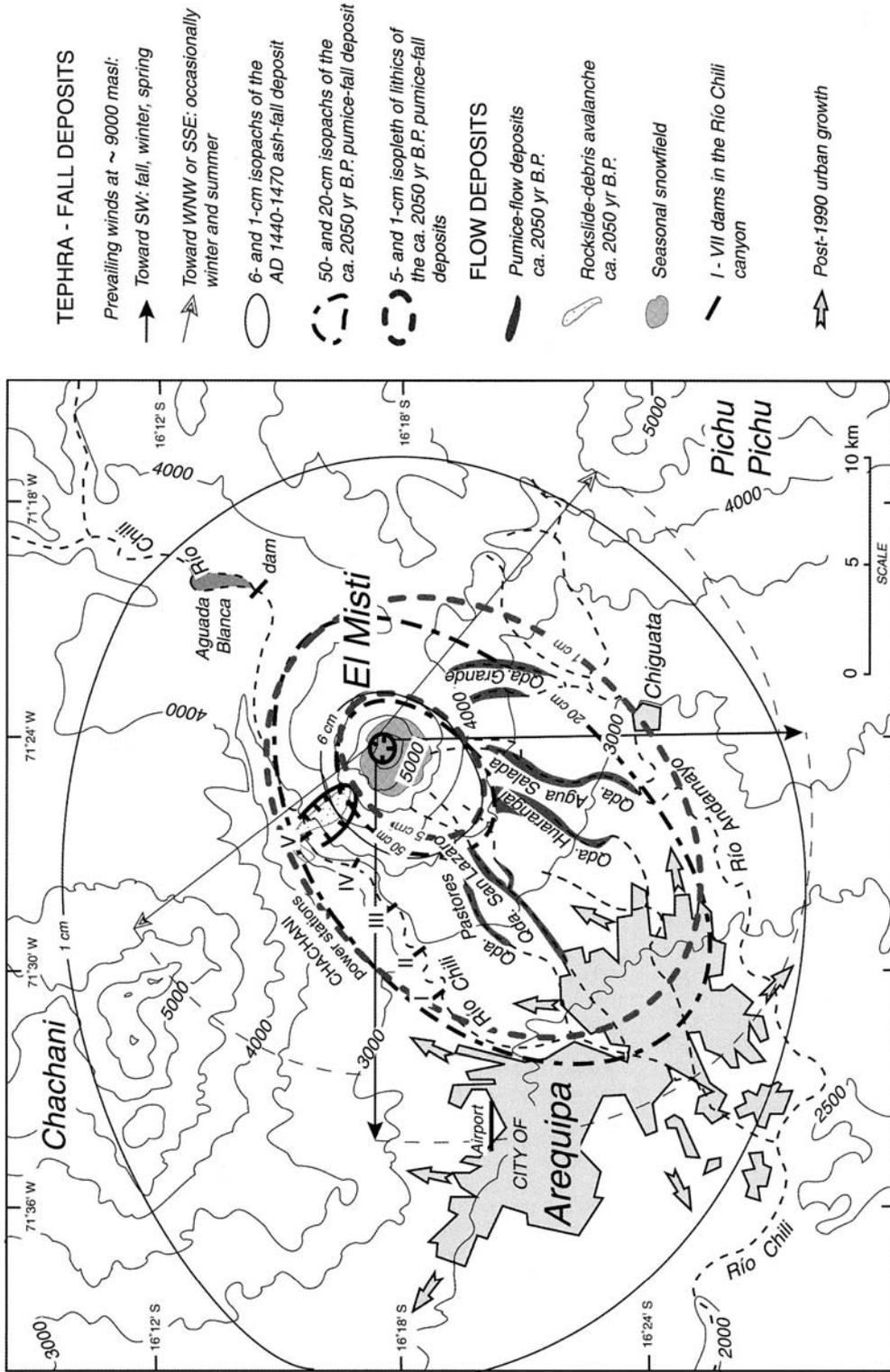


Figure 12. Schematic map showing the 6 and 1 cm isopachs of the A.D. 1440-1470 ash-fall deposit as well as the 50 and 20 cm isopachs and the 5 and 1 cm isopleths of the 2300-2050 yr B.P. pumice-fall deposit. The extent of the pumice-flow deposits is also shown.

GEOLOGY OF EL MISTI VOLCANO

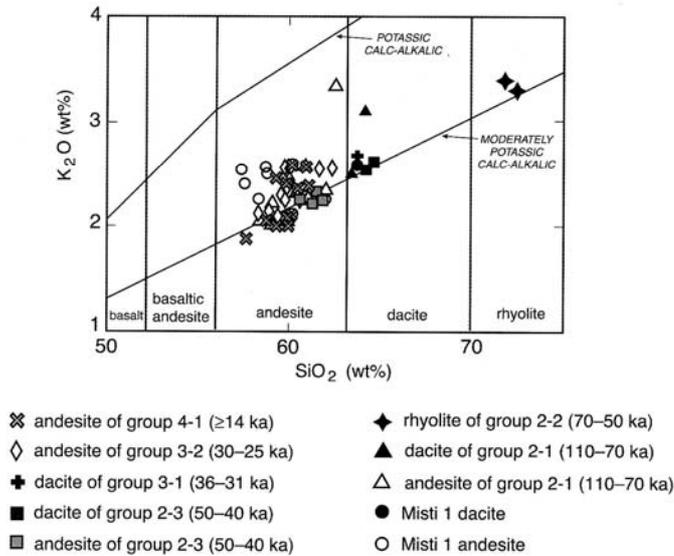


Figure 13. K_2O vs. SiO_2 plot showing the composition of rocks of the groups 2-1 to 4-1 of Misti 2-4 (after Legendre, 1999).

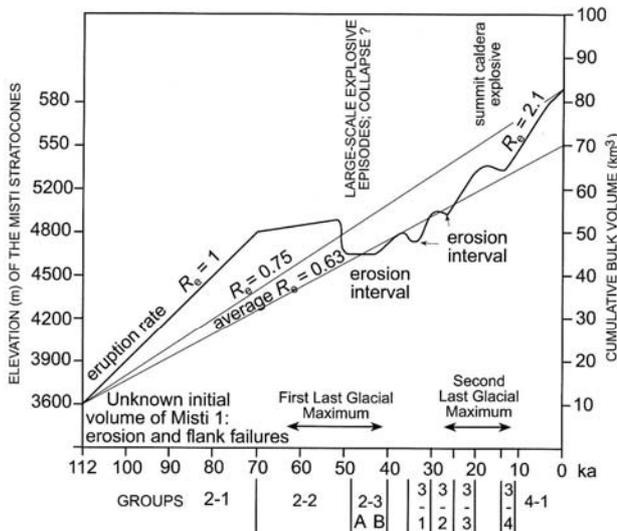


Figure 14. Schematic cumulative eruption volume vs. time for the Misti stratocones 2-4 based on maximum (~83 km³) and minimum (~70 km³) volumes and on edifice elevation during the 112-k.y.-long eruptive period. (Volumes are based on the equation $1/3 r^2 h$, where $h = 2.2$ km and $r = 6-5.5$ km.) Minimum and maximum cumulative eruption rates in km³/k.y. and reconstructed curve of growth of the stratocones are also drawn.

could damage the valleys of Río Chili and tributaries.

The possible impact of Misti on Arequipa is as worrisome as that of Vesuvius near Napoli. Poor, densely populated suburbs have spread upstream beyond the 1991 city boundary toward the volcano and the town of Chiguata, the areas most affected by El Misti in recent history (Fig. 12). The lack of emergency-response policy and the lack of land-use planning prevent decision makers from regulating city growth. Future growth of the city should be preferentially oriented southeast and west of the depression but beyond 25 km from the vent.

ACKNOWLEDGMENTS

This research has been supported by the Institut de Recherche pour le Développement during a cooperative research project with the Instituto Geofísico del Perú (IGP) and UMR 6524-CNRS, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand. We appreciate the support of IGP (R. Woodman, H. Montes) and Civil Defense in Arequipa (A. Arguedas). We thank J.-Ph. Eissen, O. Macedo, Ch. Legendre, P. Navarro, M. Rivera, J. Dávila, D. Ramos, and R. Gusset for help in field and laboratory. We are indebted to J. Hunt, F. Chambers, and G. Williams-Jones for improving drafts and to R. Waitt and S. de Silva for insightful comments.

REFERENCES CITED

Barker, S.D., 1996, El sillar ocioso: Bulletin of Volcanology, v. 58, p. 317-318.
 Barriga, V.M., 1951, Los terremotos en Arequipa (1582-1868): Arequipa, La Colmena, 426 p.
 Chávez Chávez, J.A., 1992, La erupción del volcán Misti, Pasado, presente, futuro: Arequipa, Impresiones Zenit, 158 p.
 Davidson, J., and de Silva, S., 2000, Composite volcanoes, in Sigurdsson, H., et al., eds., Encyclopedia of volcanoes: San Diego, Academic Press, 1417 p.
 de Silva, S.L., and Francis, P.W., 1991, Volcanoes of the Central Andes: Berlin, Springer, 216 p.
 García-Zuñiga, F.F., and Parrot, J.F., 1998, Analyse tomographique d'un édifice volcanique récent: Misti, Pérou: Paris, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sér IIa, v. 327, p. 457-462 (with abridged English version).
 Glicken, H.X., 1991, Facies architecture of large volcanic-debris avalanches: Sedimentation in volcanic settings, in Fisher, R.V., and Smith, G.A., eds., Sedimentation in volcanic settings: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 45, p. 99-106.
 Hantke, G., and Parodi, A., 1966, Catalogue of the active volcanoes of the world. Part XIX: Colombia, Ecuador and Peru: Naples, IAVCEI, 73 p.
 INEI-ORSTOM, 1998, El Perú en Mapas, Atlas en base al censo de población y vivienda: Lima, Institut de Recherche pour le Développement, 140 p.
 Jackson, D.B., and Kauahikaua, J., 1987, Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano, in Decker, R.W., Wright, T.L., and Stauffer, P.H., eds., Volcanism in Hawaii: U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, p. 947-959.
 Jacquemin, H., and Joron, J.L., 1984, Volcanologie et magmatologie du volcan calco-alkalin El Misti: Paris, Société Géologique de France, Résumé, Tenth Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, p. 300.
 Juvigné, E., Thouret, J.-C., Gilot, E., Gourgaud, A., Legros, F., Uribe, M., and Graf, K., 1997, Etude téphrostrati-

- graphique et bioclimatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional: *Géographie Physique et Quaternaire*, v. 51, p. 219–231.
- Kaneoka, I., and Guevara, C., 1984, K-Ar age determinations of late-Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru: *Geochemical Journal*, v. 18, p. 233–239.
- Lefèvre, C., 1979, Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'actuel [Ph.D. thesis]: Montpellier, Université Sciences et Techniques du Languedoc, 555 p.
- Legendre, C., 1999, Pétrogenèse du volcan "Misti moderne" (Sud Pérou): Essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique: Cergy-Pontoise, Institut de Géologie A Lapparent, Rapport stage fin d'étude, 88 p + annexes.
- Legros, F., 1998, Téphrostratigraphie du volcan Misti (Pérou) et modélisation des écoulements pyroclastiques [Ph.D. thesis]: Clermont-Ferrand, France, Université Blaise-Pascal, 150 p.
- Macedo, L.F., 1994, Peligro volcánico potencial del Misti [M.Sc. thesis]: Arequipa, Universidad Nacional San Agustín, Convenio DHA-UNDRO-UNSA, 112 p.
- Poupeau, G., 1996, in Vatin-Pérignon, N., Poupeau, G., Oliver, R.A., Lavenu, A., Labrin, E., Keller, F., and Bellot-Gurlet, L., 1996, Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from southern Peru and northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, no. 1–2, p. 91–109.
- Seltzer, G.O., 1990, Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes: *Quaternary Science Reviews*, v. 9, p. 137–152.
- Seltzer, G.O., Baker, P., Cross, S., Dunbar, R., and Fritz, S., 1998, High-resolution seismic reflection profiles from Lake Titicaca, Peru-Bolivia: Evidence for Holocene aridity in the tropical Andes: *Geology*, v. 26, p. 167–170.
- Simkin, T., and Siebert, L., 1994, *Volcanoes of the world* (2nd edition): Washington, D.C., Smithsonian Institution, 349 p.
- Suni, J., 1999, Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores [Ph.D. thesis]: Arequipa, Universidad Nacional San Agustín, Facultad Geología y Minas, 179 p.
- Thouret, J.-C., 1999, Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti volcano, southern Peru: *Zeitschrift für Geomorphologie*, supplement, v. 114, p. 89–112.
- Thouret, J.-C., Legros, F., Gourgaud, A., Salas, G., Juvigné, E., Gilot, E., Uribe, M., and Rodriguez, A., 1995, Un exemple de prévision des risques volcaniques au Pérou méridional (région d'Arequipa), fondé sur l'étude de l'activité éruptive récente du strato-volcan El Misti: *Paris, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sér IIa*, v. 320, p. 923–929.
- Thouret, J.-C., Suni, J., Eissen, J.-Ph., and Navarro, P., 1999a, Assessment of volcanic hazards in the Arequipa area based on the eruptive history of Misti volcano, southern Peru: *Zeitschrift für Geomorphologie*, band 114, suppl., p. 89–112.
- Thouret, J.-C., Dávila, J., and Eissen, J.-Ph., 1999b, Largest historic explosive eruption in the Andes at Huaynaputina volcano, south Peru: *Geology*, v. 27, p. 435–438.
- Vatin-Pérignon, N., Poupeau, G., Oliver, R.A., Lavenu, A., Labrin, E., Keller, F., and Bellot-Gurlet, L., 1996, Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from southern Peru and northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, no. 1–2, p. 91–109.
- Zablocki, C.J., 1976, Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii: San Francisco, California, Proceedings, Second U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, May 1975, v. 2, p. 1299–1309.
- Zamácola y Jauregui, J.D., 1804, *Apuntes para la historia de Arequipa: Primer festival del libro arequipeño: Arequipa*, Edición 1958, 15 p.

MANUSCRIPT RECEIVED BY THE SOCIETY JULY 10, 2000
 REVISED MANUSCRIPT RECEIVED MAY 14, 2001
 MANUSCRIPT ACCEPTED JUNE 12, 2001

Printed in the USA

II.B. Le volcan Stromboli (Italie)



Photo II.2 : Flanc nord-ouest du volcan Stromboli montrant l'effondrement de la Sciara del Fuoco. Photo: A. Finizola.

II.B.1. Contexte géodynamique

Le volcan Stromboli est une île située dans la mer Tyrrhénienne, à 75 km au nord de la Sicile (Italie). Ce stratovolcan constitue la plus septentrionale des îles Eoliennes et couvre une superficie de 12,6 km². Il culmine à 924 mètres d'altitude et s'élève sur des fonds de plus de 2000 mètres. C'est donc un édifice volcanique de plus de 3000 mètres dont les 2/3 sont sous-marins, plus grand que l'Etna, avec toutefois une base moins large (20 sur 15 km) (Segre, 1968). C'est un des deux volcans actifs (Stromboli et Vulcano) de l'archipel éolien, dont l'existence est reliée à la subduction de la plaque africaine sous la plaque eurasienne (Barberi *et al.*, 1974) (Figs. II.3 et II.4).

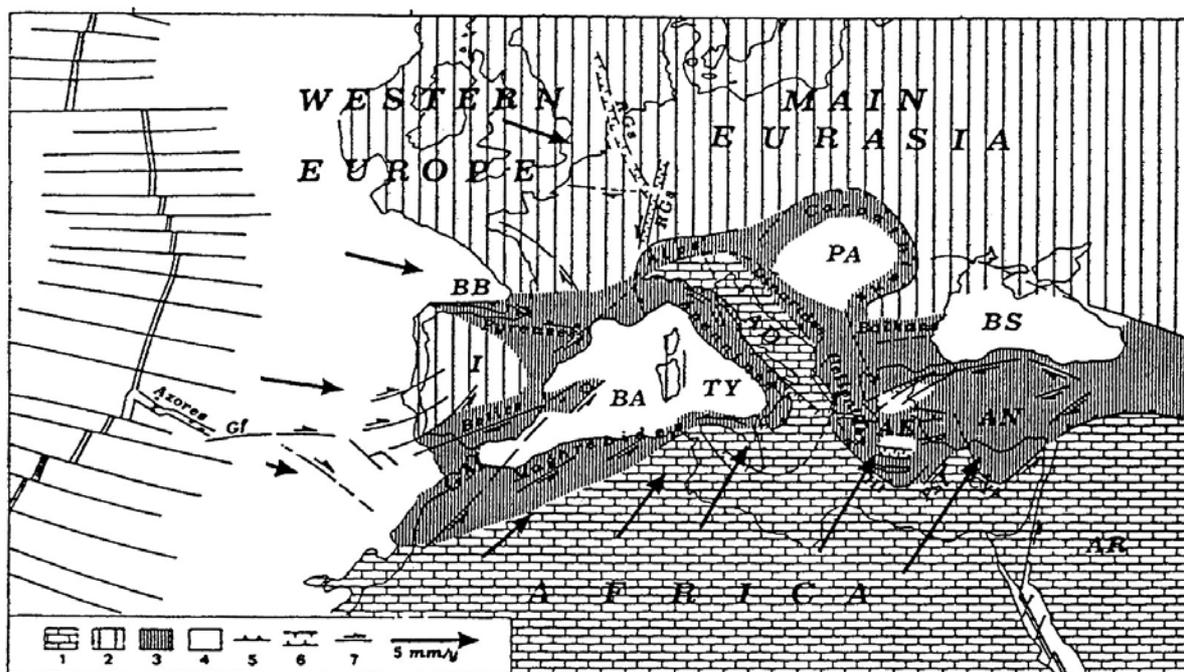


Fig. II.3 : Déplacement relatif de l'Afrique et de l'Europe de l'ouest par rapport à l'Eurasie et représentation à l'échelle 1 : 65.000.000 des figures tectoniques majeures dans la région Méditerranéenne (Mantovani *et al.*, 1993).

- | | | |
|---|---|---------------------------|
| 1 : domaine africain | 2 : domaine Eurasien | |
| 3 : ceinture orogénique | 4 : zones océaniques et bassins néogéniques | |
| 5,6,7 : principales failles en compression, extension et transformantes | | |
| AD : bloc Adriatique | AE : mer Egée | AN : Anatolie |
| BA : bassin des Baléares | BB : Baie de Biscaie | BS : mer Noire |
| CYA : arc de Chypre | Gf : faille Gloria | GM : bloc Gibraltar-Maroc |
| Ht : fosse Hellénique | I : Ibérie | PA : bassin Pannonique |
| Pst : fosse de Plinie et de Strabon | Rgs : système de grabens rhodaniens | TY : bassin Tyrrhénien |

L'aire Méditerranéenne centrale correspondant au domaine Tyrrhénien est délimitée à l'ouest par la marge passive de Sardaigne et le long de la marge orientale par la chaîne appennino-maghrébine. Le volcanisme de ce secteur, lié aux processus de subduction a fait son apparition en Sardaigne de l'Oligocène (30 millions d'années) au Miocène inférieur, s'est poursuivi durant le Pliocène le long de l'arc sous-marin localisé entre les bassins de Vavilov et de Marsili, pour aboutir au Quaternaire dans l'arc Eolien et l'aire Campano-Romaine (Ferrari et Manetti, 1993) (Fig. II.4).

Sur les dix derniers millions d'années, un volcanisme d'extension s'est superposé au volcanisme de subduction. Les mécanismes de rifting associés à ce volcanisme sont à l'origine de la mise en place d'un plancher océanique au centre du domaine Tyrrhénien. Ce rifting a débuté au Tortonien supérieur (Miocène terminal) au niveau de la marge sarde et s'est propagé vers l'Est durant le Pliocène et le Pléistocène en formant respectivement les volcans sous-marins Vavilov et Marsili associés à l'émission de croûte océanique (Robin *et al.*, 1986 ;

Robin *et al.*, 1987 ; Sartori, 1989 ; Ferrari et Manetti, 1993 ; Mantovani *et al.*, 1993) (Fig. II.4). Marsili est un volcan sous-marin encore actif (Sborshchikov *et al.*, 1989) et les âges radiométriques des échantillons prélevés à son sommet sont inférieurs à 0,1 Ma (Savelli, 1988).

Le mécanisme géodynamique qui tient compte de toutes ces caractéristiques est représenté par la subduction passive de lithosphère, comme le montrent les profils de tomographie sismique (Spakman, 1990) qui déterminent la migration de l'arc et l'extension des bassins arrière-arc (Ferrari et Manetti, 1993).

En ce qui concerne le régime de contraintes auquel est soumise la zone Tyrrhénienne orientale, la problématique réside dans le fait que sur quelques centaines de kilomètres la zone de subduction passe d'une direction E-W au niveau de la Sicile à une direction N-S au niveau de la mer Ionienne (Fig. II.4). Ce système de subduction non pas rectiligne mais courbe pose

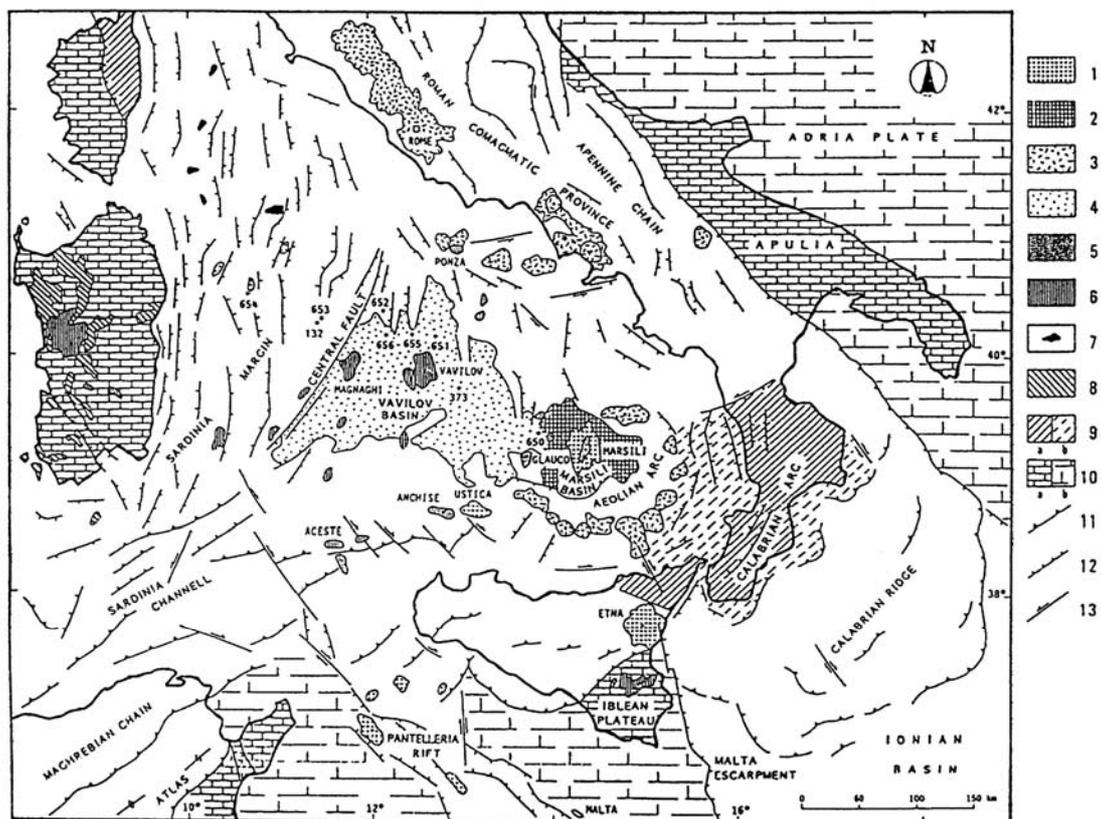


Fig. II.4 : Géodynamique et volcanisme de la mer Tyrrhénienne (Ferrari et Manetti, 1993).

- | | |
|---|---|
| 1: volcanisme lié à l'extension d'âge Pléistocène; | 2: croûte océanique d'âge Pléistocène; |
| 3: volcanisme lié à la subduction d'âge Pléistocène; | 4: croûte océanique d'âge Pliocène; |
| 5: volcanisme lié à la subduction d'âge Pliocène; | 6: volcanisme lié à l'extension d'âge Pliocène; |
| 7: corps plutoniques au nord de la mer Tyrrhénienne d'âge Miocène récent; | |
| 8: volcanisme lié à la subduction d'âge début Oligocène et Miocène; | |
| 9: unités calabraise, a= émergées, b=submergées; | |
| 10: aires d'arrière et avant-pays, a= émergées, b= submergées; | |
| 11: charriage; | 12: faille en extension; |
| | 13: faille en décrochement; |
- Les points accompagnés de chiffres se rapportent aux sites des forages DSDP et ODP.

un sérieux problème de compatibilité en ce qui concerne l'extension de deux systèmes perpendiculaires en limite de plaque (Sicile et Calabre). L'accommodation des déformations le long des failles normales de direction E-W bordant la côte sicilienne et de direction N-S bordant la côte calabraise semble se faire à l'intersection des deux réseaux de failles où émergent grossièrement les îles Eoliennes (Ambrosetti *et al.*, 1987). L'île de Stromboli est elle même probablement localisée à l'intersection de deux zones de failles régionales profondes orientées E-W et NE-SW, correspondant respectivement aux alignements de Stromboli-Angitola-Catanzaro et de Strombolicchio-Stromboli-Panarea-Lipari (Fabbri *et al.*, 1982 ; Gabbianelli *et al.*, 1993).

II.B.2. Evolution géochimique et morphostructurale de l'île

Les roches affleurant au Stromboli sont pour la plupart des laves, même si des roches pyroclastiques sont présentes spécialement parmi les produits les plus anciens. Les données pétrologiques et stratigraphiques ont permis de distinguer dans la partie émergée de l'île 7 phases d'activité : PaléoStromboli I, II, III, Scari, Vancori, NeoStromboli et Stromboli récent (Rosi, 1980 ; Francalanci, 1987 ; Francalanci *et al.*, 1989 ; Hornig-Kjarsgaard *et al.*, 1993 ; Keller *et al.*, 1993) (Figs. II.5 et II.6).

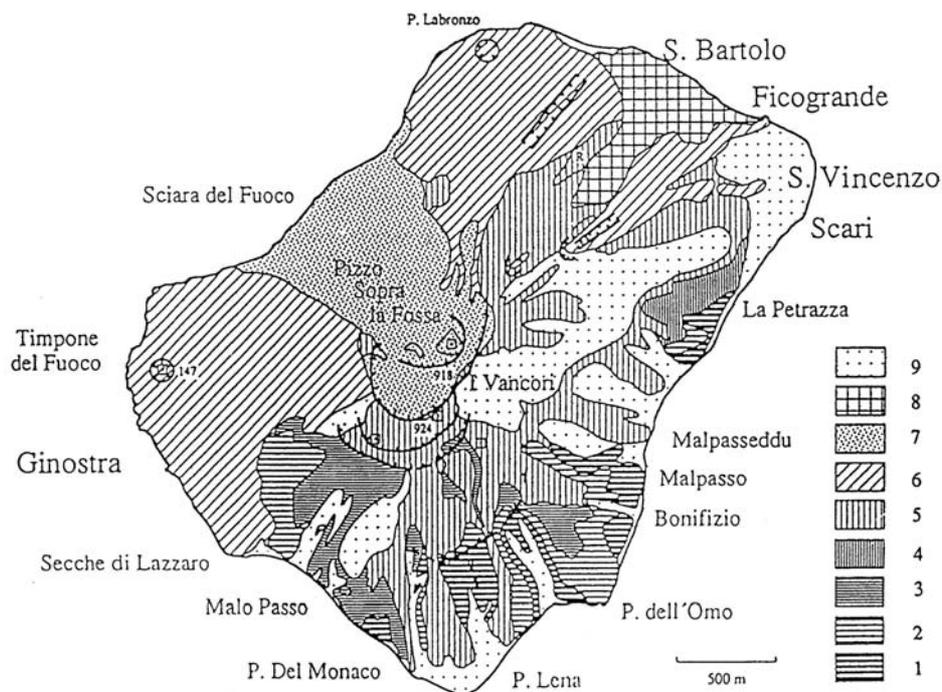


Fig. II.5 : Carte géologique simplifiée avec la distribution des principales unités volcaniques à Stromboli (d'après Hornig-Kjarsgaard *et al.*, 1993).

- | | | |
|-----------------------------|----------------------|------------------------|
| 1 : Matériel remanié ; | 4 : NéoStromboli | 7 : PaléoStromboli III |
| 2 : Laves de San Bartolo ; | 5 : Cycle de Vancori | 8 : PaléoStromboli II |
| 3 : Produits de la Sciara ; | 6 : Scari | 9 : PaléoStromboli I |

Ces périodes sont entrecoupées pour la plupart par d'importants bouleversements morphologiques tels que des caldeiras d'effondrement ou des effondrements sectoriels (Pasquarè *et al.*, 1993 ; Tibaldi *et al.*, 2001). Une corrélation entre les changements géochimiques des magmas et ces événements structuraux a été identifiée pour les derniers cycles. Elle a été interprétée comme une possible influence des phénomènes d'effondrement de caldeiras ou d'effondrements sectoriels sur la tuyauterie magmatique (conduits et chambre magmatique) et donc sur les processus susceptibles de faire évoluer la chimie des magmas tels que l'assimilation et/ou la cristallisation (Francalanci *et al.*, 1989).

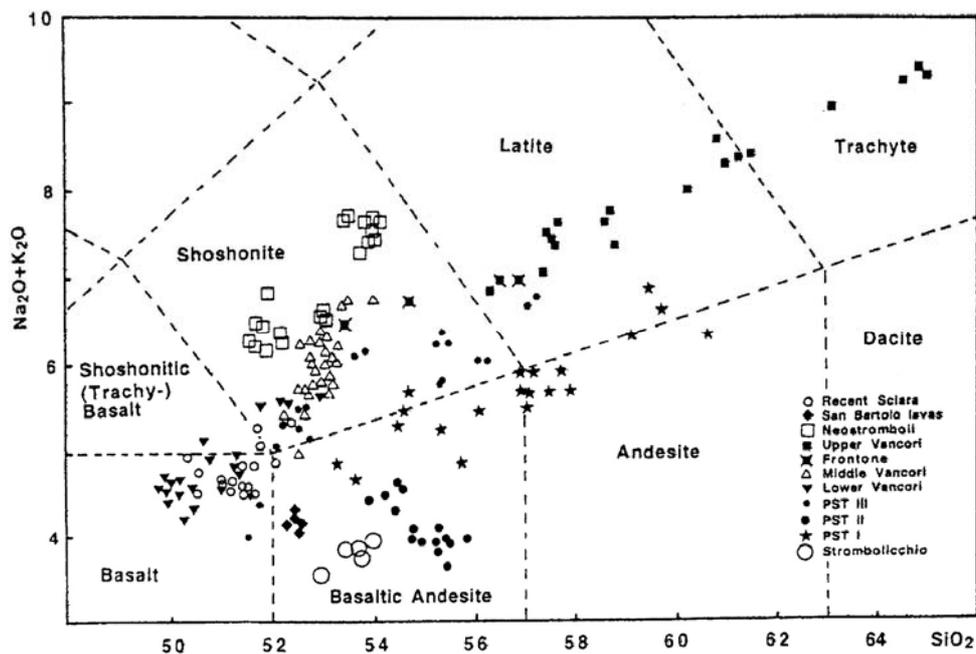


Fig. II.6 : Diagramme des alcalins en fonction de SiO₂ d'échantillons représentant les différents stades d'évolution de Stromboli (d'après Hornig-Kjargaard *et al.*, 1993).

Un résumé des principales caractéristiques stratigraphiques et pétrographiques du Stromboli est présenté ci-dessous (Figs. II.5, II.6 et II.7). Les datations ont été obtenues grâce aux méthodes K/Ar et aux déséquilibres ²³⁰Th-²³⁸U (Condomines et Allègre, 1980 ; Gillot et Villari, 1980 ; Gillot, 1984 ; Gillot et Keller, 1993).

De 100.000 à 35.000 ans B.P. (Cycles PaléoStromboli I, II, III, et Scari) :

(1) **PaléoStromboli I (PST I)** : ce cycle se caractérise par des laves et roches pyroclastiques de la série calco-alcaline à forte teneur en potassium. Il se clôture par l'effondrement de la caldeira de PST I (n°1 sur la Fig. II.7) dont la limite géologique peut s'observer sur le flanc SE et semble se poursuivre dans la partie NE de l'île par une rupture de pente dans la topographie (Pasquarè *et al.*, 1993).

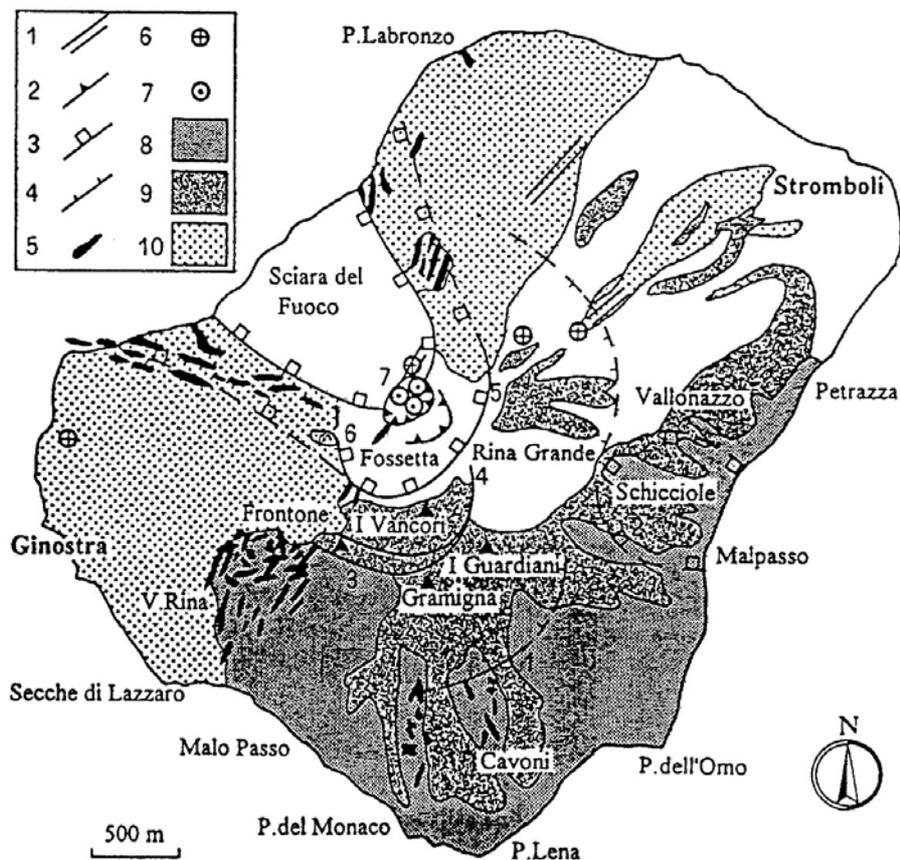


Fig. II.7 : Carte géologique simplifiée du Stromboli montrant les dykes et les fissures volcano-tectoniques (d'après Pasquarè *et al.*, 1993).

(2) **PaléoStromboli II** (PST II) : les roches appartenant à ce cycle sont essentiellement des dépôts de retombée et des coulées de lave de la série calco-alcaline qui contiennent pour la plupart des xénolithes de roches métamorphiques. Ces produits remplissent la dépression causée par la caldeira de PST I. La fin de ce cycle est marquée par une absence d'activité éruptive qui se traduit par une importante surface d'érosion.

(3) **PaléoStromboli III** (PST III) : ce cycle continue la phase de croissance du cône et coïncide avec la réapparition de roches pyroclastiques et de laves de la série calco-alcaline à forte teneur en potassium. Il se termine, tout comme PST I par la formation d'une caldeira (PST III, n°3 sur la Fig. II.7) dont la limite est observable sur les parois sud de l'île. Durant la même période s'opère un effondrement sectoriel dans le secteur des "Schicciolo" situé sur le flanc est de l'île.

L'ensemble des roches constituant PaléoStromboli I, II, et III affleurent exclusivement au sud et à l'est de l'île.

(4) Scari : les roches de ce cycle sont des roches pyroclastiques et des laves de la série shoshonitique affleurant exclusivement dans le secteur de la Petrazza à l'est de l'île (Fig. II.5).

(5) Vancori (de 26.000 à 13.000 ans BP) : le complexe de Vancori est constitué d'un empilement de laves de la série shoshonitique allant des basaltes aux trachytes entrecoupées par de fins dépôts pyroclastiques. Ces produits se sont mis en place au sein de la caldeira de PST III. Ce cycle de croissance du cône a été interrompu par une caldeira d'effondrement (n°4 sur la Fig. II.7), sub-parallèle à la caldeira de PST III, et constituant la limite entre Vancori inférieur et Vancori moyen. Vancori moyen et supérieur correspondent à une nouvelle phase de croissance, qui se solde à la fin du cycle par l'effondrement sectoriel de Vancori supérieur (n°5 sur la Fig. II.7).

(6) NeoStromboli (de 13.000 à 5.000 ans BP) : ce cycle comprend l'émission de roches de la série potassique à partir d'un centre éruptif situé entre la Fossetta et l'actuel sommet du Pizzo. La transition entre ce cycle et celui de Stromboli récent est accompagné de deux événements majeurs : (1) la formation d'un large cratère appelé cratère de la Fossetta (n°6 sur la Fig. II.7) (Hornig-Kjarsgaard *et al.*, 1993), interprété par d'autres auteurs comme une structure d'effondrement (Pasquaré *et al.*, 1993, ou Tibaldi *et al.*, 2001) et (2) une partie majeure de l'effondrement sectoriel qui forme l'actuel Sciara del Fuoco (n°7 sur la Fig. II.7).

(7) Stromboli Récent (de 5.000 ans à l'Actuel) : trois périodes se sont succédées durant ce cycle. Elles ont été marquées par la réapparition de la série calco-alcaline à forte teneur en potassium et de la série shoshonitique qui caractérise l'activité actuelle. (1) La première période correspond à l'édification d'un cône de tuff au sein du large cratère de la Fossetta. Les produits issus de cette activité constituent les pyroclastites présentes sur l'actuel sommet du Pizzo. (2) La deuxième période correspond à un épisode effusif avec l'émission de coulées qui ont achevé de remplir le cratère de la Fossetta, et enfin (3) l'activité a évolué vers l'émission des laves récentes dans la Sciara et de téphra qui caractérisent l'activité actuelle.

Des études récentes (Tibaldi, 2001) ont montré d'après l'étude des pendages des dépôts des pyroclastites du Pizzo que le sommet constitue probablement la lèvre du cratère du cône de tuff formé au début du cycle de Stromboli récent (Fig. II.8). De plus, ces dépôts de pyroclastites auraient été affectés entre le sommet du Pizzo et les cratères actifs par un effondrement sectoriel (noté 7 sur la Fig. II.8). Nous discuterons dans le chapitre III à partir des résultats obtenus en polarisation spontanée, thermique et gaz du sol, la présence de ces deux limites.

Un schéma récapitulatif présentant l'évolution morphostructurale du volcan Stromboli, est présenté ci-dessous (Fig. II.9).

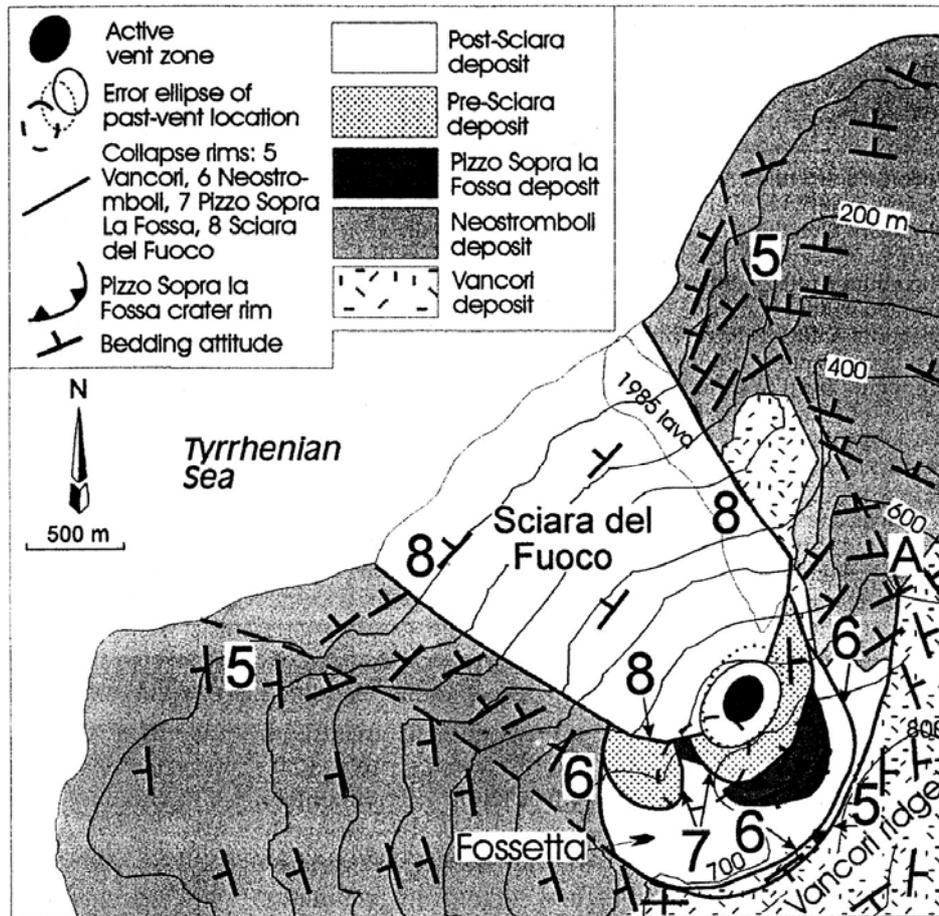


Fig. II.8 : Localisation en carte des 4 derniers effondrements de flanc survenu à Stromboli, depuis le plus ancien 5, au plus récent 8, ainsi que les principales unités stratigraphiques avec leurs pendages (d'après Tibaldi, 2001).

En ce qui concerne le système d'alimentation, la majeure partie des dykes, leurs expressions effusives, les quelques centres parasites et les éruptions fissurales sont concentrées le long d'une direction axiale de l'île orientée NE-SW (Pasquaré *et al.*, 1993 ; Tibaldi, 2001). Parallèlement, des études géophysiques de modélisation des déformations observées sur l'édifice (Bonaccorso, 1998) ont suggéré la présence d'une intrusion filonienne magmatique le long d'une direction similaire (N40°). La chronologie des dykes montre que le système d'alimentation s'est maintenu dans le temps le long de cette direction. Seulement dans la partie NW de l'île, on assiste à la réorientation récente des dykes qui suivent une zone de fragilité liée à la géométrie du plus ancien effondrement latéral vers le NW constituant la Sciara del Fuoco (n°5 sur la Fig. II.7).

C'est dans la partie supérieure de l'effondrement sectoriel de la Sciara del Fuoco que se situe les cratères actifs actuels (SW, Central et NE). Ces derniers sont également alignés le long d'un axe NE-SW, et se situent en limite nord-ouest d'une plate-forme nommée "La

Fossa" d'une longueur de 250 à 300 mètres, à environ 800 mètres d'altitude. Durant l'activité actuelle "normale" du Stromboli, l'ensemble des produits éjectés est disséminé dans La Fossa et sur l'aire instable et inclinée à 35° de la Sciara del Fuoco.

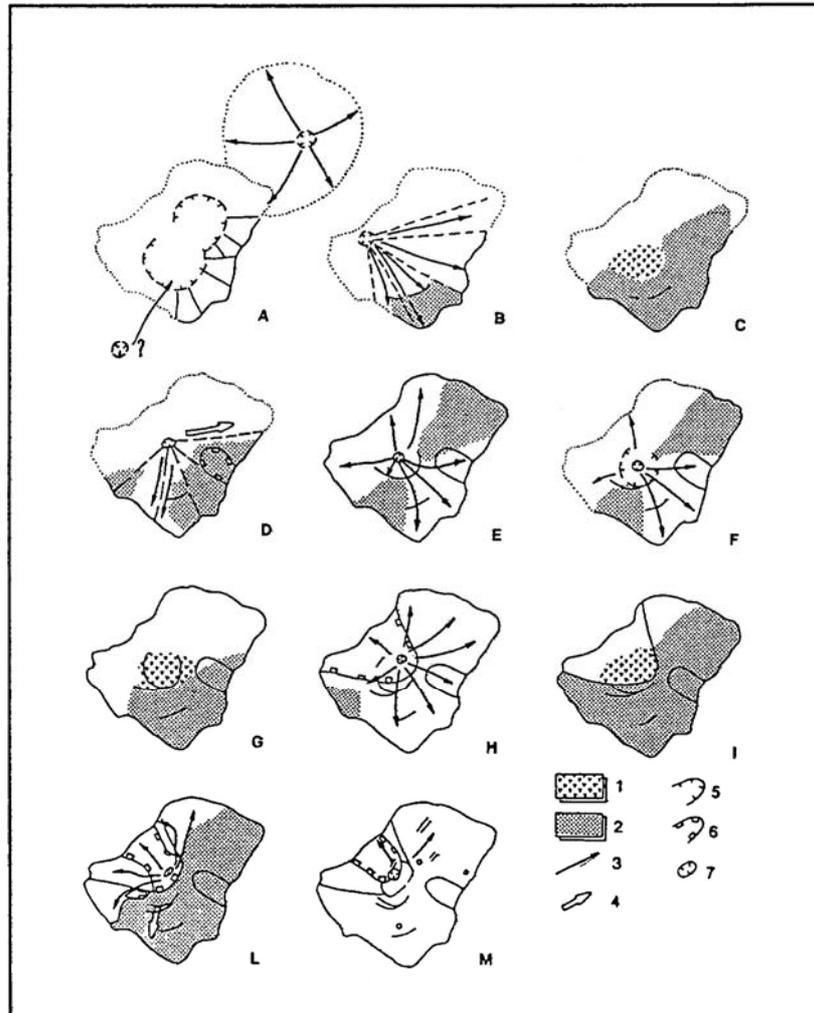


Fig. II.9 : Vue schématique de l'évolution géologique du volcan Stromboli (d'après Pasquarè *et al.*, 1993).

1 : brèche de débris 2 : morphologies hautes 3 : direction moyenne des coulées de lave
 4 : direction moyenne des coulées pyroclastiques 5 : lèvre d'effondrement de caldeira
 6 : lèvre d'effondrement latéral et de flanc 7 : cratère principal

Les lettres indiquent les différents stades d'évolution :

A= PaléoStromboli I B,C= PaléoStromboli II D= PaléoStromboli III
 E= début du stade Vancori F,G= milieu du stade Vancori H,I= fin du stade Vancori
 L= NéoStromboli M= Stromboli récent

II.B.3. Activité éruptive actuelle

Stromboli est considéré comme un des volcans les plus continûment actifs de la planète. Son activité explosive permanente est caractérisée par des projections violentes de gaz transportant des scories incandescentes et des cendres sur une période de quelques secondes seulement, mais répétées généralement plusieurs fois par heure. L'explication de la

rythmicité de ce phénomène a fait l'objet de modélisations analogiques (Jaupart et Vergnolle, 1988 ; Jaupart et Vergnolle, 1990 ; Ripepe *et al.*, 2001). Le modèle proposé prend en considération une exsolution disséminées de bulles de taille modeste dans une chambre, qui s'accumulent et coalescent au niveau de son toit (représentant le toit d'une chambre magmatique superficielle ou bien une anfractuosité dans le conduit), avant d'amorcer leur ascension sous forme d'une bulle de taille plus conséquente le long du conduit magmatique et en éjectant, lors de l'éclatement de la bulle en surface, des lambeaux de lave incandescente. Le terme "activité strombolienne" a été donné à ce phénomène persistant à Stromboli depuis son initiation aux alentours du troisième à septième siècle après J.-C. (Rosi *et al.*, 2000) et qui a été également observé au cours d'éruptions de nombreux autres volcans.

Toutefois à Stromboli, cette activité rythmique "normale" d'intensité assez modérée est parfois entrecoupée par des éruptions "majeures" ou des éruptions "paroxysmales" (Barberi *et al.*, 1993).

Au cours de l'activité strombolienne dite "normale" des lambeaux de lave sont éjectés à des distances toujours inférieures à 200 mètres du point d'émission.

Au cours d'éruptions "majeures", dont la fréquence sur ces dix dernières années est d'environ 1 à 2 éruptions par an, des lambeaux de lave de longueur métrique sont éjectés à des distance pouvant atteindre 500 à 600 mètres du point d'émission et sont parfois susceptibles de mettre feu à la végétation située sur le versant nord-est de l'île.

Au cours d'éruptions "paroxysmales", des bombes de plusieurs tonnes sont éjectées à plus de 2 km de distance des cratères, provoquant de ce fait à plusieurs reprises la destruction de nombreuses maisons des villages situés au nord-est (San Bartolo, Ficogrande et Piscità) et au Sud-Ouest de l'île (Ginostra). Ces événements de type paroxysmal se sont produits 15 fois au cours du XX^{ème} siècle (en 1906, 1907, 2 en 1916, 1919, 2 en 1930, 1934, 2 en 1936, 1941, 1943, 1944, 1950 et 1954). Toutefois, aucune éruption paroxysmale ne s'est produite après 1954. La plus importante a été celle du 11 septembre 1930, durant laquelle des blocs de 30 tonnes ont été projetés sur les habitations du village de Ginostra situé à 2 km des cratères, et des bombes sont retombées en mer au-delà de Strombolicchio, soit à plus de 4 km des cratères (Rittmann, 1931). D'après la description de l'auteur, deux fortes éruptions phréatiques seraient à l'origine du paroxysme du 11 septembre 1930.

Actuellement, un des principaux risques que présente l'activité du Stromboli réside dans les éruptions "majeures" qui sont susceptibles d'affecter par projections balistiques les personnes se situant dans la zone sommitale du volcan. Bien que l'Université de Florence et l'Istituto Internazionale di Vulcanologia ont installé respectivement depuis 1989 et 1993

divers systèmes de surveillance géophysique, aucun n'a permis jusqu'à présent de détecter un quelconque précurseur à ces éruptions.

En dehors de ces phases explosives violentes, parfois accompagnées de nuées ardentes et de tsunamis, des phases effusives sont également à signaler, avec des coulées de lave dont les deux dernières importantes en 1975 et 1985-86 ont atteint la mer. Toutefois le risque potentiel occasionné par de tels événements (nuées ardentes et coulées) reste minime, car au cours du siècle dernier ces phénomènes ont tous été canalisés au sein de la zone d'effondrement de la Sciara del Fuoco.

Chapitre III

Etude du système hydrothermal des volcans Misti (Pérou) et Stromboli (Italie)

Chapitre III . Etude du système hydrothermal des volcans Misti (Pérou) et Stromboli (Italie)

III.A. Choix d'une méthodologie d'étude

III.A.1. Problématique

La méthodologie d'étude qui a été utilisée sur les deux volcans Misti et Stromboli, a été établie en prenant en considération divers points dans le but :

- (1) D'améliorer le rapport signal / bruit
- (2) D'avoir un contrôle sur la dérive des valeurs
- (3) De caler les valeurs à un potentiel de référence
- (4) D'utiliser un pas d'échantillonnage adéquat
- (5) Et finalement de faciliter la comparaison du signal entre profils.

a) Améliorer le rapport signal / bruit

Les anomalies PS sont parfois affectées par un signal de haute fréquence. Ce dernier est généré dans la plupart des cas dans l'environnement immédiat de l'électrode (<30 cm) et peut être parfois minimisé. Il peut avoir comme origine :

(1) un mauvais contact électrode-sol, (2) la proximité avec une surface compacte (type lave massive ou lithique) ou (3) une circulation d'eau très superficielle faisant suite à un événement pluvieux récent.

Ce signal haute fréquence peut présenter une amplitude importante, d'où la nécessité de l'atténuer afin de ne pas affecter la lecture des anomalies de plus grande longueur d'onde d'intérêt géologique. En pratique, les mesures de résistance permettent de détecter les problèmes liés au mauvais contact électrode-sol ou à la présence de surfaces compactes à proximité immédiate de l'électrode. Les mesures de résistance ne sont toutefois pas à appliquer avec n'importe quel type d'électrode car l'injection du courant électrique nécessaire à la lecture de la résistance peut polariser ces dernières. L'utilisation d'électrodes Cu/CuSO₄ permet la mesure de la résistance sans altérer les mesures de différence de potentiel.

Généralement, en terrain volcanique les valeurs de résistance observées sont inférieures à 200 k Ω . Toute élévation soudaine de la résistance nécessite le déplacement de l'électrode soit en profondeur afin de chercher plus d'humidité et améliorer ainsi le contact électrode-sol, soit latéralement afin de s'éloigner d'une surface compacte pouvant altérer la mesure. Parfois la surface compacte en question peut être constituée d'une roche de taille modeste qu'il est possible d'enlever. D'autre part, afin d'éviter les perturbations hautes fréquences liées à une circulation d'eau très superficielle il est préférable d'éviter de prendre des mesures de PS dans le fond de petits talwegs, tout particulièrement si ceux-ci présentent des signes d'humidité.

Dans le cas des mesures de CO₂, l'altération du signal peut provenir de la contamination de l'échantillon par de l'air. Afin de minimiser ce phénomène, le sol est systématiquement tassé tout autour de la barre à mine (voir chapitre I.C), et le gaz du sol est aspiré particulièrement lentement.

b) Contrôler la dérive des valeurs

A priori, la méthode PS étant une méthode électrique relative, calée sur une référence arbitraire, il semblerait que les problèmes de dérive ne soient pas fondamentaux. Ceci est exact dans le cas d'étude d'un profil où la présence d'une dérive de potentiel ne changera pas fondamentalement l'interprétation des anomalies recoupées le long de ce profil. Dans le cas d'une cartographie PS nécessitant généralement plusieurs semaines ou mois de campagnes de terrain, les facteurs climatiques, évaporation, changement de référence, etc, sont susceptibles de générer d'importantes dérives du potentiel. Celles-ci apparaîtront alors comme des artefacts en carte entre deux profils ayant présenté des dérives différentes. L'amplitude de ces dernières peut être du même ordre de grandeur voir supérieure à celle des anomalies recoupées par les profils. Par conséquent, la dérive des potentiels nécessite impérativement d'être contrôlée. Le moyen le plus simple d'avoir un contrôle sur celle-ci est de boucler systématiquement chaque profil sur une référence déjà mesurée. L'erreur de bouclage est alors répartie d'une manière homogène sur tout le profil et ne constitue plus un artefact en carte. Sur le plan logistique, pour un travail à l'échelle d'un édifice volcanique, il est donc recommandé de réaliser des profils radiaires en partant d'une référence commune située au sommet de l'édifice et de boucler les profils à la base de l'édifice au moyen d'un profil circulaire.

Pour la méthode des gaz du sol, l'amplitude des anomalies est susceptible de fluctuer suite à des changements externes (pression atmosphérique, pluviométrie, ...) ou internes (intensité du dégazage magmatique). Afin de minimiser les perturbations externes, il est impératif de ne pas prendre de mesures de gaz du sol immédiatement après ou durant un événement pluvieux à cause de la dissolution du CO₂ dans l'eau d'infiltration météorique. Pour ce qui est des changements internes, ceux-ci peuvent occasionner des variations sensibles de l'amplitude des anomalies mais n'affecteront en aucun cas la localisation des anomalies.

c) **Caler les valeurs à un potentiel de référence**

Le calage des valeurs est une particularité de la méthode PS qui est une méthode relative. Il est judicieux de choisir un potentiel de référence (0 mV) externe au système actif. Si possible ce dernier est pris sur un niveau de référence stable tel qu'un aquifère. Dans le cas du Misti et du Stromboli, c'est respectivement le Rio Chili et la mer qui ont été choisis comme potentiel de référence.

d) **Utiliser un pas d'échantillonnage adéquat**

Le choix du pas d'échantillonnage dépend étroitement de la taille des objets géologiques que l'on est susceptible de mettre en évidence. Divers pas d'échantillonnages ont été utilisés au travers de ces études : 100 mètres pour le Misti, et 20 mètres et 1 mètre pour le Stromboli. Nous discuterons dans ce chapitre de l'intérêt de réduire le pas d'échantillonnage jusqu'à l'échelle métrique.

e) **Faciliter la comparaison du signal entre profils**

L'analyse du signal (PS ou gaz du sol) se réalise d'une façon détaillée le long de chaque profil. La réalisation de profils radiaires similaires, c'est-à-dire partant systématiquement de la zone sommitale vers les parties basses de l'édifice selon la ligne de plus grande pente, va constituer un atout majeur pour faciliter la comparaison du signal. L'étude réalisée sur le Misti constitue un bon exemple, montrant l'intérêt d'une telle logistique de prise de mesures dans la phase interprétative des résultats.

Toutefois lors de la réalisation de cartes, généralement des difficultés d'interpolation apparaissent dues à la répartition particulièrement hétérogène des données (très haute densité de mesures le long des profils et absence de données entre les profils). Une procédure de traitement des données a donc été mise en place afin de mieux gérer l'interpolation simultanée d'anomalies de petites et grandes longueur d'onde échantillonnées spatialement de manière hétérogène. L'ensemble des cartes présentées dans ce manuscrit a été élaboré grâce à un traitement d'interpolation qui comprend deux étapes :

(1) Dans un premier temps une carte "régionale" est calculée par interpolation des données de terrain avec un maillage large (entre 5 et 10 fois le pas d'échantillonnage des mesures de terrain).

(2) Dans un second temps, les données issues de la carte régionale sont associées aux données de terrain pour être réinterpolées avec un maillage plus réduit (entre 2 et 2,5 fois le pas d'échantillonnage des mesures de terrain).

Cette méthode d'interpolation en deux étapes permet d'obtenir une carte qui reflète bien les anomalies régionales et contraint d'une manière satisfaisante les anomalies de plus courte longueur d'onde.

III.A.2. Objectifs

Les études du système hydrothermal du Misti et du Stromboli ont chacune été entreprises afin de répondre à des objectifs distincts.

Jusqu'à présent, la méthode PS a été utilisée en volcanologie afin de connaître l'extension latérale des systèmes hydrothermaux. Dans le cas du Misti, l'étude a été réalisée dans le but d'extraire du signal PS une information plus complète que l'extension de son système hydrothermal. Pour cela nous avons étudié les relations PS/altitudes qui sont sensibles aux variations de perméabilité des roches et tenté ainsi de cartier les variations latérales de perméabilité au sein de l'édifice volcanique. La complexité structurale caractérisant les édifices volcaniques andésitiques et l'absence d'accidents topographiques (falaises, parois abruptes) nous ont poussé à réaliser 10 radiales à l'échelle de tout l'édifice afin de faciliter les comparaisons entre profils.

Dans le cas du Stromboli, l'accent a été mis sur le couplage des méthodes PS et gaz du sol afin de mettre en évidence les zones de plus forte perméabilité via la circulation de fluides

de diverses origines : (1) l'eau, essentiellement d'origine météorique et (2) le CO₂, essentiellement d'origine magmatique. L'objectif de cette approche, permettant d'acquérir simultanément des données en n'importe quel point d'un édifice volcanique, est de comparer deux signaux en terme de circulation préférentielle de fluides.

III.B. Système hydrothermal du volcan Misti

Ce sous-chapitre est présenté sous la forme d'un article publié en 2004 au *JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH*.

***Fluid circulation and structural discontinuities
inside Misti volcano (Peru)
inferred by self-potential and AMT measurements.***

***Anthony Finizola, Jean-François Lénat, Orlando Macedo, Domingo Ramos,
Jean-Claude Thouret and Francesco Sortino.***

- 5. Introduction***
- 6. Geological setting***
- 7. Data acquisition and processing***
 - 7.1. SP data***
 - 7.2. Gas sampling***
 - 3.3. AMT data***
- 8. Data analysis***
 - 8.1. Main features of the SP map***
 - 4.2. Detailed analysis of the SP profiles***
 - 4.3. Resistivity cross-section***
 - 4.4. SP monitoring profile and soil gas measurements***
- 5. SP interpretation***
 - 5.1. Relationship between the amplitudes of SP anomalies and Ce***
 - 5.2. The existence of linear positive SP/altitude gradients inside the hydrothermal zone***
- 6. Geological interpretation***
 - 6.1. Relationship between Ce limits and lithology***
 - 6.2. Craters and calderas***
 - 6.3. Main heterogeneities of the cone***
- 7. Conclusions***



Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements

Anthony Finizola^{a,*}, Jean-François Lénat^a, Orlando Macedo^b, Domingo Ramos^b,
Jean-Claude Thouret^a, Francesco Sortino^c

^aLaboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal et CNRS, OPGC, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

^bInstituto Geofísico del Perú, Urbanización La Marina B19, Cayma, Arequipa, Peru

^cIstituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione Palermo, Via Ugo La Malfa, 153, 90144 Palermo, Italy

Received 24 June 2002; accepted 9 March 2004

Abstract

One of the seven potentially active andesite stratovolcanoes in southern Peru, Misti (5822 m), located 17 km northeast and 3.5 km above Arequipa, represents a major threat to the population (~900,000 inhabitants). Our recent geophysical and geochemical research comprises an extensive self-potential (SP) data set, an audio–magnetotelluric (AMT) profile across the volcano and CO₂ concentrations in the soil along a radial profile. The SP survey is the first of its kind in providing a complete mapping of a large andesitic stratovolcano 20 km in diameter. The SP mapping enables us to analyze the SP signature associated with a subduction-related active volcano.

The general SP pattern of Misti is similar to that of most volcanoes with a hydrogeologic zone in the lower flanks and a hydrothermal zone in the upper central area. A quasi-systematic relationship exists between SP and elevation. Zones with constant SP/altitude gradients (C_e) are observed in both hydrogeologic (negative C_e) and hydrothermal (positive C_e) zones. Transition zones between the different C_e zones, which form a concentric pattern around the summit, have been interpreted in terms of lateral heterogeneities in the lithology. The highest amplitudes of SP anomalies seem to coincide with highly resistive zones. The hydrothermal system 6 km in diameter, which extends over an area much larger than the summit caldera, may be constrained by an older, concealed collapse caldera. A sealed zone has apparently developed through alteration in the hydrothermal system, blocking the migration of CO₂ upward. Significant CO₂ emanations are thus observed on the lower flanks but are absent above the hydrothermal zone.

© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Misti volcano; self-potential; audio–magnetotelluric; electrical resistivity; structural discontinuity; hydrothermal system; Peru

1. Introduction

Self-potential (SP) surveys carried out on shield volcanoes, such as Kilauea (Zablocki, 1976; Jackson

and Kauahikaua, 1987), Piton de la Fournaise (Lénat, 1987; Malengreau et al., 1994, Michel and Zlotnicki, 1998), Karthala (Lénat et al., 1998), or on stratovolcanoes, such as Vesuvius (Di Maio et al., 1998) or Merapi, Lamongan (Aubert and Dana, 1994), show positive anomalies, a few hundreds to thousands millivolts in amplitude, associated with hydrothermal or active zones. These surface electric fields reflects

* Corresponding author. Osservatorio Vesuviano, INGV-Napoli, via Diocleziano 328, 80124 Napoli, Italy.

E-mail address: finizola@ov.ingv.it (A. Finizola).

some polarization mechanisms occurring at depth. Two kinds of mechanisms are assumed to create the anomalies on active volcanoes: electrokinetic and thermoelectric couplings (Corwin and Hoover, 1979). Electrokinetic coupling (or streaming potential) results from a fluid pressure gradient whereas thermoelectric coupling results from a temperature gradient. Theoretical considerations show that electrokinetic potentials, significantly larger than thermoelectric potentials (Corwin and Hoover, 1979), are considered as the major source of SP signals on volcanoes. Recent works have greatly improved our knowledge of the electrokinetic mechanisms. In natural rocks, electric layers with different electrical charge densities form at the water/mineral interface (Avena and De Pauli, 1996; Lorne et al., 1999a,b; Pengra et al., 1999; Revil and Leroy, 2001). The outer layer, called the diffuse layer, is generally positively charged (with a few exceptions noted by Guichet and Zuddas, 2003). The flow of the fluid drags positive charges of the electrical diffuse layer, creating a macroscopic current density and an electric field called the streaming potential. The current is therefore generally positive in the flow direction. This has been documented by laboratory experiments (e.g., Ishido and Mizutani, 1981; Jouniaux et al., 2000, for silica and volcanic rocks), theoretical works (Pride, 1994; Revil et al., 1999a,b; Lorne et al., 1999a,b; Revil and Leroy, 2001), and field data (e.g., Trique et al., 1999). As a consequence, the electrokinetic effect associated with the downflow of water in purely hydrogeological environments will result in negative SP anomalies at the surface, whereas the uprising of steam/liquid water in hydrothermal systems will generally result in positive anomalies. SP profiles extending from the summit to the lower flanks of active volcanoes (Sasai et al., 1997; Di Maio et al., 1998; Aubert et al., 2000; Finizola, 2002) show generally two major zones: a zone where SP is dominated by hydrothermal circulation, generally in the upper part of the edifice, and a zone dominated by hydrogeological circulations, generally in the lower flanks.

Our work is based on extensive SP mapping of the large Misti stratovolcano, 20 km in diameter. The survey consists of 10 radial profiles extending from the summit to the lower flanks. In addition, 32 audio-magnetotelluric (AMT) soundings provided a resistivity cross-section of the volcano along two SP profiles.

Diffuse CO₂ in the soil was also measured along one SP profile. The large-scale SP signal pattern shows a typical partition in hydrogeological and hydrothermal zones. Both zones display widespread relationships between SP and elevation. The next section discusses the meaning of these SP/elevation relationships and shows how this parameter can be used to map the large-scale heterogeneity of the edifice.

2. Relationships between SP and elevation

A lateral SP variation at the surface can be caused by different phenomena: (1) a change in the distance to the source; (2) a variation in the source; or (3) heterogeneities in resistivity in the medium between the source and the surface.

(1) Simple changes in the distance to the source are well known in hydrogeological zone, and negative linear relationships between SP and elevation have been measured in many volcanic areas. At Kilauea volcano, Jackson and Kauahikaua (1987) have defined a correlation coefficient “Ce”, which is the value of the SP gradient with elevation. It is calculated on portions of a profile where a linear relationship is observed. This negative SP/elevation relationship have been correlated with the piezometric head or with the thickness of the unsaturated zone, which tends to increase proportionally with elevation. This was confirmed by observations at boreholes and by electrical or electromagnetic soundings (Jackson and Kauahikaua, 1987; Aubert et al., 1990; Boubek-raoui et al., 1998). Although the physical models of SP used to interpret these observations differs (percolation of vadose water to the water table for Zablocki, 1978, and Jackson and Kauahikaua, 1987, or flow of the water in the saturated zone for Fournier, 1983; Revil et al., 2003), they provide the same geological model for explaining a constant Ce in a hydrogeological zone: a water table whose depth increases regularly with elevation in a homogeneous medium. For example, on shield volcanoes built up by monotonous sequences of scoriae and lava flows, constant linear SP/elevation relationships are observed along distances up to several kilometers, e.g., on Kilauea (Jackson and Kauahikaua, 1987) and on Piton de la Fournaise (Lénat, 1987). Similar linear but positive relationships can also be observed

in hydrothermal zones, but to our knowledge, they have never been analyzed in detail.

(2) SP variations can also be induced by changes in SP source. The streaming potential (ΔV) is governed by the Helmholtz–Smoluchowski equation:

$$\Delta V = \frac{\varepsilon \zeta}{\eta \sigma_f} \Delta P$$

where ε is the dielectric constant of the fluid, ζ is the zeta potential (the electrical potential at the solid–liquid interface), η is the viscosity of the fluid, σ_f is the electric conductivity of the fluid, and ΔP is the pressure difference. This equation is valid in saturated rocks where the fluid has a very high conductivity as opposed to that of the rock matrix and where surface conductivity (i.e., at the solid–liquid interface) is negligible. However, in rocks containing clays and zeolites, the surface conductivity may be high and must be taken into account (Revil et al., 2002a,b). The net effect is a ΔV decrease. Streaming potentials are also generated in partially saturated rocks and the Helmholtz–Smoluchowski equation has to be modified accordingly (Revil et al., 1999b; Guichet et al., 2003). The source parameters can be sorted between those concerning the fluids (ε , η , σ_f), the zeta potential, and the pressure. In a purely hydrogeological zone, the fluid is ground water, whose characteristics result mostly from water–rock interaction when rainwater circulates in the ground. The properties of the ground water should be influenced by the nature of the rocks and will not change significantly at the kilometer scale, except in the case of large lateral variations in lithology. Inside hydrothermal systems, more drastic changes are likely to occur in the properties of the fluids due to the contamination of the ground water by hot mineralized fluids. Theoretical and experimental works show that the zeta potential depends on the mineralogy (Revil et al., 1999a), the pH of the fluid (Lorne et al., 1999a,b), the salinity of the fluid (Pride and Morgan, 1991), and the temperature of the medium (Ishido and Mizutani, 1981). In the hydrogeological zone, variations of the zeta potential can be expected only if the mineralogy of the formations changes, whereas in the hydrothermal zone, it will vary according to hydrothermal conditions. As for the pressure, variations in the hydrogeological zone will be related to changes in the piezometric level with possibly large variations at the transition between a basal water table

and a perched aquifer. In the hydrothermal zone, pressure can vary with parameters like the strength of convective cells, changes in permeability, etc.

(3) Finally, the distribution of electrical conductivity determines the far-field electric fields resulting from the electrokinetic phenomena. Low resistivities reduce the amplitude of the anomalies and resistivity heterogeneities distort the electric fields. Thus, the shape and the amplitude of anomalies measured at the surface are influenced by the distribution of the resistivities in the subsurface and at depth. The authors of several SP investigations carried out on Usu and Hokkaido Komaga-take volcanoes (Nishida and Tomiya, 1987; Matsushima et al., 1990) propose to relate drastic SP variations to lateral resistivity changes.

In interpreting SP data, we have to answer a series of questions raised by observations on most volcanoes, including Misti, which concern the relationships between SP and elevation both in hydrogeologic and hydrothermal zones:

- (1) Why does a relationship between SP and elevation exist in many areas?
- (2) Why does this relationship changes in distinct zones of a volcano?

As described above, changes of various parameters may account for the spatial variations of SP. However, a spatial change in C_e value represents a special case. In the hydrogeological zone, keeping a constant C_e requires a stable geological–hydrogeological pattern over a significantly large area. A change in the value of C_e between different areas must then be attributed to the variation of one or several parameters responsible for the SP signal recorded at the surface. On volcanoes, heterogeneities in resistivity are common, as shown by many electric and electromagnetic surveys. We therefore suspect that lateral changes in resistivity are one of the most frequent causes, sources for C_e variations. In addition, changes in resistivities often correspond to lithology changes, which can also affect the composition of fluids and of minerals, as well as the hydraulic gradient of the water table.

Although it is not possible in most of the cases to infer the origin of the observed C_e variations, mapping these variations allows us to emphasize heterogeneities within the edifices.

3. Geological setting

Misti, an active stratovolcano of the Central Volcanic Zone of the Andean cordillera (CVZ in Fig. 1A), is located in southern Peru, 17 km NE of Arequipa, Peru's second largest city. Misti is one of the seven potentially active volcanoes of southern Peru which erupted since the Spanish conquest (Bullard, 1962; De

Silva and Francis, 1990). Four of them, Misti, Ubinas, Sabancaya, and Tutupaca are still fumarolic. Misti, 5822 m asl rises 3.5 km above the city of Arequipa, posing a major threat to the population (~ 900,000 inhabitants).

Misti lies within a complex tectonic setting. It is surrounded by the Altiplano, the tectonic depression of Arequipa and by the dormant Chachani volcano

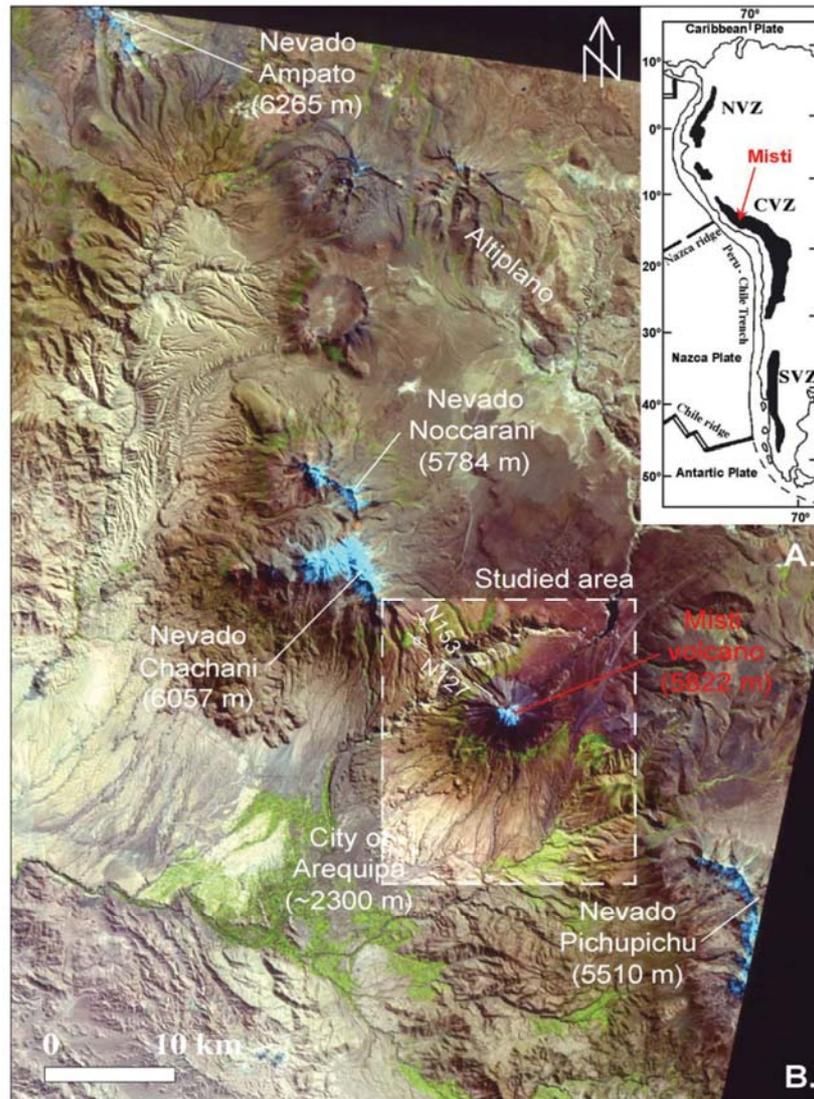


Fig. 1. (A) Location of Misti volcano in the Central Volcanic Zone (CVZ) of the Andes (the North Andean Volcanic Zone, NVZ, and the South Andean Volcanic Zone, SVZ, are also shown). (B) Landsat image showing the studied area and two active faults, which offset Holocene tephra across the Misti edifice.

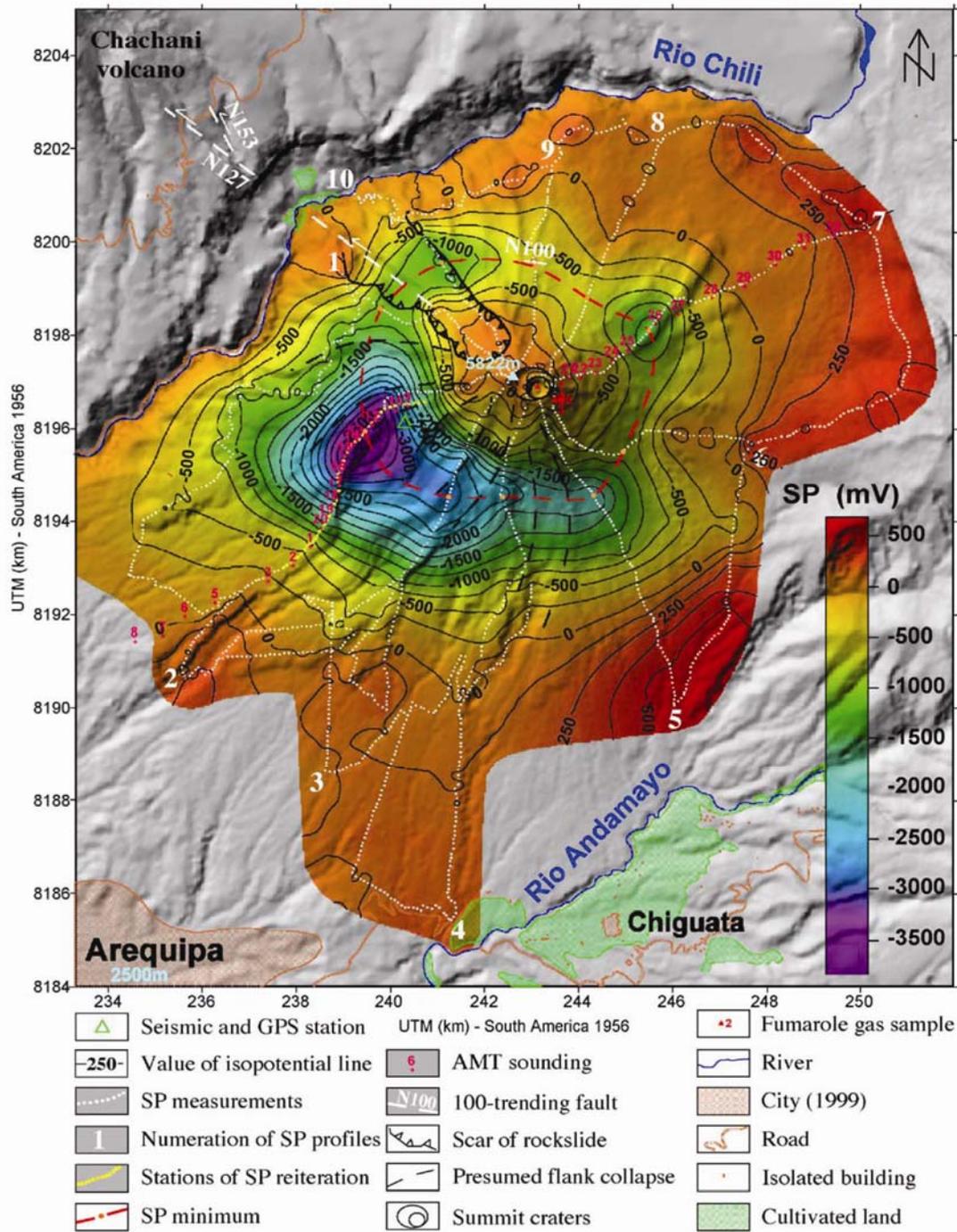


Fig. 2. SP map of Misti volcano superimposed on a shaded relief map showing volcano-structural features (DEM improved by SAR-interferometry, courtesy of Jean-Luc Froger).

and the extinct Pichupichu volcano (Fig. 1B). These three volcanoes are aligned on a WNW–ESE trending normal fault (N127 in Figs. 1B and 2). This fault offsets Holocene tephra on the Chachani flanks and, probably, the western flank of Misti volcano where it may have contributed to a rock-slide scar (Thouret et al., 2001; Fig. 2). Another similar N153-trending normal fault offsets Holocene deposits on the flank of Chachani volcano (Figs. 1B and 2). These two normal faults show a SW dipping and a moderate left-lateral strike–slip component (Thouret et al., 2001).

The growth of Misti volcano has been divided in four stages by Thouret et al. (2001). Misti is a composite edifice comprising an eroded stratovolcano termed Misti 1, partially overlapped by two stratocones termed Misti 2 and 3, and a summit cone, Misti 4. Misti 1 (833 to 112 kyr) consists essentially of lava flows and debris avalanche deposits. Misti 2 (112 to 40 kyr) is characterized by lava flows and dome–collapse deposits. At the end of stage 2, ca. 50 to 40 kyr ago, the eruption of nonwelded ignimbrites of 3–5 km³ in volume is probably associated with the formation of a 6 × 5 km incremental caldera. Misti 3 stage (40 to 11 kyr) is mainly built up of lava flows, block-and-ash, and ash-flow deposits. Misti 3 also ended with the formation of a 2 × 1.5 km summit caldera to which pyroclastic flows and falls deposits were linked. From 11 kyr to present, Misti 4 stage corresponds to the growth of the summit cinder cone and to the formation of two summit craters. Pyroclastic flow, fall, and debris avalanche deposits are associated with this eruptive stage (Thouret et al., 2001).

The larger summit crater, 950 m wide, could have formed during the 2300–2050 yr BP eruption of pumice fall and flows. The inner crater, 550 m across and 200 m deep, cut historical domes. It contains a 130-m-wide and 15-m-high andesitic plug. The present-day fumarolic activity is concentrated in three areas: (1) inside the nested crater, on the northern third of the lava dome, where diffuse degassing takes place and a maximum temperature of 221 °C was measured in December 1997, (2) in the northern and east–northern walls of the same crater with scarce fumaroles, and (3) along the uppermost southeast flank of the edifice, where

several low temperature fumaroles were measured at 50 to 80 °C in September 1998 (Fig. 2).

4. Data acquisition and processing

4.1. SP data

During field campaigns in 1997 and 1998, a total of 167 km of SP profiles (1676 measurements, with 100 m spacing) were carried out. Data were collected along 10 radial profiles extending from the summit (5822 m asl) to the lower flanks of the edifice (~3000 m asl; Fig. 2). Two concentric profiles, located in the summit area and at the base of the lower flanks of the edifice, were carried out to ensure the closure of the radial profiles. A closure correction (below 20 mV for three profiles, 50 mV for five profiles, and as much as 100 mV for two profiles) was calculated and distributed linearly on the profiles.

A monitoring profile, based on the SP map, crosses the highest negative anomaly of the survey and comprises 52 stations (yellow dots in Fig. 2) along the profile 2. Each station is pinpointed in the field in order to allow repeated observation of the measurements at the same location. The monitoring profile was established in August 1998, after an exceptionally dry period in southern Peru associated to the 1997–1998 El Niño event. Eight and thirty-eight months later, on April 1999 and October 2001 respectively, the profile was remeasured after two raining seasons (December to February).

The SP equipment consists of a high-impedance voltmeter, a pair of Cu/CuSO₄ nonpolarizing electrodes, and an insulated Cu cable 300 m long. During the field work, the electrical contact between the electrode, and the soil was tested before every SP measurement by measuring the resistance of the circuit. SP stations were georeferenced using a portable GPS navigation receiver.

Because the SP data coverage of Misti volcano is highly heterogeneous, with a high density of data along the profiles and large areas devoid of SP data, SP interpolation was made in several steps in order to produce an SP image of the entire volcano (Fig. 2). Firstly, the potential of the Chili River (lower end of profile 10) was taken as the 0 mV reference; a

value of 0 mV was therefore attributed to the areas covered by the river. Secondly, an SP map of the entire area was constructed using a wide mesh (500 m, i.e., five times larger than the sampling rate along the profiles) for interpolation. Thirdly, a 100×100 m mesh SP map was constructed using the data along the profiles, 0 mV values for the areas covered by the Chili river, and the grid values of the large mesh (500 m) SP map.

This procedure maintains the high frequency information along the profiles and provides a smooth interpolation between the profiles.

4.2. Gas sampling

Soil gases were also sampled in April 1999 concurrently with SP measurements along the SP monitoring profile (Fig. 2). The soil gases were pumped through a 2-mm-diameter copper tube

inserted to a depth of 0.5 m and then injected in glass tubes to be analyzed by gas chromatography in the laboratory. The analytical error range in the CO₂ concentration is ± 5% of the value.

4.3. AMT data

Thirty-two audio-magnetotelluric (AMT) soundings, measured along SP profiles 2 and 7 (Fig. 2), provide a SW–NE cross-section of Misti (Fig. 3). An abnormally thick snow cover at the time of the measurements (April–May 1999) hampered soundings in the summit area.

In the AMT method, natural electromagnetic fields are used to investigate the resistivity structure of the Earth (Vozoff, 1991). The amplitude, phase, and directional relationships between electric and magnetic fields on the surface depend on the distribution of the electrical resistivity in the subsurface. We used a

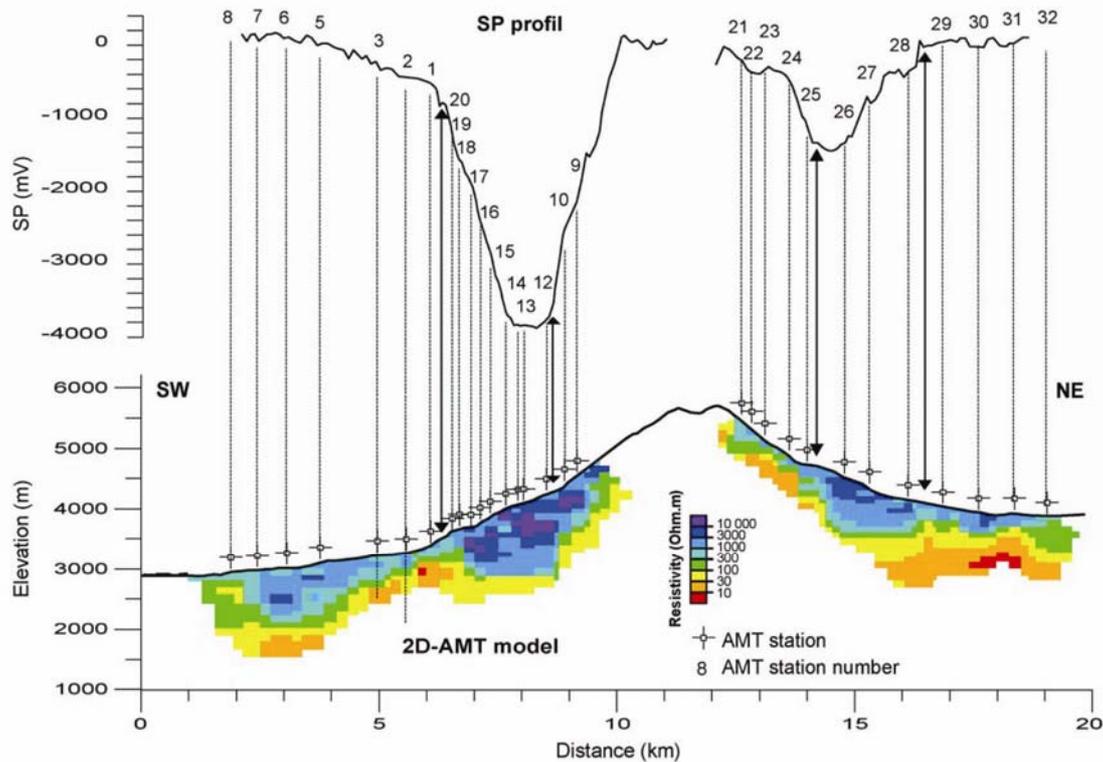


Fig. 3. Comparison between resistivity cross-section obtained by AMT soundings and corresponding SP profiles along a NE–SW transect across Misti edifice. Transect located on Fig. 2.

Stratagem EH4 (Geometrics) equipment allowing to record data in the 92 kHz–10 Hz frequency range. The Stratagem system records orthogonal electric and magnetic horizontal fields which are processed to provide tensor impedance measurements. When considering tensor measurements, we identify the transverse electric (TE) and transverse magnetic (TM) orthogonal components (e.g., Dobrin and Savit, 1988). For the TE mode, the electric field is parallel to the direction of the inferred 2D underlying structures. Assuming that the main structures of the Misti cone are concentric to the summit, we associate TE mode with the tangential electric field. The data were processed using the WinGLink[®] package from Geosystem. The resistivity cross-section presented on Fig. 3 results from a 2D smooth inversion. The WinGLink[®] routine uses a finite difference inversion code and inverts for a user-defined 2D mesh of resistivity blocks, extending laterally and downwards beyond the central detailed zone. The topography was included in the inversion, and TE and TM apparent resistivities and phases were inverted simultaneously.

5. Data analysis

Our extensive SP coverage of Misti volcano offers the unique opportunity to study SP signals at the

scale of a large volcanic edifice about 20 km across and 2800 m in height.

5.1. Main features of the SP map

SP profiles on Misti, as on the flanks of active volcanoes display an SP minimum corresponding to the transition between hydrogeologic and hydrothermal systems (Fig. 2). The prominent minimum observed halfway up the slope of the edifice (at 4400 m asl on average) points to the transition between the hydrogeologic SP signature of the lower flanks and the hydrothermal SP signature of the upper part of the edifice. The minimum contour outlines a roughly rectangular area, about 6×5 km in size, approximately centered on the summit. The amplitude of the minimum varies to a large extent on the 10 radial profiles, from about -3800 mV on profile 2 to about -700 mV on profile 8 and 9 (Figs. 2 and 4).

Although the overall SP pattern of Misti does not show significant differences from SP patterns on similar volcanoes, it gives rise to specific questions. For example, what is the origin of the atypically high negative anomaly on profile 2? Why does the amplitude of the minima vary as much as sixfold between the 10 radial profiles, while the general shape of the edifice is that of a regular cone?

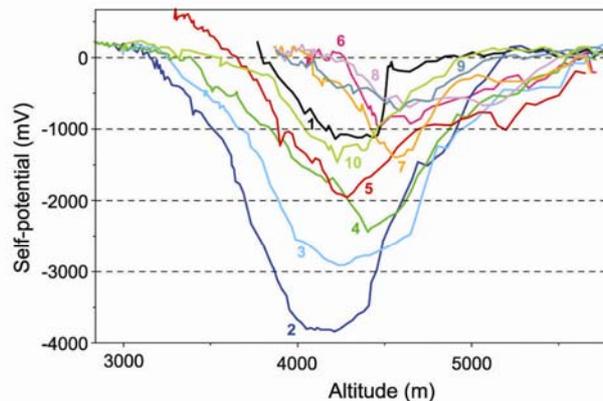


Fig. 4. Plot of the 10 radial SP profiles as function of elevation, illustrating large differences in amplitude between the profiles. The descending part of the curves corresponds to the hydrogeologic zone, whereas the ascending part reflects the (relatively) positive anomaly associated to the hydrothermal zone. Note that the highest amplitudes in the hydrothermal zone tend to equal that of the reference potential, taken on the Rio Chili at the base of the volcano.

5.2. Detailed analysis of SP profiles

Fig. 4 displays SP values versus altitude for the 10 radial profiles. Large amplitude differences between the profiles as well as remarkable patterns can be noted:

- The middle part of the profiles have a “V” shape with an overall symmetry between the right and left branches.
- At low elevation (below ~ 3200 – 4200 m asl according to the profile), the slope (Ce) of the curves is very low.
- At highest elevation (above ~ 4800 – 5200 m asl depending on the profiles), the slopes of the curves are less regular and the relationship with the elevation sometimes disappears.

- On the descending as well as on the ascending branches of the “V” part of the curves, distinct segments are characterized by different Ce values (e.g., on radial 2 detailed in Fig. 5).
- Incidentally, the signal/noise ratio of the SP data on the profiles is fair (except for the lowest part of the edifice).

By examining SP data on Misti volcano, segments of constant SP/elevation gradient (Ce) can be easily identified on the profiles in the hydrogeological zone as well as in the hydrothermal zone.

Because Ce can be linked to the properties of the underlying rocks (see Relationships between SP and elevation), we have undertaken a systematic analysis of the Ce values on all the profiles. This study aims at constructing a map of Ce values which helps us to

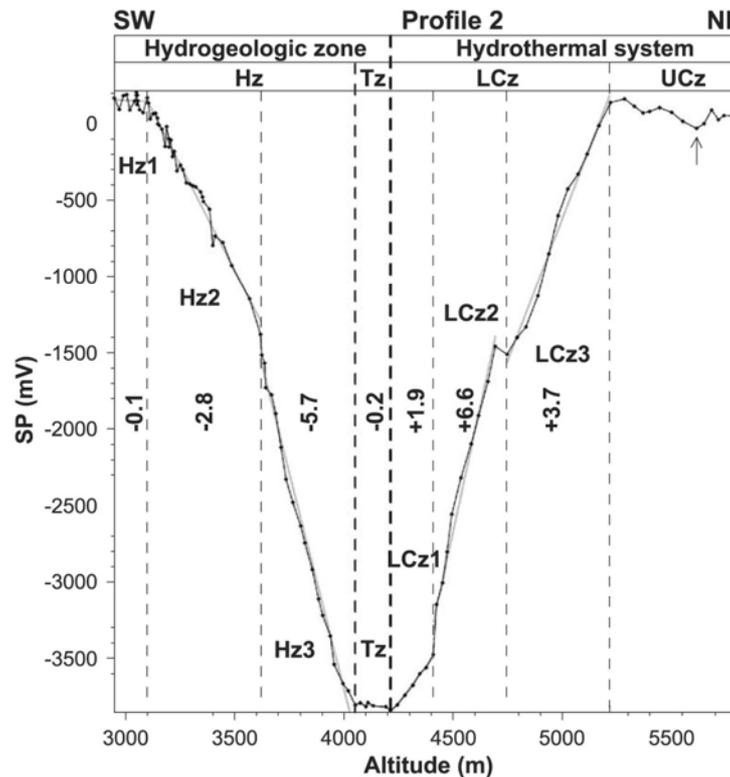


Fig. 5. Plot of SP versus elevation for profile 2. Numbers represent the Ce value for segments of constant SP/elevation gradient (in mV m^{-1}). Hz, Tz, LCz, and UCz stand for ‘Hydrogeological zone’, ‘Transition zone’, ‘Lower Convective zone’, and ‘Upper Convective zone’, respectively.

interpret the SP map in terms of internal structures of the volcano.

5.2.1. *Ce map (Fig. 6)*

At the base of the edifice, C_e absolute values are lower than 1 mV m^{-1} . Between the base of the cone and the SP minimum at midslope, the values are about -2.5 mV m^{-1} , except in some areas where much higher values (-6 mV m^{-1}) are obtained. One large zone of very low C_e is located on the SW flank and two smaller, possibly connected patches are located on the NE and E flanks along profiles 6 and 7. Other areas of low C_e exist at the base of the edifice toward the southeast between profiles 5 and 6, and locally at the beginning of profile 7.

The transition between the negative C_e of the hydrogeologic zone and the positive C_e of the hydrothermal zone may be either very sharp or a few hundred of meters across. This transition occurs at about 4400–4500 m asl, except on the W and SW flanks where it takes place around 4200 m asl.

In the hydrothermal zone, high gradients are observed on the SW flank and very high gradients on the west flank, along profile 1. In the other areas, C_e values vary from moderate (between 1 and 3 mV m^{-1}) to very low values, and even locally to negative values. In addition, high C_e are observed at the base of the edifice, to the E between profiles 5 and 6, and to the NE between profiles 7 and 8.

The C_e map is a complementary tool to analyze SP patterns at the scale of a volcano. If the C_e variations are related to possible changes of the parameters that influence the electrical field generation and propagation, then the C_e map helps to recognize lithologic heterogeneities within the edifice.

5.2.2. *Ce zoning (Fig. 7)*

The example of profile 2 on Fig. 5 allows us to illustrate how the C_e zoning has been defined on the profiles. From the base of the edifice to the SP minimum (at about 4200 m asl on this profile), three breaks in slope separate four segments: Hz1, Hz2, Hz3, and Tz (Hz and Tz stand for “Hydrogeological zone” and “Transitional zone” respectively). Above the Tz zone, we enter in the hydrothermal zone, where a succession of segments of constant positive C_e is observed: LCz1, LCz2, and LCz3 (LCz stands for “Lower Convective zone”). LCz2 corresponds to the highest C_e values,

characterizing the SW quarter of the edifice (Fig. 6). At higher elevation, above 5200 m asl, the C_e decreases. We have termed this zone UCz (“Upper Convective zone”). The arrows in the UCz marks the boundary of the summit caldera (Thouret et al., 2001). On almost all the profiles, this limit corresponds to a significant SP minimum (between 100 and 200 mV in amplitude). Based on a similar analysis carried out on all the profiles, the resulting zoning is shown in map on Fig. 7.

5.3. *Resistivity cross-section*

Fig. 3 shows the computed 2D AMT resistivity profile and the SP profile along the same path. Because the 2D inversion tends to provide a smooth distribution of resistivities, the presence of sharper resistivity contrasts cannot be ruled out. However, the main resistivity patterns of the profile are well constrained and these results yield to the resistivity distribution inside the edifice. The shallow layers show high resistivities, characteristic of unsaturated volcanic formations, and the deeper layers show low resistivities which are attributed to water saturation and (or) to hydrothermal alteration. We observe significant lateral variations in the resistivity section along the profile. The first-order feature on Fig. 3 is the apparent association between the steep gradient of SP anomalies and thick sequences of highly resistive formations. Similar observations were made on Usu and Hokkaido Komaga-take volcanoes (Nishida and Tomiya, 1987; Matsushima et al., 1990) and interpreted as lateral variations in electric resistivity responsible for the distortion of the SP field. AMT soundings are lacking in the summit area where the presence of shallow conductive layers would be critical to confirm the existence of hydrothermally altered formations in the SP hydrothermal zone. However, where the SP anomalies reverse and become positive, the AMT resistivity section suggests a significant and sharp decrease in thickness of the highly resistive layers.

5.4. *SP monitoring profile and soil gas measurements*

The pattern of SP variations in time can provide insights into the electrokinetic phenomena within the hydrogeologic and hydrothermal zones. Similarly, measurements of gas emanations can help to charac-

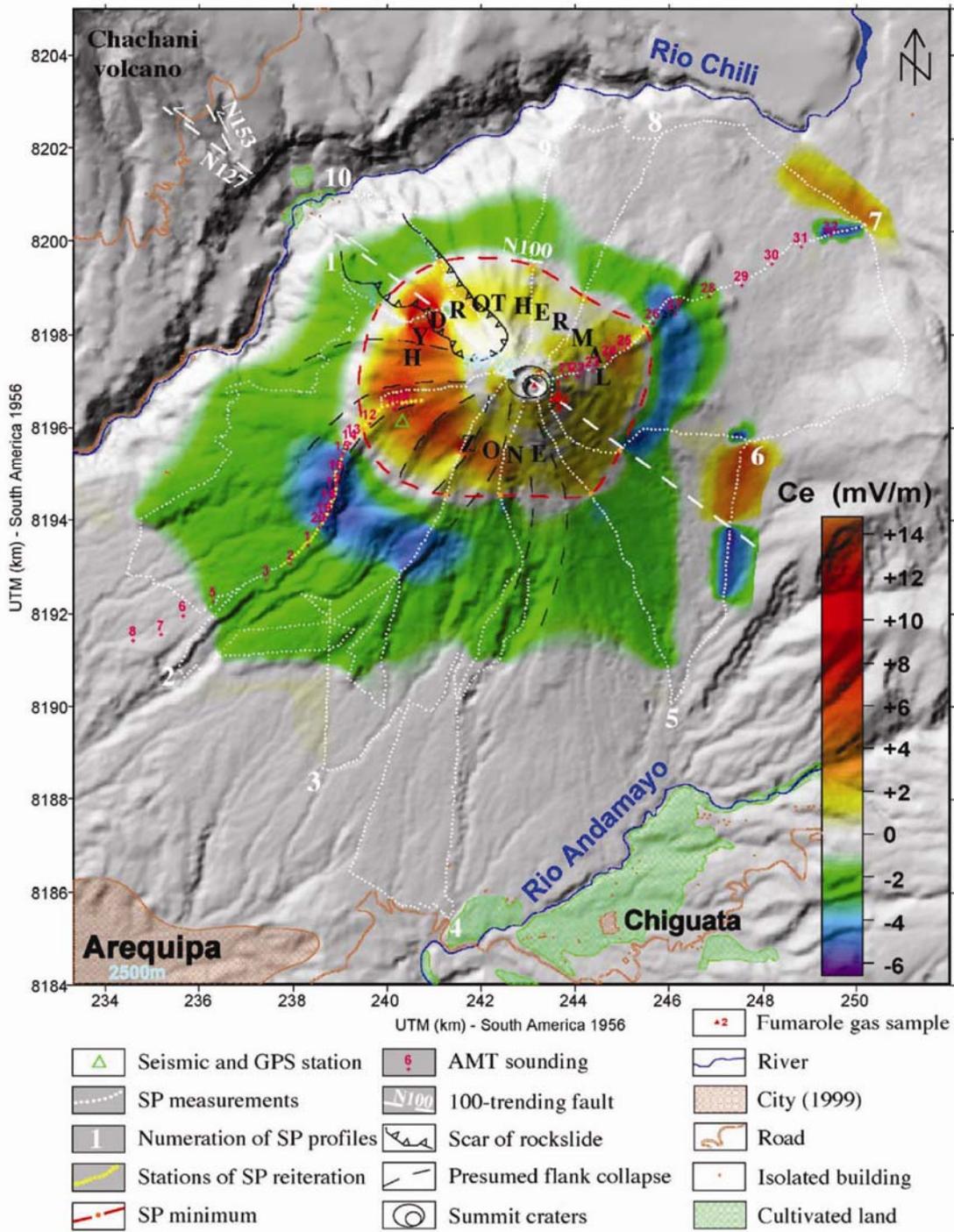


Fig. 6. Distribution of the Ce values mapped on Misti volcano superimposed on a shaded relief map showing volcano–structural features.

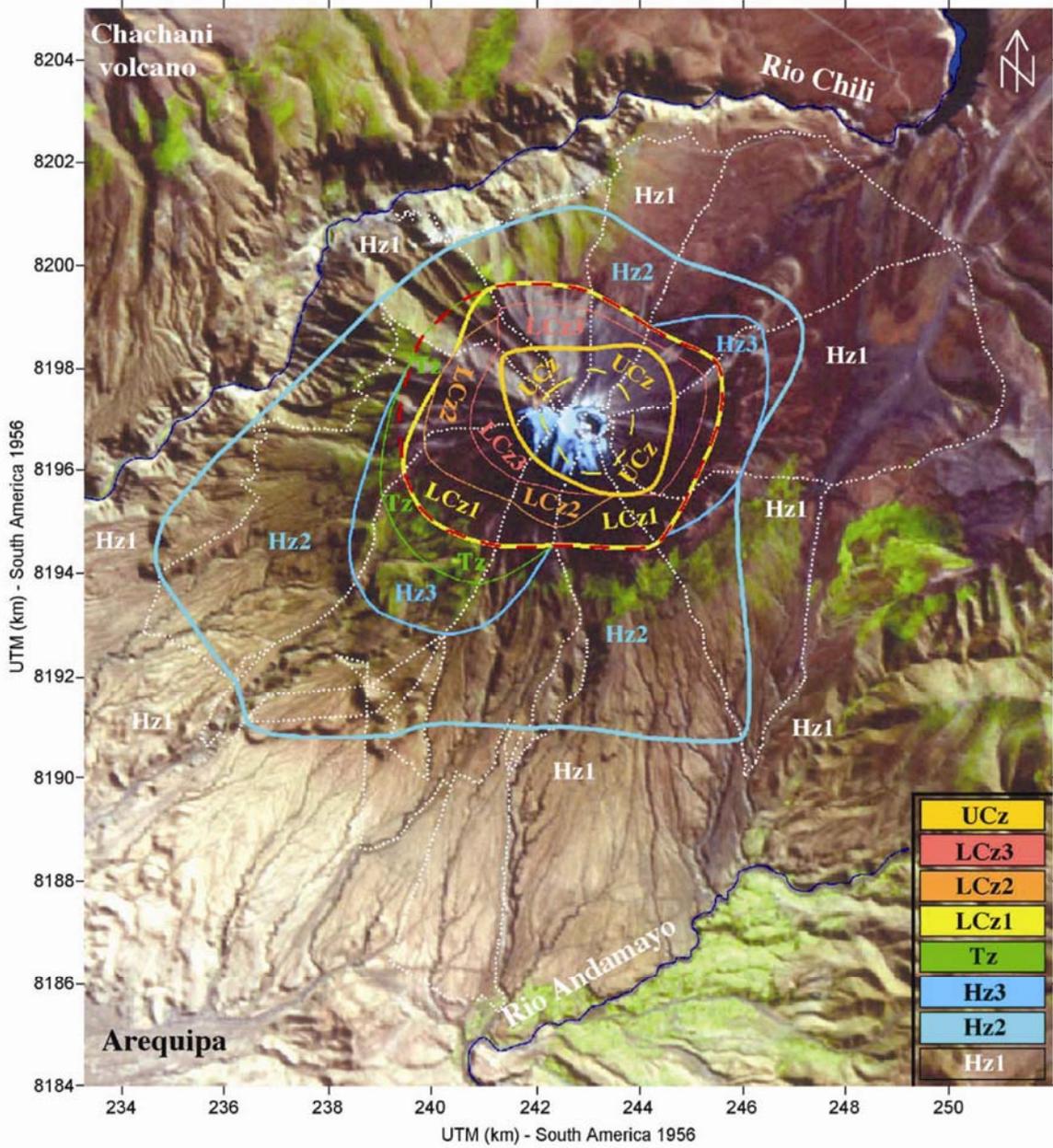


Fig. 7. Ce limits on Misti volcano defined along SP profiles (Figs. 4 and 5) superimposed on a Landsat image. Red and yellow dashed lines represent the SP minimum and the summit caldera defined on Fig. 5. Hz, Tz, LCz, and UCz stand for 'Hydrogeological zone', 'Transition zone', 'Lower Convective zone', and 'Upper Convective zone', respectively.

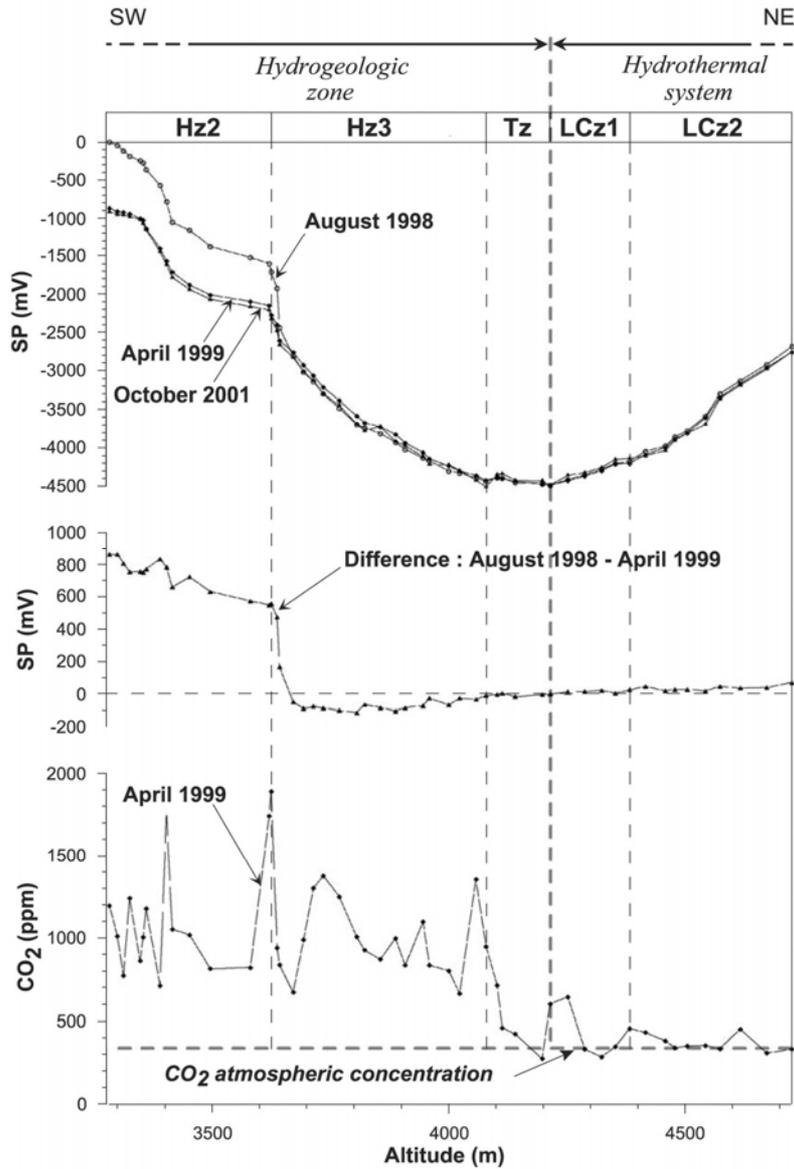


Fig. 8. SP and CO₂ soil gas measurements along the 52 monitoring stations located on Misti along the profile 2 (see Fig. 2).

terize the geometry of fluid flow and to interpret the SP observations. For those reasons, we have measured CO₂ concentrations in the soil along an SP monitoring profile.

The monitoring SP profile comprises 52 stations distributed along profile 2 (Fig. 2). It was installed in

August 1998 and remeasured in April 1999 and October 2001. The stations are marked by benchmarks to ensure that the measurements are made at the same locations. In order to compare the amplitude changes between the hydrothermal and the hydrogeologic system, the SP minimum measured in August 1998 is

taken here as a common reference (Fig. 8). However, because SP is intrinsically a relative measurement, the variations should be regarded as relative unless a stable reference is available (sea, water table). The variations were very small between April 1999 and October 2001 but increased significantly between August 1998 and April 1999. The three curves show almost no change in the hydrothermal system and in the transition zone. In addition to showing a stable SP in this area, this observation indicates that the measurements can be repeated with an excellent accuracy (the difference between one measurement and the average of the three years is <40 mV). Changes are seen in the hydrogeologic zone but the amplitude of the changes are very different according to the Ce values. In the zone called Hz3, the changes are small and negative between August 1998 and April 1999, but in the zone Hz2, the changes are significantly higher and positive. The amplitude of the SP variations is clearly related to the Ce zoning. The Hz2 zone Ce changed from -5.4

to -4.5 mV m $^{-1}$ between August 1998 and April 1999. However, without a stable reference, we do not know if the SP has increased between 600 to 800 mV in Hz2 zones or if the changes occur in other zones.

The CO₂ measurements were carried out in April 1999. Fig. 8 shows the comparison between the SP and CO₂ signals. Strikingly, the CO₂ signal is significantly higher than atmosphere concentrations on the lower flank in the hydrogeologic zone, whereas the CO₂ emanations vanish above the hydrothermal zone. Similar results were obtained on Stromboli volcano (Finizola, 2002). The transition between the two zones is rapid on both volcanoes and suggests a relationship between the lack of CO₂ emanations and the presence of a hydrothermal system. Sealing processes in the hydrothermal system can create impermeable layers that block the upward migration of gases. At the summit, however, permeable conduits exist near the craters, enabling the escape of gases. Samples collected

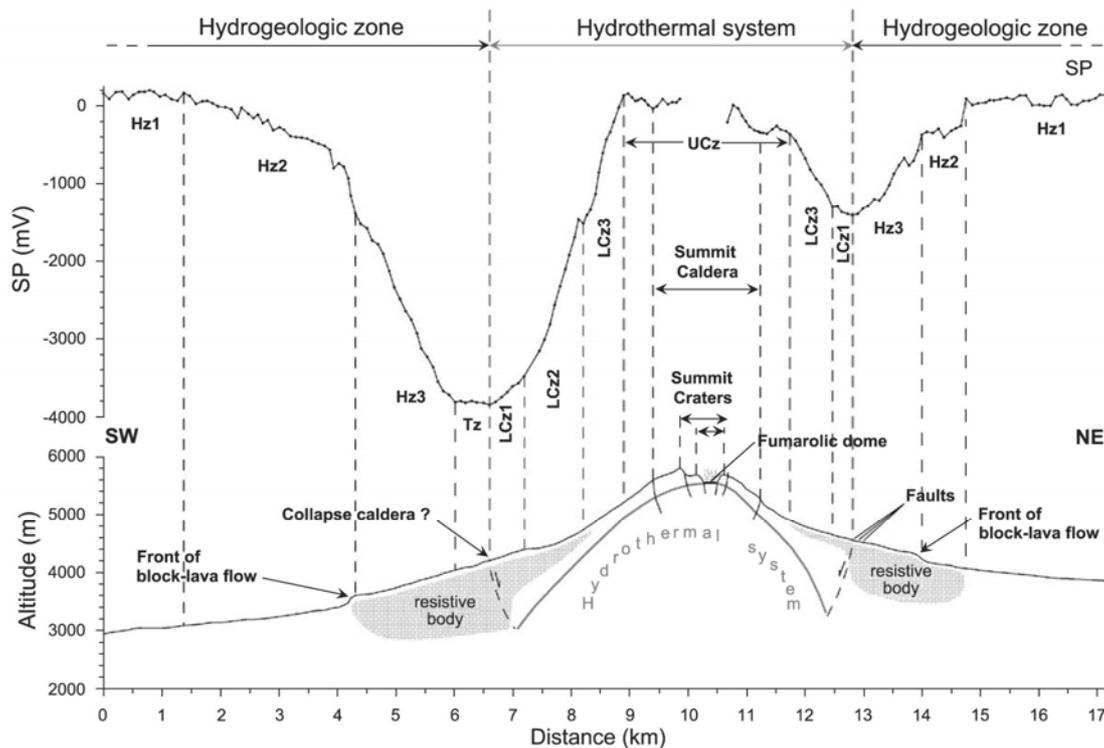


Fig. 9. SP signal along a NE–SW transect (profiles 2 and 7) and interpretative cross-section of Misti volcano.

at the five fumaroles on the dome and eastward of the crater (Fig. 2) yield much higher CO₂ concentrations than on the lower flanks (several percents of CO₂).

The elongated fumarole field at the summit parallels the normal WNW–ESE trending normal fault (N127 in Fig. 2). Rockslides occur in a trough which parallels this fault on the west–northern flank (Thouret et al., 2001) where collapses are interpreted as resulting from the reactivation of this regional fault (Merle et al., 2001).

6. Interpretation

For the first time, a complete SP mapping of a large andesitic stratovolcano is available. This exceptional data set can be used to characterize the main SP features at the scale of a large edifice. Using the additional information from AMT and CO₂ data, a new picture of the structure of the edifice is proposed. We have to take into account and to explain the following observations:

- Ce values (negative in the hydrogeologic zone and positive in the hydrothermal zone) vary to a large extent in the survey areas. These variations are not progressive but are marked by generally sharp and large Ce variations. These characteristics suggest the role, influence of lithologic discontinuities.
- Clearly defined positive Ce in areas of the hydrothermal zone suggests some kind of relationship between the hydrothermal system and the elevation.
- Some areas on the cone (Hz3) are characterized by particularly high Ce values (generally >4 mV m⁻¹ in absolute value). They are associated with layers showing high electrical resistivity.
- The hydrothermal and the hydrogeologic zones are composed of roughly concentric zones of constant Ce values.
- CO₂ emanations along the SW radial profile suggest that the hydrothermal zone is partially sealed by hydrothermal alteration processes.

6.1. Relationships between Ce limits and lithology

The difficulty in interpreting the Ce zones on Misti stems from the fact that the distinct *in situ* parameters

which contribute to generate the SP at the surface are unknown. Therefore, we do not know whether the well-defined Ce values characterize the medium at depth or reflect only the properties of the superficial terrains.

The Ce boundaries can be compared with the resistivity section and, on the lower flanks, compared with surface geology. The AMT resistivity section (Fig. 3) suggests that some Ce variations are associated with the two main resistive bodies at the base of the cone along the AMT profile (Fig. 9). However, the resistivity data are not dense and detailed enough to allow us to establish unambiguous correlations between the resistivity of the terrains and the lower amplitude Ce changes.

In the hydrogeologic zone, one of the main questions lies in the sharp limit between hydrogeologic zones 1 and 2 (Hz1 and Hz2). A detailed contour analysis of this limit on Fig. 7 shows a coincidence with the front of stubby lava flows and block lava flows from the Misti 2 stage. Therefore, the Hz1–Hz2 limit may be related to a change in surface geology. Similarly, the Hz3 limit may correspond to the fronts of thick Misti 3 block–lava flows. Therefore, the Hz1–Hz2 and Hz2–Hz3 transitions are apparently related to geologic boundaries and suggest a general relationship between Ce boundaries and geologic boundaries.

In the hydrothermal system, similar Ce transitions correspond to the successive LCz1, LCz2, LCz3, and UCz zones. Considering the large extent of the hydrothermal system (5–6 km in diameter), and the sharpness of the changes in Ce which usually occur over a short distance (less than 100 m), the presence of shallow heterogeneities would explain the Ce transitions.

Interestingly, after several raining seasons with drastic differences in water supply, such as the dry 1997–1998 as opposed to the normal 1998–1999 and 2000–2001 ones, the changes in the SP signal (Fig. 8) are not homogeneous along the profile but are segmented in coincidence with Ce transitions. These results emphasize the importance of the Ce parameter. Different shallow lithologies can induce distinct water infiltration, thus promoting differential SP response.

This interpretation of Ce changes in term of lateral lithologic transitions can help to interpret previous and future SP works on active volcanoes. It is, however, important to note that this SP analysis on

Misti volcano was helped by (1) an SP signal with a clear signal/noise ratio, and (2) obvious shallow lithologic discontinuities allowing to draw a relationship with C_e transitions.

6.2. Craters and calderas

SP surveys carried out on volcanoes, such as Pico del Teide (Aubert and Kieffer, 1984), Mount Pelée (Zlotnicki et al., 1998), or Stromboli (Finizola, 2002), suggest that caldera faults preferentially drain water infiltration, reflected by sharp negative SP anomalies, generally of few hundreds of millivolt in amplitude. On the other hand, caldera or crater walls, e.g., at Karthala (Lénat et al., 1998) or Stromboli (Finizola, 2002), can also block the lateral extent of hydrothermal systems.

At Misti, two calderas (Fig. 9) are suggested by geologic studies (Thouret et al., 2001). The summit caldera, formed at about 14–11 kyr, is based on geological evidence. An older (40–50 kyr) and larger collapse caldera is suspected on the base of morphological change in the slope of the cone, faults observed on the north flank, and on ignimbrites resulting from caldera forming eruptions (on the SW, S, and SE flanks of Misti).

The coincidence on most profiles between the summit caldera boundary (represented on profile 2 by an arrow on Fig. 5) and a more or less marked short wavelength SP anomaly suggests that SP signal indicates an effect of the caldera boundary (Fig. 7). However, the SP-defined hydrothermal zone clearly exceeds these limits. The outer limit of the SP hydrothermal zone is reflected by the Transitional zone (Tz), when present, or by the Hz3 (or Hz2)–LCz1 limit. The extent of the hydrothermal zone coincides with the inferred location of the 40–50-ka-old caldera. These observations suggest that this suspected structural boundary can block the lateral extent of the present-day hydrothermal system of Misti.

6.3. Existence of well-defined positive C_e in the hydrothermal zone

A constant positive gradient of SP with elevation occurs in some areas of the geothermal zone. While the negative C_e in hydrogeological zones have been

satisfactorily explained, positive C_e have not. As the fluid flow is assumed to be upward, a linear correlation between SP and altitude is difficult to explain. One possible explanation is that the depth of the SP sources decreases linearly with the elevation. In other words, the hydrothermal system becomes shallower as we approach the summit and the decrease in depth would be, for some reason, linearly linked to the variations in elevation. This hypothesis is qualitatively concordant with the results displayed by the resistivity cross-section (Fig. 3).

6.4. The general structure of Misti

From an SP point of view, Misti volcano exhibits a typical pattern with a hydrogeologic zone on its lower flanks and a hydrothermal zone in its central area. However, the SP signal reveals large-scale heterogeneities in the cone. They are evidenced by the distribution of the C_e values. The C_e zones form a concentric pattern around the summit. The transition between the C_e zones is thought to be created by lateral variations of resistivities showing the contact between distinct formations within the edifice. The highest amplitudes of the SP anomalies seem to coincide with highly resistive zones. The hydrothermal zone has a significantly larger extent than the present and recent summit active area. This suggests a broad and long-lived hydrothermal system, possibly developed in an old collapse structure. The CO_2 measurements indicate that CO_2 emanations are virtually absent above the hydrothermal zone (except in and close to the summit crater) whereas they show significant values on the lower flanks. Such a pattern has been observed on other volcanoes (Williams-Jones et al., 2000) and is interpreted by the sealing of the medium by the hydrothermal circulation. The limit of the inferred sealed zone coincides with that of the extent of the hydrothermal system defined by SP data.

7. Conclusions

Our geophysical and geochemical work on Misti volcano is based on new data: a large SP data set, an AMT profile across the volcano, and CO_2 concentrations in the soil along a radial profile and at the summit fumaroles. The SP survey is the first in providing a

complete map of a large andesitic stratovolcano. We have therefore carried out an extensive study of the SP signatures associated to this type of active volcano. Some results of this survey can serve as a guide to further geological and geophysical investigations on Misti and on other composite cones as well.

Clear relationships between the SP and the elevation have been observed in both the hydrogeologic and hydrothermal zones. Their detailed analysis provided information on the lateral heterogeneities of the edifices. This work demonstrates that the analysis of the Ce is a useful tool for interpreting an SP map.

The two major results are the existence of both negative and positive linear SP/altitude gradients (Ce) and of zones of different values of Ce.

A sealed zone has apparently developed through alteration in the hydrothermal system, blocking the upward migration of CO₂. Similar observations were made on other stratovolcanoes (Williams-Jones et al., 2000; Finizola, 2002). We suspect that the sealing of hydrothermal system is widespread on volcanoes where long-lived hydrothermal systems exist.

Acknowledgements

We thank Jaime Suni, Rachel Gusset, Pedro Navarro, Katherine Gonzales, Vicentina Cruz, Señor Uribe, and Victor Montesinos for their help during the 1997 and 1998 field campaigns. This work was supported by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the Instituto Geofísico del Perú (IGP). Reviews by H.M. Bibby and an anonymous reader have considerably helped to improve the manuscript. We also thank Laurence Jouniaux, Xavier Guichet, and André Revil for interesting discussions and remarks. A.F. acknowledges Jean-Luc Froger in providing the DEM of Misti volcano improved by SAR-interferometry, Benjamin Van Wyk de Vries for the Landsat image of Misti area, and the “Société de Secours des Amis des Sciences” for a research grant.

References

- Aubert, M., Dana, I., 1994. Interpretation of the self-potential radial profiles in volcanology: possibilities of the SP method for the monitoring of the active volcanoes. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2, 113–122.
- 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 spontané (PS) et essai d'interprétation de l'éruption de 1983. *C. R. Acad. Sci. Paris t.296 (Série II-8)*, 379–382.
- 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., Gourgaud, A., 2000. Internal structure of the Merapi summit from self-potential measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 100, 337–343.
- Avena, M.J., De Pauli, C.P., 1996. Modeling the interfacial properties of an amorphous aluminosilicate dispersed in aqueous NaCl solutions. *Colloids Surf.* 118, 75–87.
- Boubekraoui, S., Courteaud, M., Aubert, M., Albouy, Y., Coudray, J., 1998. New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano from a comparison between self-potential and electromagnetic data: Piton de la Fournaise, Indian Ocean. *J. Appl. Geophys.* 40, 165–177.
- Bullard, F.M., 1962. Volcanoes of southern Peru. *Bull. Volcanol.* 24, 443–453.
- Corwin, R.F., Hoover, D.B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics* 44-2, 226–245.
- de Silva, S.L., Francis, P.W., 1990. Active and potentially active volcanoes of southern Peru: observations using Landsat Thematic Mapper and space shuttle imagery. *Bull. Volcanol.* 52, 286–301.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S., Siniscalchi, A., 1998. Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma—Vesuvius structural setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 82, 219–238.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H., 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill Book, New York. 867 pp.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.-F., Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano, (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and soil gas surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116 (1–2), 1–18.
- Fournier, C., *Méthodes géoélectriques appliquées à l'hydrogéologie en région volcanique (Chaîne des Puys, Massif Central français). Développement de la méthode des potentiels spontanés en hydrogéologie*. PhD thesis. Univ. Montpellier.
- Guichet, X., Zuddas, P., 2003. Effect of secondary minerals on electrokinetic phenomena during water–rock interaction. *Geophys. Res. Lett.* 30 (13), 1714 (doi: 10.1029/2003GL017480).
- Guichet, X., Jouniaux, L., Pozzi, J.-P., 2003. Streaming potential of a sand column in partial saturation conditions. *J. Geophys. Res.* 108 (B3), 2141 (doi:10.1029/2001JB001517).
- Ishido, T., Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock–water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.* 86, 1763–1775.
- Jackson, D.B., Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. *Volcanism in Hawaii*. USGS Professional paper, vol. 1350, pp. 947–959. Chap. 40.
- Jouniaux, L., Bernard, M.L., Zamora, M., Pozzi, J.P., 2000. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée. *J. Geophys. Res.* 105 (4), 8391–8401.
- Lénat, J.F., 1987. Structure et dynamique interne d'un volcan basal-

- tique intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse de doctorat ès sciences. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. France.
- Lénat, J.F., Robineau, B., Durand, S., Bachélery, P., 1998. Etude de la zone sommitale du volcan Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *C. R. Acad. Sci.* 327, 781–788.
- Lorne, B., Perrier, F., Avouac, J.P., 1999a. Streaming potential measurements: 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *J. Geophys. Res.* 104, 17857–17877.
- Lorne, B., Perrier, F., Avouac, J.P., 1999b. Streaming potential measurements: 2. Relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation. *J. Geophys. Res.* 104, 17879–17896.
- Malengreau, B., Lénat, J.F., Bonneville, A., 1994. Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 165 (3), 221–232.
- Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, N., Takagi, A., Nishida, Y., Mori, H.Y., 1990. Self-potential study in volcanic areas—Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)* 8 (5), 465–477.
- Merle, O., Vidal, N., Van Wyk de Vries, B., 2001. Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *J. Geophys. Res.* 106 (B2), 2153–2162.
- 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., B* 103 (8), 17845–17857.
- Nishida, Y., Tomiya, H., 1987. Self-potential studies in volcanic areas—Usu volcano. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII Geophysics* 8-2, 173–190.
- Pengra, D.B., Li, S.X., Wong, P.-Z., 1999. Determination of rock properties by low-frequency AC electrokinetics. *J. Geophys. Res.* 104, 29485–29508.
- Pride, S.R., 1994. Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media. *Phys. Rev. B* 50, 15678–15696.
- Pride, S.R., Morgan, F.D., 1991. Electrokinetic dissipation induced by seismic waves. *Geophysics* 56, 914–925.
- Revil, A., Leroy, P., 2001. Hydroelectric coupling in a clayey material. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1643–1646.
- Revil, A., Pezard, P.A., Glover, P.W.J., 1999a. Streaming potential in porous media: 1. Theory of the zeta potential. *J. Geophys. Res.* 104, 20021–20031.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles, L.M., Manhardt, P.D., 1999b. Streaming potential in porous media: 2. Theory and application to geothermal systems. *J. Geophys. Res.* 104, 20033–20048.
- Revil, A., Hermitte, D., Spangenberg, E., Cocheme, J.J., 2002. Electrical properties of zeolitized volcanoclastic materials. *J. Geophys. Res., B, Solid Earth Planet.* 107 (8), 2168–2184. (doi:10.1029/2001JB000599)
- Revil, A., Hermitte, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrié, G., Trolard, F., 2002b. Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment. *Geophys. Res. Lett.* 29.
- Revil, A., Naudet, V., Nouzaret, J., Pessel, M., 2003. Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications. *Water Resour. Res.* 36 (5), 3-1–3-15.
- Sasai, Y., Zlotnicki, J., Nishida, Y., Yvetot, P., Morat, P., Hurukami, H., Tanaka, Y., Ishikawa, Y., Koyama, S., Sekigushi, W., 1997. Electromagnetic monitoring of Miyake-jima volcano, Izu-Bonin Arc, Japan: a preliminary report. *J. Geomagn. Geoelectr.* 49, 1293–1316.
- Thouret, J.C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 113, 12, 1593–1610.
- Trique, M., Richon, P., Perrier, F., Avouac, J.P., Sabroux, J.C., 1999. Radon emanation and electrical potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes. *Nature* 399, 137–141.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Soc. Explor. Geophys., Tulsa, OK, pp. 641–711.
- Williams-Jones, G., Stix, J., Heiligmann, M., Charland, A., Sherwood Lollar, B., Amer, N., Garzon, G., Barquero, J., Fernandez, E., 2000. A model of diffuse degassing at three subduction-related volcanoes. *Bull. Volcanol.* 62, 130–142.
- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. *Proceedings, 2nd U.N. Symposium of the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, California, May 1975, vol. 2. U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC, pp. 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 energy: a novelty becomes resource*. Geotherm. Resour. Council, Davis, Calif. United States (USA), Hilo, Hawaii, United States, 747–748.
- Zlotnicki, J., Boubon, G., Viodé, J.P., Delarue, J.F., Mille, A., Bruère, F., 1998. Hydrothermal circulation beneath Mount Pelée inferred by self potential surveying. Structural and tectonic implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 73–91.

III.C. Système hydrothermal du volcan Stromboli

Ce sous-chapitre est présenté sous la forme de deux articles. Le premier est paru en 2002 dans le *JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH* et constitue un travail à l'échelle de l'île en couplant PS et CO₂. Le second est paru en 2003 dans le *BULLETIN OF VOLCANOLOGY* et représente une étude particulièrement détaillée de la zone sommitale en couplant PS, thermique, CO₂ et géochimie des fluides.

Fluid circulation at Stromboli volcano, (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys.

Anthony Finizola, Francesco Sortino, Jean-François Lénat and Mariano Valenza.

- 1. Introduction***
- 2. Geological setting***
- 3. Data acquisition and processing***
- 4. Results***
 - a. SP surveys***
 - b. CO₂ soil gas survey***
 - c. Comparison between SP measurements and CO₂ concentrations***
- 5. Interpretation***
 - a. The hydrothermal system***
 - b. Difference between the northern and the other flanks***
 - c. Distribution of CO₂ emanations***
 - d. SP noise variations***
- 6. Conclusion***



ELSEVIER

Journal of Volcanology and Geothermal Research 116 (2002) 1–18

Journal of volcanology
and geothermal research

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys

Anthony Finizola^{a,*}, Francesco Sortino^b, Jean-François Lénat^a,
Mariano Valenza^{b,c}

^a *Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC, Université Blaise Pascal – CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France*

^b *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via Ugo La Malfa 153, 90144 Palermo, Italy*

^c *Università di Palermo, Dipartimento di Chimica e Fisica della Terra e Applicazioni, Via Archirafi 36, 90123 Palermo, Italy*

Received 6 December 2000; received in revised form 31 October 2001; accepted 31 October 2001

Abstract

This work addresses the study of fluid circulation of the Stromboli island using a dense coverage of self-potential (SP) and soil CO₂ data. A marked difference exists between the northern flank and the other flanks of the island. The northern flank exhibits (1) a typical negative SP/altitude gradient not observed on the other flanks, and (2) higher levels of CO₂. The general SP pattern suggests that the northern flank is composed of porous layers through which vadose water flows down to a basal water table, in contrast to the other flanks where impermeable layers impede the vertical flow of vadose water. In the Sciara del Fuoco and Rina Grande–Le Schicciolate landslide complexes, breccias of shallow gliding planes may constitute such impermeable layers whereas elsewhere, poorly permeable, fine-grained pyroclastites or altered lava flows may be present. This general model of the flanks also explains the main CO₂ patterns: concentration of CO₂ at the surface is high on the porous north flank and lower on the other flanks where impermeable layers can block the upward CO₂ flux. The active upper part of the island is underlain by a well-defined hydrothermal system bounded by short-wavelength negative SP anomalies and high peaks of CO₂. These boundaries coincide with faults limiting ancient collapses of calderas, craters and flank landslides. The hydrothermal system is not homogeneous but composed of three main subsystems and of a fourth minor one and is not centered on the active craters. The latter are located near its border. This divergence between the location of the active craters and the extent of the hydrothermal system suggests that the internal heat sources may not be limited to sources below the active craters. If the heat source strictly corresponds to intrusions at depth around the active conduits, the geometry of the hydrothermal subsystems must be strongly controlled by heterogeneities within the edifice such as craters, caldera walls or gliding planes of flank collapse, as suggested by the correspondence between SP–CO₂ anomalies and structural limits. The inner zone of the hydrothermal subsystems is characterized by positive SP anomalies, indicating upward movements of fluids, and by very low values of CO₂ emanation. This pattern suggests that the hydrothermal zone becomes self-sealed at depth, thus creating a barrier to the CO₂ flux. In this hypothesis, the observed hydrothermal system is a shallow one and it involves mostly convection of infiltrated meteoric water above the sealed zone. Finally, on the base of CO₂ degassing measurements, we present evidence for the presence of two regional faults, oriented N41° and N64°, and decoupled from the volcanic structures. © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

* Corresponding author. Tel: +33-473-346-746; Fax: +33-473-346-744.

E-mail address: A.Finizola@opgc.univ-bpclermont.fr (A. Finizola).

Keywords: Stromboli; hydrothermal system; self-potential; soil gas; carbon dioxide; Aeolian islands

1. Introduction

Several self-potential (SP) studies on active volcanoes show the presence of positive anomalies, a few hundreds to thousands mV in amplitude, associated with hydrothermal or active zones. The anomalies are usually observed in the upper part and summit crater area of the edifices (e.g. Dana, 1992; Patella, 1997; Di Maio et al., 1998; Finizola et al., 1998; Lénat et al., 1998) or on the flanks over lateral vents, magma intrusions, eruptive fissures or rift zones (e.g. Aubert and Kieffer, 1984; Di Maio and Patella, 1994; Di Maio et al., 1994; Jackson and Kauahikaua, 1987; Malengreau et al., 1994; Zablocki, 1976; Zlotnicki et al., 1994). Two main mechanisms have been proposed to explain the SP anomalies above hydrothermal zones: electrokinetic and thermoelectric couplings (Corwin and Hoover, 1979). The two phenomena can coexist since the heat sources (magma bodies) generating thermoelectric potentials also create hydrothermal convective cells giving rise to electrokinetic (streaming) potentials. Theoretical considerations suggest that electrokinetic potentials are significantly larger than thermoelectric potentials (Corwin and Hoover, 1979). For shallow hydrothermal systems, where hot steam flux reaches or condenses near the surface, surveys have shown a good correlation between SP and temperature maxima (Ballestracci, 1982; Nishida and Tomiya, 1987; Aubert and Baubron, 1988; Matsushima et al., 1990; Aubert, 1999). The SP method is therefore frequently used on active volcanoes to evidence the hydrothermal systems and outline their extension.

On the other hand, the measure of soil gases is widely used to study the relationship between gas emanations and tectonic fractures of the lithosphere at various scales (Irwin and Barnes, 1980; Sugisaki et al., 1983; Klusman, 1993). Generally higher permeability along fractured rocks drains rising gas, giving rise to soil gas concentration anomalies at the surface. In volcanic environments, large anomalies of CO₂ (the most abun-

dant magmatic gas next to water) are sometimes observed near active vents (Allard et al., 1991; Anza et al., 1993; Williams-Jones et al., 2000) or along tectonic faults (D'Alessandro et al., 1992; Giammanco et al., 1997; Azzaro et al., 1998; Etiope et al., 1999).

Because Stromboli is an isolated volcano characterized by permanent activity and continuous degassing, it can be considered as an outstanding site to study fluid circulation. For this reason, we carried out SP and CO₂ surveys over the island. Data interpretation focuses on two aspects: (i) the analysis of SP and CO₂ anomalies in terms of structural control of fluids circulation and (ii) the relation between SP anomalies and geology.

2. Geological setting

The island of Stromboli is located in the Tyrrhenian Sea, in the northernmost part of the Aeolian archipelago. Surveys carried out in the submarine Stromboli–Panarea area recognized a regional NE–SW structural trend (Gabbianelli et al., 1993). Similar orientations were documented in the emerged part of Stromboli island, principally in eruptive fissure and dike orientations (Zanchi and Francalanci, 1989; Pasquarè et al., 1993, Fig. 1). Geological investigations (Rosi, 1980; Francalanci, 1987; Zanchi and Francalanci, 1989; Keller et al., 1993) lead us to define seven phases in the subaerial evolution of Stromboli island during the last 100 kyr: (1) PaleoStromboli I (PST I), (2) PaleoStromboli II (PST II), (3) PaleoStromboli III (PST III), (4) Scari complex, (5) Vancori Period, (6) NeoStromboli and (7) Recent Stromboli. The different stages are separated either by erosional deposits or by caldera or flank collapses (Pasquarè et al., 1993; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). The first caldera collapse, PST I caldera, occurred at the end of the PST I cycle. Its limit may be observed in the south part of the island between Gramigna and Punta Lena (1 in Fig. 1) and is buried by subsequent activity

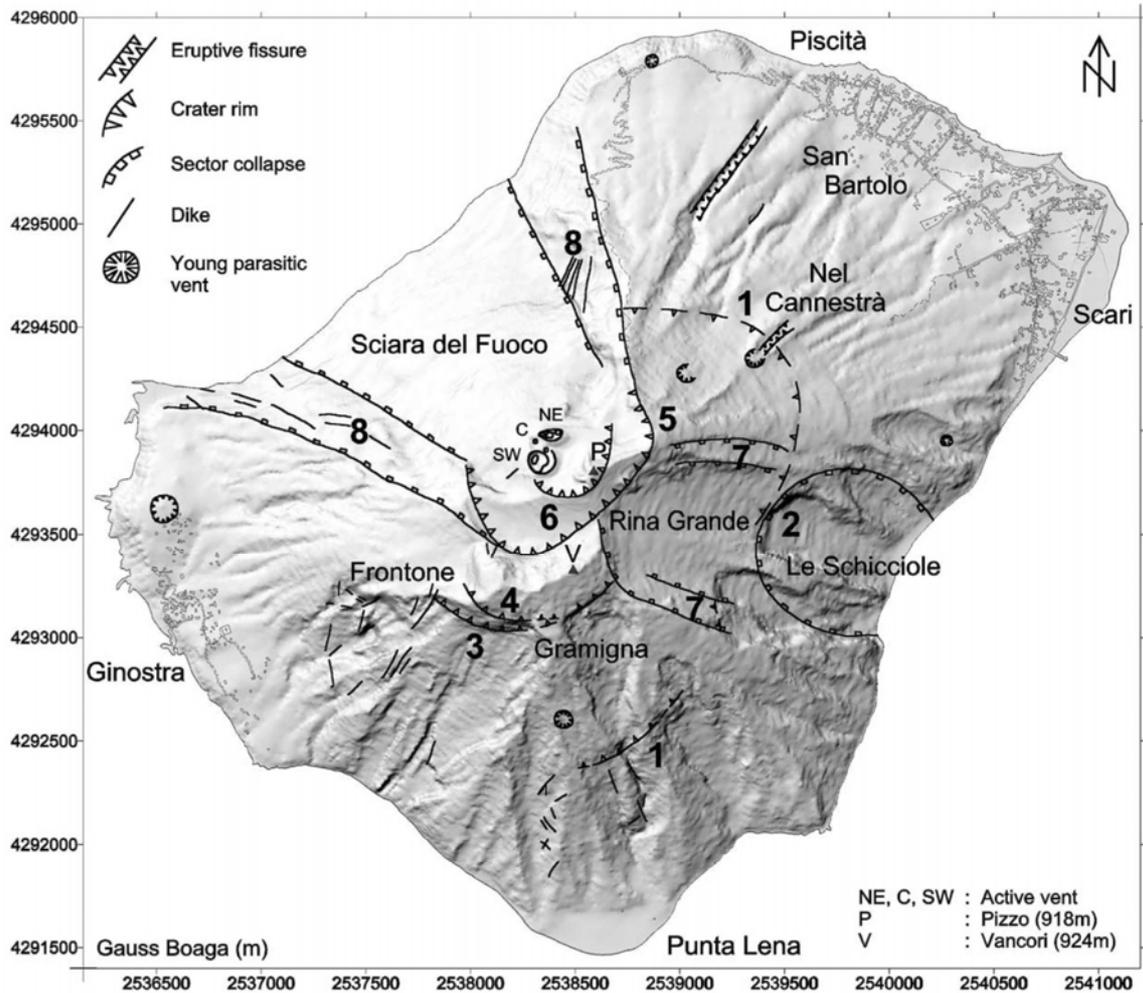


Fig. 1. Map of Stromboli island showing the main volcano-structural features superimposed on shaded topography (illumination from the NW). Numbers designate structures discussed in the text (after Pasquarè et al., 1993; Keller et al., 1993, modified).

elsewhere. A change of slope at the NE of the summit area is tentatively interpreted as the continuation of the PST I caldera. The second caldera collapse, at the end of the PST III cycle, is only observable between Gramigna and Frontone (3 in Fig. 1). The Schicciole flank collapse (2 in Fig. 1) is thought to have formed at the east during the same period. A last caldera collapse, visible only above the outcrop of PST III caldera limit (4 in Fig. 1), occurred at the transition between the lower and middle Vancori cycle. Subsequently, the volcano was affected by two flank

landslides, Rina Grande and Sciara del Fuoco (7, 8, respectively, in Fig. 1), and two identified crater collapses (5, 6 in Fig. 1) (Pasquarè et al., 1993). The Sciara del Fuoco formed about 5000 years ago and is the more recent scar from a series of landslides affecting this flank of the island over 13000 years. During the same period (~6000 year BP), two effusive events occurred outside the structural limits of the Sciara del Fuoco, from an eruptive fissure and a lateral vent located above Nel Cannestrà, in the northern part of the island. Since at least 2000 years ago, Stromboli

has had a persistent mild explosive activity with periodic lava flows inside the Sciara del Fuoco depression and violent explosions causing threat to large parts of the island. The vents of historical lava flows are always located at a lower elevation than the present crater platform.

3. Data acquisition and processing

SP measurements and soil-gas sampling were

performed during a field campaign in July–August 1999 and in May 2000. SP measurements and soil-gas sampling were carried out contemporaneously and at the same locations. Data were taken every 20 m along six radial profiles extending from the summit to the sea (Fig. 2): the Ginostra, Punta Lena, Le Schicciolo, Scari, Piscità and Sciara del Fuoco profiles. Two short additional profiles are located between the Scari and Le Schicciolo profiles and near the SW border of Sciara del Fuoco. The SP equipment consisted of a high-impedance

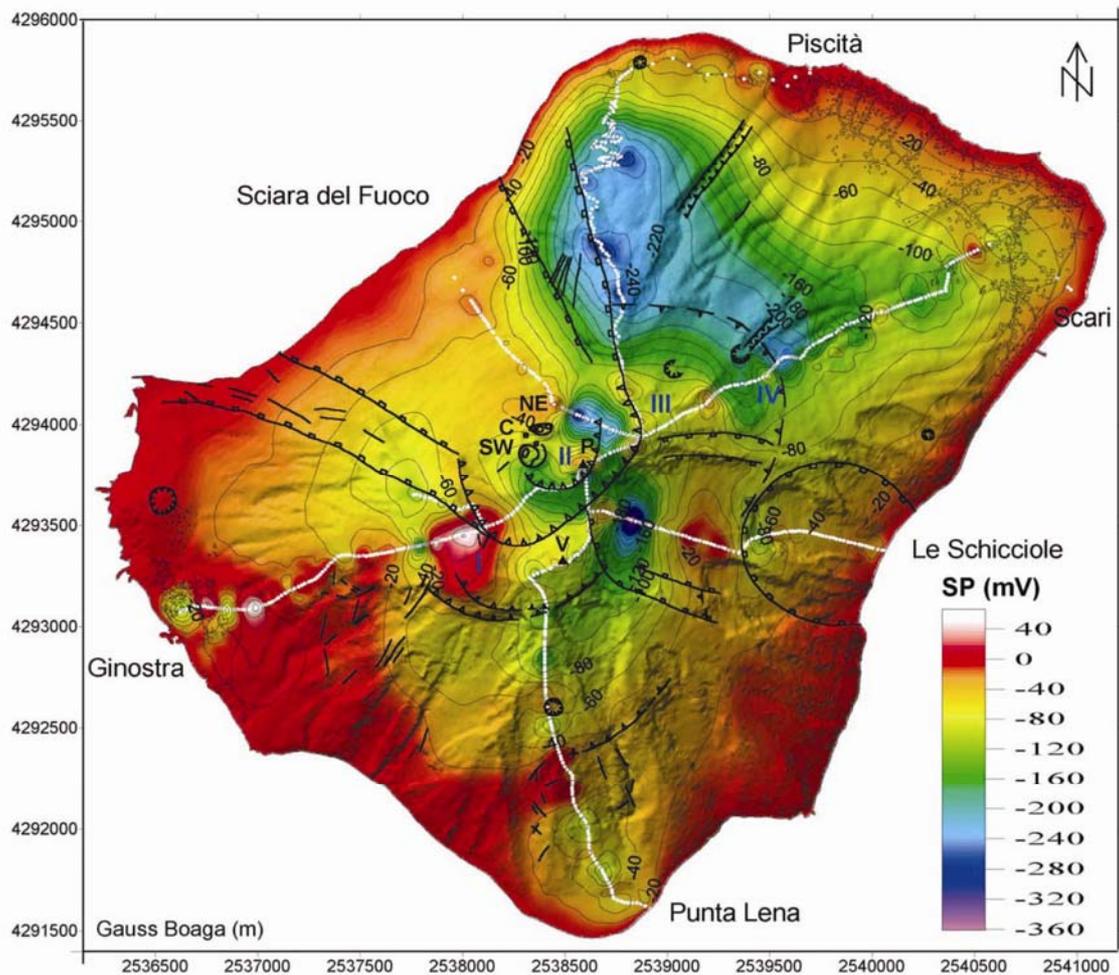


Fig. 2. SP map of Stromboli superimposed on shaded topography and volcano-structural features. White dots are the location of the measurement stations. I, II, III, and IV correspond to the different hydrothermal subsystems defined in Figs. 4, 5 and 6. Structural and topographic symbols are described in Fig. 1.

voltmeter, a pair of Cu/CuSO₄ non-polarizing electrodes and an insulated Cu cable 300 m long. Since the potential of the sea can be assumed to be constant at the mV scale, and because all six profiles extend down to the sea, a closure correction (always lower than 50 mV) could be calculated and applied linearly on the profiles. Gas samples were collected by pumping soil gases through a 3–4 mm diameter copper tube inserted to a depth of 0.5 m. They were injected in glass tubes and later analyzed by gas chromatog-

raphy in the laboratory. The analytical uncertainty in the CO₂ concentration is $\pm 5\%$ of the value. All the data were located using a GPS navigation receiver.

Because the data coverage of the island is highly heterogeneous, with a high density of data along the profiles and large areas with no data between them, the interpolation was made in several steps to obtain general SP and CO₂ maps (Figs. 2 and 3). For the SP map (Fig. 2), the potential of the sea was taken as the 0 mV

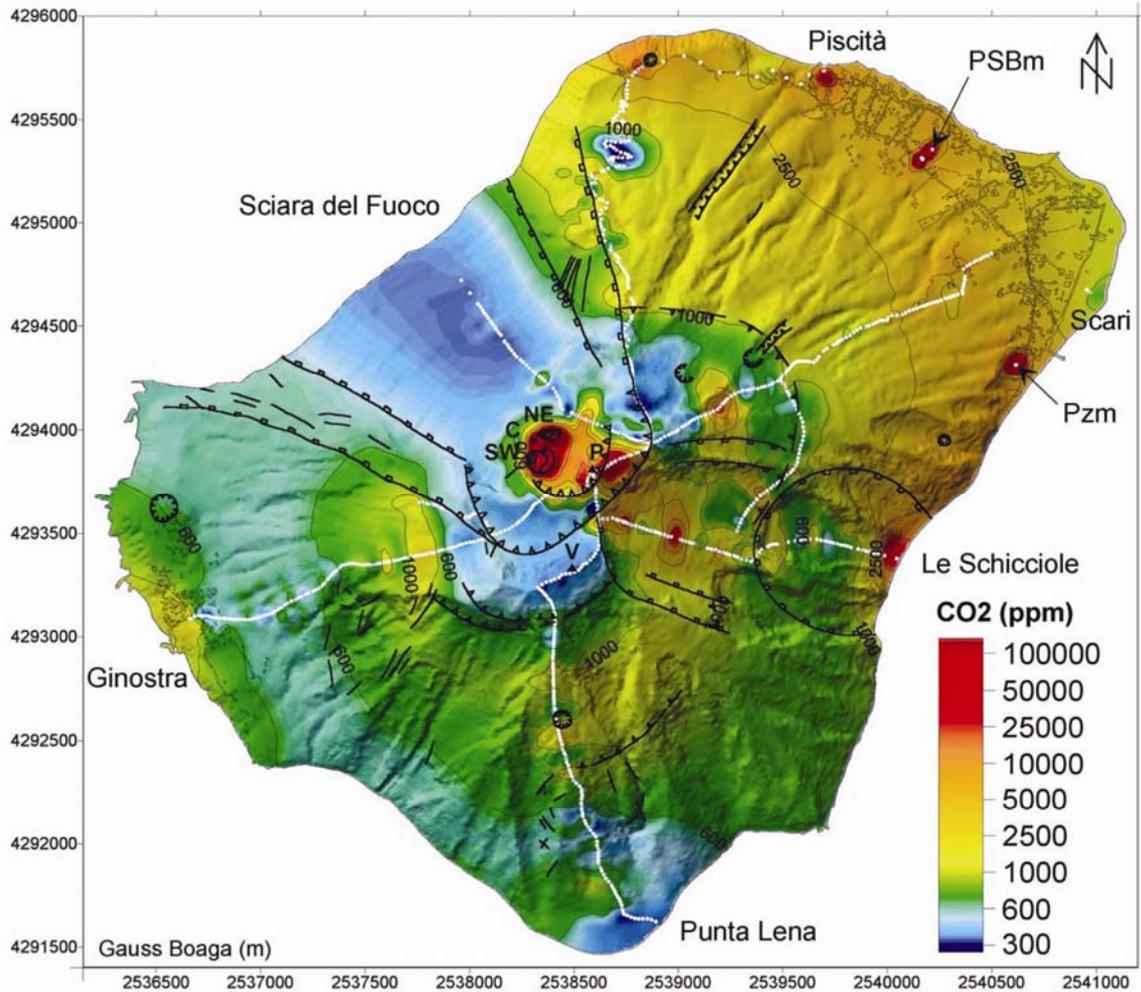


Fig. 3. CO₂ concentration map of Stromboli superimposed on shaded topography and volcano-structural features. White dots are the location of the CO₂ sampling stations. PSBm and Pzm designate the Piscità–San Bartolo and Pizzillo mofette areas, respectively. Structural and topographic symbols are described in Fig. 1.

reference. The areas covered by the sea were therefore assigned a value of 0 mV. In a second step, an SP map of the entire area was constructed using a wide mesh (200 m, i.e. 10 times larger than the sampling rate along the profiles) for interpolation. In a last step, a 50 m square mesh SP map was constructed, using the data along the profiles, 0 mV values for the areas covered by the sea and the grid values of the large mesh (200 m) SP map. This procedure allowed us to obtain a map with detail along the profiles and an interpolation, at the scale of the island, that is commensurate with the available data. A similar procedure was used to calculate the CO₂ map (Fig. 3), except that (1) the sea values were not fixed, (2) high CO₂ concentrations values were assigned to the SW, C and NE active craters to avoid the unrealistically low values obtained from a raw interpolation of the data in an area where degassing is obviously very high and (3) the interpolation has been constrained to avoid an unrealistic extent of the anomalies related to the very local mofettes of Piscità–San Bartolo and Pizzillo (PSBm and Pzm, respectively, in Fig. 3).

4. Results

4.1. SP survey

SP anomalies on volcanoes generally exhibit a large signal/noise ratio and are different on the flanks and on the summit area. On the flanks, a linear reverse relationship between SP and altitude is often observed (Corwin and Hoover, 1979; Jackson and Kauahikaua, 1987; Lénat, 1987; Aubert and Yéné Atangana, 1996). This phenomenon is thought to be related to a thickness increase of the vadose zone with altitude (Zablocki, 1978). At the Kilauea volcano, Jackson and Kauahikaua (1987) have shown that this relationship allows the definition of the water table depth. The gradient linking SP to the depth of the water table commonly ranges from -1.5 up to about -5 mV/m. Such zones are regarded as purely hydrogeological zones. By contrast, above the active or central zones of volcanoes, the SP increases regardless of altitude variations. This

change in the SP behavior is broadly interpreted in terms of upward hydrothermal circulations (see, for example, Zablocki, 1976). Thus the positive trends in SP anomaly mark underlying hydrothermal zones. Accordingly, when approaching the crater from the flanks, the negative hydrogeological SP gradient is interrupted by a positive trend which marks the beginning of the hydrothermal system. At Stromboli, SP data (Fig. 2) follow only in part this typical pattern: (i) on the flanks, a negative PS/altitude gradient is observed only in the northern part of the island and (ii) at the scale of the data spacing (20 m), large parts of the profiles show a level of noise, reaching up to 50 mV, rarely observed in similar volcanic sites (Figs. 4, 5 and 6). The Stromboli SP anomalies thus appear very unusual and deserve special analysis.

4.1.1. The Ginostra–Scari profile

The profile from Ginostra to Scari (Fig. 4) summarizes the SP pattern of Stromboli. Starting from the NE (Scari), we first observe a typical, although weak (~ -0.5 mV/m), negative gradient of SP with the altitude, although the data show a large amplitude short-wavelength noise (~ 40 – 100 m in wavelength). This trend is interrupted at A7. Between A7 and A1, we observe a succession of positive anomalies that are only slightly affected by short-wavelength noise. Thus, from Scari to A1, we can identify a typical SP pattern with a hydrogeological zone from Scari to A7 and a hydrothermal zone from A7 (420 m a.s.l.) to A1 (640 m a.s.l.). The data become atypical on the SW flank, from A1 to Ginostra. A large amplitude short-wavelength noise (~ 40 – 200 m in wavelength) characterizes the SP data which fluctuate around the electric potential of the sea. Using the usual SP hydrogeological model for the flanks of the volcanoes, this segment should have been interpreted in terms of a shallow water table at a constant depth. This could be possible only if an impermeable layer (e.g. fine-grained pyroclastites or breccias, altered lava flows) will prevent vadose water from flowing down to the basal water table of the island.

If we compare the whole profile with the geology, we note that the limits of the three segments

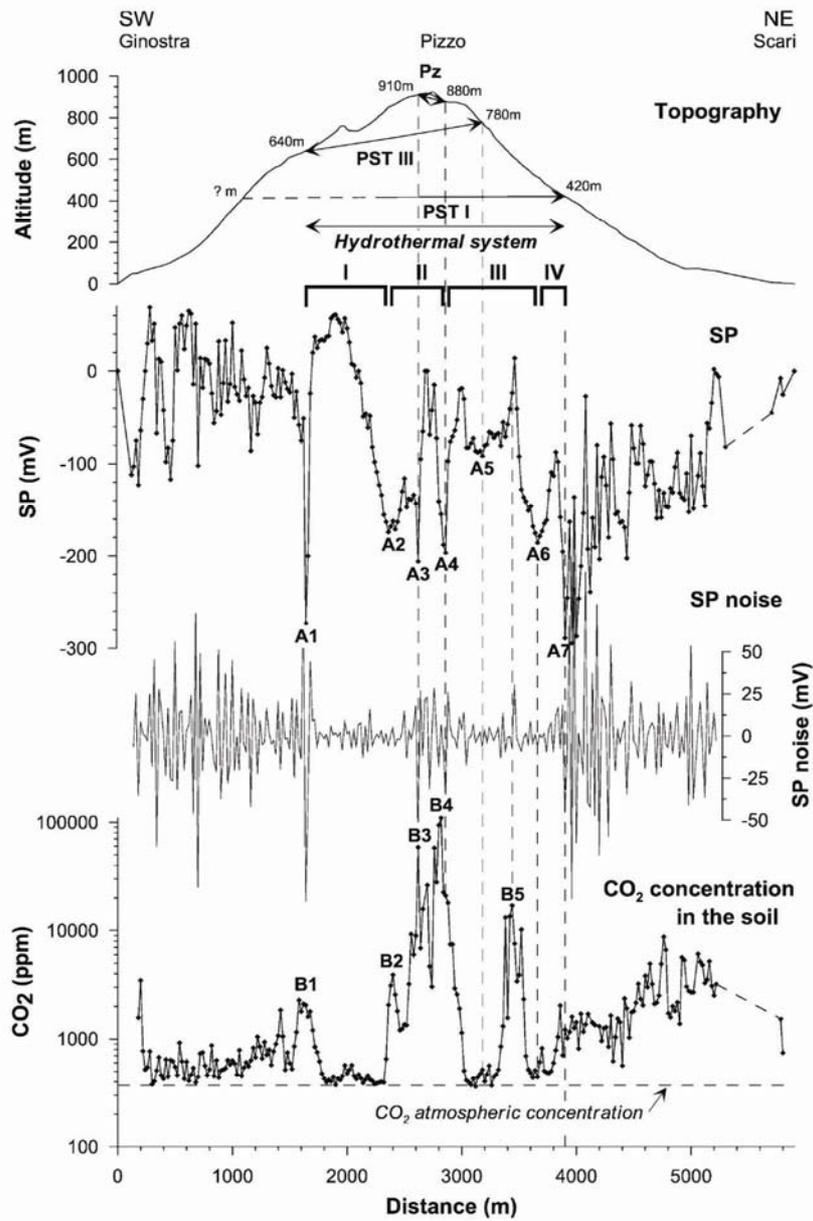


Fig. 4. Comparison between SP and CO₂ soil concentration along the Ginostra-Scari profile. A profile of the SP noise is displayed to illustrate noise variation between the flank and the hydrothermal zone (SP noise is calculated by subtracting a smoothed profile (three-point running average window) from the raw profile). PST I and PST III: PaleoStromboli I and III caldera extension. SP minima and CO₂ peaks are numbered (see text). I, II, III, IV: hydrothermal subsystems as in Fig. 2.

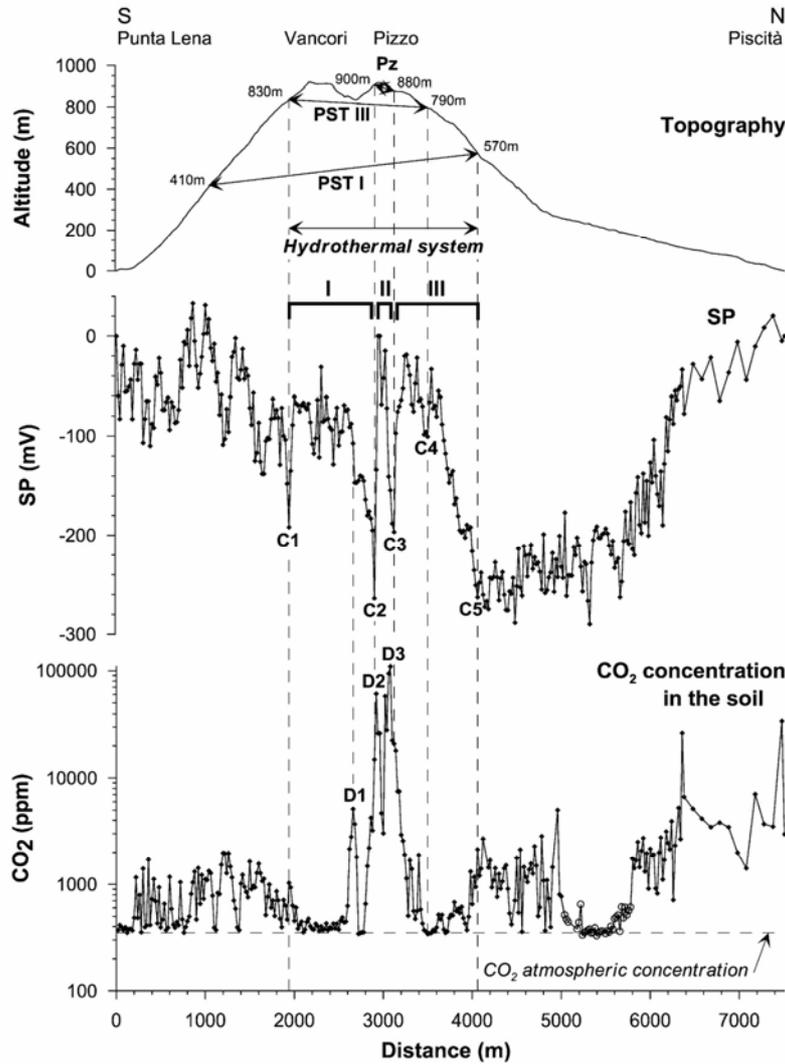


Fig. 5. Comparison between SP and CO₂ soil concentration along the Punta Lena–Piscità profile. Open circles: zone covered with concrete along the tourist trail. Other legends: same as Fig. 4.

of the profile correspond to an observed (A1) and an inferred (A7) caldera limits. This suggests that the hydrothermal system, between A1 and A7, is impounded by structural discontinuities. It is also worthwhile to point out that A1 and A7 are large amplitude SP lows. When A7 low is only the end of the SP decrease with altitude on the NE flank, A1 is a distinct negative anomaly.

The analysis of the Ginostra–Scari profile

(Fig. 4) gives us the criteria to interpret the other two profiles. We distinguished three SP zones: (1) a flank zone which shows the typical SP decrease with altitude, (2) a flank zone with virtually no relationship between SP and altitude and (3) a hydrothermal zone at the summit, characterized by a low level of short-wavelength noise, and a succession of positive anomalies and marked SP lows at its borders.

4.1.2. The Punta Lena–Piscità profile

In the northern half of the profile from Punta Lena to Piscità (Fig. 5), the SP decreases with altitude on the flank (~ -0.6 mV/m) and the transition to the hydrothermal zone C5 (570 m a.s.l.) is well defined. In the southern part, the profile interpretation is more problematic. Although we observe a slight trend of SP decrease with altitude, data are comparable to the southern

part of the Ginostra–Scari profile (Fig. 4). Moreover, the southern limit of the hydrothermal zone is not well defined and it could be represented by the C2 low. However, we will see that, using both SP and CO₂ data, this limit is more likely to correspond to the C1 (830 m a.s.l.) low.

4.1.3. The Sciara del Fuoco–Le Schicciolo profile

The third profile, running from the Sciara del

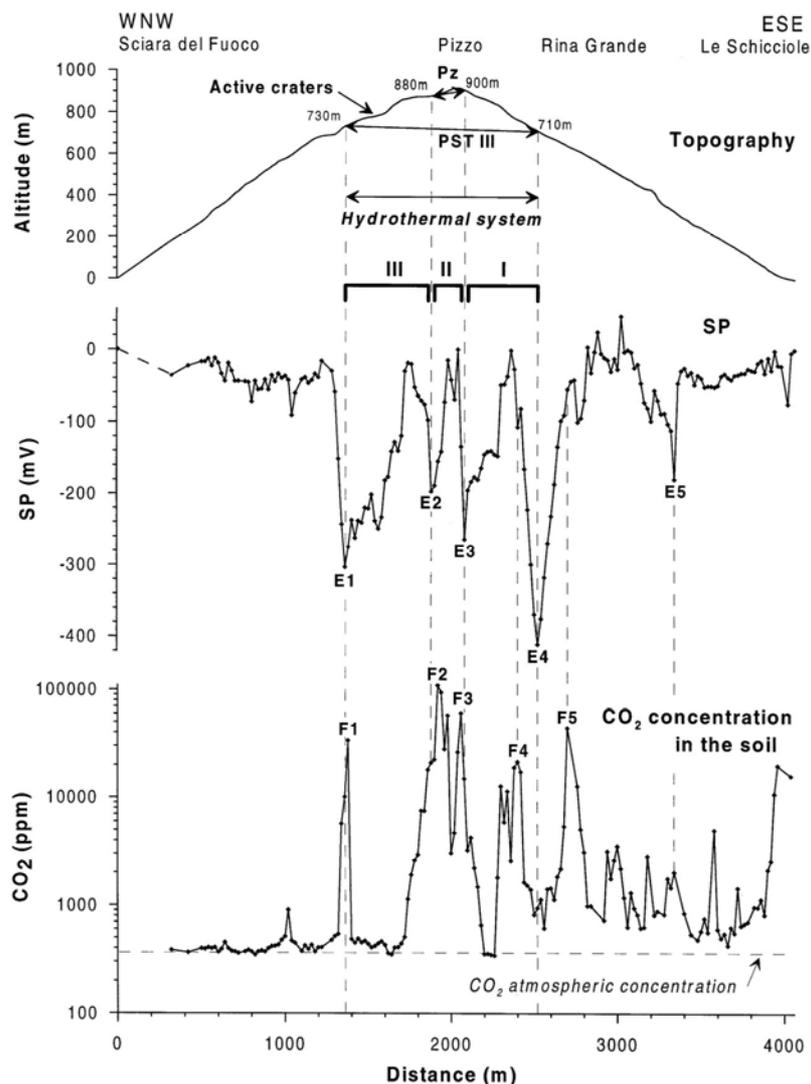


Fig. 6. Comparison between SP and CO₂ soil concentration along the Sciara del Fuoco–Le Schicciolo profile. Same legend as in Fig. 4.

Fuoco to Le Schicciolo (Fig. 6), follows the same atypical patterns. The SP hydrogeologic zone (with negative SP/altitude gradient) is virtually absent. On both flanks, the SP signal is characterized by a very low level of short-wavelength noise, especially in the Sciara del Fuoco and Le Schicciolo sectors, with a slight elevation in the Rina Grande sector to the west of E5. The hydrothermal zone is bracketed by E1 (730 m a.s.l.) near the summit active craters on the Sciara side and by E4 (710 m a.s.l.) on the Rina Grande–Le Schicciolo side.

4.2. CO₂ soil gas survey

The distribution of CO₂ concentration on Stromboli volcano (Fig. 3) shows variations spanning several orders of magnitude, from atmospheric concentrations (350 ppm) up to more than 100 000 ppm. Like the SP map, the CO₂ map reveals large-scale differences: the northern side shows a higher concentration of CO₂ than the rest of the island. Along the profiles (Figs. 4, 5 and 6), three types of zones can be distinguished according to the CO₂ concentration: (1) the concentration is close to that of the atmospheric one; (2) the concentration is significantly higher than the atmosphere; and (3) high concentration peaks. The lower and the upper parts of the edifice can be easily discriminated on the profiles. The upper part is characterized by an association of types 1 and 3. The flanks correspond mostly to type 2 with a few exceptions, particularly near the sea-shore.

On the northern part of the Ginostra–Scari and Punta Lena–Piscità profiles (Figs. 4 and 5), the CO₂ concentration tends to decrease with the altitude, like the SP values do. Only a portion of the Piscità profile departs from this pattern, showing a strong decrease of CO₂ (open circles in Fig. 5). This anomaly is thought to correspond to an artefact. This part is along the tourist trail which is covered with concrete in this area. We suspect that the concrete may drastically lower the permeability of the ground, therefore locally reducing the CO₂ flux. The southern part of the profiles exhibits a high level of noise with a concentration of about 600–800 ppm. No correlation with alti-

tude and no well-defined individual anomalies are observed there. The Sciara del Fuoco–Le Schicciolo profile (Fig. 6) is strikingly different from the others with virtually no CO₂ emanations (type 1) in the Sciara del Fuoco. In the Rina Grande–Le Schicciolo area, CO₂ concentration is high and a succession of individual short-wavelength anomalies (~140–200 m) can be defined. Very high CO₂ concentration is observed near the sea-shore on all the profiles, except for the Punta Lena and the Sciara del Fuoco profiles. The highest values are found in the north and the northeast areas, and particularly in the PSBm and Pzm areas (in Fig. 3). These two areas are well known by Stromboli inhabitants. In the PSBm area, steam, visible only during the cold winter season, rises from an apparently recent fracture. In the Pzm area, a series of small holes, approximately 1 m in diameter, are observed. Dead insects are frequently found inside.

4.3. Comparison between SP measurements and CO₂ concentrations

The SP and CO₂ maps of Stromboli (Figs. 2 and 3) show similar large-scale patterns: a difference between the northern and the southern part of the island and the presence of localized anomalies. The flanks of the northern part of the island are characterized by high CO₂ emanation and by the typical SP hydrogeological pattern. The other flanks show lower CO₂ concentration and no significant SP/altitude gradient. The upper part of the island is characterized by high amplitude anomalies of both parameters. All the profiles (Figs. 4, 5 and 6) show a strong correlation between both SP and CO₂ signals.

We use here the profile from Ginostra to Scari (Fig. 4) as a reference example to analyze this correlation. Starting from Scari, we first observe a decrease in SP and CO₂. From A7 to A1, the SP pattern has been interpreted above as the signature of the hydrothermal system. At the same altitude, the CO₂ pattern shows a different behavior than on the flanks, with a succession of large anomalies and of zones where the CO₂ concentration is close to the background atmospheric value. The main feature is that the peaks of CO₂ are

inversely correlated with the SP peaks. Only B5 (Fig. 4) does not fit this rule. This inverse correlation between the CO₂ and the SP fluctuations can be generally observed along all the profiles, with a few exceptions: two CO₂ peaks, at F4 and F5 on Fig. 6, have no negative SP counterpart (D1 in Fig. 5 is located very close to F4 in Fig. 6, and correspond to the same anomaly, see Fig. 3) and the negative SP peak, at E4 in Fig. 6, has no CO₂ counterpart.

5. Interpretation

Our new set of SP and CO₂ data reveals a complex fluid circulation pattern at Stromboli. The main points to be explained are: (1) the summit hydrothermal zone is not centered around the active craters; (2) the marked difference between the north and the other flanks profiles; (3) the large differences in CO₂ concentrations between different zones; (4) the large amplitude SP noise in some areas.

5.1. The hydrothermal system

There is good evidence of the presence of a hydrothermal system at the summit of Stromboli volcano. This is confirmed by thermal anomalies (Finizola, 1996), locally high H₂O steam flux (Finizola and Sortino, unpublished data), high CO₂ fluxes (Carapezza and Federico, 2000) and hydrothermal alteration of the rocks. Along the summit trail, at 30 cm depth, temperatures of 70°C can be measured as far as 110 m from the Pizzo. Calcite, Mg-calcite and gypsum, resulting from the hydrothermal alteration of the surface rocks, are largely distributed at the subsurface along the four profiles (Ginostra, Le Schiccirole, Scari and Sciara del Fuoco) from the summit to practically 600 m a.s.l. The signals expected from a simple hydrothermal system would be a positive increase of SP values and, possibly, a high flux of CO₂ degassing. Both types of signals are indeed observed in the upper part of the edifice, but they are also associated with prominent SP and CO₂ lows.

Also in this case, the Ginostra–Scari profile

(Fig. 4) can be used as a reference to analyze the SP and CO₂ trends in the hydrothermal zone. The SP limits of the system appear to be very sharp. They are assumed to correspond to the deep, short-wavelength SP minima A1 and A7 and to a decrease of the SP noise. Between A1 and A7, 4 individual positive SP anomalies (I to IV) can be distinguished, separated by sharp SP lows (see also the distribution of these anomalies in Fig. 2). The sharp boundaries of the inferred hydrothermal zone suggest that the system is impounded by geological barriers. The latter may be caldera faults because A1 (640 m a.s.l.) and A7 (420 m a.s.l.) coincide quite exactly with the NW continuation of PST III caldera fault and to the inferred traces of the PST I caldera fault, respectively. The boundaries between the individual positive anomalies of the hydrothermal zones can also be related to mapped faults of crater or flank collapses. A2 (850 m a.s.l.) is located on a fault close to the present active craters (6 in Fig. 1). A detailed SP and thermal study of the summit by Finizola et al. (submitted) shows that A3 (910 m a.s.l.) and A4 (880 m a.s.l.) are the boundaries of a hydrothermal system centered on the Pizzo and A4 coincides with the upper limits of the Rina Grande landslide. A5 (780 m a.s.l.) could correspond to the buried continuation of PST III caldera fault. Only A6 (510 m a.s.l.) does not have a known structural equivalent. Thus the SP data strongly suggest that the hydrothermal system at the summit of Stromboli is not homogeneous but is partitioned in subsystems by faults. The CO₂ exhibits a singular behavior, with very large anomalies separated by zones with virtually no CO₂ emanation. As noted earlier, peaks of CO₂ correspond, with a few exceptions, to SP lows, whereas SP high values are CO₂ free. Only SP anomaly II and part of anomaly III are associated with large CO₂ anomalies.

The SP and CO₂ anomaly patterns in the hydrothermal zone raise two main problems: (1) why the boundaries of the hydrothermal subsystems are characterized by SP lows and CO₂ highs and (2) why the CO₂ emanations disappear over most SP highs when one would think of a high CO₂ flux in the active zone of the volcano.

The first problem can be explained if the faults

that separate the hydrothermal subsystems are highly permeable. In this case, the faults act as drains where fluids flow downward by gravitation while gas moves upward. The second problem requires a mechanism to block the CO₂ flux at depth. Two mechanisms can be suggested: (1) the presence of an impermeable layer or (2) the capture of CO₂ by fluids. In the first hypothesis, the hydrothermal activity would have sealed the rocks at depth, preventing the gas from rising up. Self-sealing is indeed a common feature in hydrothermal systems (see, for example, Browne, 1978; Fisher et al., 1997; Fulignati et al., 1996; Hochstein and Browne, 2000; Harris and Maciejewski, 2000). In this case, the hydrothermal convection would be mostly supplied by meteoric water infiltrated along the permeable structural discontinuities, as suggested above, and convective cells would be generated above the sealed zone. The other hypothesis is to consider that the CO₂ flux is dissolved by the hot liquids in the hydrothermal system and is then swept laterally by the convection cells. However, experimental curves of CO₂ solubility as a function of temperature (D'Amore and Truesdell, 1988) indicate that the CO₂ solubility decreases exponentially from 0 to 170°C. Moreover, the sharp variation of CO₂ at the boundary of the hydrothermal subsystems is hardly compatible with realistic chemical variations in hydrothermal cells. Therefore, only a reduction of permeability due to hydrothermal alteration can be considered as realistic.

The two other profiles can be analyzed using the same criteria as for Ginostra–Scari profile, considering that they all have a part in common in the hydrothermal zone. On Punta Lena–Piscità profile (Fig. 5), the SE limit of the hydrothermal zone is not clearly defined. If we consider the SP profile, the C1 and C2 lows could be the equivalent of A1 on Ginostra–Scari profile. The SP pattern between C1 and C2 is more similar to the pattern along the flank than to the hydrothermal one. On the other hand, the CO₂ pattern advocates for a structural limit in C1 (830 m a.s.l.) that could coincide with the PST III caldera border fault, while C2 (900 m a.s.l.) and C3 (880 m a.s.l.) coincide with the border of the Pizzo hydrothermal system. The C4 minimum (790 m a.s.l.)

could correspond to the A5 minimum and C5 (570 m a.s.l.) coincide with the inferred PST I caldera fault. On the Sciara del Fuoco–Le Schicciolate profile (Fig. 6), we can observe that the active craters of Stromboli are practically located on the border of the hydrothermal zone. E1 (730 m a.s.l.) could correspond to the buried PST III caldera border fault, while E2 (880 m a.s.l.) and E3 (900 m a.s.l.) mark the limits of the Pizzo hydrothermal subsystem. To the east, the limit of the hydrothermal zone is defined by E4 (710 m a.s.l.) on the SP profile and by F5 (640 m a.s.l.) on the CO₂ profile (the 180 m divergence between E4 and F5 is discussed later). The SP minimum E4 coincides with the inferred concealed fault of PST III caldera. The SP minimum E5 (330 m a.s.l.) could be associated with the head-fault of the Le Schicciolate flank collapse.

5.2. Difference between the northern and the other flanks

The SP values and CO₂ concentrations show a strong difference between the northern and the other profiles. This difference cannot be linked to the surface geology but rather should be related to the internal structure. According to the SP pattern, the northern flank resembles the SP pattern found on most of the volcano flanks. The inverse relationship between SP and the altitude indicates that this flank of the volcano is mostly constituted of porous layers through which vadose water flows down to the basal water table. However, the rest of the island shows a different behavior, probably due to the presence of impermeable layers that prevent the vertical flow of vadose water to the basal water table. In the Ginostra and Punta Lena sectors, the impermeable layers seem to be more or less continuous. This would explain the SP variations along the profiles. The Sciara del Fuoco and Rina Grande–Le Schicciolate sectors seem to be slightly different. The SP profile in the Sciara del Fuoco is nearly flat. In hydrogeological terms, this indicates the presence of a continuous impermeable layer at a constant depth. The gliding plane of the Sciara del Fuoco landslide could represent such a layer and could indicate the presence of crushed material rich in

hydrated and altered minerals such as clay. The Rina Grande–Le Schicciolo sector shows a similar trend for SP but a different one for CO₂. Uphill, the Rina Grande zone shows more variations in SP. In fact, this area, characterized by large nested flank landslides, is apparently more complex than the Sciara del Fuoco.

5.3. Distribution of CO₂ emanations

Very high CO₂ concentrations are observed in many areas of Stromboli. This denotes a widespread flux of CO₂ with a deep origin. On the contrary, the different concentration between zones must be related to relatively shallow processes like the ones discussed above for the summit hydrothermal zone. Along the flanks, the CO₂ distribution more or less mimics the SP trend and therefore supports the presence of permeable and impermeable layers. In general CO₂ concentration is high on the porous northern flank and in the highly fractured zones.

5.4. SP noise variations

We have already pointed out that the signal/noise ratio of the SP data of Stromboli is significantly degraded compared to many surveys on other volcanoes. A detailed interpretation of this

phenomenon would certainly require more specific studies that are beyond the scope of this work. However, we can use the noise level variation to better constrain our interpretations. The noise level along Ginostra–Scari profile, calculated by subtracting a smoothed profile (three-point running average window) from the raw profile, is illustrated in Fig. 4. We observe a clear threshold between the hydrothermal zone and the flank. A similar observation was made by Dana (1992) on Lamongan volcano (Indonesia). One possible interpretation is to consider a variation in the lithology linked to the hydrothermal alteration. The altered rocks within the geothermal zone could behave more homogeneously with regard to the electric currents than the external unaltered counterpart. Another explanation could be to consider the nature of the rocks. The hydrothermal system seems to be impounded within calderas and craters and the rocks within these subsided structures may be different than the rocks along the flanks.

6. Discussion

The extensive and dense coverage of SP and CO₂ data allows us to investigate the fluid circulation of the Stromboli island. In the previous sections, we have pointed out that structural lim-

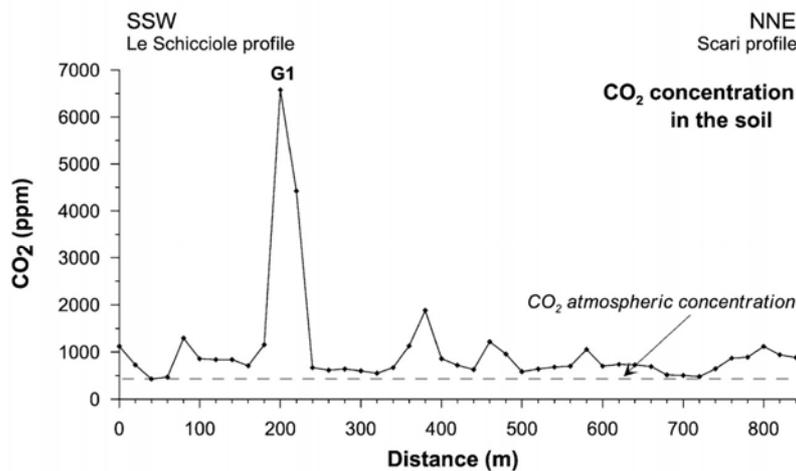


Fig. 7. Profile of CO₂ soil concentration between the Le Schicciolo and Scari profiles at the nearly constant elevation of 470 m a.s.l.

its appear to be the major factor in controlling the fluid circulations and the extension of the hydrothermal system. However, three points deserve special discussion: (1) some CO₂ peaks are not correlated with SP minima nor with known structural limits; (2) the hydrothermal system of Stromboli is not limited by a single structure (such as calderas PST I or PST III, flank collapse faults or summit craters); and (3) it is not centered on the presently active craters.

Along the structural limits, short-wavelength SP minima were interpreted in terms of water infiltration, and they coincide with the CO₂ highs interpreted in terms of preferential degassing along permeable fault zones. The correlation between SP minima and CO₂ peaks is systematic with only three exceptions (B5 in Fig. 4 and F4 and F5 in Fig. 6). In these cases, CO₂ anomalies could be interpreted in terms of regional features. Indeed, B5 and F4 are in line with the PSBm area. In addition, two CO₂ emanation anomalies were evidenced by Carapezza and Federico (2000) along this line, on the Nel Cannestrà fissure and between the latter and PSBm. In order to investigate a possible link between F5 and the Pzm area, an additional CO₂ profile was carried out at 470 m a.s.l. between the Le Schiccirole and Scari profiles. The profile (Fig. 7) reveals the presence of a large CO₂ anomaly (G1) between the northern wall of the Rina Grande collapse and F5. G1, F5 and Pzm are aligned. These observations strongly suggest that these CO₂ anomalies are distributed along two faults oriented N41° and N64°, respectively (Fig. 8). The N41° orientation fits with a recent dyke intrusion inferred by Bonaccorso (1998) and with regional stresses deduced from seismic data by Falsaperla et al. (1999). The N64° coincides with lineaments found in a structural analysis by Zanchi and Francalanci (1989). Also note that the headwalls of five small sector collapses (Fig. 8) between Scari and Rina Grande practically coincide with the inferred fault trace; this could indicate a direct relation between displacements along the fault and collapses on the flank. All these observations thus suggest the presence of two regional faults, decoupled from the volcanic superstructures. These faults allow the degassing of CO₂ at the surface and can ac-

count for the very high CO₂ soil concentrations in PSBm and Pzm.

Unlike most hydrothermal systems previously surveyed using the SP method, Stromboli hydrothermal system presents complex limits and is not centered on the presently active craters (Fig. 8). This divergence may be interpreted in different ways. The internal heat sources may not be limited to the source below the active craters. In the hydrothermal subsystems I and III, the heat flow can be supplied by intrusions emplaced away from the active craters. Intrusions along this direction would be in agreement with the rift zone-like morphology of this part of Stromboli and the 1994 dike intrusion proposed by Bonaccorso (1998). Another possibility is to consider that the heat source corresponds to deep intrusions around the active conduits and that the flow patterns of the hydrothermal subsystems are deformed by structural heterogeneities such as the caldera structures argued above. It is not possible, with the available data, to determine which interpretation is more realistic. In our opinion, the two types of phenomena (scattered intrusions and the influence of the structural heterogeneities) may act concurrently. The extension of the hydrothermal subsystem I would be controlled by PST I and, possibly, partly by the Sciara del Fuoco and the Rina Grande structures, that of the subsystem II by the possible continuity of PST III and Rina Grande structures and that of the subsystem III by PST I and, again, the Sciara del Fuoco and Rina Grande structures. Subsystem IV is probably only related to the immediate surroundings of the eruptive fissure of Nel Cannestrà.

7. Conclusion

This work addresses the study of fluids circulation of the Stromboli island by using a dense coverage of SP and CO₂ data. Because Stromboli is an isolated volcano with permanent explosive activity and continuous degassing, it can be regarded as a good reference site for comparable studies on other volcanoes. The observed complex patterns of SP and CO₂ anomalies reflect the combined effects of the volcanic and regional

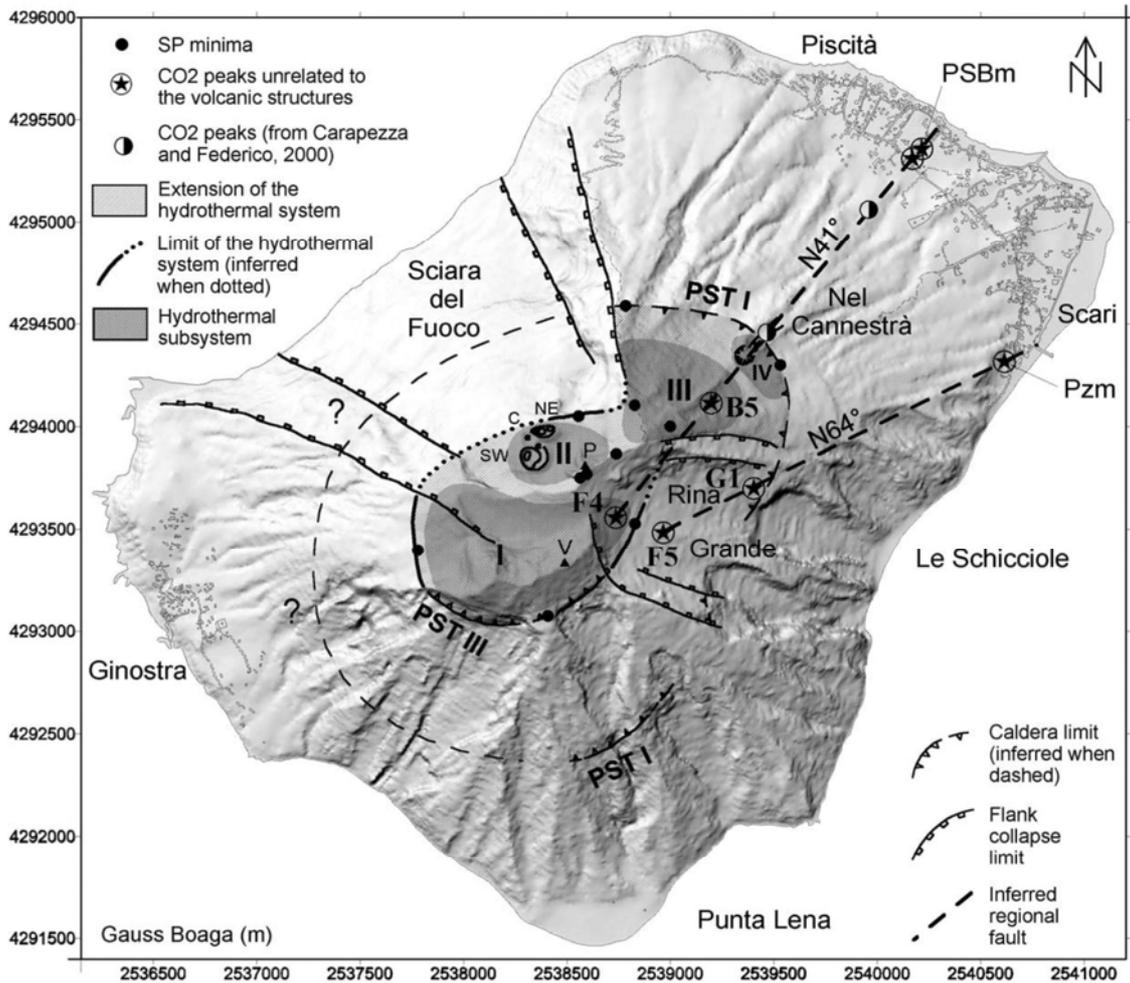


Fig. 8. Map showing the extension of the hydrothermal system of Stromboli and the location of the two inferred regional faults associated with CO₂ anomalies.

structures in the control of the fluids circulation and the CO₂ degassing. We propose a model involving two systems: (i) a deep CO₂ system, corresponding to degassing of magma, and (ii) a more superficial one, corresponding to a hydrothermal system created mostly by meteoric water interacting with the volcanic heat sources. Figure 9 summarizes the interpretation proposed in this work.

The northern side of the island shows a marked difference compared to the rest of the island. The

northern flank exhibits (i) a negative SP/altitude gradient, and (ii) a higher level of CO₂. The SP pattern advocates for a northern flank constituted mostly of porous layers through which vadose water flows down to the basal water table. The other flanks must contain impermeable layers that do not allow the vertical flow of vadose water. In the Sciara del Fuoco and Rina Grande–Le Schicciolo landslide complexes, the gliding planes may constitute these impermeable layers. This general structure of the flanks explains the main SP and

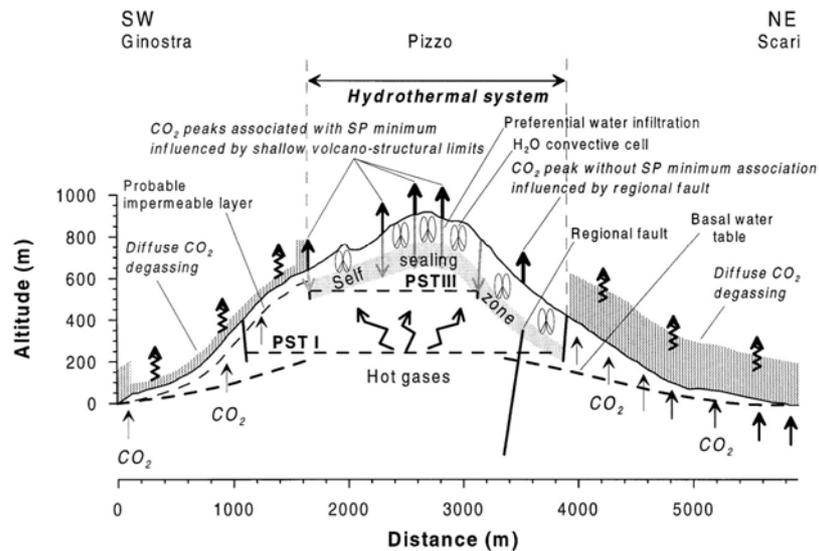


Fig. 9. Interpretative section of fluid circulation and structures of Stromboli along the Ginostra–Scari profile. NB: The depth of the self-sealing zone is not constrained. For clarity it is represented between 100 and 150 m depth but could be shallower.

CO₂ patterns. The general high CO₂ concentrations observed in the whole island denote a widespread flux of CO₂ of deep origin. At the surface, the CO₂ concentration is high on the porous northern flank and lower on the other flanks where the presence of impermeable layers could partially block the CO₂ flux.

In the volcanic active summit, the SP and CO₂ signals reveal a complex structure of the hydrothermal system. The hydrothermal system is not homogeneous but composed of three main subsystems and a fourth minor one. The limits of the latter are well defined by short-wavelength (60–100 m) negative SP anomalies and high peaks of CO₂ concentration. These boundaries are found to coincide with faults limiting ancient collapsed calderas, craters and flank landslides. The SP and CO₂ signals at these discontinuities can be explained if the fault zones have a high permeability enabling gravitational descent of fluids and rise of gas. In addition, the overall hydrothermal zone is not centered on the present active craters that are actually located near its western border. This discrepancy between the location of the active craters and the extent of the hydrothermal system sug-

gests that the internal heat sources may not be restricted to the conduits of the active craters but that intrusions along a N40° axis may significantly contribute to the heat supply of the hydrothermal system. Alternatively, if the heat sources of the hydrothermal system were limited to the conduits of the active craters, then the flow patterns in the hydrothermal system would be profoundly influenced by the structural heterogeneities of the summit zone, as suggested by the correspondence between the SP–CO₂ signals and the structural limits.

Positive SP anomalies correlated with the virtual absence of CO₂ emanation in large areas of the hydrothermal subsystems suggest the self-sealing of the hydrothermal system at depth. Accordingly, the positive SP anomalies would be generated by fluids circulation above the sealed zone which, in turn, would act as a barrier to the CO₂ flux.

Finally, we show strong evidences for the presence of two regional faults oriented N41° and N64°, respectively, decoupled from the volcanic superstructures, along which the CO₂ degassing is independent from the volcanic system.

Acknowledgements

We sincerely thank Sandrine Poteaux, Virginie Meister, Romain Boyer, Fabrice Mourau, Maria Albo Selma and Laura Turinese for their invaluable help during the summer 1999 and spring 2000 field campaign. Special thanks to Maurizio Ripepe for his warm welcome at the Osservatorio Geofisico di Firenze during the two field campaigns, his detailed and careful reviews of the manuscript and his logistical support with Massimo Della Schiava, especially during the Sciarra del Fuoco profile measurements. Reviews by John Stix and Giorgio Capasso have considerably helped to improve the manuscript. A.F. acknowledges the Société de Secours des Amis des Sciences for a research grant.

References

- Allard, P., Carbone, J., Dajčević, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., Zettwoog, O., 1991. Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature* 351, 387–391.
- Anza, S., Badalamenti, B., Giammanco, S., Gurrieri, S., Nuccio, P.M., Valenza, M., 1993. Preliminary study on emanation of CO₂ from soils in some areas of Mount Etna (Sicily). *Acta Vulcanol.* 3, 189–193.
- Aubert, M., 1999. Practical evaluation of steady heat discharge from dormant active volcanoes: case study of Vulcarolo fissure (Mount Etna, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 92, 413–429.
- 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 spontané (PS) et essai d'interprétation de l'éruption de 1983. *C.R. Acad. Sci. Paris Sér.* 296, 379–382.
- Aubert, M., Baubron, J.C., 1988. Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 217–225.
- Aubert, M., Yéné Atangana, Q., 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water* 34, 1010–1016.
- Azzaro, R., Branca, S., Giammanco, S., Gurrieri, S., Rasà, R., Valenza, M., 1998. New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 84, 143–152.
- Ballestracci, R., 1982. Self-potential survey near the craters of Stromboli volcano (Italy). Inference for internal structure and eruption mechanism. *Bull. Volcanol.* 45, 349–365.
- Bonaccorso, A., 1998. Evidence of a dyke-sheet intrusion at Stromboli volcano inferred through continuous tilt. *Geophys. Res. Lett.* 25, 4225–4228.
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 6, 229–250.
- Carapezza, M.L., Federico, C., 2000. The contribution of fluid geochemistry to the volcano monitoring of Stromboli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95, 227–245.
- Corwin, R.F., Hoover, D.B., 1979. The Self-Potential method in geothermal exploration. *Geophysics* 44, 226–245.
- D'Alessandro, W., De Domenico, R., Parello, F., Valenza, M., 1992. Soil degassing in tectonically active areas of Mt. Etna. *Acta Vulcanol.* 2, 175–183.
- D'Amore, F., Truesdell, A.H., 1988. A review of solubilities and equilibrium constants for gaseous species of geothermal interest. *Sci. Geol. Bull.* 41, 309–332.
- Dana, Y.N., 1992. Contribution de la méthode de polarisation spontanée (PS) à la connaissance structurale et à la surveillance de quelques volcans indonésiens. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S., Siniscalchi, A., 1998. Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma–Vesuvius structural setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 82, 219–238.
- Di Maio, R., Patella, D., 1994. Self-potential anomaly generation in volcanic areas. The Mt. Etna case-history. *Acta Vulcanol.* 4, 119–124.
- Di Maio, R., Patella, D., Siniscalchi, A., 1994. Etna: self-potential, magnetotelluric and geoelectrical measurements. *Acta Vulcanol.* 6, 30–31.
- Etiopie, G., Beneduce, P., Calcara, M., Favali, P., Frugoni, F., Schiattarella, M., Smriglio, G., 1999. Structural pattern and CO₂–CH₄ degassing of Ustica Island, Southern Tyrrhenian basin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 291–304.
- Falsaperla, S., Lanzafame, G., Longo, V., Spampinato, S., 1999. Regional stress field in the area of Stromboli (Italy): insights into structural data and crustal tectonic earthquakes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 147–166.
- Finizola, A., 1996. Etude d'une fissure thermique au Stromboli; interprétation volcanologique et structurale, Mémoire de D.E.A. Processus Magmatiques et Métamorphiques – Volcanologie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 60 pp.
- Finizola, A., Ramos, D., Macedo, O., 1998. Self-potential studies of hydrothermal systems and structure on Misti and Ubinas volcanoes, S. Peru, 23rd EGS Meeting, *Ann. Geophys. Suppl. I to Vol. 16 (Solid Earth, Geophysics, and Geodesy)*, 194.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., submitted. The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluids measurements. Structural and monitoring implications. *Bull. Volcanol.*
- Fisher, T.P., Sturchio, N.C., Stix, J., Arehart, G.B., Counce, D., Williams, S.N., 1997. The chemical and isotopic composition of fumarolic gases and spring discharges from Galeras Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 229–253.

- Francalanci, L., 1987. Evoluzione vulcanologica e magmatologica dell'isola di Stromboli (Isole Eolie): Relazioni tra magmatismo calc-alcalino e shoshonitico. Tesi di Dottorato, Dipartimento di Scienze della Terra, Florence, 351 pp.
- Fulignati, P., Gioncada, A., Sbrana, A., 1996. Modello geologico del sistema idrotermale-magmatico di Vulcano. In: La Volpe, L., Dellino, P., Nuccio, M., Privitera, E., Sbrana, A. (Eds.), Progetto Vulcano. Risultati delle Attività di Ricerca 1993–1995, pp. 97–118.
- Gabbianelli, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., Calanchi, N., 1993. Marine geology of the Panarea–Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian sea). *Acta Vulcanol.* 3, 11–20.
- Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M., 1997. Soil CO₂ degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily): the Pernicana fault. *Appl. Geochem.* 12, 429–436.
- Harris, A.J.L., Maciejewski, A.J.H., 2000. Thermal surveys of the Vulcano Fossa fumarole field 1994–1999: evidence for fumarole migration and sealing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 229–253.
- Hochstein, M.P., Browne, P.R.L., 2000. Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. A Press, pp. 835–855.
- Hornig-Kjarsgaard, I., Keller, J., Koberski, U., Stadlbauer, E., Francalanci, L., Lenhart, R., 1993. Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, 21–68.
- Irwin, W.P., Barnes, I., 1980. Tectonic relations of carbonate dioxide discharges and earthquakes. *J. Geophys. Res.* 85, 3115–3121.
- Jackson, D.B., Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano: 'Volcanism in Hawaii' chapter 40. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350, 947–959.
- Keller, J., Hornig-Kjarsgaard, I., Koberski, U., Stadlbauer, E., Lenhart, R., 1993. Geological map of the island of Stromboli. *Acta Vulcanol.* 3.
- Klusman, R.W., 1993. *Soil Gas and Related Methods for Natural Resource Exploration*. John Wiley and Sons, New York.
- Lénat, J.F., 1987. Structure et dynamique interne d'un volcan basaltique intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse de doctorat ès sciences. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Lénat, J.F., Robineau, B., Durand, S., Bachélery, P., 1998. Etude de la zone sommitale du volcan Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *C.R. Acad. Sci.* 327, 781–788.
- Malengreau, B., Lénat, J.F., Bonneville, A., 1994. Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 165, 221–232.
- Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, N., Takagi, A., Nishida, Y., Mori, H.Y., 1990. Self-potential study in volcanic areas – Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII* 8, 465–477.
- Nishida, Y., Tomiya, H., 1987. Self-potential studies in volcanic areas – Usu volcano. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII* 8, 173–190.
- Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduno, V.H., Tibaldi, A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, 79–89.
- Patella, D., 1997. Self-potential global tomography including topographic effects. *Geophys. Prosp.* 45, 843–863.
- Rosi, M., 1980. The Island of Stromboli. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 36, 345–368.
- Sugisaki, R., Ido, M., Takeda, H., Isobe, Y., Hayashi, Y., Nakamura, N., Satake, H., Mizutani, Y., 1983. Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity. *Geology* 91, 239–258.
- 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.
- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. In: *Proceedings, 2nd UN Symposium of the development and use of geothermal resources, San Francisco, CA, May 1975*, 2, pp. 1299–1309.
- Zablocki, C.J., 1978. Streaming potentials resulting from the descent of meteoric water. A possible source mechanism for Kilauean self-potential anomalies. *Geotherm. Resour. Coun. Trans.* 2, 747–748.
- Zanchi, A., Francalanci, L., 1989. Analisi geologico-strutturale dell'isola di Stromboli: alcune considerazioni preliminari. *Boll. GNV* 5, 1027–1044.
- Zlotnicki, J., Michel, S., Annen, C., 1994. Anomalies de polarisation spontanée et systèmes convectifs sur le volcan du Piton de la Fournaise (île de la Réunion, France). *C.R. Acad. Sci. Paris* 318-II, 1325–1331.

The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements.

Structural and monitoring implications.

**Anthony Finizola, Francesco Sortino, Jean-François Lénat,
Maurice Aubert, Maurizio Ripepe and Mariano Valenza.**

- 1. Introduction**
- 2. Geological setting**
- 3. Sources of T, SP and CO₂ anomalies**
- 4. Data acquisition and processing**
 - a. SP, T and CO₂ data**
 - b. Gas sampling**
- 5. Temperature, SP and CO₂ maps and anomaly identification**
 - a. Temperature map (Fig. 4)**
 - 5.1.a. The Fossa and active crater area**
 - 5.1.b. The Pizzo area**
 - b. SP map (Fig. 5)**
 - 5.2.a. Positive SP anomalies associated with temperature anomalies**
 - 5.2.b. Positive SP anomalies without a T anomaly**
 - 5.2.c. SP minima**
 - c. CO₂ map (Fig. 6)**
 - 5.3.a. The Fossa area**
 - 5.3.b. The Pizzo area**
- 6. Analysis of T, SP and CO₂ correlations. Fluid geochemistry**
 - a. Correlations between T and SP maxima**
 - b. Correlations between short wavelength SP minima and T maxima**
 - c. T and CO₂ correlation**
 - d. T and SP noise variation**
- 7. Interpretation**
 - a. Relationship between structural boundaries and anomalies**
 - b. Shallow fluid circulation in the Fossa area revealed by short wavelength SP signals**
 - c. Fluid geochemistry**
- 8. Discussion**
- 9. Conclusion**

Anthony Finizola · Francesco Sortino ·
Jean-François Lénat · Maurice Aubert ·
Maurizio Ripepe · Mariano Valenza

The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluid measurements, with structural and monitoring implications

Received: 17 January 2002 / Accepted: 13 January 2003 / Published online: 4 April 2003
© Springer-Verlag 2003

Abstract Accurate and precisely located self-potential (SP), temperature (T) and CO₂ measurements were carried out in the summit area of Stromboli along 72 straight profiles. SP data were acquired every metre and T data every 2.5 m. CO₂ concentrations were acquired with the same density as T, but only along seven profiles. The high density of data and the diversity of the measured parameters allows us to study structures and phenomena at a scale rarely investigated. The shallow summit hydrothermal activity (Pizzo–Fossa area) is indicated by large positive SP, T and CO₂ anomalies. These anomalies are focused on crater faults, suggesting that the fracture

zones are more permeable than surrounding rocks at Stromboli. The analysis of the distribution of these linear anomalies, coupled with the examination of the geologic, photographic and topographic data, has led us to propose a new structural interpretation of the summit of Stromboli. This newly defined structural framework comprises (1) a large Pizzo circular crater, about 350 m in diameter; (2) a complex of two concealed craters nested within the Pizzo crater (the Large and the Small Fossa craters), thought to have formed during the eruption of the Pizzo pyroclastites unit; the Small Fossa crater is filled with highly impermeable material that totally impedes the upward flow of hydrothermal fluids; and (3) The present complex of active craters. On the floor of the Fossa, short wavelength SP lows are organized in drainage-like networks diverging from the main thermal anomalies and converging toward the topographic low in the Fossa area, inside the Small Fossa crater. They are interpreted as the subsurface downhill flow of water condensed above the thermal anomalies. We suspect that water accumulates below the Small Fossa crater as a perched water body, representing a high threat of strong phreatic and phreatomagmatic paroxysms. T and CO₂ anomalies are highly correlated. The two types of anomalies have very similar shapes, but the sensitivity of CO₂ measurements seems higher for lowest hydrothermal flux. Above T anomalies, a pronounced high frequency SP signal is observed. Isotopic analyses of the fluids show similar compositions between the gases rising through the faults of the Pizzo and Large Fossa craters. This suggests a common origin for gases emerging along different structural paths within the summit of Stromboli. A site was found along the Large Fossa crater fault where high gas flux and low air contamination made gas monitoring possible near the active vents using the alkaline bottle sampling technique.

Editorial responsibility: J. Gilbert

A. Finizola (✉) · J.-F. Lénat · M. Aubert
Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC,
Université Blaise Pascal, CNRS,
5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France
e-mail: finizola@ov.ingv.it
Tel.: +39-81-6108357
Fax: +39-81-6108351

F. Sortino · M. Valenza
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV),
Via Ugo La Malfa, 153, 90144 Palermo, Italy

M. Ripepe
Dipartimento di Scienze della Terra,
Università di Firenze, Via Giorgio La Pira 4, 50121 Firenze, Italy

M. Ripepe
Laboratorio di Geofisica, Dipartimento di Scienze della Terra,
Università degli Studi di Camerino,
Via Gentile III da Varano, 62032 Camerino (MC), Italy

M. Valenza
Dipartimento di Chimica e Fisica della Terra e Applicazioni,
Università di Palermo, Via Archirafi, 36, 90123 Palermo, Italy

Present address:

A. Finizola, Osservatorio Vesuviano,
INGV sezione di Napoli, via Diocleziano 328, 80124 Napoli, Italy

Keywords Carbon dioxide · Hydrothermal system · Soil gas · Stromboli · Temperature

Introduction

Active hydrothermal systems usually develop on active volcanoes in response to the circulation of magmatic gases, heat and meteoric water. They dissipate much of the volcanic energy and are often the sites of the first indications of impending crises. Their study is also important in investigations of the circulation of heat and fluids inside the edifices and in the development of monitoring techniques. Stromboli volcano is an ideal place for such studies. Its activity is long-lived and the presence of a very active hydrothermal system at its summit is evident from surface hydrothermal alteration, warm ground and fumaroles. As far as volcanic risk is concerned, a better understanding of the eruptive mechanisms of this volcano is important because paroxysmal explosions occur periodically, threatening large parts of the island (Barberi et al. 1993). Since 1989, the Osservatorio di Firenze has studied the explosive mechanisms of Stromboli using seismic, acoustic, infrasonic, thermal monitoring and video camera data (e.g. Ripepe et al. 1993, 1996, 2001; Braun et al. 1996; Ripepe 1996; Ripepe and Gordeev 1999). In addition, a network of the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia of Catania involves video camera, seismic, tilt measurements and GPS monitoring (Alparone et al. 1999; Bertagnini et al. 1999; Bonaccorso et al. 1999; Coltelli et al. 1999). However, it has not yet been possible to detect clear precursors before the 17 major explosive events that have occurred since the beginning of the monitoring. The monitoring of other parameters, such as the composition of volcanic gases or the geothermal flux could help in understanding the onset of the rapid variations in the intensity of the explosions.

Some limited geophysical and geochemical surveys have been carried out at the summit of Stromboli. Ballestracci (1982a, 1982b) suggests the presence of several convective cells associated with SP positive anomalies close to the active craters in the Fossa area. Carapezza and Federico (2000) have reported the results of yearly measurements, since 1992, of dry gas sampling in the Pizzo area.

Our study focuses on the hydrothermal system around the active craters. We use simultaneous self-potential (SP), temperature (T) and soil gas measurements because of their relevance to hydrothermal activity. In volcanic areas, hydrothermal systems usually generate high amplitude positive SP anomalies (Zablocki 1976; Aubert et al. 1984; Aubert and Dana 1994; Di Maio and Patella 1994; Malengreau et al. 1994; Zlotnicki et al. 1994; Patella 1997; Finizola et al. 1998; Lénat et al. 1998). They are mainly generated by streaming potential (Corwin and Hoover 1979) related to shallow water flow in the hydrothermal system. CO₂ anomalies have their origin in the exsolution from magma at depths of several kilome-

tres (Papale 1999). Structural surveys using CO₂ or He, in flux or concentration, in soil gases have succeeded in finding anomalies in zones often corresponding to faults (Aubert and Baubron 1988; D'Alessandro et al. 1992; Barberi and Carapezza 1994; Giammanco et al. 1997, 1998; Allard et al. 1998; Azzaro et al. 1998; Etiope et al. 1999). T anomalies rely on conductive and convective heat transfers. Our survey is composed of detailed SP, T and CO₂ soil gas concentration measurements and of several fluid geochemistry stations.

Geological setting

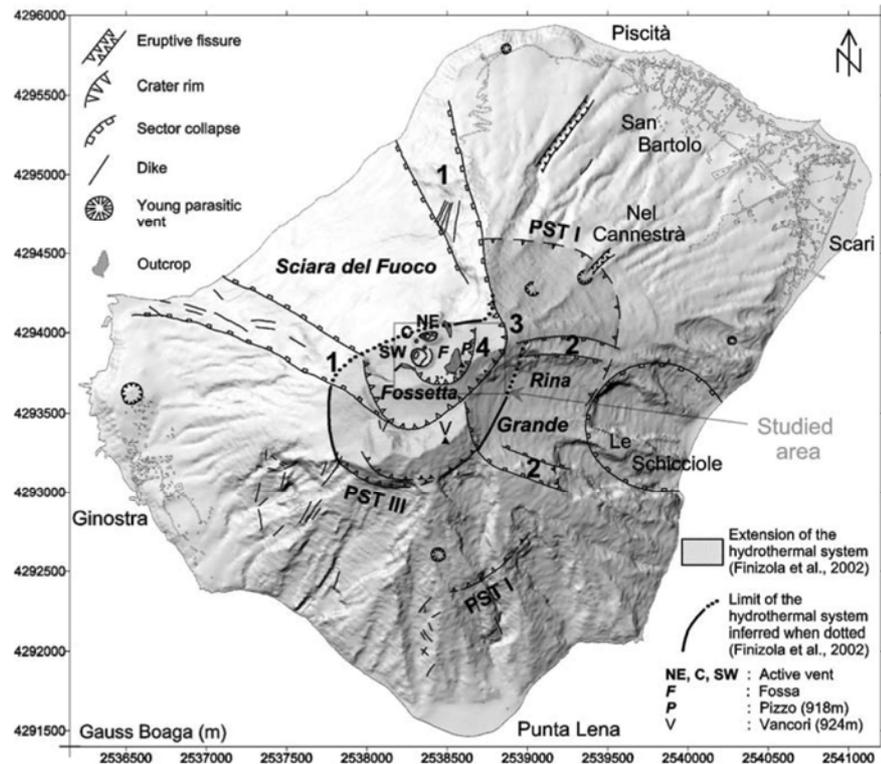
Stromboli is located in the Tyrrhenian Sea, in the northernmost part of the Aeolian archipelago. Submarine investigations in the Stromboli area (Gabbianelli et al. 1993) identified a predominant regional NE–SW structural trend, also displayed in the subaerial part of the edifice by preferential dyke orientation (Zanchi and Francalanci 1989; Pasquarè et al. 1993; Fig. 1). Geological surveys (Rosi 1980; Francalanci 1987; Zanchi and Francalanci 1989; Keller et al. 1993) show that the subaerial evolution of Stromboli Island began 100 ka ago and can be divided into seven phases, separated by erosional deposits or by collapses of calderas or flanks (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993; Pasquarè et al. 1993). These phases occurred during the two main stages of the evolution of Stromboli (Pasquarè et al. 1993). The first one, from 100 to 21 ka, comprises a series of pyroclastic eruptions associated with a flank collapse toward the SE and with three caldera collapses (PalaeoStromboli I, II, III, Scari and lower Vancori cycle). During the second stage, from 21 ka to the present (middle and upper Vancori, NeoStromboli and Recent Stromboli cycle), the activity has been predominantly effusive.

The transition between the NeoStromboli and the Recent Stromboli cycle occurred most probably ca. 5,000 years B.P. (Gillot 1984; Gillot and Keller 1993). Two major events are associated with this transition; (1) a sector collapse which formed the Sciara del Fuoco depression (no° 1 in Fig. 1) and probably also the Rina Grande sector collapse (no° 2 in Fig. 1), and (2) the collapse of the Fossetta crater (no° 3 in Fig. 1) of which only the south-western part remains preserved as the present-day Fossetta depression (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993).

Activity on the Recent Stromboli cycle is divided into three periods (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993).

1. The Pizzo Sopra la Fossa (or Pizzo) pyroclastites event (no° 4 in Fig. 1, and no° 3 in Fig. 2), related to the formation of a nested tuff cone within the larger Fossetta crater, at the head of the Sciara collapse.
2. An effusive period filling the Fossetta crater with lava flows before the Sciara collapse had reached its present extent. The lava flow sequence crops out in the steep cliffs facing the Sciara del Fuoco, SW of the present active craters.

Fig. 1 Shaded relief map of Stromboli island (illumination from the NW) showing the study area at the summit, the extent of the general hydrothermal system (after Finizola et al. 2002) and the main volcano-structural features (after Pasquarè et al. 1993; Keller et al. 1993). Numbers designate structures discussed in the text



3. The Sciara lavas and summit tephra from present activity.

Our survey zone (Fig. 2) is located in the upper part of the Sciara del Fuoco collapse and can be divided into three sections.

1. The Pizzo area, which culminates at 918 m above sea level (a.s.l.).
2. The Fossa, a platform at approximately 800 m a.s.l.
3. The active craters.

Two main types of rock are present at the surface (Figs. 2 and 3): (1) an accumulation of tephra from the recent and present-day strombolian activity at the active craters, and (2) outcrops of pyroclastites and/or massive lava, recognized in seven places in the study area (no^o 1 to 7 in Fig. 2). In the Fossa area, outcrops 3 to 6 (Figs. 2 and 3), are well-stratified pyroclastites with several units separated by unconformities, and a general dip toward the present active craters. They are strongly altered by fumarolic activity (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993). These formations (outcrops 3, 4, 5 and 6), named Pizzo Sopra la Fossa Pyroclastites in the literature, will be referred to as the Pizzo pyroclastites herein. In the Sciara del Fuoco area, three other outcrops (1, 2 and 7 in Fig. 2) display more heterogeneous characteristics. Outcrop 1 consists of pyroclastic deposits intersected by lava (lava flows or

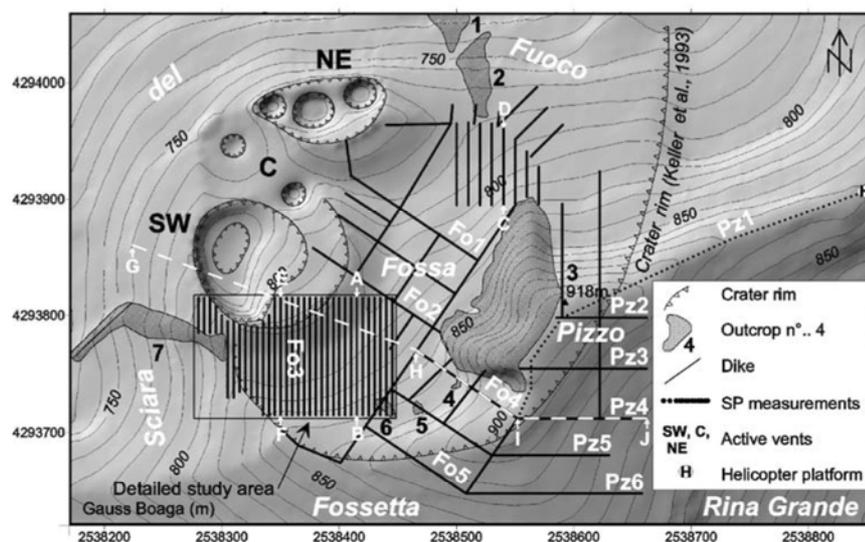
sills). Outcrop 2 is not well defined due to strong alteration by NE crater fumarolic activity, but it seems to essentially consist of pyroclastic deposits. Outcrop 7 can be divided into four parts: (1) the upper 10 m are white, intensely altered rocks showing essentially fumarolic minerals (pickeringite and gypsum). (2) Most of the outcrop, ESE–WNW in direction, consists of pyroclastic layers in the southern part and (3) lava flows in the northern part. (4) The lower part of the outcrop, NE–SW in direction, displays pyroclastic deposits cut by a thick dike.

The active craters comprise two main craters, (NE and SW in Fig. 2), separated by two mildly active vents constituting the central crater (C in Fig. 2). Present-day strombolian activity is mostly concentrated in the NE and SW craters.

Sources of T, SP and CO₂ anomalies

Surface thermal anomalies are generally linked to shallow hydrothermal systems in the upper parts of active volcanoes. In the absence of fumarolic activity at the surface, the rise of hot fluids in convective cells can be detected by soil temperature elevation because the condensation of water steam at depth releases large quantities of heat. Thermal anomalies, thus, are thought to

Fig. 2 Shaded relief map of the study area. Contours and spot heights are in metres. Numbers 1–7 are outcrops (hatched pattern) discussed in the text. Black dots or lines represent the different measurement profiles. *Fo1, Fo2, etc.* and *Pz1, Pz2, etc.* designate the Fossa and Pizzo profiles, respectively. Letters (A, B, C, D...) correspond to the location of the (A–B, C–D...) profiles shown in Figs. 7 and 8



coincide with permeable zones where uprising hot fluids escape preferentially.

The interpretation of the SP anomalies is less straightforward because several mechanisms can produce SP signals. On volcanoes, two main mechanisms are generally considered: electrokinetic and thermoelectric coupling (Corwin and Hoover 1979), but theoretical considerations and observation suggest that electrokinetic potential is significantly larger than thermoelectric potential. Electrokinetic potentials are created by fluid flow in porous media (here the volcanic edifice). In the absence of a hydrothermal system, fluid flow will be restricted to the mostly vertical flow of vadose water towards a water table. The linear reverse relationship between SP and altitude commonly observed on the flanks of volcanoes is thought to be related to an increase in thickness of the vadose zone with altitude (Zablocki 1978; Schiavone and Quarto 1984; Ernstson and Scherer 1986; Jackson and Kauahikaua 1987; Aubert and Atangana 1996; Aubert et al. 1990, 1991, 1993). At Kilauea volcano, Jackson and Kauahikaua (1987) showed that this relationship can be used to detect water table depth. In this case, SP lows correspond to maximum thicknesses of the unsaturated zone. In the presence of a hydrothermal system, uprising fluids will generate positive SP anomalies (Zablocki 1976; Nishida and Tomiya 1987; Aubert and Baubron 1988; Matsushima et al. 1990; Aubert 1999). Therefore, an ambiguity will exist in the interpretation of SP highs. If the system is purely hydrogeological, a SP high can be interpreted as the rise of the water table (for example in the presence of impermeable layers). But if a hydrothermal system is present, a SP high can also correspond to the upward flow of fluids in a convective cell. The ambiguity can sometimes be resolved if the SP reference is taken on a basal water table (an aquifer or the sea). The value of this reference potential is the upper limit for the

potentials generated by hydrogeological processes. Positive values, therefore, will indicate the contribution of a hydrothermal component. Coupling SP measurements with other types of data, such as temperature and CO₂, will generally help to resolve the ambiguities in the interpretation of SP anomalies.

On active volcanoes, CO₂ anomalies are generally associated with highly permeable zones, which may also drain heat and other fluids. Indeed, surveys coupling soil gas and T measurements over active fissures show a good correlation between these parameters (e.g. Aubert and Baubron 1988).

Data acquisition and processing

SP, T and CO₂ data

SP, T measurements and soil gas sampling were carried out at the summit (Fig. 1) during two preliminary field campaigns in May 1992 and August 1994, and field campaigns in July–August 1995, April 1996 (Finizola 1996) and August 1999. 6086 SP, 2746 T and 377 soil gas measurements were made along 72 straight profiles (Fig. 2). In order to measure the different parameters (SP, T, soil gas) at exactly the same locations, and to achieve dense and regular sampling, a network of benchmarks (wooden markers) spaced 5 m apart in plan view were installed (Fig. 3). The benchmark network was also used to map the Pizzo pyroclastite outcrops and crater rims accurately.

SP data were acquired every 1 m and T measurements every 2.5 m along the 72 profiles. Soil gas concentration measurements were acquired at the same sites as T measurements, but only along seven profiles (Fo1 to Fo5, Pz2 and Pz4 profiles in Fig. 2). In the southern part of the



Fig. 3 Photograph showing the topographic techniques used during the field campaign with benchmarks (wooden markers) spaced 5 m apart in plan view. Red and blue markers correspond, respectively, to topographic reference and thermal sensors. *F1* and *F3* represent

the maxima of T anomalies. The area displayed two kinds of lithology, the strombolian tephra in the foreground and the pyroclastite outcrops (pink numbers 3–6). Anomaly and outcrop descriptions are as in previous figures

SW crater (Fig. 2), an area 165×100 m was the object of a very detailed study, including 34 parallel N–S profiles spaced 5 m apart.

The SP equipment consisted of a high-impedance voltmeter, a pair of Cu/CuSO₄ non-polarizing electrodes and an insulated electric cable. The potential of the sea was taken as the reference potential using a station (Gauss Boaga 4293687 N, 2538370°E) common to this survey and a SP survey covering the entire Stromboli Island (Finizola et al. 2002). The electrical contact with the ground was always good (always <200 kΩ and generally <20 kΩ) because moisture was found a few centimetres below the surface. Closures of the profiles were made as frequently as possible, and closure errors were always lower than 10 mV.

Thermal probes and a digital thermometer were used for the ground temperature measurements. Readings were taken to a tenth of a degree. Each T measurement was done in four steps: (1) burrowing of a hole at a precise depth of 30 cm with a steel rod, 2 cm in diameter; (2) insertion of a thermal probe into the hole at the precise depth of 30±1 cm by means of a graduated wooden stick; (3) filling and compaction of the hole; and (4) a temperature reading was taken after 10–15 min (in order

to achieve thermal equilibrium). A 1.1 °C diurnal temperature variation was measured during one summer day at 30 cm depth in an area outside the thermal anomalies. This provides a crude estimate of the diurnal wave amplitude at the considered depth.

CO₂ emanation data can be obtained by two different types of measurements: concentration or flux. Etiope et al. (1999) find that a general linear relationship exists between concentration and flux. For practical reasons we chose to measure CO₂ concentrations. Gas was pumped through a copper tube 2 mm in diameter, inserted in the soil to a depth of 0.5 m. It was sealed in glass tubes and later analysed by gas chromatography in the laboratory. The analytical uncertainty was 5% of the value.

Anomaly maps were constructed for SP, T and CO₂ by automatic interpolation using a kriging method. For SP and T (Figs. 4 and 5), gridding was performed using a 5-m square mesh. The interpolation of CO₂ (Fig. 6) is more difficult because the distribution of the data is less regular. We have dense data along seven profiles, 2.5 m apart, significantly larger than the data spacing along the profiles. Therefore, we used a different method of interpolation. Firstly, a generalized map of the entire area was interpolated with a wide mesh of 25 m, ten times

Fig. 4 Measured temperature (T) map (0.30 m below surface) of the summit area of Stromboli superimposed on a shaded relief map and volcano-structural features. *Black lines* are iso-temperature curves in $^{\circ}\text{C}$. *White dots* are T measurement stations. *Numbers 1–7* are outcrops (*pink*) discussed in the text. *F1, F2, etc.* and *P1, P2, etc.* are anomalies and are discussed in the text. Other symbols are as in Fig. 2

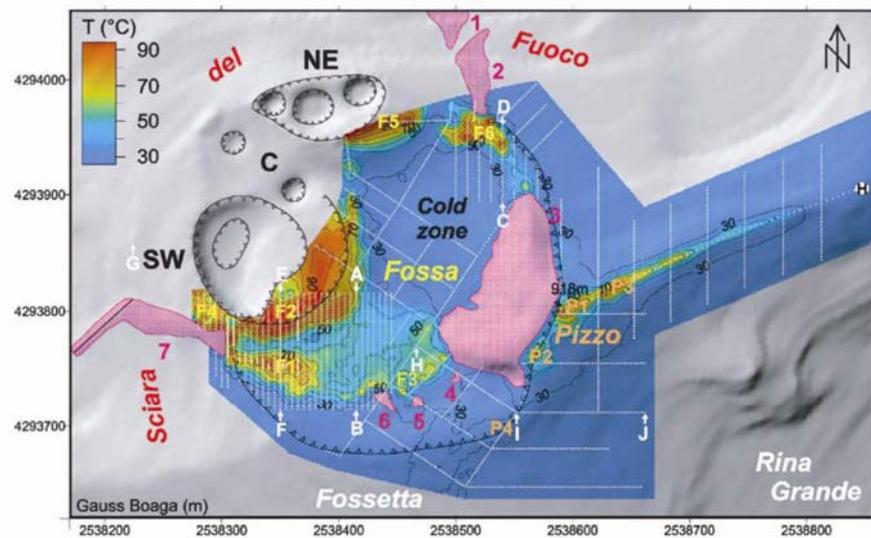
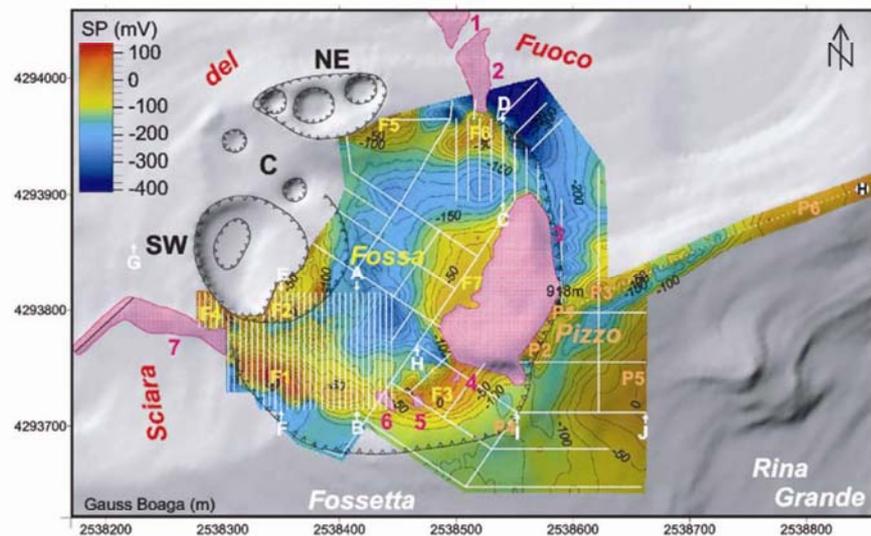


Fig. 5 SP map of the summit area of Stromboli superimposed on a shaded relief map and volcano-structural features. *Black lines* are iso-potential contours in mV. *White dots* are SP measurement stations. Other symbols as in Figs. 2 and 4



larger than the sampling spacing along the profiles, using both the data from this study and data from a wider survey (Finizola et al. 2002) where CO_2 data were acquired every 20 m along profiles shown on Fig. 6. A 5-m square mesh CO_2 map was then constructed using both the data along the profiles and the grid values of the large mesh map. Finally, areas not constrained by data have been blanked.

Gas sampling

Visible fumaroles on Stromboli volcano are located only very close to the active craters. Farther away, in the Fossa and Pizzo area, fumaroles were identified by T survey

only. We sampled five fumaroles between September 1999 and August 2000: three in the Fossa area (F1–F3 in Fig. 4) and two in the Pizzo area (P1–P2 in Fig. 4). Dry gas samples were collected for isotopic composition analysis [$^3\text{He}/^4\text{He}$ and $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$]. To correct for air contamination, all R/R_a values were corrected to the atmospheric contribution using the He/Ne ratio correction (Sano et al. 1982; Table 1).

We also tried to sample these fumaroles using the alkaline solution bottle method (Giggenbach 1975). Previously, only one NaOH sample has been obtained by Martini (1991) on the NE crater rim, at a temperature of $410\text{ }^{\circ}\text{C}$. However, this site is not safe most of the time because of volcanic activity, and cannot be considered a

Fig. 6 Soil CO₂ map of the summit area of Stromboli superimposed on a shaded relief map and volcano-structural features. *Black lines* are iso-concentration curves in ppm. *White dots* are CO₂ measurement stations. Other symbols as in Figs. 2 and 4

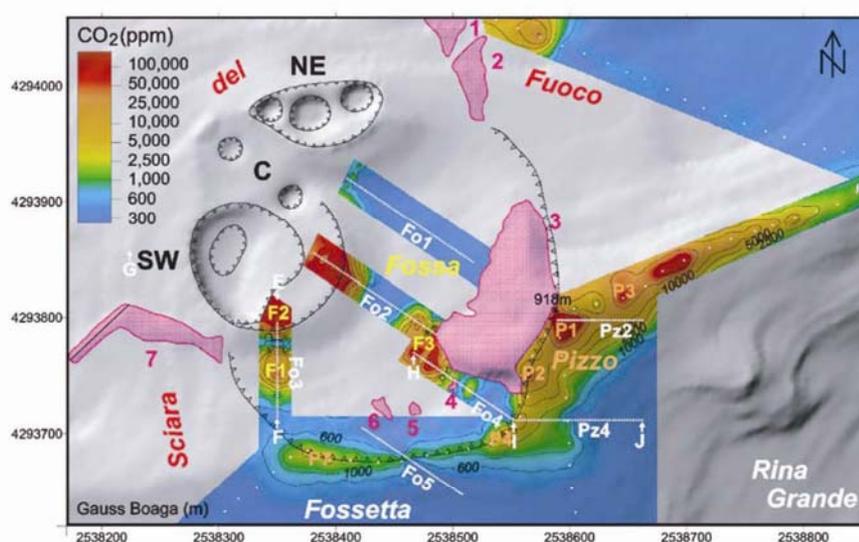


Table 1 He and C Isotopic composition of the nine dry-gas samples collected in the Fossa and Pizzo areas above the maxima of T anomalies located in Fig. 3

Location	Anomaly	Date (day/month/year)	T (°C)	4He/ ²⁰ Ne	³ He/ ⁴ He R/Ra corr.	δ ¹³ C(CO ₂) ‰ vs. PDB
Pizzo	P1	02/09/99	88	2.04	2.84	n.d.
Pizzo	P2	02/09/99	62	n.d.	n.d.	-1.75
Fossa	F1	02/09/99	95	10.68	2.90	-2.01
Fossa	F2	02/09/99	98	n.d.	n.d.	-1.51
Pizzo	P1	28/04/00	88	0.49	1.88	-1.23
Fossa	F1	28/04/00	74	1.30	1.85	-1.87
Fossa	F3	28/04/00	59	n.d.	n.d.	-1.21
Pizzo	P1	31/08/00	88	0.70	2.46	-1.59
Fossa	F1	31/08/00	95	3.49	2.63	-1.94

Table 2 Chemical composition of total fluids for the four NaOH bottle samples collected at the F1 thermal anomaly (see Fig. 3) along the Fossa crater fault

Location	Anomaly	Date (day/month/year)	T (°C)	Chemical composition (μmol/mol)										
				H ₂ O	CO ₂	HF	HCl	Stot	He	H ₂	O ₂	N ₂	CO	CH ₄
Fossa	F1	02/09/99	95	913,058	83,351	<d.l.	170	71	1.1	322	57	2,631	0.32	1.00
Fossa	F1	28/04/00	74	939,532	56,412	<d.l.	175	31	1.0	304	605	2,840	0.17	0.70
Fossa	F1	12/05/00	95	923,165	73,767	<d.l.	191	52	1.0	305	507	2,022	0.21	0.90
Fossa	F1	31/08/00	95	936,255	56,781	<d.l.	166	40	1.6	259	885	5,273	0.16	0.79

practical sampling site for geochemical monitoring. We tried to use this sampling technique at the fumaroles in the Fossa and Pizzo areas. The measurements were successful only at F1, where there was low atmospheric contamination. F1, nowadays only detectable by geophysical or geochemical measurements, was described by Bullard (1954) from photographs taken in June 1952 as an elongated fumarolic area with cracks. Between September 1999 and August 2000, four samples were collected using this sampling technique at a reference point located precisely at the maximum temperature of 95 °C in the F1 anomaly. However, at the end of May 2000, we were unable to collect a sufficient quantity of condensate due to

higher air contamination at the sampling site. This difficulty may arise from variations in the atmospheric pressure, variations in the volcanic activity or from technical sampling problems. The results are presented in Table 2.

For soil gas sampling, a metallic tube was inserted to 50 cm depth in the ground. To collect dry gas, we used a three-way valve. Fumarolic gases were first pumped into a syringe and injected into a 50-ml Pyrex bottle with two stopcocks. Total fluids were collected by connecting a 150-ml Pyrex bottle containing 50 ml of NaOH 4 N to the tube (the bottle has two stopcocks in Teflon and air has been evacuated). Pressure differences caused fumarolic

gases to enter the bottle, but vapour condensates and acid gases (CO₂, HCl, HF, H₂S, SO₂) were absorbed in the NaOH solution by acid–base reaction. Unabsorbed gases (He, H₂, CO, CH₄, O₂, N₂) were collected in the head space.

Temperature, SP and CO₂ maps and anomaly identification

Temperature map (Fig. 4)

At the summit of Stromboli, fumaroles are only present close to the rims of the active vents. The rest of the hydrothermal system is a typical sub-fumarolic system where steam condenses just below the ground surface by atmospheric cooling (Aubert et al. 1984). Therefore the exploration of the hydrothermal system requires the use of geophysical or geochemical techniques. There have been several previous successful surveys aimed at detecting upward flow of hot fluids using shallow temperature measurements (e.g. Ballestracci 1982a; Nishida and Tomiya 1987; Aubert and Baubron 1988; Matsushima et al. 1990; Aubert 1999). The temperature map of the summit of Stromboli (Fig. 4) displays several thermal anomalies in the Pizzo, Fossa and active crater zones.

The Fossa and active crater area

Six temperature anomalies, F1–F6 (Fig. 4), are recognized in the Fossa craters area. F2 and F5 are close to the rims of the SW and NE craters respectively, with maximum temperatures between 98 and 99 °C. The maximum of the F2 anomaly is within the SW crater rim, although the temperature reaches 90 °C outside the rim. The temperature decreases to 60 °C near the active vent. F1 and F6 anomalies have temperature maxima between 94 and 96 °C. The F1 anomaly is elongated parallel to the line linking pyroclastite outcrops 6 and 7, and is connected to F3 by a zone of moderate amplitude anomaly. The F6 anomaly has four distinct maxima; three of them between 94 and 96 °C and the 4th at 58 °C. The anomaly is slightly curved and spreads between pyroclastite outcrops 2 and 3. The F4 anomaly reaches a maximum of 92 °C and is located close to the SW crater rim, at the headwall of the Sciara del Fuoco. F3 is a complex anomaly with four distinct maxima between 68 and 73 °C. They are located approximately 10–15 m north-west of the pyroclastite outcrops 4, 5 and 6. Locations of profiles in this area were chosen to cross temperature maxima found at approximately 10 cm depth by instantaneous infrared temperature measurements. The centre of the Fossa, surrounded by the above described anomalies, is characterized by the absence of temperature anomalies.

The Pizzo area

Three temperature maxima (P1–P3, Fig. 4), from 70 to 87 °C, are distinguished in the Pizzo area. They coincide with hydrothermally altered rocks observed at the surface along the crest between the helicopter pad and the summit (the alteration is particularly characterized by gypsum deposits). These anomalies are very narrow, with the temperature decreasing rapidly outward to normal values. A weak but significant anomaly (P4) is also present along the SW Pizzo crest. A similar slight T anomaly is also present in the northern part of P1 anomaly, along the eastern side of pyroclastic outcrop 3.

SP map (Fig. 5)

There are more SP than temperature anomalies, and both positive and negative SP anomalies are found. Most of the positive anomalies are associated with temperature anomalies, but some are not.

Positive SP anomalies associated with temperature anomalies

All temperature anomalies are associated with positive SP anomalies, although the shape of the two types of anomaly may differ significantly and the location of their respective maxima may not be identical. Along the seemingly curvilinear line of anomalies F1, F3 and F6, for F6, the maxima of temperature and SP anomalies nearly coincide (Fig. 7B), but for F1 and F3, the correlation is more complex (Figs. 7A and 8). This will be examined in more detail in the analysis section. Near the active craters, SP and T anomalies are present concurrently at F4, F2 and F5. Along the Pizzo crest, SP highs are associated with temperature anomalies P1–P4.

Positive SP anomalies without a T anomaly

Three positive SP anomalies are not associated with temperature anomalies. Anomaly F7 occupies the eastern part of the Fossa area and apparently extends, at least partly, over the large unmapped outcrop of the Pizzo pyroclastites. P5 and P6 anomalies are located east of the Pizzo area. All three anomalies have a longer wavelength than other summit anomalies.

SP minima

At the margin of the survey, negative SP anomalies are present north-east of F5 and F6 and south-west of F1. Only the SP low, north-east of F6, is well mapped. The bottom of the Fossa is a zone of SP lows surrounded by positive SP anomalies F1, F2, F3, F5, F6 and F7. In the Pizzo area, a band of SP lows parallels the positive

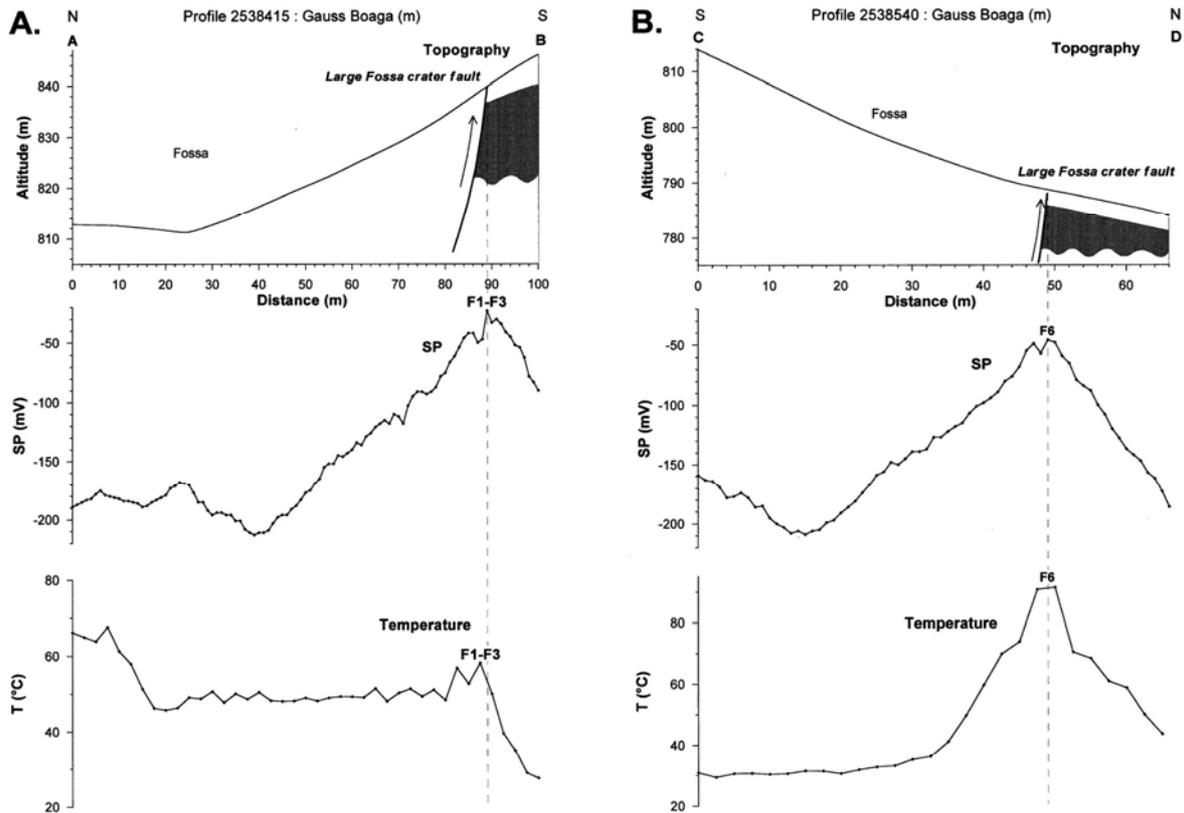


Fig. 7 A T, SP and topographical A–B profile in the detailed study area shown in Fig. 2. The name of the profile corresponds to the easting co-ordinates. *F1*, *F3*, etc. correspond to the anomalies shown on the maps. Inferred faults are represented by *solid and*

discontinuous lines. The *arrows* show the inferred fluid circulation along the faults. *Grey shading* represents contrasting lithology across the faults. **B** Same symbols as Fig. 6A. The C–D profile, located east of the NE active crater, is shown in Fig. 2

anomalies P1, P2 and P3 and follows the arcuate topography of the headwall of the Rina Grande depression.

CO₂ map (Fig. 6)

This map is constructed from fewer data than the other maps and, thus, its interpolation is less well constrained, but it shows a good correlation with the temperature map particularly.

The Fossa area

The profiles measured in the Fossa area show that anomalies F1–F3 are characterized by huge CO₂ concentrations, reaching values close to 100,000 ppm. One surprising result is the virtual absence of CO₂ emanations (i.e. atmospheric concentrations are observed) very close to the active craters in some areas. Another particularity of this zone with respect to the temperature map (Fig. 4),

is the presence of high CO₂ values (between 1,000 and 3,000 ppm) along the crest between the Fossa and Fossetta areas (P7 anomaly in Fig. 6).

The Pizzo area

In the Pizzo area, anomalies P1–P3 are also characterized by high CO₂ concentrations, up to 50,000 ppm, whilst anomaly P4 has a concentration of about 6,000–10,000 ppm. A smaller, but significant band links P4 and P7 along the topographic crest between the Fossa and Fossetta areas. Along this crest, only a CO₂ anomaly is observed (values of 1,000–4,000 ppm). This fact strongly suggests that CO₂ measurements are more sensitive to hydrothermal circulations than SP and T measurements.

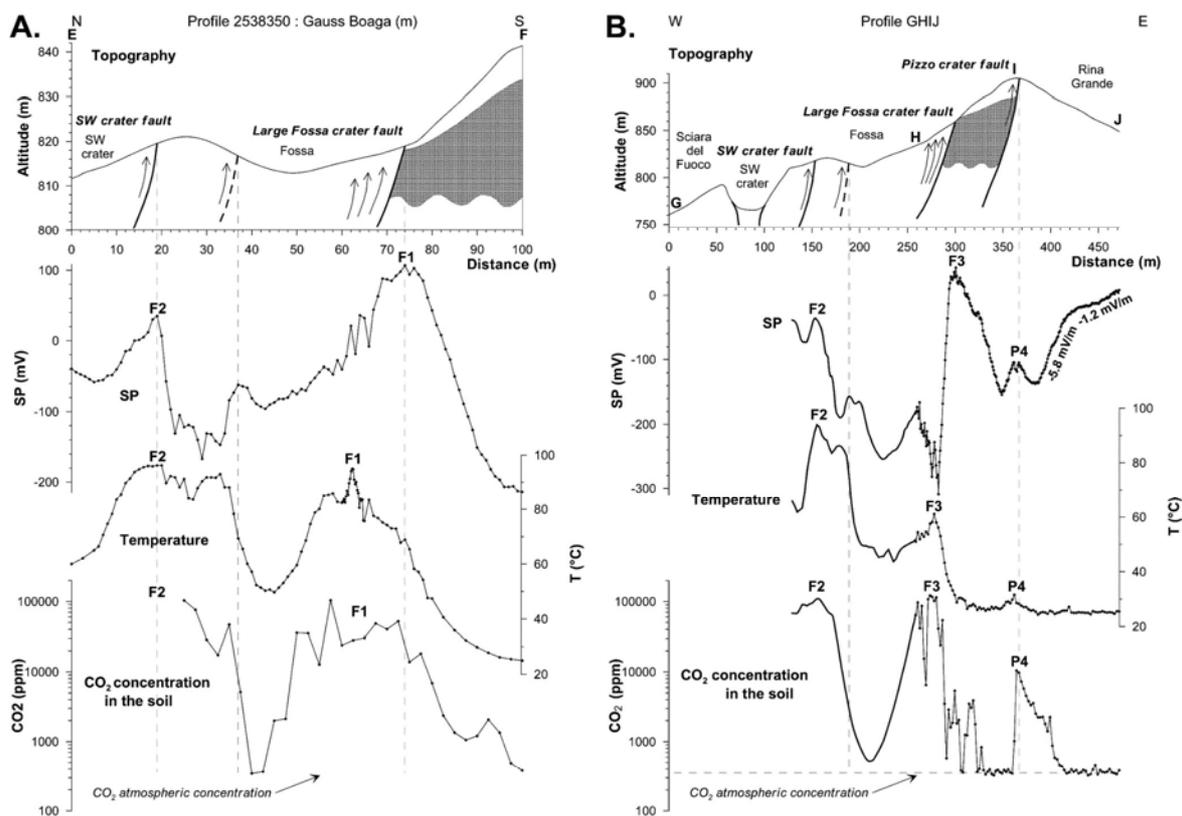


Fig. 8 A CO₂, T, SP and topographical E–F profile located in the detailed study area shown in Fig. 2. The name of the profile corresponds to the easting co-ordinates. F1, F2, etc. correspond to the anomalies shown on the maps. **B** GHJJ profile shown in Fig. 2

including Fo4 (HI) and Pz4 (IJ) profiles. Between G and H, measurements are interpolated on the CO₂, T and SP maps. The same symbols are used as in Fig. 6A

Analysis of T, SP and CO₂ correlations. Fluids geochemistry

Correlations between T and SP maxima

Analysis of the maps and profiles shows that the correlation between SP and T anomalies is direct (i.e. the anomalies are nearly coincident in their location and extent) in some cases and more complex in others. Anomalies F5 and F6 in the Fossa area (Figs. 4, 5 and 7B) and anomalies P1–P4 in the Pizzo area (Figs. 4, 5 and 8B) exhibit a direct correlation between SP and T. For anomalies F1 and F2 (Fig. 8), SP and T anomalies are only partly superimposed, the T anomaly being wider on the Fossa side in both cases. In F3 (Fig. 8B), we have one 50–60-m wide T anomaly and two SP anomalies. The maximum of the largest SP anomaly is located about 20 m SE of the T maximum. This 40–50-m wide anomaly has a high amplitude (~350 mV) and a sharper gradient on the Fossa side. The secondary SP anomaly (~100 mV) coincides with the NW part of the T anomaly.

Correlation between short wavelength SP minima and T maxima

The absence of visible fumarolic areas, excepted near the active vents, and the presence of high thermal anomalies at the surface suggest that steam water rising in the hydrothermal system condenses at shallow depths. Accordingly, the temperature maxima probably correspond to the top of rising cells in the convective hydrothermal system. On the other hand, SP may reflect fluid flow in different directions, and the SP minima may be associated with downward and/or lateral flow of condensed water. For this reason, special attention has been paid to short wavelength negative SP anomalies that could be associated with shallow water movement.

The high signal to noise ratio of data within the Fossa clearly shows short wavelength anomalies superimposed on larger scale features (Fig. 9). In the detailed study area (Fig. 2), very dense SP coverage (data spacing of 1 m along profiles 5 m apart) means that short wavelength anomalies can be correlated between the profiles with good reliability. Figure 10 shows that short wavelength

Fig. 9 SP N-S profiles located in the detailed study area shown in Fig. 2. The arrows show the SP minima plotted in Figs. 10 and 14. The name of the profile corresponds to the easting coordinates. *F1*, *F3*, etc. correspond to anomalies located on the maps

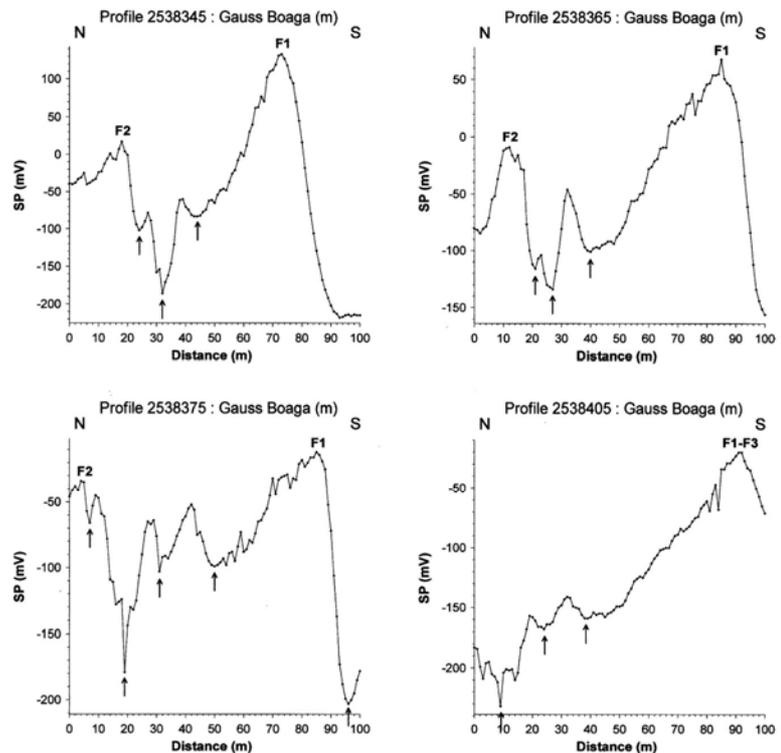
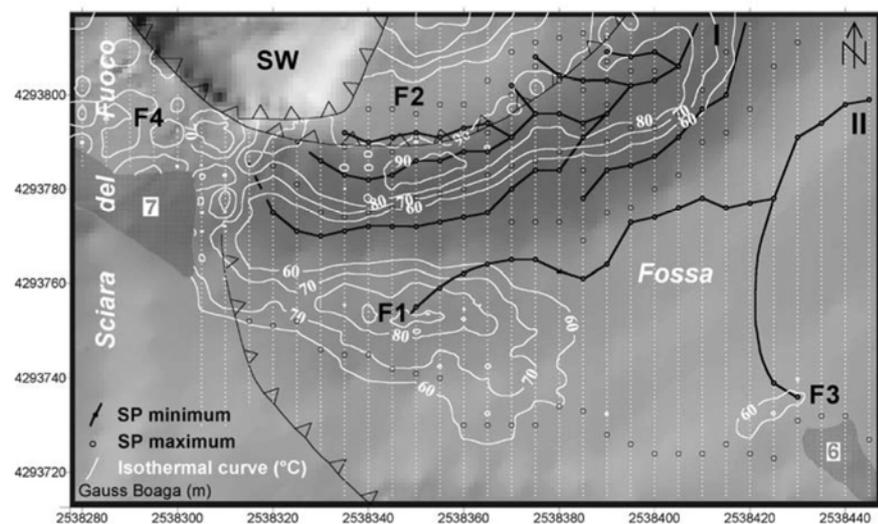


Fig. 10 Map showing locations of the SP maxima and minima and the isothermal curves (in °C) superimposed on a shaded relief map and volcano-structural features of the detailed study area (shown in Fig. 2). White dots SP measurement stations. Numbers 6 and 7 are outcrops shown in Figs. 2, 3, 4 and 5. *F1*, *F2*, etc. are Fossa T anomalies. *I* and *II* correspond to the main axes of the SP minima network



SP lows are organized in a drainage-like network diverging from the main thermal anomalies *F1* and *F2*.

In the Pizzo area, the six E-W profiles (Pz1–Pz6; Fig. 2) on the east flank display a different SP style from the Fossa area (Figs. 5 and 8B). There is no succession of short wavelength anomalies, but a steady decrease in SP

from east to west, as far as positive anomalies P1–P4, which correlate well with T anomalies. Thus, we have a band of minima on the east of the latter anomalies. When SP values are plotted against station elevation, there is a linear relationship between the two parameters for the eastern descending part of the profiles. Such negative SP/

altitude gradients (e.g. 5.8 and 1.2 mV/m for Pz4 profile in Fig. 8B) clearly resemble purely hydrogeologic gradients.

T and CO₂ correlation

A remarkable feature of the survey is the strong correlation between T and CO₂ anomalies. Along the profiles (Fig. 8), the CO₂ anomalies seem to mimic the T anomalies. There are, however, some differences between the two signals. Generally speaking, the CO₂ profiles are not as smooth as the temperature profiles. One reason may be that CO₂ at shallow depth (0.5 m) can be perturbed locally by atmospheric dilution in the highly permeable surface layers (as suggested for NaOH bottle sampling), whereas atmospheric cooling of thermal anomalies at 0.3-m depth is more dilute or homogeneous, and can also be smoothed by thermal conductivity. The correlation between T and CO₂ is quantified in Fig. 11. Figure 11A shows the overall correlation between the two parameters as well as its large dispersion. The scatter could be due to two types of effects.

1. As mentioned above, shallow dilution processes by atmospheric air tend to shift CO₂ and T values toward that of the air (~330 ppm, 25 °C).
2. In addition, thermal conduction is probably significant in some areas, indeed, as implicit in the conclusion that SP, T and CO₂ anomalies are generated by convective circulation of heat and fluids. However, especially near the active vents, where the heat supply is sustained and large, a large conductive flux component of heat is expected. As a result, the T values will be increased by the conductive flux whereas the CO₂ values remain unaffected. This is what is observed in Fig. 11A where the data have been sorted into three groups depending on their distance from the active craters. It is obvious that the correlation between CO₂ and T becomes better as we go farther from the active craters. In the lower part of Fig. 11A, where CO₂ remains near atmospheric CO₂ concentrations, the temperature variations may be inferred to be governed by heat conduction only. Conversely, in the colder Pizzo area, CO₂ and T are highly correlated as shown in the enlarged diagram of Fig. 11B.

T and amplitude variation of high frequency SP signal

Whereas most of the profiles are characterized by an excellent T and SP signal/noise ratio, there is a significant increase in the amplitude of high frequency (HF) SP signal in a few places. This is so in the F4 anomaly area (Figs. 4 and 5) and locally in some parts of the profiles (see for example Figs. 8 and 9).

Figure 12 is a map of the amplitude of HF SP signal. This was calculated for each profile (except the Pz1 profile where the data spacing is wider than the 1-m

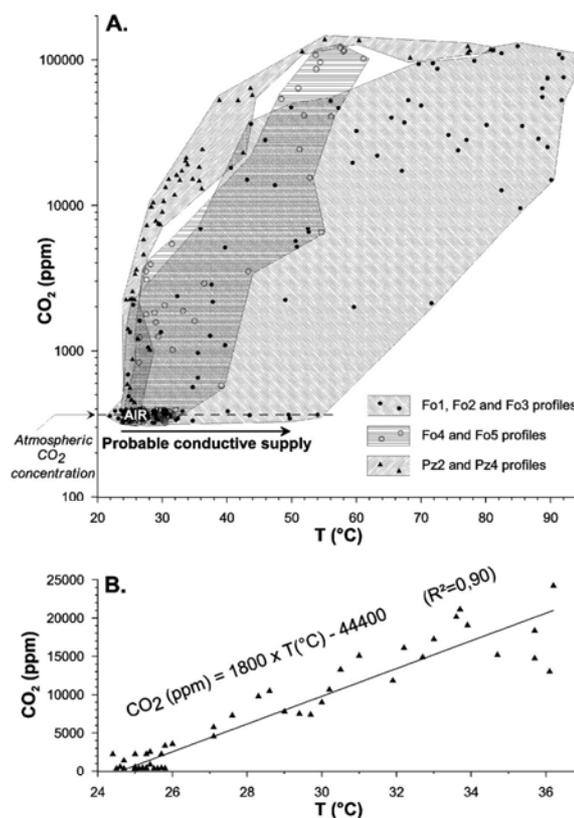
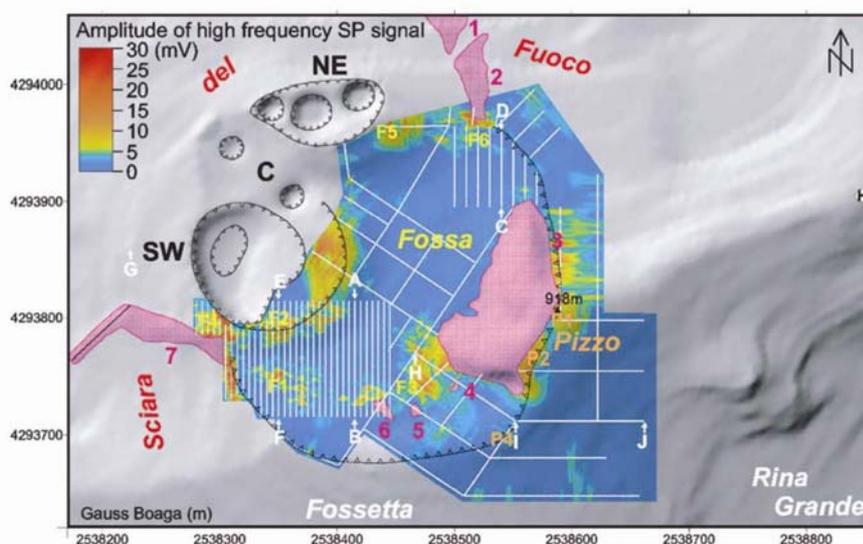


Fig. 11 **A** Graph of CO₂ versus T for the area near the active craters shown in Fig. 2. **B** Detail CO₂ versus T graph for the Pizzo area, corresponding to profiles Pz2 and Pz4 shown in Fig. 2

spacing of other profiles) by subtracting a smoothed profile (three points running average) from the raw profile. Absolute values were interpolated (2-m square mesh) to construct the map presented.

The map of the amplitude of HF SP signal (Fig. 12) reveals that high levels of HF signal are closely associated with T anomalies (Fig. 4). It is also clear that the slight 10–20-m offset between T and SP highs over the F1 and F3 anomalies is not observed between HF SP signal and T anomalies. In addition, the high amplitude HF SP signal is present in two areas where T anomalies were not detected: the northern part of anomaly P1 and the southern part of anomaly F4. The understanding of the physical processes generating these anomalies is beyond the scope of this work, but the empirical relationship between high amplitude HF SP signal and the T anomalies suggests that HF SP signal could help to detect subsurface thermal anomalies in some cases.

Fig. 12 Map of the amplitude of high frequency SP signal in the summit area of Stromboli superimposed on a shaded relief map and volcano-structural features. *Black lines* correspond to iso-potential curves in mV. *White dots* SP measurement stations. *Numbers 1–7* are as in Figs. 3, 4 and 5. *F1, F2, etc.* and *P1, P2, etc.* are Fossa and Pizzo SP noise anomalies discussed in the text. Other symbols as in Fig. 2



Interpretation

Large positive anomalies of SP, temperature and CO₂ emanation are observed at the summit of Stromboli and indicate intense hydrothermal activity. The very dense multi-parameter data coverage allows interpretation of summit features at a scale unrivalled in previous works. We will focus on the structural interpretation of the central area of Stromboli and on the study of its hydrothermal activity.

Relationship between structural boundaries and anomalies

Arguments for a circular Pizzo crater and nested craters

The Fossa depression is surrounded by a quasi continuous belt of positive SP anomalies and by a similar belt of temperature anomalies, interrupted at F7 (Figs. 4 and 5). Where available, CO₂ data show the presence of significant anomalies concurrent with temperature anomalies (Fig. 6). One group of anomalies (F2, F4 and F5) is directly associated with the active vents. The curved line of anomalies formed by F1 and F3 is nearly parallel to, and about 50 m away from, the rim of the Pizzo crater. The other curved line of anomalies, from F6 to the outcrop of the Pizzo pyroclastites, is also practically parallel to, and about 15 m away from, the continuation of the Pizzo crater rim. The latter can be inferred in this area from the analysis of air photos (Fig. 13) and from the topography that exhibits a smooth but conspicuous crest line. Between these two segments of curved lines of anomalies lies the large outcrop of the Pizzo pyroclastites. The latter are inferred to belong to a tuff cone formed during the first stage of the recent Stromboli cycle (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993; Keller et al. 1993), ca.

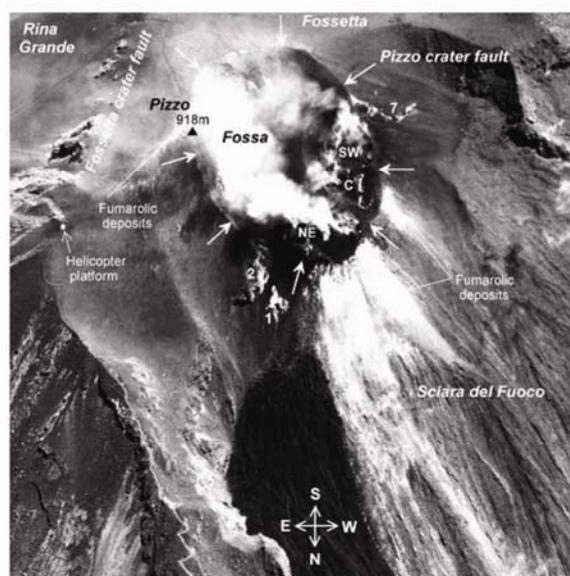
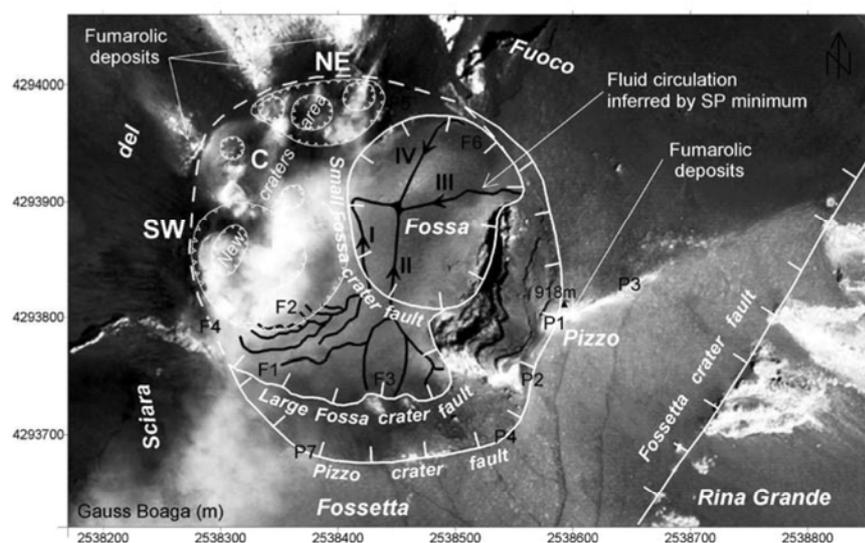


Fig. 13 Aerial photograph of the summit area of Stromboli showing the circular nature of the Pizzo crater

5,000 years B.P. (Gillot 1984; Gillot and Keller 1993), and have apparently been impounded by the Pizzo rim to the east. This large outcrop is thus buttressed by the wall of the Pizzo. The Pizzo pyroclastites must unquestionably have had a larger extent after their eruption, and smaller outcrops of pyroclastites are observed in several places as shown on the various maps presented in this work, and also at a shallow depth between Pizzo and the helicopter pad. These could be related to an explosive cycle, but none of them forms a topographic feature comparable

Fig. 14 Map of the volcano-structural features inferred from T, SP and CO₂ surveys superimposed on an air photo (courtesy of Klaus Gwinner, DLR—German Aerospace Center image; Gwinner et al. 2000). *Black lines* show inferred shallow water circulation (short wavelength SP minima) diverging from T anomalies and flowing toward the Small Fossa crater. *I, II, III and IV* correspond to the main axes of water circulation. *F1, F2, etc.* and *P1, P2, etc.* are the Fossa and Pizzo thermal anomalies, respectively. Other symbols as Fig. 2



with the large Pizzo outcrop. The absence of a similar accumulation of pyroclastites on the southern rim of the Pizzo crater, and the fact that the Pizzo outcrop ends abruptly to the south, suggest that subsequent events have dismembered the pyroclastite ring. Erosion alone cannot be held responsible for the missing parts of the Pizzo pyroclastites to the south, so volcanic or volcano-tectonic processes could be responsible for the present-day morphology and extent of the Pizzo pyroclastites. Outcrops 4, 5 and 6 are located at a short distance from the Pizzo outcrop, but their highest point is about 50 m lower in altitude than the top of the Pizzo outcrop. This strongly suggests that they have slid along the Pizzo crater fault and that, therefore, the F1–F3 anomalies are located above a zone of collapsed pyroclastite deposits.

These observations, together with the distribution of the various anomalies (Figs. 4, 5 and 6) and the analysis of air photos (Fig. 13) and topography (e.g. Fig. 2), lead us to define a new structural framework for the summit of Stromboli. In this framework, the Pizzo is not a depression opening towards the Sciara del Fuoco (Keller et al. 1993, in Fig. 2; Tibaldi 2001), but truly a central crater with smaller nested craters inside (Figs. 14 and 15).

The boundaries of the Pizzo crater can be recognized on the basis of (1) the anomalies described here, (2) the dipping of the deposits (Tibaldi 2001), (3) topographic evidence and/or (4) air photo analysis, depending on the area. The eastern and southern limits are obvious from the topography. The eastern limit is also marked by the easterly border of the Pizzo pyroclastites outcrop and by anomalies P1, P2 and P4 (and probably north of P1, where a weak T anomaly, similar to P4 in amplitude, is present along the Pizzo pyroclastites). The southern border is also coincident with the P4–P7 line of CO₂ anomalies. The identification of the northern and western boundaries relies mostly on topographic and air photo evidence

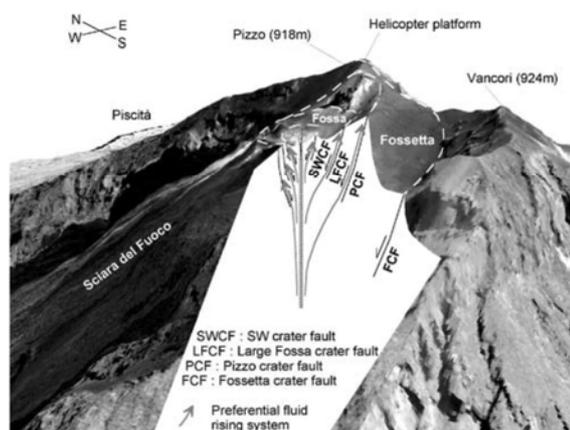


Fig. 15 Oblique representation of the upper part of Stromboli island (derived from the superimposition of an airborne image (courtesy from Klaus Gwinner, DLR—German Aerospace Center image; Gwinner et al. 2000, on a DEM). The different volcano-structural features and preferential fluid circulations inferred from SP, T and CO₂ surveys are shown on the view and in section. Other symbols as in Fig. 2

because these areas are not covered by our survey. The air photos (Figs. 13 and 14) show a set of hydrothermally altered patches or fumarolic deposits to the north of the NE crater and to the NW of the central crater. These patches lie outside of the inferred limit of the Pizzo crater and abruptly stop at its limit.

Based on this evidence, the Pizzo crater is shown in Figs. 14 and 15 and is clearly visible in oblique air photo (Fig. 13). Inside this main central crater are located the presently active craters and a complex of concealed craters that can only be located using our new data. The SW, central and NE active craters are situated near the N

and NW borders of the Pizzo crater, which is in the direction of the Sciara del Fuoco. Although this zone is not covered by our survey, F2 and F4 appear to be associated with faults concentric to the SW crater (Fig. 8), and F5 with the NE crater. The concealed craters that we infer are nested in the eastern and southern part of the Pizzo crater. We demonstrate below how this interpretation is supported by the data.

The SP anomaly F3 coincides with the outcrops 4, 5 and 6 of the Pizzo pyroclastites, whereas the corresponding temperature and CO₂ anomalies are slightly shifted to the NW. The curved line of anomalies F3 to F1 coincides with the Pizzo crater rim at the western end of F1. At this location, there is no SP or T evidence for the continuation of anomaly F1 outside the Pizzo crater rim in the Sciara del Fuoco area. In other words, the extension of anomaly F1 seems to be constrained by the Pizzo crater rim. On the opposite side of the Fossa area, another curved line (F6 anomaly) seems to be also constrained inside the Pizzo crater rim. The western border of the Pizzo pyroclastites, between F3 and F6, corresponds to a steep wall. Tibaldi (2001) suggests that this morphology results from a sector collapse crossing the Fossa area. Anomalies F1, F3 and F6 fit in with the hypothesis of a fault crossing the western border of the Pizzo pyroclastites, but the horizontal trace of the inferred fault does not fit with that of a wide angle fault open toward the Sciara del Fuoco, but with that of a circular structure nested in the Pizzo crater. We propose that this fault corresponds to a crater, herein called the Large Fossa crater (Figs. 14 and 15).

The postulation of the presence of this crater led us to examine in more detail the data along the profiles. As noted earlier (Correlations between T and SP maxima Section), the shape of the SP and T anomalies in F1 and F3 are not exactly similar and their maxima are not co-located. However, the proposed interpretation implies that the inferred Large Fossa crater fault constitutes a permeable zone allowing the escape of hot fluids and gas from the hydrothermal system. The source of the anomalies, therefore, is common to the SP, T and CO₂ parameters. The explanation of the differences in the shape of the anomalies can probably be explained if we examine the physics of the generation of the anomalies. We can reasonably assume that we have contact terrains with contrasting physical properties: the Pizzo pyroclastites, the highly permeable fault zone and the subsequent filling of the Fossa by collapsed brecciated blocks and/or tephra. Sill (1983) has demonstrated that, for a given source, the shape, position and amplitude of the associated anomalies can vary to a large extent, depending upon the contrasts in physical properties of the ground that influence the SP signals (electrical resistivity, permeability, coupling coefficients). The same analysis applies to thermal convection and conduction and to circulation of CO₂, T and CO₂ anomaly geometry with amplitude being also dependant upon the properties of the rocks. It is, therefore, logical to assume that adjacent rock types with contrasting physical properties in the fault zone

will result in complex anomaly geometries for the different parameters. Quantifying this qualitative explanation would require complex modelling of the different signals and a good knowledge of the physical parameters involved, clearly beyond the scope of this work. Therefore, we assume that, to a first approximation, a single hydrothermal circulation gives rise to the anomalies observed along the presumed concealed fault extending from F1 to F3. Using the same rationale for the continuation of the Large Fossa crater fault to anomaly F6, the difference in shape between the SP and temperature anomalies (Fig. 7B) is not so pronounced, probably because the contrasts in the physical properties of the formations around the fault are different from those in the vicinity of F1 and F3.

A striking feature inside the large Fossa crater is the more or less circular 'cold zone' (Fig. 4), with virtually no temperature anomaly and no SP signal comparable with the anomalies discussed above. CO₂ profile F01 (Fig. 6) in this area shows only atmospheric concentrations. SP anomaly F7, on the Fossa border of the Pizzo pyroclastites block, has a significantly longer wavelength, suggesting a deeper source. Obviously, the 'cold zone' is a distinct structure of the Fossa. The characteristics of this area are similar to the Vulcano craters. Indeed, a detailed SP and T survey of Vulcano by Chébli (1997) shows that the floor of the recent craters of Vulcano contain similar 'cold zones', whereas large T anomalies (ca. 100 °C) are present at the periphery of the crater bottoms. This is interpreted as the filling of the craters by highly impermeable products. Fluids and heat can only escape along the border faults of the craters. The same interpretation can be applied to the 'cold zone' of the Fossa. It would be otherwise difficult to explain the absence of thermal, CO₂ and SP anomalies in an area close to the highly active craters and to major T, SP and CO₂ anomalies. We name this 'cold zone' the Small Fossa crater. It is highly probable that this crater and the Large Fossa crater are the source of the Pizzo pyroclastites. Indeed, the products of the Pizzo block have been recognized as proximal facies (Hornig-Kjarsgaard et al. 1993) and dip toward the 'cold zone'.

In summary, our new structural interpretation of the summit area of Stromboli leads to the following sequence of events (Fig. 15):

1. After the Fossetta crater formation, which marks the transition from NeoStromboli to Recent Stromboli cycles (ca. 5,000 years B.P.), a large circular crater about 350 m in diameter, the Pizzo crater, formed.
2. A complex of nested craters later opened within the Pizzo crater. It comprises the Large and the Small Fossa craters, respectively about 280 and 150 m in diameter. It is not established whether or not they constitute two units of a single structure, although this is very likely. They appear to be the source of the Pizzo pyroclastites.
3. Collapses of the Pizzo pyroclastites into the Fossa craters occurred along parts of the crater rims, during

or immediately after the eruption of the Pizzo pyroclastites.

4. The Small Fossa crater filled with impermeable material.
5. The presently active crater complex formed recently.

This model is consistent with the different observations and has major implications for the mechanisms of fluid and heat transport in the summit area of Stromboli:

1. Crater faults are the preferential outlets for hydrothermal circulation.
2. The inferred Small Fossa crater infill and the Pizzo pyroclastites are impermeable and block the upward hydrothermal circulation.

Shallow fluid circulation in the Fossa area revealed by short wavelength SP signals

In the Pizzo and Fossa areas, the absence of visible fumaroles strongly suggests that the T anomalies lie at the head of underlying convective cells. Figure 10 shows that short wavelength SP lows in the detailed survey area are organized in drainage-like networks diverging from the main thermal anomalies F1 and F2. The same is true of the entire Fossa area (Fig. 14). It appears that the resulting pattern is compatible with the condensation of water at T anomalies F1, F2, F3, F5 and F6, and the subsequent subsurface downhill flow of condensed water in the direction of topographic lows. This very shallow water circulation in the Fossa area is apparently organized along four main axes (I, II, III and IV in Fig. 14). It converges in the middle of the Small Fossa crater, which, as shown above, is underlain by highly impermeable layers. There is, therefore, a possibility that a perched water body can exist at shallow depth beneath the Small Fossa crater. The presence of a water reservoir close to the active craters (less than 100 m) unquestionably represents a major hazard because its interaction with a magma intrusion would result in strong phreatic and phreatomagmatic explosions. Indeed, the strongest historical paroxysm event, on 11 September 1930 (Rittmann 1931), began with two strong phreatic explosions. Therefore, possible water accumulation close to the active craters deserves special attention in risk evaluation at Stromboli.

The SP lows at the east of the Pizzo area, near the head of the Rina Grande flank collapse, can tentatively be interpreted as downward flow of water condensed at T anomalies P1–P4. However, in this sector, water is evacuated away from the active craters and poses less threat.

Fluid geochemistry

SP, T and CO₂ surveys show two distinct fumarolic areas (the Pizzo and Fossa areas) separated by the structural limit of the Large Fossa crater (Fig. 14). To determine if

the fluids have a common origin in these two areas, we collected dry gas samples for isotopic composition [R/Ra and $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$] three times in one year (Table 1). Our data range from 1.85 to 2.90 for R/Ra and from -1.21 to -2.01 for $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$, in good agreement with the data presented by Carapezza and Federico (2000). At the same time, similar R/Ra ratios were observed in both the Pizzo and Fossa areas and $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ values also appear to be very similar with a very slightly higher magmatic contribution in the Fossa area. Moreover, these values fluctuate similarly in time for the two fumarolic areas, suggesting a common origin for the fluids rising in the Pizzo and Fossa areas and indicating that the structural limit of the large Fossa crater does not act as a fluid barrier for fluids rising along the Large Fossa crater and Pizzo crater faults. However, the latter exhibits a higher air contamination (lower He/Ne ratio; Table 1), precluding the use of the alkaline bottle sampling technique. Only anomaly F1, located along the Large Fossa crater fault, allows total fluid sampling because the air contamination is very low. This anomaly has water concentrations of between 91 and 97% of total fluids and a very low concentration in acid gases (HCl, HF, Stot; see Table 2). Therefore, anomaly F1 appears to be the best point for future geochemical monitoring on Stromboli Volcano.

Discussion

In a previous study (Finizola et al. 2002), the results of a SP and CO₂ survey at the scale of the island of Stromboli were described. It is important to compare the observations at the scale of the island with that of the present study focused on the active summit area.

The island-wide survey was carried out with SP and CO₂ measurements every 20 m along six radial profiles extending from the summit to the sea. A common finding of the two surveys is that the distribution of the anomalies is greatly influenced by the presence of structural limits, such as crater, caldera or landslide faults. These discontinuities clearly constitute permeable drains on Stromboli. However, the phenomena observed at these limits varies in the different zones. In the summit area, the present work shows the co-occurrence of SP, T and CO₂ positive anomalies above the main faults. The transfer of hot hydrothermal fluids, heat and gases around the active area, thus, is controlled by the presence of more permeable paths along the faults. In contrast, further from the active area, an inverse relationship was found between SP and CO₂ anomalies in the island-wide survey. High CO₂ emanations were correlated with significant negative SP anomalies. This may be explained if we consider that the permeable faults away from the active zone still allow the upward migration of deep CO₂ degassing, but that, as these zones are not affected by shallow thermal anomalies, and therefore by shallow hydrothermal convection cells, they promote the downward migration of ground water.

From the island-wide survey it was concluded that a large hydrothermal zone occupies much of the summit of Stromboli. This hydrothermal zone appears to be constrained by the PalaeoStromboli I (PST I) and PST III caldera faults (Fig. 1). Of course, this large hydrothermal system does not show the prominent surface evidence of the Pizzo–Fossa zone and represents probably a deeper intra-edifice system that can be recognized only through geophysical and geochemical measurements. The Pizzo–Fossa shallow hydrothermal system studied in the present work is located inside the large hydrothermal zone of Stromboli (Fig. 1).

Conclusion

The uniqueness of the work presented here lies in the very dense data coverage achieved near the active area of an active volcano. To our knowledge such a survey has never been carried out before in a similar context. The high density of data, the diversity of the measured parameters and the accuracy of the location of the measurement points allows us to study structures and phenomena at a scale rarely investigated. The novel results produced by this work demonstrate the value of such an approach to the study of the hydrothermal activity of an active volcano.

Intense and shallow hydrothermal activity in the Pizzo–Fossa area is clearly shown by the presence of large positive SP, temperature and CO₂ anomalies. These anomalies are focused on crater faults that thus appear to constitute the most permeable medium of the zone. The analysis of the distribution of these linear anomalies, coupled with the examination of the geologic, photographic and topographic data, has led us to propose a new structural interpretation of the summit of Stromboli. This newly defined structural framework comprises the following:

1. A large Pizzo circular crater, about 350 m in diameter.
2. A complex of now concealed nested craters within the Pizzo crater (the Large and the Small Fossa craters) that are thought to have formed during the eruption of the Pizzo pyroclastites unit. The Small Fossa crater is filled with impermeable material that totally impedes the upward flow of hydrothermal fluids.
3. The complex of presently active craters.

On the floor of the Fossa, short wavelength SP lows are arranged in drainage-like networks diverging from the main thermal anomalies and converging toward the Small Fossa crater. They are thought to show the subsurface downhill flow of water condensed above thermal anomalies. The water can form a perched reservoir at shallow depth. The inferred presence of a large quantity of water near the active zone constitutes a major hazard because phreatic and phreatomagmatic activity can occur if magma intrudes into this area. It is possible that such a

phenomenon occurred during the 1930 phreatic paroxysm.

A striking result of the survey is the high correlation between T and CO₂ anomalies in this context. The two types of anomalies have very similar shapes, but the sensibility of CO₂ measurements seems better because in some areas clear CO₂ anomalies could still be detected when the subsurface temperature measurements did not show significant signals. At T anomalies, a higher amplitude of high frequency SP signal is observed.

Geochemical analyses of the fluids show the similarity of composition between the gases rising through the faults of the Pizzo and Fossa craters. This suggests a common origin for the gases emerging along the different structural paths in the summit of Stromboli. A site has been identified along the Large Fossa crater fault (anomaly F1) where high gas flux and weak air contamination make possible the future monitoring of gases near the active vents using the alkaline bottle sampling technique.

Acknowledgements We are grateful to Franco Barberi for providing us with an Italian Civil Protection helicopter to carry scientific materials and food to the summit of Stromboli during the summer of 1995. We sincerely thank Jean-Marie Barnagaud and Thierry Challan for help during the 1992 and 1994, respectively, summer preliminary campaigns, Yashmin Chébli and Sébastien Durand for their invaluable help during the 1995 summer campaign, and Sandrine Poteaux and Virginie Meister during the 1999 summer campaign. We greatly thank John Murray for his help to improve the English. Reviews by Steve Lane and Giorgio Cassiani have helped to improve the manuscript. A.F. acknowledges Klaus Gwinner from DLR—Institute of Space Sensor Technology and Planetary Exploration, for providing airborne photographs of Stromboli Volcano. A.F. also acknowledges the Société de Secours des Amis des Sciences for a research grant, and particularly thanks Jean Todt (Sports Director of Formula One Scuderia Ferrari), Giancarlo Minardi (Director of the Minardi Formula One team), Flavio Briatore, (Director of the Formula One Benetton team) and Marc Demougeot (Director of Sparco-France) for their help into obtaining Formula One fireproof equipment. Without it, measurements near the active craters could not have been carried out for security reasons.

References

- Allard P, Hammouya G, Parello F (1998) Diffuse magmatic soil degassing at Soufrière of Guadeloupe, Antilles. *C R Acad Sci Paris* 327:315–318
- Alparone S, Cocina O, Falsaperla S, Patanè D, Privitera E, Spampinato S (1999) Aeolian Islands, Stromboli : seismicity. Volcanology and chemistry of the Earth's interior. Italian Research Activity (1995–1998) report to IAVCEI. *Boll Geofis Appl* 40:222–224
- Aubert M (1999) Practical evaluation of steady heat discharge from dormant active volcanoes : case study of Vulcarolo fissure (Mount Etna, Italy). *J Volcanol Geotherm Res* 92:413–429
- Aubert M, Atangana Q (1996) Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Ground Water* 34:1010–1016
- Aubert M, Baubron JC (1988) Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis. *J Volcanol Geotherm Res* 35:217–225
- Aubert M, Dana I (1994) Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée (PS) en volcanologie. Possibilités d'ap-

- plication de la méthode PS à la surveillance des volcans actifs. *Bull Soc Géol France* 165:113–122
- Aubert M, Aubry R, Bourley F, Bourley Y (1984) Contribution à la surveillance de l'activité de l'Etna à partir de l'étude des zones fumarolienues. *Bull Volcanol* 47:1039–1050
- Aubert A, Dana I, Livet M (1990) Identification of the boundaries between two watersheds in a volcanic area by self-potential method. *C R Acad Sci Paris* 311:990–1004
- Aubert M, Dana I, Dupuy JC (1991) Application of the self-potential method to the detection of underground water courses in a volcanic area. *C R Acad Sci Paris* 312:325–330
- Aubert M, Antraygues P, Soler E (1993) Interpretation of the self-potential measurements in hydrogeological exploration of a volcanic massif. On the existence of groundwater flow paths on the south flank of the Piton de la Fournaise (Réunion Island). *Bull Soc Géol France* 164:17–25
- Azzaro R, Branca S, Giammanco S, Gurrieri S, Rasà R, Valenza M (1998) New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt Etna) from structural and soil-gas surveying. *J Volcanol Geotherm Res* 84:143–152
- Ballestracci R (1982a) Self-potential survey near the craters of Stromboli volcano (Italy). Inference for internal structure and eruption mechanism. *Bull Volcanol* 45:349–365
- Ballestracci R (1982b) Audiomagnetotelluric profiling on the volcano Stromboli, internal structure and mechanism of the Strombolic activity. *J Volcanol Geotherm Res* 12:317–337
- Barberi F, Rosi M, Sodi A (1993) Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. *Acta Vulcanol* 3:173–187
- Barberi F, Carapezza ML (1994) Helium and CO₂ soil gas emission from Santorini (Greece). *Bull Volcanol* 56:335–342
- Bertagnini A, Coltelli M, Landi P, Pompilio M, Rosi M (1999) Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano. *EOS Trans Am Geophys Union* 80:633–636
- Bonaccorso A, Gambino S, Puglisi G, Mattia M, Velardita R, Villari L (1999) Aeolian Islands, Stromboli: ground deformation. *Volcanology and chemistry of the Earth's interior. Italian Research Activity (1995–1998) report to IAVCEL. Boll Geofis Appl* 40:224–226
- Bullard FM (1954) Activity of Stromboli in June and December 1952. *Bull Volcanol* 15:91–98
- Braun T, Neuberger J, Ripepe M (1996) On the origin of the long-period tremor recorded at Stromboli Volcano (Italy). *Ann Geof* 39:311–326
- Carapezza ML, Federico C (2000) The contribution of fluid geochemistry to the volcano monitoring of Stromboli. *J Volcanol Geotherm Res* 95:227–245
- Chébli Y (1997) Tomographie thermique et géoélectrique du cratère du Vulcano. *Mémoire de DEA Processus Magmatiques et Métamorphiques—Volcanologie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II*
- Coltelli M, Pompilio M, Del Carlo P (1999) Aeolian Islands, Stromboli : volcanic activity. *Volcanology and chemistry of the Earth's interior. Italian Research activity (1995–1998) report to IAVCEL. Italian research activity (1995–1998) report to IAVCEL. Boll Geof Appl* 40:217–222
- Corwin RF, Hoover DB (1979) The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics* 44:226–245
- D'Alessandro W, De Domenico R, Parelo F, Valenza M (1992) Soil degassing in tectonically active areas of Mt Etna. *Acta Vulcanol* 2:175–183
- Di Maio R, Patella D (1994) Self-potential anomaly generation in volcanic areas. The Mt Etna case-history. *Acta Vulcanol* 4:119–124
- Ernstson K, Scherer H (1986) Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics* 51:1967–1977
- Etioppe G, Beneduce P, Calcara M, Favali P, Frugoni F, Schiattarella M, Smriglio G (1999) Structural pattern and CO₂–CH₄ degassing of Ustica Island, Southern Tyrrhenian basin. *J Volcanol Geotherm Res* 88:291–304
- Finizola A (1996) Etude d'une fissure thermique au Stromboli; interprétation volcanologique et structurale. *Mémoire de DEA Processus Magmatiques et Métamorphiques—Volcanologie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II*
- Finizola A, Ramos D, Macedo O (1998) Self-potential studies of hydrothermal systems and structure on Misti and Ubinas volcanoes, South Peru. In: *Geophysicae A* (ed) 23rd EGS Meeting. *Solid Earth Geophysics and Geodesy, Nice*
- Finizola A, Sortino F, Lénat JF, Valenza M (2002) Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Island, Italy), from self-potential and CO₂ surveys. *J Volcanol Geotherm Res* 116(1–2):1–18
- Francalanci L (1987) Evoluzione vulcanologica e magmatologica dell'isola di Stromboli (Isole Eolie): Relazioni tra magmatismo calc-alcalino e shoshonitico, Tesi di dottorato, Università di Firenze, Firenze
- Gabbianelli G, Romagnoli C, Rossi PL, Calanchi N (1993) Marine geology of the Panarea—Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian sea). *Acta Vulcanol* 3:11–20
- Giammanco S, Gurrieri S, Valenza M (1997) Soil CO₂ degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily): the Pernicana fault. *Appl Geochem* 12:429–436
- Giammanco S, Gurrieri S, Valenza M (1998) Anomalous soil CO₂ degassing in relation to faults and eruptive fissures on Mount Etna (Sicily, Italy). *Bull Volcanol* 60:252–259
- Giggenbach WF (1975) A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples. *Bull Volcanol* 39:15–27
- Gillot PY (1984) Datation par la méthode potassium argon des roches volcaniques récentes (pléistocènes et holocènes). Contribution à l'étude chronostratigraphique et magmatique des provinces volcaniques de Campanie, des Iles Éoliennes, de Pantelleria (Italie du Sud) et de la Réunion (Océan Indien). *PhD Thesis, Paris XI-Orsay*
- Gillot PY, Keller J (1993) Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanol* 3:69–77
- Gwinner K, Hauber E, Jaumann R, Neukum G (2000) High-resolution, digital photogrammetric mapping : a tool for earth science. *EOS Trans Am Geophys Union* 81:515–520
- Hornig-Kjarsgaard I, Keller J, Koberski U, Stadlbauer E, Francalanci L, Lenhart R (1993) Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol* 3:21–68
- Jackson DB, Kauahikaua J (1987) Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. *Volcanism in Hawaii*, ch 40. *US Geol Survey Prof Pap* 1350:947–959
- Keller J, Hornig-Kjarsgaard I, Koberski U, Stadlbauer E, Lenhart R (1993) Geological map of the island of Stromboli. *Acta Vulcanol* 3
- Lénat JF, Robineau B, Durand S, Bachélery P (1998) Etude de la zone sommitale du volcan Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *C R Acad Sci* 327:781–788
- Malengreau B, Lénat JF, Bonneville A (1994) Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. *Bull Soc Géol Fr* 165:221–232
- Martini M (1991) Stromboli, report activity. *Bull Global Volcanism Network* 16:20–21
- Matsushima N, Michiwaki M, Okazaki N, Ichikawa N, Takagi A, Nishida Y, Mori HY (1990) Self-potential study in volcanic areas—Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan. *J Fac Sci Hokkaido Univ Ser VII (Geophysics)* 8:465–477
- Nishida Y, Tomiya H (1987) Self-potential studies in volcanic areas—Usu volcano. *J Fac Sci Hakkaiodo Univ Ser VII (Geophysics)* 8:173–190
- Papale P (1999) Modeling of the solubility of a two-component H₂O + CO₂ fluid in silicate liquids. *Am Mineral* 84:477–492
- Pasquarè G, Francalanci L, Garduno VH, Tibaldi A (1993) Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol* 3:79–89
- Patella D (1997) Self-potential global tomography including topographic effects. *Geophys Prospect* 45:843–863

- Ripepe M (1996) Evidence of gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli. *J Volcanol Geotherm Res* 70:221–233
- Ripepe M, Gordeev E (1999) Gas bubble dynamics model for shallow volcanic tremor at Stromboli. *J Geophys Res B Solid Earth Planet* 104:10639–10654
- Ripepe M, Rossi M, Saccorotti G (1993) Image processing of explosive activity at Stromboli. *J Volcanol Geotherm Res* 54:335–351
- Ripepe M, Poggi P, Braun T, Gordeev E (1996) Infrasonic waves and volcanic tremor at Stromboli. *Geophys Res Lett* 23:181–184
- Ripepe M, Ciliberto S, Schiava MD (2001) Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *J Geophys Res B Solid Earth Planet* 106:8713–8727
- Rittmann A (1931) Der Ausbruch des Stromboli am 11 september 1930. *Zeits Vulkanol* 14:47–77
- Rosi M (1980) The island of Stromboli. *Rend Soc It Mineral Petrol* 36:345–368
- Sano Y, Tominaga T, Nakamura Y, Wakita H (1982) $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of methane-rich natural gases in Japan. *Geochem J* 16:237–245
- Schiavone D, Quarto R (1984) Self-potential prospecting in the study of water movements. *Geoexploration* 22:47–58
- Sill WR (1983) Self-potential modeling from primary flows. *Geophysics* 48:76–86
- Tibaldi A (2001) Multiple sector collapse at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bull Volcanol* 63:112–125
- Zablocki CJ (1976) Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. *Proceedings, 2nd UN Symposium of the development and use of geothermal resources, San Francisco, May 1975*, pp 1299–1309
- Zablocki CJ (1978) Streaming potentials resulting from the descent of meteoric water. A possible source mechanism for Kilauean self-potential anomalies. *Geotherm Resour Council Trans* 2:747–748
- Zanchi A, Francalanci L (1989) Analisi geologico-strutturale dell'isola di Stromboli: alcune considerazioni preliminari. *Boll GNV* 5:1027–1044
- Zlotnicki J, Michel S, Annen C (1994) Anomalies de polarisation spontanée et systèmes convectifs sur le volcan du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, France). *C R Acad Sci Paris* 318:1325–1331

Chapitre IV

**Mise en évidence des phénomènes
de scellage des systèmes
hydrothermaux par couplage
des méthodes PS et gaz du sol**

Chapitre IV. Mise en évidence des phénomènes de scellage des systèmes hydrothermaux par couplage des méthodes PS et gaz du sol

Dans le chapitre précédent concernant Stromboli, nous nous sommes attardés sur les corrélations inverses entre minimum PS et pics de CO₂. Ces dernières ont été mises en évidence sur des courtes longueurs d'onde (de l'ordre de la centaine de mètres) réparties le long de limites structurales.

Dans ce chapitre, nous comparons les signaux PS et gaz du sol à plus grande longueur d'onde. Cette nouvelle méthodologie appliquée à l'échelle des édifices volcaniques du Misti et du Stromboli permet d'aborder les phénomènes de scellage des systèmes hydrothermaux. Nous mettons également l'accent sur les conséquences sur l'activité éruptive que peuvent avoir ces phénomènes de scellage.

Ce chapitre est également présenté sous la forme d'un article. Toutefois, la publication des articles JVGR Misti et JVGR Stromboli, reprenant le même jeu de données, n'a pas permis de concrétiser l'article ci-dessous sous forme de publication.

***On the origin of the weak soil degassing
in the upper flank of active volcanoes.
Example of Misti (Peru) and Stromboli (Italy) volcanoes.***

***Anthony Finizola, Francesco Sortino, Jean-François Lénat, Mariano Valenza,
Orlando Macedo, Katherine Gonzales and Vicentina Cruz***

- 1. Introduction***
- 2. Field data***
- 3. Discussion and conclusion***

**On the origin of the weak soil degassing
in the upper flank of active volcanoes.**

Example of Misti (Peru) and Stromboli (Italy) volcanoes.

Anthony Finizola* Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, OPGC, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Francesco Sortino Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via Ugo la Malfa, 153, 90144 Palermo, Italy.

Jean-François Lénat Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, OPGC, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Mariano Valenza Università di Palermo and Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via archirafi 36, 90123 Palermo, Italy.

Orlando Macedo, Katherine Gonzales, Vicentina Cruz

Instituto Geofisico del Peru, Urbanizacion la Marina B-19, Cayma, Arequipa, Peru.

* E-mail address: A.Finizola@opgc.univ-bpclermont.fr

Abstract

Hydrothermal systems develop below the active zones of volcanoes. They are the locus of exchanges between meteoric waters and magmatic heat and gases. The convective circulation of hot fluids transforms the medium through alteration of rocks and deposition of minerals. These processes eventually form a zone impermeable to fluid flow. We present the results of dense surveys on Misti (Peru) and Stromboli (Italy) volcanoes showing that such impermeable carapaces exist in their hydrothermal systems. A new approach has been used combining geophysical (Self-Potential) and geochemical (CO₂) measurements. The Self-Potential signal allows us to locate the hydrothermal zones whereas the CO₂ signal is related to the permeability of the medium. The CO₂ patterns are similar for both volcanoes : diffuse degassing occurs on the inactive lower flanks and virtually disappears on the hydrothermal zones. This phenomenon is attributed to impermeable zones in the hydrothermal systems.

Keywords: Soil degassing, self-potential, hydrothermal system, self-sealing, Misti, Stromboli.

1. Introduction

Recent soil gas surveys on two active volcanoes (Galeras and Arenal) (Williams-Jones et al., 2000) reveal higher CO₂ diffuse degassing on the lower flanks than on the upper flanks of the edifices. Although it is known that CO₂ degassing takes place at several km in depth because of its poor solubility in magmas and can therefore diffuse over a large area (Giggenbach, 1996, Allard et al., 1991), this is a rather startling result, because one would expect higher CO₂ degassing near the central magma conduits. This puzzling pattern has been attributed by the authors (Williams-Jones et al., 2000) to a low permeability of the younger volcanic products near the summit and/or to a lateral transport of CO₂ by groundwater (Williams-Jones et al., 2000, Toutain et al., in press). We observed similar CO₂ emanation patterns in dense surveys on two active volcanoes (Misti, Peru and Stromboli, Italy). However, during these latter surveys, Self-Potential (SP) measurements were carried out concurrently with CO₂ sampling and this new approach yields a better understanding of the fluid circulation in these volcanoes.

The SP method is based on the measurement of naturally occurring static electric potential differences at the earth surface. A wide range of possible SP source mechanisms exists, but experience clearly indicates that electrokinetic potentials (those linked to fluid flow in a porous medium) are the dominant mechanism in geothermal and volcanic areas (Zablocki, 1978, Corwin and Hoover, 1979). A general scheme of SP on volcanoes is the following. On the lower flanks, a linear inverse relationship between SP and altitude is often observed (Corwin and Hoover, 1979, Jackson and Kauahikaua, 1987, Lénat, 1987). This phenomenon is thought to be purely hydrogeologic and related to a thickness increase of the vadose zone with altitude (Zablocki, 1978, Jackson and Kauahikaua, 1987). By contrast, above hydrothermal zones SP increases regardless altitude variations. Accordingly, when approaching the crater from the flanks, the negative hydrogeological SP gradient is interrupted by a positive trend which marks the beginning of the hydrothermal system.

Soil gas measurements are widely used to study the relationship between gas emanations and tectonic fractures of the lithosphere at various scales (Irwin and Barnes,

1980). Generally, the higher permeability of fractured rocks drain rising gas, giving rise to soil gas concentration anomalies at the surface. In volcanic areas, large CO₂ anomalies (the most abundant magmatic gas after water vapour) are observed close to active craters (Koeppen et al., 1996, Chiodini et al., 2001), along the flanks of active edifices (Allard et al., 1991, Anzà et al., 1993) or along tectonic faults (D'Alessandro et al., 1992, Giammanco et al., 1997, Azzaro et al., 1998, Etiope et al., 1999). In the Stromboli and Misti surveys, gas samples were collected by pumping soil gases through a 2 mm diameter copper tube buried to a depth of 0.5 m. Gases were analysed by gas-chromatography.

The purpose for making simultaneously dense SP and CO₂ measurements was to collect complementary data on fluid circulation in volcanic edifices. SP signals permits the delineation of areas dominated by hydrogeological circulations from those dominated by hydrothermal ones. On the other hand, CO₂ emanations are most influenced by rock permeability.

2. Field data

On Misti volcano SP and CO₂ measurements were taken every 100 m along a radial A-B profile (Fig. 1). We observe (Fig. 2) a classic SP pattern : (1) below ~ 4,100 m a.s.l. (above sea level) the negative SP/altitude gradient reflects a common hydrogeological situation, (2) between ~ 4,100 and 4,200 m a.s.l. a zone, approximately 500 metres long, with no SP/altitude gradient marks the transition to (3) the hydrothermal zone above ~ 4,200 m a.s.l. Simultaneously, we observe that the CO₂ emanation is significantly high (600 to 2,000 ppm) on the lower flank and in the hydrogeological zone, whereas it virtually disappears in the hydrothermal zone (atmospheric values).

On Stromboli volcano (Fig. 3) SP and CO₂ measurements were taken every 20 m along the Ginostra-Scari transect crossing the entire island of Stromboli. The SP and CO₂ signals (Fig. 4) are more complex than those of Misti and deserve a special analysis. Starting from the NE (Scari), we observe : (1) a negative SP/altitude gradient up to 420 m a.s.l., (2) a succession of positive SP anomalies across the upper flanks and the summit and (3) a fluctuation around the zero potential from 640 m a.s.l. to Ginostra. For the same sectors, the

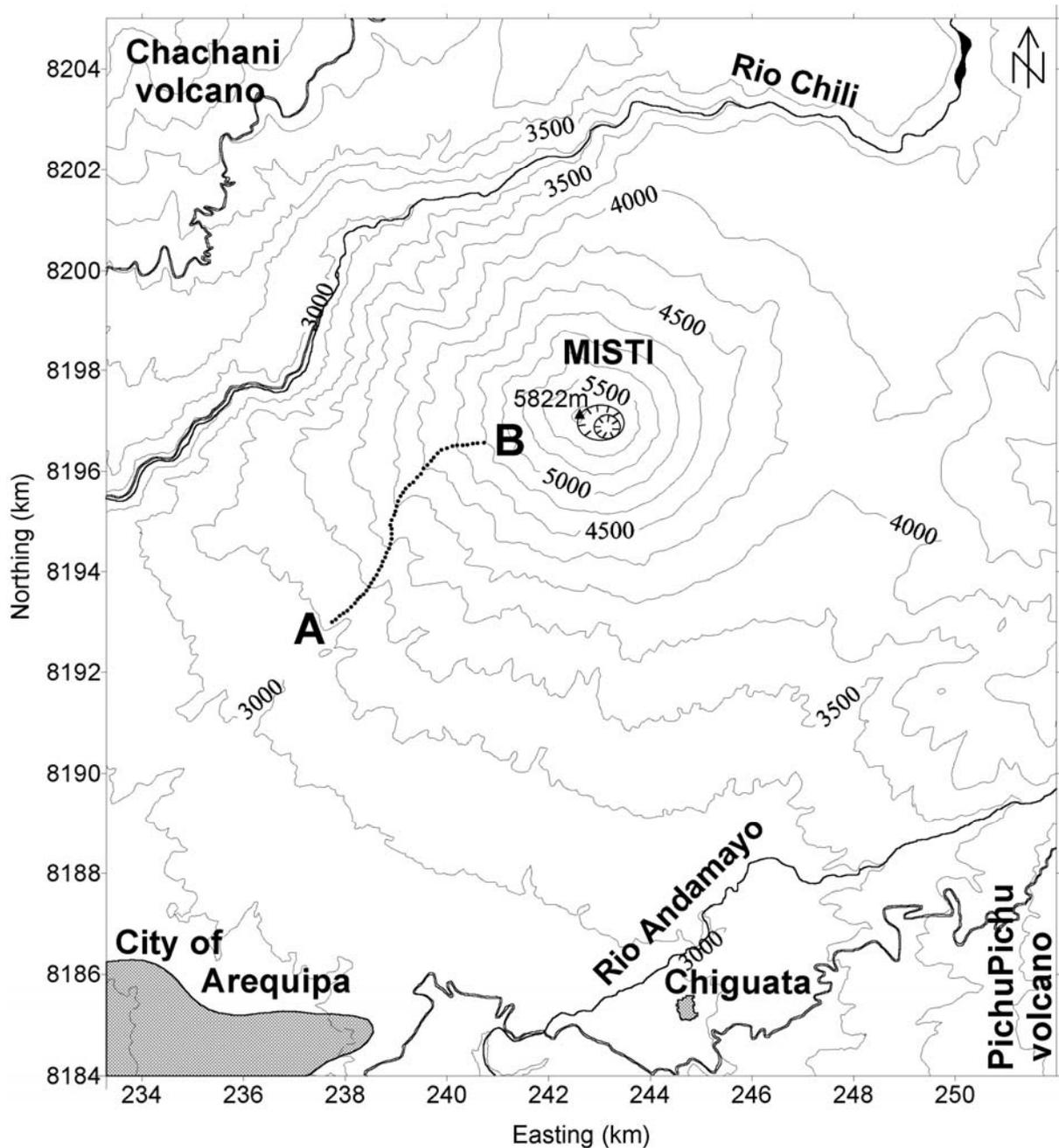


Figure 1: Relief map of Misti volcano (with altitude contours in metres). Black dots show the location of SP and CO₂ measurements along the A-B profile. UTM coordinates in km (South America 1956).

CO₂ concentration displays : (1) a moderate CO₂ degassing (between 800-6,000 ppm), (2) two high CO₂ peaks (up to ca. 100,000 and 10,000 ppm) separated by nearly atmospheric CO₂ concentrations and (3) a moderate, although clearly above atmospheric values, CO₂ signal (between 450 and 2,000 ppm). According to the usual SP patterns on volcanoes, the zone around 420 m in elevation on the NE flank corresponds to the transition between the lower

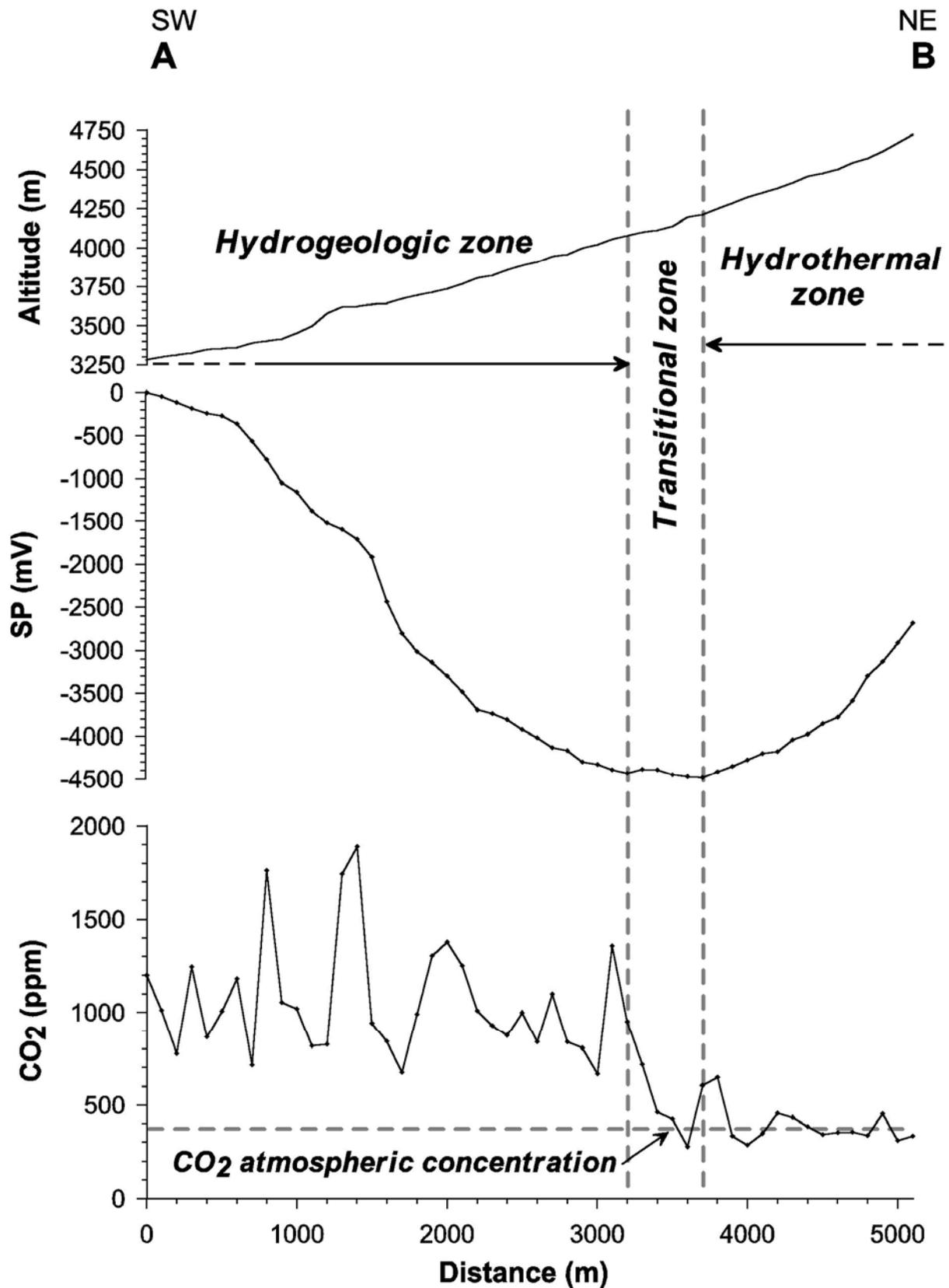


Figure 2: Comparison between elevation, SP and CO₂ soil concentration along A-B profile on Misti volcano.

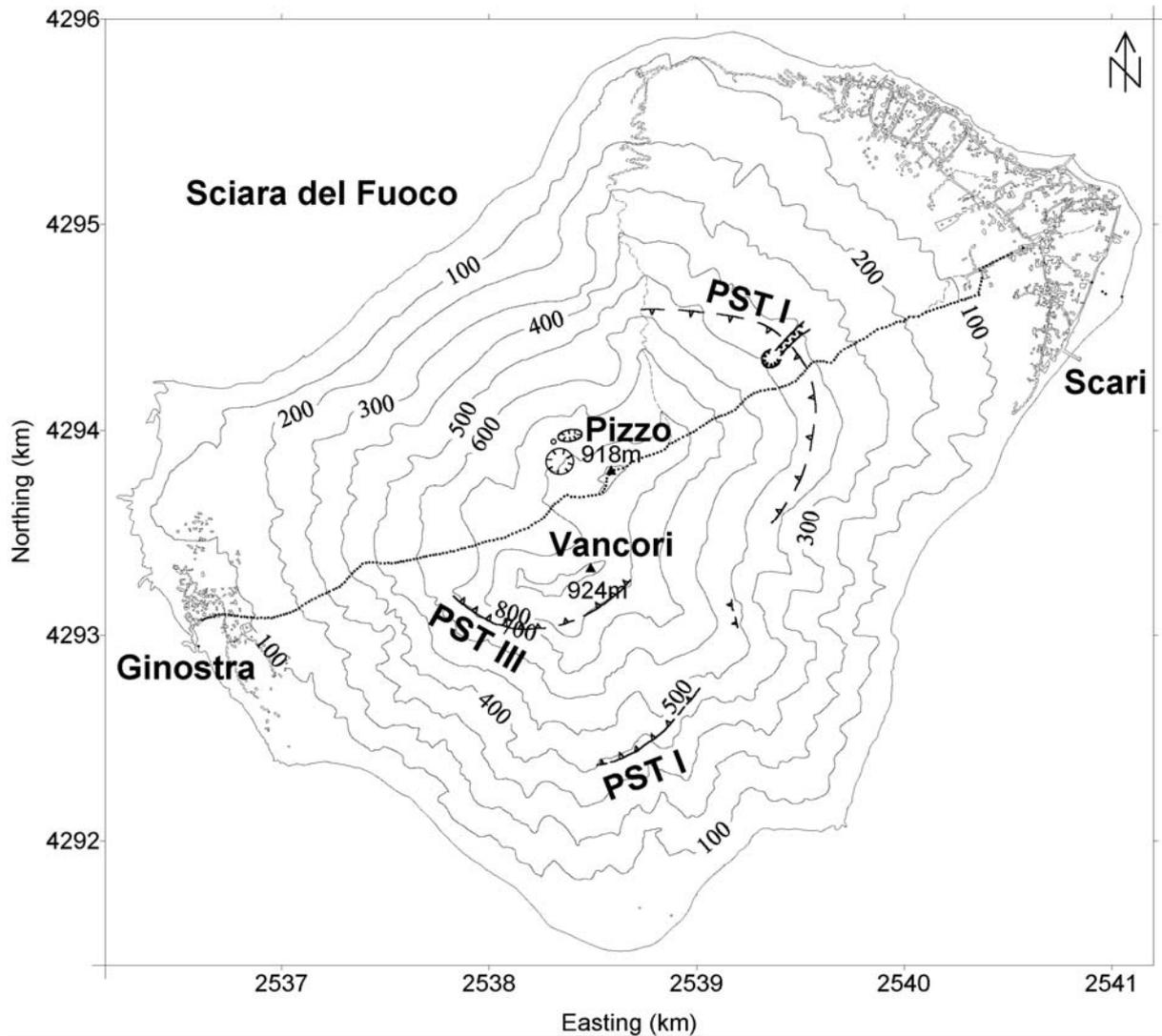


Figure 3: Relief map of Stromboli volcano (with altitude contours in metres). Black dots show the location of SP and CO₂ measurements along the Ginostra-Scari profile. PST I and PST III designate respectively PaleoStromboli I and PaleoStromboli III caldera rim (from Hornig-Kjarsgaard et al., 1993, Pasquarè et al., 1993). UTM coordinates in km (Gauss Boaga).

flank, dominated by hydrogeologic circulations, and the upper flank, where hydrothermal circulations generate positive SP anomalies. The hydrothermal system extends to the zone around 640 m in elevation on the SW flank. The extension of the hydrothermal zone coincides with the walls of two known ancient calderas designated here as PST I and PST III (PST for "PaleoStromboli") (Keller et al., 1993, Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). The succession of SP positive anomalies within the hydrothermal zone suggests that the hydrothermal system is partitioned into at least four subsystems (I, II, III, and IV on Figure 4). The limits of the subsystems are marked by sharp SP lows which also correspond to CO₂ highs. This suggests that the boundaries of the hydrothermal subsystems are highly permeable zones where

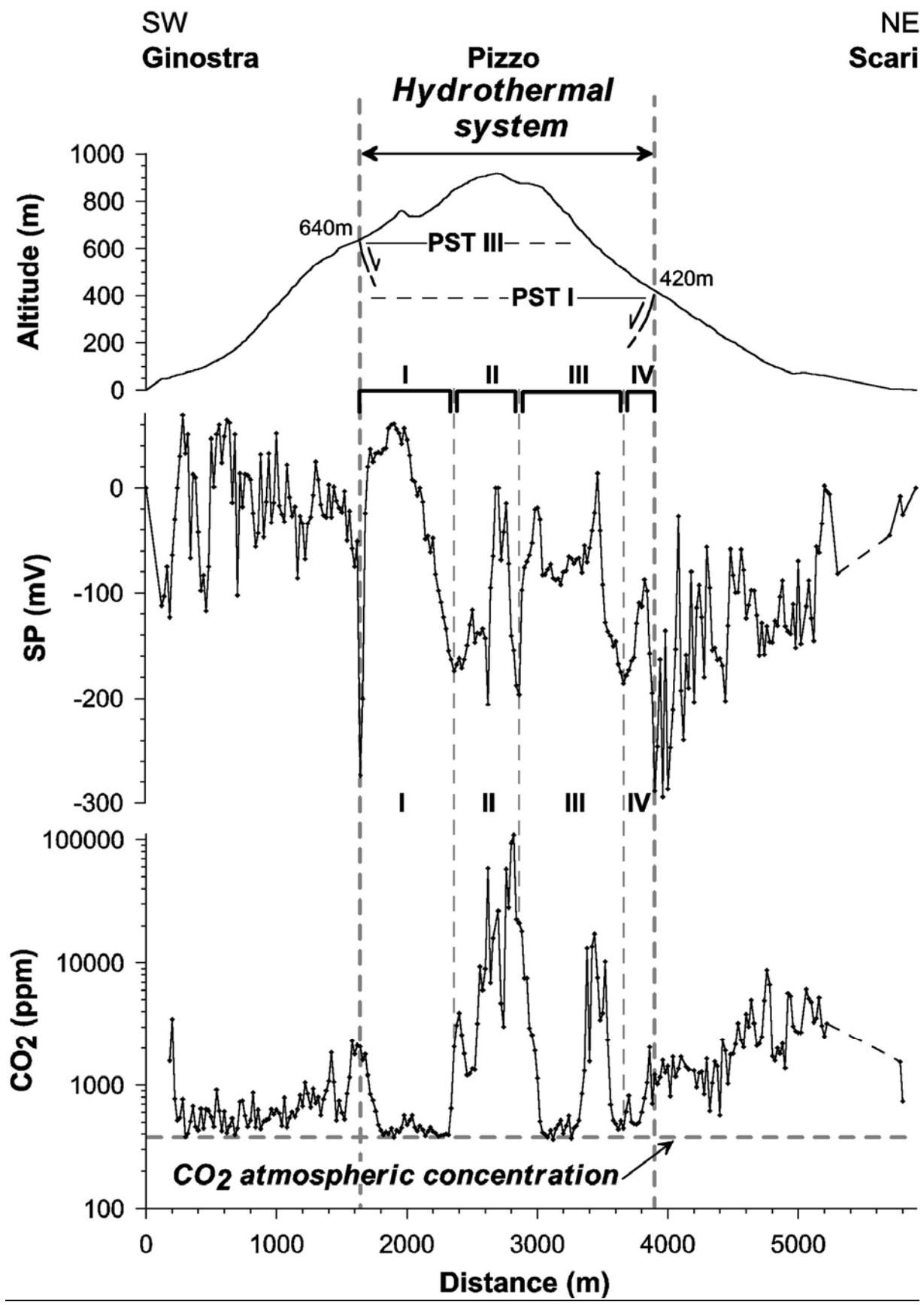


Figure 4: Comparison between elevation, SP and CO₂ soil concentration along Ginostra-Scari profile on Stromboli volcano. PST I and PST III designate respectively PaleoStromboli I and PaleoStromboli III caldera rim. I, II, III, and IV correspond to the different hydrothermal subsystems.

meteoric water can infiltrate and CO₂ rises more easily. However, aside from the relative complexity of the hydrothermal system of Stromboli, we must note that with the exception of some very large peaks, CO₂ values in the hydrothermal zone are close to atmospheric values, and significantly lower than the values on the lower flanks.

These two well-documented examples of Misti and Stromboli reveal a major feature of the CO₂ diffuse degassing on some volcanoes : the degassing is virtually blocked above hydrothermal zones and it is significant on the lower flanks. The transition between the two zones is rapid on the two surveyed volcanoes. In the hydrothermal zone of Stromboli, peaks of CO₂ are observed only near the active craters (subsystem II) and along a regional fault (subsystem III) (Keller et al., 1993, Bonaccorso, 1998, Pasquarè et al., 1993). The profile at Misti does not cross the summit area and therefore we do not know if similar high peaks of CO₂ degassing are present near the summit craters.

3. Discussion and conclusion

It is therefore clear that a relationship exists between the disappearance of CO₂ emanations and the presence of a hydrothermal system. Two mechanisms are suggested to explain this phenomenon : (1) in the upper flanks, rising CO₂ can be dissolved by groundwater and transported to the lower flanks (Williams-Jones et al., 2000, Toutain et al., in press) or (2) an impermeable layer may be associated with the hydrothermal system, impeding the upward flow of CO₂ (Fournier, 1999, Fischer et al., 1996). The first hypothesis is not sustainable for two reasons : (a) It is questionable that all the CO₂ could be dissolved by the groundwater, so much the more that heat in the hydrothermal zone tends to decrease the CO₂ solubility (exponentially from 0 to 170 °C) (D'Amore and Truesdell, 1988) and (b) this mechanism cannot explain the sharp CO₂ emanation variation in the transition zone. The presence of an impermeable layer is therefore the most likely cause. It is well known that hydrothermal systems modify the medium through alteration of rocks and deposition of minerals. These processes, widely known as self-sealing, lead to the formation of an impermeable zone, rich in clay minerals (Fournier, 1999, Fischer et al., 1996). The Misti and Stromboli examples show that, for long-lived hydrothermal systems, the degree of sealing is sufficient to totally impede the upward flow of gases. As a consequence, the CO₂ degassing is possible only near the fractured and porous magmatic conduits and in the more or less permeable lower flanks (Fig. 5). CO₂, as well as other gases, pressure can build up below the

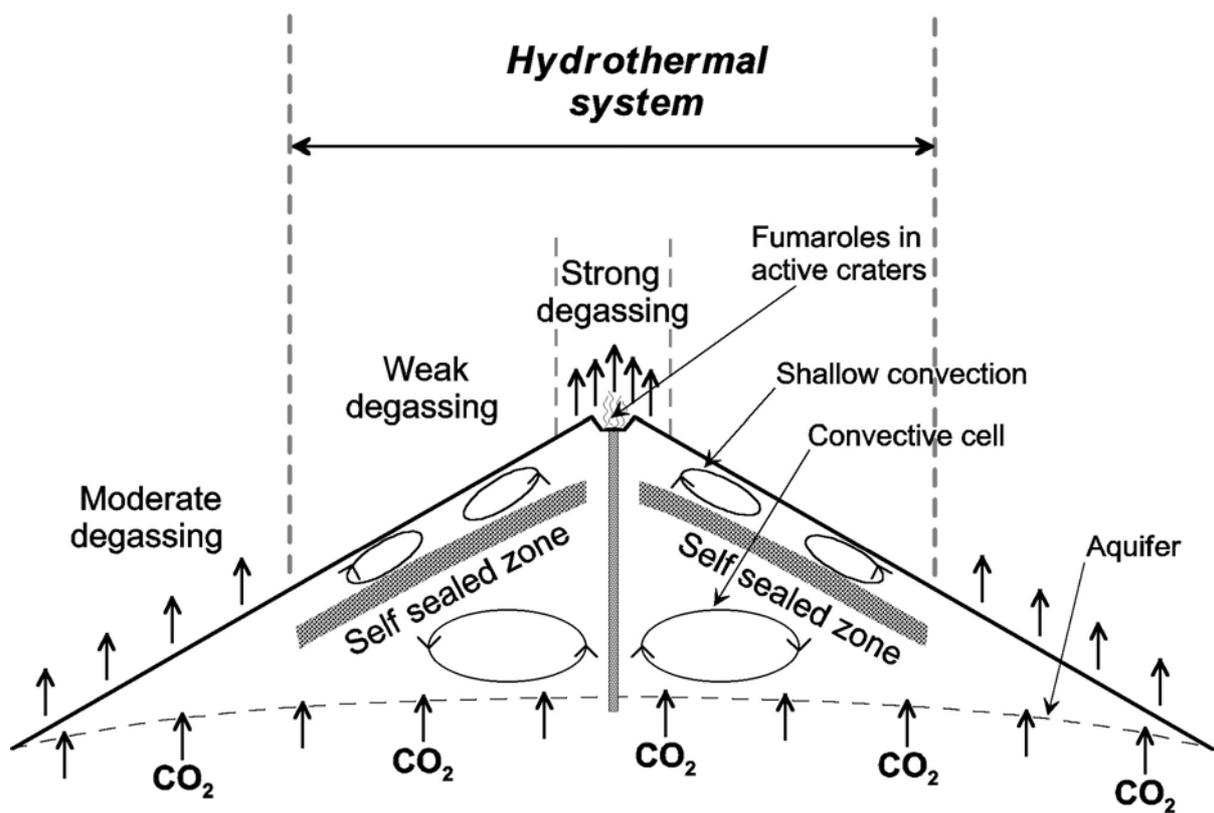


Figure 5: Interpretative section illustrating the relationships between fluid circulation, self-sealing zone and hydrothermal system on Misti and Stromboli volcanoes.

sealed zone. During volcanic or volcanotectonic crises, the fracturing of the hydrothermal system can lead to a sudden release of gas overpressure in the hydrothermal system, resulting in catastrophic explosions. This mechanism is thought to be the cause of some explosions at Galeras volcano (Columbia), including the tragic January 14, 1993 one (Stix et al., 1993, Baxter and Gresham, 1997). Similar phenomena can also be suspected at Stromboli for the unusually violent explosions that occur on average one to two times per year (Barberi et al., 1993, Bertagnini et al., 1999). They have caused fatalities and injuries to visitors of the summit (Barberi et al., 2001), and the major ones, such as the 1919 and 1930 crises, threaten the whole island (Barberi et al., 1993). Therefore the study of the sealing of hydrothermal systems in active volcanoes is of extreme importance to anticipate the possible consequences of future crises. We show here that a new approach, combining geophysical (SP) and geochemical (CO_2) measurements, can provide a useful image of the circulation of fluids in volcanoes. Similar studies are to be recommended on potentially dangerous volcanoes.

Acknowledgements

We sincerely thank Sandrine Poteaux, Virginie Meister, Romain Boyer, Fabrice Mourau and Maria Albo Selma for their invaluable help during the summer 1999 Stromboli campaign. A special thank to Maurizio Ripepe for his warm welcome at the Osservatorio Geofisico di Firenze during Stromboli campaign and also for his logistical support. Fieldwork at Misti was supported by the Institut de Recherche pour le Développement and by the Instituto Geofisico del Peru.

References cited

- Allard, P., J. Carbonnelle, D. Dajlevic, J. Le Bronec, P. Morel, M.C. Robe, J.M. Maurenas, R. Faivre-Pierret, D. Martin, J.C. Sabroux, and P. Zettwoog, 1991, Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature*, 351 : 387-391.
- Anza, S., B. Badalamenti, S. Giammanco, S. Gurrieri, P.M. Nuccio, and M. Valenza, 1993, Preliminary study on emanation of CO₂ from soils in some areas of Mount Etna (Sicily), *Acta Vulcanol.*, 3, 189-193.
- Azzaro, R., S. Branca, S. Giammanco, S. Gurrieri, R. Rasà, and M. Valenza, 1998, New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 84, 143-152.
- Barberi, F., M.L. Carapezza, J. Alean, and R. Carniel, 2001, Stromboli (Italy) Major explosion at Stromboli kills a tourist on 20 October 2001. *Bull. Glob. Volc. Net.*, 26, 2-3.
- Barberi, F., M. Rosi, and A. Sodi, 1993, Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. *Acta Vulcanol.* 3 : 173-187.
- Baxter, P.J., and A. Gresham, 1997, Deaths and injuries in the eruption of Galeras volcano, Colombia, 14 January 1993. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 325-338.
- Bertagnini, A., M. Coltelli, P. Landi, M. Pompilio, and M. Rosi, 1999, Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano. *EOS Transactions Am Geophys Union* 80 : 633-636.
- Bonaccorso, A., 1998, Evidence of a dyke-sheet intrusion at Stromboli volcano inferred through continuous tilt. *Geoph. Res. Lett.*, 25, 22, 4225-4228.
- Chiodini, G., F. Frondini, C. Cardellini, D. Granieri, L. Marini, and G. Ventura, 2001, CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. *J. Geoph. Res.*, 106, 16213-16221.
- Corwin, R.F., and D.B. Hoover, 1979, The Self-Potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44-2, 226-245.
- D'Alessandro, W., R. De Domenico, F. Parello, and M. Valenza, 1992, Soil degassing in tectonically active areas of Mt. Etna, *Acta Vulcanol.*, 2, 175-183.
- D'Amore, F., and A.H. Truesdell, 1988, A review of solubilities and equilibrium constants for gaseous species of geothermal interest, *Sci. Geol. Bull.*, 41, 309-332.
- Etioppe, G., P. Beneduce, M. Calcara, P. Favali, F. Frugoni, M. Schiattarella, and G. Smriglio, 1999, Structural pattern and CO₂-CH₄ degassing of Ustica Island, Southern Tyrrhenian basin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 291-304.

- Fischer, T.P., G.B. Arehart, N.C. Sturchio, and S.N. Williams, 1996, The relationship between fumarole gas composition and eruptive activity at Galeras volcano, Colombia. *Geology*. 24, 531-534.
- Fournier, R.O., 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.* 94, 1193-1212.
- Giammanco, S., S. Gurrieri, and M. Valenza, 1997, Soil CO₂ degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily) : the Pernicana fault. *Applied Geochem.* 12 : 429-436.
- Giggenbach, W.F., 1996, Chemical composition of volcanic gases. In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Scarpa and Tilling eds. 221-256.
- Hornig-Kjarsgaard, I., J. Keller, U. Koberiski, E. Stadlbauer, L. Francalanci, and R. Lenhart, 1993, Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol.*, 3, 21-68.
- Irwin, P.W., and I. Barnes, 1980, Tectonic relations of carbon dioxide discharge and earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 85, 3115-3121.
- Jackson, D.B., and J. Kauahikaua, 1987, Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. "Volcanism in Hawaii" chapter 40 U.S.G.S. Professional paper 1350, 947-959.
- Keller, J., I. Hornig-Kjarsgaard, U. Koberiski, E. Stadlbauer, and R. Lenhart, 1993, Geological map of the island of Stromboli. *Acta Vulcanol.*, 3.
- Koepenick K.W., S.L. Brantley, J.M. Thompson, G.L. Rowe, A.A. Nyblade, and C. Moshy, 1996, Volatile emissions from the crater and flank of Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 13819-13830.
- Lénat, J.F., 1987, Structure et dynamique interne d'un volcan basaltique intraplaque océanique : Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse de doctorat ès sciences. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).
- Pasquarè, G., L. Francalanci, V.H. Garduno, and A. Tibaldi, 1993, Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.*, 3, 79-89.
- Stix, J., G.J.A. Zapata, V.M.L. Calvache, J.G.P. Cortès, T.P. Fischer, M.D.M. Gomez, M.L. Narvaez, V.M. Ordoñez, E.A. Ortega, C.R.A. Torres, and S.N. Williams, 1993, A model of degassing at Galeras volcano, Colombia, 1988-1993. *Geology*, 21: 963-967.
- Toutain, J.P., J.C. Baubron, and L. François, In press, Runoff control of soil degassing at an active volcano. The case of Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Williams-Jones, G., J. Stix, M. Heiligmann, A. Charland, B. Sherwood Lollar, N. Arner, G. Garzon, J. Barquero, and E. Fernandez, 2000, A model of diffuse degassing at three subduction-related volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 62, 130-142.
- 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.

Chapitre V

Conclusions et perspectives

Chapitre V. Conclusions et perspectives

V.A. Conclusions

En conclusion il semble important de mettre l'accent sur l'intérêt de cette nouvelle méthodologie d'étude des systèmes hydrothermaux par couplage des méthodes PS et gaz du sol. Cette approche pluridisciplinaire permet une étude des variations de lithologie au sein d'un édifice volcanique via la circulation de fluides d'origines variées (météorique et magmatique). Le couplage simultané de ces deux méthodes permet entre autre l'acquisition de deux signaux complémentaires dont l'analyse peut être réalisée à différentes échelles.

A l'échelle de l'édifice volcanique les relations PS/altitude peuvent nous renseigner sur le zonage latéral de la lithologie (ex: Misti) entre la zone vadose et la surface dans la zone hydrogéologique, et entre la zone d'évaporation et la surface dans le système hydrothermal. La méthode des gaz du sol permet entre autre d'aborder les phénomènes de scellage provoqués par le système hydrothermal (ex : Misti et Stromboli).

A une échelle plus locale, le couplage de ces méthodes permet de résoudre les ambiguïtés d'interprétation des minima et maxima PS. Dans le cadre des études réalisées à Stromboli à des échelles variées, nous avons mis en évidence par cette approche pluridisciplinaire la superposition de cinq sources d'anomalies caractérisées par des longueurs d'ondes différentes :

- (1) Tout d'abord des pics de CO₂ dissociés des anomalies PS et localisés le long de failles régionales. Cette fracturation permet une remontée profonde du CO₂ mais n'influe visiblement pas sur le système hydrogéologique.
- (2) Une corrélation entre minima PS et pics de CO₂ le long de limites structurales plus superficielles d'origine volcanique. Ces minima PS possèdent généralement une largeur de 40 à 80 mètres et subdivisent des systèmes hydrothermaux d'une largeur d'environ 200 à 700 mètres. A l'aplomb de ces minima PS se situe une fracturation qui draine à la fois l'infiltration d'eau météorique et les remontées de CO₂.
- (3) Une corrélation entre maxima PS et maxima de CO₂ et de température, à proximité des cratères actifs, bordant les limites structurales d'anciens cratères. Ces maxima PS possèdent une largeur d'environ de 40 à 60 mètres. Ce type de fracturation draine à la fois des remontées de vapeur d'eau et du CO₂.

- (4) Des minima PS non corrélés avec les anomalies de CO₂, et organisés en une géométrie arborescente dont la largeur des ramifications avoisine une dizaine de mètres. La disposition de ces minima PS dont les terminaisons aboutissent toujours sur les zones de maxima thermique et convergent vers le minimum topographique a été interprétée en terme de circulation superficielle de l'eau. Il semblerait que les minima PS représentent l'exutoire de l'eau condensée à l'aplomb des zones chaudes et s'infiltrant en direction du minimum topographique.
- (5) Un bruitage du signal PS de longueur d'onde infra métrique associé aux anomalies thermiques.

Sur un plan méthodologique, à proximité des zones actives, la réduction du pas d'échantillonnage jusqu'à l'échelle métrique semble constituer un atout majeur pour mettre en évidence les circulations superficielles de fluides et les remontées convectives associées aux anomalies thermiques. A l'échelle d'un édifice volcanique, le choix d'un pas d'échantillonnage de 20 mètres pour la réalisation de radiales est pleinement justifié en raison de la dimension des anomalies liées à des structures volcaniques majeures ne dépassant pas une largeur de 40 à 80 mètres.

V.B. Perspectives

V.B.1. Couplage des méthodes PS/CO₂ avec les études géologiques

Le couplage des méthodes PS/CO₂ (ex : Stromboli) et les relations PS/altitude (ex : Misti) apparaît comme une méthode d'investigation privilégiée pour identifier les limites structurales constituant un édifice volcanique. L'étape d'interprétation nécessite leur comparaison avec des études géologiques (ex : dépôts ignimbritiques associés à la formation de caldeiras) et limites structurales (ex : failles régionales, cratères, caldeiras, effondrement sectoriels, etc...). Des arguments complémentaires sur la présence ou pas d'une caldeira peuvent également être apportés grâce aux méthodes gravimétriques. Ce type d'étude est actuellement en cours sur le Misti en collaboration avec Sylvain Bonvalot (IRD, Bondy).

Sur le plan de l'évaluation des risques, la mise en évidence de zones de scellage au sein des édifices volcaniques est à prendre en considération dans le cadre des risques liés aux phénomènes de surpression et pouvant aboutir à de violents phénomènes explosifs sans signes précurseurs évidents (ex : Galéras). De plus, ces zones hydrothermales scellées, imperméables aux gaz traduisent une altération poussée de la roche. Il apparaît important de les prendre en considération dans le cadre de la cartographie des risques de déstabilisation de flancs des édifices volcaniques. En effet, un des principaux facteurs favorisant ces phénomènes est lié au changement des propriétés mécaniques des roches par l'altération hydrothermale.

V.B.2. Couplage des méthodes PS/CO₂ avec d'autres méthodes : géophysiques et expérimentales

L'intérêt majeur du couplage des méthodes PS/CO₂ est de mettre en évidence des limites structurales et de voir leurs implications en terme de circulation de fluides. Cette approche peut trouver des complémentarités intéressantes en étant couplée avec d'autres méthodes géophysiques ou expérimentales.

a) Couplage avec la méthode d'interférométrie radar

La méthode d'interférométrie radar s'est révélée particulièrement efficace pour mettre en évidence des systèmes de failles, comme par exemple sur l'Etna (Froger *et al.*, 2001). Des études détaillées en couplant PS/CO₂ à l'aplomb de ces systèmes de fracturation pourraient avoir un intérêt majeur pour étudier quelle influence ont ces systèmes de failles sur la circulation des fluides au sein de l'édifice.

b) Couplage avec la volcanologie expérimentale

Le couplage des méthodes PS/CO₂ avec les études effectuées en volcanologie expérimentale semble également particulièrement bien adapté. En effet, le principal objectif en volcanologie expérimentale est d'étudier le développement de systèmes de fracturation liés à l'imposition de certaines contraintes (tectoniques, magmatiques, gravitaires, etc...). Une meilleure mise en évidence du système de fracturation sur un édifice volcanique via la

circulation des fluides apparaît ainsi comme un atout majeur pour mieux comparer les systèmes naturels aux modèles expérimentaux.

c) Couplage de la tomographie PS et des signaux sismiques

L'ensemble des perspectives proposées ci-dessus se fonde sur la mise en évidence de discontinuités latérales liées à un système de fracturation. Récemment est apparu en PS le concept de tomographie (Patella, 1997^{a,b}). Il ne s'agit plus dans ce cas de s'intéresser aux discontinuités latérales mais à la profondeur de la source générant les anomalies PS. Ce concept a été défini en terme de densité de probabilité qu'une source à une certaine profondeur produise une carte de potentiel mesurée en surface. Par ailleurs, comme les différences de potentiels sont générées essentiellement sur un édifice volcanique par électrofiltration, il semble donc intéressant de comparer la profondeur de circulation des fluides déduits par tomographie du signal PS avec les hypocentres des séismes de type LP et tornillo générés par les fluides. Ce projet est en cours de réalisation sur le Misti et l'Ubinas en collaboration avec André Revil (Cerege, Aix-en-Provence) et Jean-Philippe Métaixian (IRD, Chambéry).

d) Couplage avec la PS expérimentale

Sur la base des études effectuées sur le Misti, il a semblé intéressant d'identifier par des mesures en laboratoire en milieu non saturé les phénomènes d'électrofiltration sur différents types d'échantillons volcaniques naturels (retombées pliniennes, nuées ardentes, cendres fines, ignimbrites, etc..) afin d'établir des relations entre différences de potentiel, nature des produits et leurs propriétés physiques (perméabilité, conductivité, potentiel zéta, etc...). L'objectif à plus ou moins long terme est de prendre en compte d'éventuelles différences d'électrofiltration dans l'interprétation des valeurs de C_e mesurées sur le terrain. Une connaissance approfondie des relations entre potentiel d'électrofiltration, C_e et nature des produits pourra par la suite être intégrée dans des codes de calculs afin de modéliser la nature des roches et leur géométrie susceptible de générer le signal électrique mesuré en surface. Ce projet est en cours de réalisation sur le Misti avec Laurence Jouniaux (ENS, Paris).

V.B.3. Modélisation physique du signal PS

Contrairement au concept de tomographie PS développé par Patella (1997^{a,b}) basé sur une approche probabiliste de la localisation de la source susceptible de générer un signal mesuré en surface, il semble intéressant de modéliser la source produisant le signal PS en appliquant les lois physiques susceptibles de générer ces anomalies.

Ainsi, dans l'optique de mieux connaître l'origine et la modélisation des signaux électriques en contexte de volcanisme actif un projet ACI-CATNAT (Action Concertée Initiative – prévention des CATastrophes NATurelles) a été proposé afin d'acquérir avec une très haute résolution spatiale dans la zone sommitale de Stromboli : signal PS, température, résistance, résistivité, magnétisme, flux de vapeur d'H₂O, flux de CO₂, composition des gaz du sol, perméabilité et diffusivité thermique *in situ*. Outre l'aspect modélisation du signal, deux problématiques évoquées dans cette thèse sont intéressantes à résoudre : (1) la raison du décalage de 10-20 mètres entre maximum thermique et maximum PS et (2) la raison du bruitage du signal PS à l'aplomb des anomalies thermiques.

Des études parallèles seront menées en laboratoire afin de mieux quantifier l'influence de certains paramètres (thermiques, gazeux, lithologiques, structuraux,...) sur le signal PS.

D'un point de vue dynamique, l'étude des relations entre flux de vapeur d'eau et différence de potentiel sera également étudiée dans le but d'utiliser la méthode PS comme un moyen de quantifier les variations des flux hydriques drainés en sub-surface, dans le cadre d'une surveillance volcanologique.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

A

- Ablay, G., Marti, J., 1995. Stratigraphy and structure of the Teide-Pico Viejo volcanic complex. *Field guide to the central volcanic complex of Tenerife (Canary Islands)*, Serie casa de los volcanes cabildo insular de Lanzarote, 47-80.
- Adams, N.K., de Silva, S.L., Self, S., Salas, G., Schubring, S., Permenter, J.L., Arbesman, K., 2001. The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bull. Volcanol.*, 62, 493-518.
- Ahmad, M., 1964. A laboratory study of streaming potentials, *Geophys. Prospect.*, 12, 49-64.
- Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., and Zettwoog, P., 1991. Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature*, 351 : 387-391.
- Allard, P., Carbonnelle, J., Metrich, N., Loyer, H., Zettwoog, P., 1994. Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano. *Nature*. 368, 6469, 326-330.
- Allard, P., Hammouya, G., Parello, F., 1998. Diffuse magmatic soil degassing at Soufriere of Guadeloupe, Antilles. *C. Acad. Sci.* 327, 315-318.
- Alparone, S., Cocina, O., Falsaperla, S., Patanè, D., Privitera, E., Spampinato, S. 1999. Aeolian Islands, Stromboli : seismicity. *Volcanology and Chemistry of the Earth's interior. Italian Research Activity (1995-1998) report to IAVCEI. Boll. Geofis. Appl.* 40 : 222-224.
- Ambrosetti, P., Bosi, C., Carraro, F., Ciaranfi, N., Panizza, M., Papani, G., Vezzani, L., Zanferrari, A., Bartolini, C., Barone, A., Colantoni, P., Fabbri, A., Linari, G., Nicolich, R., Rossi, S., Sartori, R., Scandone, P., Torelli, L., Trincardi, F., Zitellini, N., Ghisetti, F., Sposato, A., Nappi, G., Villari, L., Casero, P., 1987. *Neotectonic Map of Italy*. Litografia Artistica Cartografica - Florence (Italy).
- Anderson, L.A., Johnson, G. R., 1979. Some observations of the self-potential effect in geothermal areas in Hawaii and Nevada. *Geothermal Resources Council, Transactions*, 2, 9-12.
- Anza, S., Badalamenti, B., Giammanco, S., Gurrieri, S., Nuccio, P.M., and Valenza, M., 1993. Preliminary study on emanation of CO₂ from soils in some areas of Mount Etna (Sicily), *Acta Vulcanol.*, 3, 189-193.
- Arnold, M., Sheppard, S.M.F., 1981. East Pacific Rise at latitude 21°N: Isotopic composition and origin of the hydrothermal sulphur, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 148-156.
- Arribas, A.Jr., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In "Magma, Fluids and Ore Deposits". *J.F.H. Thompson (Ed.)*, Mineralogical Association of Canada, Short Course. 23, 419-454.
- Arribas, A.Jr., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwisocki, M.H., McKee, E.H., Tosdal, R.M., 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Econ. Geol.*, 90, 795-822.
- Aubert, A., Dana, I., Livet, M. 1990. Identification of the boundaries between two watersheds in a volcanic area by self-potential method. *C R Acad Sci Paris* 311 : 990-1004
- Aubert, M., 1999. Practical evaluation of steady heat discharge from dormant active volcanoes : case study of Vulcarolo fissure (Mount Etna, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 92, 413-429.
- Aubert, M., and Baubron, J.C., 1988. Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, 217-225.
- Aubert, M., and Dana, I., 1994. Interpretation of the self-potential radial profiles in volcanology : Possibilities of the SP method for the monitoring of the active volcanoes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, 113-122.
- Aubert, M., Antraygues, P., Soler, E. 1993. Interpretation of the self-potential measurements in hydrogeological exploration of a volcanic massif. On the existence of groundwater flow paths on the south flank of the Piton de la Fournaise (Réunion Island). *Bull. Soc. Géol. France* 164 : 17-25.
- Aubert, M., Atangana, Q., 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas, *Ground Water*, 34, 6, 1010-1016.
- 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., Baubron, J.C. 1988. Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35 : 217-225.

- Aubert, M., Dana, I. 1994. Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée (PS) en volcanologie. Possibilités d'application de la méthode PS à la surveillance des volcans actifs. *Bull. Soc. Géol. France* 165 : 113-122.
- Aubert, M., Dana, I., Dupuy, J.C. 1991. Application of the self-potential method to the detection of underground water courses in a volcanic area. *C R Acad Sci Paris* 312 : 325-330.
- Aubert, M., Dana, I., Gourgaud, A., 2000. Internal structure of the Merapi summit from self-potential measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 100, 337-343.
- Aubert, M., Dana, I., 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., Kieffer, G., 1984. Evolution d'une intrusion magmatique dans le flanc sud de l'Etna entre juin 1982 et juin 1983. Résultats de potentiel spontané (PS) et essai d'interprétation de l'éruption de 1983. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.296, Série II-8, 379-382.
- Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Marocco, R., Martinez, C., Mattauer, M., Megard, F., Paredes, J., Tomasi, P., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou, Bolivie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris*, XV, 73-113.
- Azzaro, R., Branca, S., Giammanco, S., Gurrieri, S., Rasà, R., Valenza, M., 1998. New evidence for the form and extent of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 84, 143-152.

B

- Bachèlery, P., Ben Ali, D., Desgrolard, F., Toutain, J.P., Coudray, J., Cheminée, J.L., Delmond, J.C., Klein, J.L., 1995. L'éruption phréatique du Karthala (Grande Comore) en juillet 1991. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320-IIa, 691-698.
- Badalamenti, B., Gangi, F. di, Gurrieri, S., Valenza, M., 1993. Continuous monitoring (temperature, CO₂ in soil gases and reducing capacity). *Acta Vulcanol.* 3, 269-271.
- Ballestracci, R. 1982^a. Self-potential survey near the craters of Stromboli volcano (Italy). Inference for internal structure and eruption mechanism. *Bull. Volcanol.* 45 : 349-365
- Ballestracci, R. 1982^b. Audiomagnetotelluric profiling on the volcano Stromboli, internal structure and mechanism of the strombolian activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12 : 317-337
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru : evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 57: 537-555.
- Barberi, F., Carapezza, M.L., 1994. Helium and CO₂ soil gas emission from Santorini (Greece). *Bull. Volcanol.*, 56, 335-342.
- Barberi, F., Carapezza, M.L., Alean, J., Carniel, R. 2001. Stromboli (Italy) Major explosion at Stromboli kills a tourist on 20 October 2001. *Bull. Glob. Volc. Net.*, 26, 2-3.
- Barberi, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, F., Scandone, R., Villari, L., 1974. Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary; paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 22 (2), 123-132.
- Barberi, F., Rosi, M., Sodi, A. 1993. Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data. *Acta Vulcanol.* 3 : 173-187.
- Barker, S.D., 1996. El sillar ocioso: *Bull. Volcanol.*, v. 58, p. 317 - 318.
- Barnes, I., McCoy, G.A., 1979. Possible role of mantle-derived CO₂ in causing two "phreatic" explosions in Alaska, *Geology*, 7, 434-435.
- Barriga, V.M., 1951. Los terremotos en Arequipa (1582 - 1868). *La Colmena, Arequipa*, 426 p.
- Barus, C., 1882. On the electrical activity of ore bodies. *U.S. Geol. Surv. Monogr.* 3, 10, 309-367.
- Baubron, J. C., Allard, P., Sabroux, J. C., Tedesco, D., Toutain, J. P., 1991. Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *J. Geol. Soc. Lond.*, 148, 571-576.
- Baubron, J.C., Allard, P., Toutain, J.P., 1990. Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. *Nature*, 344, 6261, 51-53.
- Baxter, P.J., Gresham, A. Deaths and injuries in the eruption of Galeras volcano, Colombia, 14 January 1993. 1997. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 77, 325-338.
- Benderitter, Y., Gérard, A., 1984. Geothermal study of Reunion island : Audiomagnetotelluric survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 20, 311-332.
- Bernabé, Y., 1998. Streaming potential in heterogeneous networks. *J. Geophys. Res.*, 103, 20,827-20,841.
- Bernard, M.L., 1999. Etude expérimentale des propriétés physiques des roches pyroclastiques de la Montagne Pelée. *Ph.D thesis*, Univ. Paris 7, Paris.
- Bertagnini, A., Coltelli, M., Landi, P., Pompilio, M., Rosi, M. 1999. Violent explosions yield new insights into dynamics of Stromboli volcano. *EOS Transactions Am Geophys Union* 80 : 633-636.

- Bogoyavlenskaya, G.E., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V., Kiriyanov, V.Y., Miller, C.D., 1985. Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes. *J. Geodynamics*, 3: 189-218.
- Bolviken, B., Logn, O., 1975. An electrochemical model for element distribution around sulphide bodies, in *Geochem. Explor.* 1974, edited by I.L. Elliot and W.K. Fletcher, Elsevier, New York, 631-648.
- Bonaccorso, A., 1998. Evidence of a dyke-sheet intrusion at Stromboli volcano inferred through continuous tilt. *Geoph. Res. Lett.*, 25, 22, 4225-4228.
- Bonaccorso, A., Gambino, S., Puglisi, G., Mattia, M., Velardita, R., Villari, L. 1999. Aeolian Islands, Stromboli : ground deformation. *Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Italian Research Activity (1995-1998) report to IAVCEI. Boll Geofis Appl* 40 : 224-226.
- Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, 99, 17,791-17,804.
- Borgia, A., Ferrari, L., Pasquarè, G., 1992. Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of mount Etna. *Nature*. 357, 231-235.
- Boubekraoui, S., Courteaud, M., Aubert, M., Albouy, Y., Coudray, J., 1998. New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano from a comparison between self-potential and electromagnetic data : Piton de la Fournaise, Indian ocean. *J. Appl. Geoph.* 40, 165-177.
- Braun, T., Neuberg, J., Ripepe, M. 1996. On the origin of the long-period tremor recorded at Stromboli Volcano (Italy). *Ann. Geof.* 39 : 311-326.
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, 229-250.
- Bullard, F.M., 1954. Activity of Stromboli in June and December 1952. *Bull. Volcanol.* 15 : 91-98.
- Bullard, F.M., 1962. Volcanoes of Southern Peru. *Bull. Volcanol.*, 24, 443-453.

C

- Carapezza, M.L., Federico C., 2000. The contribution of fluid geochemistry to the volcano monitoring of Stromboli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 95, 227-245.
- Ceresis. 1989. Riesgo Volcanico : Evaluacion y mitigacion en America Latina. Aspectos sociales, institucionales y cientificos. *Centro Regional de Sismologia para America del Sur*, Lima, 298 pp.
- Chávez Chávez, J.A., 1992. La erupción del volcán Misti. Pasado, presente, futuro. *Impresiones Zenit*, Arequipa, 158 p.
- Chébli, Y. (1997) Tomographie thermique et géoélectrique du cratère du Vulcano. *Mémoire de D.E.A. Processus Magmatiques et Métamorphiques - Volcanologie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II*, pp 1-60.
- Chiodini, G., Frondini, F., Cardellini, C., Granieri, D., Marini, L., Ventura, G. CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. 2001. *J. Geoph. Res.*, 106, 16213-16221.
- Chiodini, G., Frondini, F., Raco, B., 1996. Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bull. Volcanol.*, 58, 41-50.
- Chouet, B., 1988. Resonance of a fluid-driven crack : radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *J. Geophys. Res.*, 93 ; 4375-4400.
- Chouet, B., 1992. A seismic model for the source of the long-period events and harmonic tremor. In : *P. Gasparini, R. Scarpa and K. Aki (Editors), Volcanic Seismology*. Springer, Berlin, 133-156.
- Chouet, B., 1996. Long-period volcano seismicity : its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380 ; 309-316.
- Clerc, G., Petiau, G., Perrier, F., (eds) 1998. The Garchy 1995-1996 electrode experiment. *Technical report*. 229pp.
- Coltelli, M., Pompilio, M., Del Carlo, P. 1999. Aeolian Islands, Stromboli : volcanic activity. *Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Italian Research activity (1995-1998) report to IAVCEI. Italian research activity (1995-1998) report to IAVCEI Boll Geof Appl* 40 : 217-222.
- Condomines, M., Allègre, J.C., 1980. Age and magmatic evolution of Stromboli volcano from ²³⁰Th-²³⁸U disequilibrium data. *Nature* 228, 354-357.
- Corwin, R.F., and Hoover, D.B., 1979. The Self-Potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44-2, 226-245.
- Crowley, J.K., Zimbelman, D.R., 1997. Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with Airbone Visible / Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data. *Geology*. 25 ; 6, 559-562.

D

- D'Alessandro, W., De Domenico, R., Parello, F., and Valenza, M., 1992. Soil degassing in tectonically active areas of Mt. Etna, *Acta Vulcanol.*, 2, 175-183.
- D'Alessandro, W., Giammanco, S., Parello, F., Valenza, M., 1997. CO₂ output and delta ¹³C(CO₂) from Mount Etna as indicators of degassing of shallow asthenosphere. *Bull. Volcanol.*, 58, 455-458.
- D'Amore, F., Truesdell, A.H., 1988. A review of solubilities and equilibrium constants for gaseous species of geothermal interest, *Sci. Geol. Bull.*, 41, 309-332.
- Dana, Y.N., 1992. Contribution de la méthode de polarisation spontanée (PS) à la connaissance structurale et à la surveillance de quelques volcans indonésiens. *Thèse de doctorat*, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).
- Davidson, J., de Silva, S., 2000. Composite volcanoes, in: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (eds.), *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, 1417 p.
- Descloitres, M., 1998. Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : Application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). *PhD Thesis*, Univ. Paris 6, Paris, 238 p.
- de Silva, S.L., Francis, P.W., 1990. Active and potentially active volcanoes of southern Peru : observations using Landsat Thematic Mapper and space shuttle imagery. *Bull. Volcanol.* 52, 286-301.
- de Silva, S.L., Francis, P.W., 1991. Volcanoes of the Central Andes: *Springer*, 216 p.
- de Silva, S.L., Zielinski, G., 1998. The global impact of the 1600 AD eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Nature*, 393, 455-458.
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli, S., Siniscalchi, A., 1998. Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma – Vesuvius structural setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 82, 219-238.
- Di Maio, R., Patella, D., 1994. Self-potential anomaly generation in volcanic areas. The Mt. Etna case-history. *Acta Vulcanol.*, 4, 119-124.
- Di Maio, R., Patella, D., Siniscalchi, A., 1994. Etna : Self-potential, magnetotelluric and geoelectrical measurements. *Acta Vulcanol.*, 6, 30-31.
- Dobrin, M.B., and C.H. Savit, 1988. *Introduction to geophysical prospecting*, 867 pp., McGraw-Hill Book Co, New York.
- Durand, S., 1997. Etude structurale de la zone sommitale du Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *Travail d'Etude et de Recherche*. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 26pp.

E

- Ernstson, K., Scherer H (1986) Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics* 51 : 1967-1977
- Etioppe, G., Beneduce, P., Calcara, M., Favali, P., Frugoni, F., Schiattarella, M., Smriglio, G., 1999. Structural pattern and CO₂-CH₄ degassing of Ustica Island, Southern Tyrrhenian basin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 291-304.

F

- Fabbri, A., Rossi, S., Sartori, R., Barone, A., 1982. Evoluzione neogenica dei margini merini dell'arco Calabro Peloritano : implicazioni geodinamiche. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 357-366.
- Falsaperla, S., Lanzafame, G., Longo, V., Spampinato, S., 1999. Regional stress field in the area of Stromboli (Italy) : insights into structural data and crustal tectonic earthquakes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 147-166.
- Ferrari, L., Manetti, P., 1993. Geodynamic Framework of the Tyrrhenian volcanism : a review. *Acta Vulcanol.* 3, 1-9.
- Fidel, L., Morche, W., Nuñez, S., 1997. Inventario de volcanes del Peru. Boletín n°15, Serie C; Geodinamica e Ingenieria Geologica. *Instituto Geologico Minero y Metalurgico INGEMMET (ed.)*, 89pp.
- Finizola, A., 1996. Etude d'une fissure thermique au Stromboli; interprétation volcanologique et structurale, *Mémoire de D.E.A. Processus Magmatiques et Métamorphiques - Volcanologie*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 60 p.
- Finizola, A., Ramos, D., Macedo, O., 1998. Self-potential studies of hydrothermal systems and structure on Misti and Ubinas volcanoes, S. Peru, 23rd EGS Meeting, *Annales Geophysicae*, Sup. I to Vol. 16 (Solid Earth, Geophysics, and Geodesy), 194.

- Finizola A., Sortino F., Lénat J-F., Valenza M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and soil gas surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 116, 1-2, 1-18.
- Finizola A., Sortino F., Lénat J-F., Aubert M., Ripepe M., Valenza M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli: New insights from self-potential, temperature, CO₂ and fumarolic fluids measurements, with structural and monitoring implications. *Bull. Volcanol.*, 65, 486-504, doi:10.1007/s00445-003-0276-2.
- 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.*, 135-4, 343-360, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009
- Fischer, T.P., Arehart, G.B., Sturchio, N.C., Williams, S.N., 1996. The relationship between fumarole gas composition and eruptive activity at Galeras volcano, Colombia. *Geology*, 24, 531-534.
- Fisher, T.P., Sturchio, N.C., Stix, J., Arehart, G.B., Counce, D., and Williams, S.N., 1997. The chemical and isotopic composition of fumarolic gases and spring discharges from Galeras Volcano, Colombia, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 229-253.
- Fitterman, D.V., Corwin, R.F., 1982. Inversion of self-potential data from Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Geophysics*. 47 (6), 938-945.
- Fittermann, D.V., 1983. Modeling of self-potential anomalies near vertical dykes. *Geophysics*, 48, 171-180.
- Fournier, C. 1983. Méthodes géoélectriques appliquées à l'hydrogéologie en région volcanique (Chaîne des Puys, Massif Central français). Développement de la méthode des potentiels spontanés en hydrogéologie. *PhD Thesis*, Univ. Montpellier.
- Fournier, C., 1989. Spontaneous potential and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area : case history of the chaîne des puys (Puy-de-Dôme, France). *Geophys. Prospecting*. 37, 647-668.
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.* 94, 1193-1212.
- Fox, R.W., 1830. On the electromagnetic properties of metalliferous veins in the mines of Cornwall. *Phil. Trans. R. Soc. London*. 120, 399-414.
- Francalanci, L., 1987. Evoluzione vulcanologica e magmatologica dell'isola di Stromboli (Isole Eolie) : Relazioni tra magmatismo calc-alcalino e shoshonitico, *Tesi di Dottorato*, Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze, 351 pp.
- Francalanci, L., Manetti, P., Peccerillo, A., 1989. Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands) : the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bull. Volcanol.*, 51, 355-378.
- Frischknecht, F.C., 1967. Fields about an oscillating magnetic dipole over a two-layer earth and application to ground and airborne electromagnetic surveys. *Quarterly J. of the Colorado School of Mines*, 72, 326.
- Froger, J-L., Merle, O., Briole, P., 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 187, 245-258.
- Fulginiti, P., Gioncada, A., and Sbrana, A., 1996. Modello geologico del sistema idrotermale-magmatico di Vulcano, in *Progetto Vulcano*. Risultati delle attività di ricerca 1993-1995, edited by L. La Volpe, P. Dellino, M. Nuccio, E. Privitera, and A. Sbrana, pp. 97-118.

G

- Gabbianelli, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., Calanchi, N., 1993. Marine geology of the Panarea-Stromboli area (Aeolian Archipelago, southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanol.*, 3, 11-20.
- García, F., Chorowicz, J., Legros, F., 1997. La caldera Chachani, gran centro eruptivo Plioceno-Holoceno del Sur del Peru? Identificación y evolución en imágenes de satélite Landsat y radar ERS. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 1, 449-454.
- García, F., Parrot, J.F., 1998, Analyse tomomorphométrique d'un édifice volcanique récent : Misti (Pérou). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 327, Sér IIa, p. 457 - 462.
- Gex, P., 1992. Etude géophysique des environs du cratère de Vulcano, Italie. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* Lausanne. 82 (2), 157-172.
- Giammanco, S., Gurrieri S., Valenza M., 1997. Soil CO₂ degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily) : the Pernicana fault. *Applied Geochem.* 12 : 429-436.
- Giammanco, S., Gurrieri, S., Valenza, M., 1998. Anomalous soil CO₂ degassing in relation to faults and eruptive fissures on Mount Etna (Sicily, Italy). *Bull. Volcanol.* 60 : 252-259.
- Giberti, G., Jaupart, C., Sartoris, G., 1992. Steady-state operation of Stromboli volcano, Italy: constraints on the feeding system. *Bull. Volcanol.*, 54, 535-541.
- Giggenbach, W.F., 1975. A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples. *Bull. Volcanol.*, 39, 15-27.

- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 52, 12, 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1996. Chemical composition of volcanic gases. In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Scarpa and Tilling eds. 221-256.
- Gillot, P.Y., 1984. Datation par la méthode du potassium argon des roches volcaniques récentes (pléistocènes et holocènes). Contribution à l'étude chronostratigraphique et magmatologique des provinces volcaniques de Campanie, des îles éoliennes, de Pantelleria (Italie du Sud) et de la Réunion (Océan Indien). *PhD Thesis Paris*, 225pp.
- Gillot, P.Y., Keller, J., 1993. Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanol.* 3, 69-77.
- Gillot, P.Y., Villari, L., 1980. K/Ar Geochronological data on the Aeolian Arc Volcanism. A preliminary report. *CNR Inst. Intern. Volcan.* Catania Open File Report 145 : 1-13.
- Glicken, H. X. 1991. Facies architecture of large volcanic-debris avalanches. Sedimentation in volcanic settings, *R.V. Fisher & G.A. Smith eds.* SEPM Special Publication 45, p. 99 -106.
- Goff, F., Janik, C.J., 2000. Geothermal systems. *Encyclopedia of Volcanoes*. Acad. Press., 817-834.
- Gold, T., Soter, S., 1985. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes. *Pure and Applied Geophys.*, 122, (2-4), 492-530.
- Gomez, D., Torres, R., 1997. Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 77 ; 173-193.
- Gorshkov, G.S., 1959. Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. *Bull. Volcanol.*, 21, 77-109.
- Govett, G.J.S., 1976. Detection of deeply buried and blind sulfide deposits by measurements of H⁺ and conductivity of closely spaced surface soil samples, *J. Geochem. Explor.*, 6(3), 359-382.
- Govett, G.J.S., Chork, C.Y., 1977. Detection of deeply buried sulphide deposits by measurement of organic carbon, hydrogen ion, and conductance in surface soils, prospecting in areas of glaciated terrain. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 49-55.
- Guillande, R., Thouret, J.C., Huaman, D., Le Guern, F., Chevrier, R.M., Gourgaud, A., Salas, G., 1992. L'activité éruptive actuelle du volcan Nevado Sabancaya (Sud du Pérou) et l'évaluation des menaces et des risques : géologie, cartographie et imagerie satellitaire. *Rapport D.R.M. et du Centre National d'Etudes Spatiales*.
- Gurrieri, S., Valenza, M., 1988. Gas transport in natural porous medium : a method for measuring CO₂ flows from the ground in volcanic and geothermal areas. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 43 : 1151-1158.
- Gwinner, K., Hauber, E., Jaumann, R., Neukum, G. 2000. High-resolution, digital photogrammetric mapping : a tool for earth science. *EOS, Trans Am Geoph U* 81 : 515-520.

H

- Halbwachs, M., 1983. Electrical and electromagnetic methods. *Forecasting volcanic events*. Monograph., Tazieff, H., Sabroux, J.-C., Elsevier Sci. Publ. Co., vol. 1, 507-528.
- Hale, M., Moon, C.J., 1982. Geochemical expressions at surface of mineralization concealed beneath glacial till at Keel, Eire, in *Prospecting in Areas of Glaciated Terrain*, edited by P. H. Davenport, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, 228-239.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., 1980. Greenland ice-sheet record of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, 288, 230-234.
- Hantke, G. and Parodi, A., 1966. Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part XIX: Colombia, Ecuador and Peru. *IAVCEI*, Naples, 73 p.
- Harris, A.J.L., Stevenson, D.S., 1997. Thermal observations of degassing open conduits and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 76, 3-4, 175-198.
- Harris, A.J.L., Maciejewski, A.J.H., 2000. Thermal surveys of the Vulcano Fossa fumarole field 1994-1999: evidence for fumarole migration and sealing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 229-253.
- Hashimoto, T., Tanaka, Y., 1995. A large self-potential anomaly on Unzen volcano, Shimabara peninsula, Kyushu island, Japan. *Geoph. Res. Lett.*, 22 (3), 191-194.
- Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Giggenbach, W.F., Aoki, M., 1994. Geology, geochemistry and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu District, Japan. *Econ. Geol.*, 89, 1-30.
- Heiken, G., Crowe, B., McGetchin, T., West, F., Eichelberger, J., Bartram, D., Peterson, R., Wohletz, K., 1980. Phreatic eruption clouds : the activity of La Soufrière de Guadeloupe, F.W.I., August - October, 1976. *Bull. Volcanol.*, 43-2, 383-395.
- Heiligmann, M., Stix, J., Williams-Jones, G., Sherwood Lollar, B., Garzon, G., 1997. Distal degassing of radon and carbon dioxide on Galeras volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 267-283.

- Hernandez, P., Pérez, N., Salazar, J., Sato, M., Notsu, K., Wakita, H., 2000. Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103, 425-438.
- Hinkle, M. E., 1990. Factors affecting concentrations of helium and carbon dioxide in soil gases. In: *Durance E.M. (ed) Geochemistry of gaseous elements and compounds*. Theophrastus Publications SA, Athens, 421-447.
- Hinkle, M. E., Dilbert, G.A., 1984. Gases and trace elements in soils at the North Silver Bell deposit, Pima County, Arizona, *J. Geochem. Explor.*, 20, 323-336.
- Hinkle, M. E., Kantor, J.A., 1978. Collection and analysis of soil gases emanating from buried sulfide mineralization, Johnson Camp area, Cochise County, Arizona, *J. Geochem. Explor.*, 9, 209-216.
- Hochstein, M.P., Browne, P.R.L., 2000. Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. *Encyclopedia of Volcanoes. Acad. Press.*, 835-855.
- Hornig-Kjarsgaard, I., Keller, J., Koberski, U., Stadlbauer, E., Francalanci, L., Lenhart, R., 1993. Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol.*, 3, 21-68.
- Huaman, D., 1988. *Informe interno del mes de Junio de 1988 del Instituto Geofísico del Perú : el volcan Sabancaya*, 10 pp.

I

- INEI-ORSTOM, 1998. El Perú en Mapas. Atlas en base al censo de población y vivienda. *Institut de Recherche pour le Développement*, Lima, 140 p.
- Irwin, P.W., Barnes, I., 1980. Tectonic relations of carbon dioxide discharge and earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 85, 3115-3121.
- Ishido, T., Kikuchi, T., Matsushima, N., Yano, Y., Nakao, S., Sugihara, M., Tosha, T., Takahura, S., Ogawa, Y., 1997. Repeated self-potential profiling of Izu-Oshima volcano, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 1267-1278.
- Ishido, T., Mizutani, H., 1981. Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics. *J. Geophys. Res.*, 86, 1763-1775.
- Iuliano, T., Mauriello, P., Patella, D., 2002. Looking inside Mount Vesuvius by potential fields integrated probability tomographies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113, 363-378.

J

- Jackson, D.B., and Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. "Volcanism in Hawaii" chapter 40 U.S.G.S. Professional paper 1350, 947-959.
- Jackson, D.B., Sako, M., 1981. Self-potential surveys related to probable geothermal anomalies, Hualalai volcano, Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Open-file report*.
- Jacquemin, H. et Joron, J.L., 1984. Volcanologie et magmatologie du volcan calco-alcalin El Misti. 10è R.A.S.T., Bordeaux, *Société géologique de France Edition*, Paris, Résumé p. 300.
- Jara, L.A., Thouret, J.C., Siebe, C., Davila, J., 2000. The AD 1600 eruption of Huaynaputina as described in early spanish chronicles. *Bol. Soc. Geol. Peru*, 90, 121-132.
- Jaupart, C., Vergnolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*, 331, 58-60.
- Jaupart, C., Vergnolle, S., 1990. The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber. *J. Fluid Mech.*, 203, 347-380.
- Jenks, W.F., Goldich, S.X., 1956. Rhyolitic tuff flows in southern Peru. *J. Geol.* 64, 156-172.
- Jonasson, I.R., Boyle, R.W., 1972. Geochemistry of mercury and origins of natural contamination of the environment, *Can. Min. Metall. Bull.*, 65, 32-39.
- Jouniaux, L., Bernard, M.L., Pozzi, J.P., Zamora, M., 2000^a. Electrokinetic in rocks; laboratory measurements in sandstone and volcanic samples. *Phys. Chem. Earth.* 25 (4), 329-332.
- Jouniaux, L., Bernard, M.L., Zamora, M., Pozzi, J.P., 2000^b. Streaming potential in volcanic rocks from Mount Pelée. *J. Geoph. Res.*, 105 (4), 8391-8401.
- Jouniaux, L., Pozzi, J.P., 1995. Permeability dependence of streaming potential in rocks for various fluid conductivities. *Geoph. Res. Lett.*, 22 (4), 485-488.
- Juvigné, E., Thouret, J.-C., Gilot, E., Gourgaud, A., Legros, F., Uribe, M., Graf, K., 1997. Etude téphrostratigraphique et bioclimatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional: *Géographie physique et Quaternaire*, v. 51, 2, p. 219 - 231.

K

- Kagiyama, T., Utada, H., Yamamoto, T., 1999. Magma ascent beneath Unzen volcano, SW Japan, deduced from the electrical resistivity structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 89, 35-42.
- Kaneoka, I. and Guevara, C., 1984. K-Ar age determinations of late-Tertiary and Quaternary andean volcanic rocks, Southern Peru. *Geochemical Journal*, v. 18, 233-239.
- Keller, J., Hornig-Kjarsgaard, I., Koberski, U., Stadlbauer, E., Lenhart, R., 1993. Geological map of the island of Stromboli. *Acta Vulcanol.*, 3.
- Kerle, N., Van Wyk de Vries, B., 2001. The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua. Investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 49-63.
- King, C. Y., 1980. Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 85, 3065-3078.
- Klusman, R.W., 1993. Soil gas and related methods for natural resource exploration. *John Wiley and Sons*, New York.
- Koepenick K.W., Brantley S.L., Thompson J.M., Rowe G.L., Nyblade A.A., Moshy C., 1996. Volatile emissions from the crater and flank of Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 13819-13830.

L

- Lefèvre, C., 1979. Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'actuel. *Thèse Université Sciences et Techniques du Languedoc*, Montpellier, 555 p.
- Legendre, C., 1999. Pétrogenèse du volcan "Misti moderne" (Sud Pérou) : essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique: *Rapport stage fin d'étude Institut de Géologie A Lapparent*, 88 p + annexes, Cergy-Pontoise.
- Legros, F., 1998. Téphrostratigraphie du volcan Misti (Pérou) et modélisation des écoulements pyroclastiques: *Thèse Université Blaise-Pascal*, 150 p.
- Legros, F., 2001. Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. *J. South Am. Earth Sc.*, 14, 15-29.
- Lénat, J.F., 1987. Structure et dynamique interne d'un volcan basaltique intraplaque océanique : Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). *Thèse de doctorat ès sciences*. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).
- Lénat, J.F., 1995. Geoelectrical methods in volcano monitoring. In *Monitoring active volcanoes. Edited by McGuire, Kilburn and Murray*. University College London Press. 248-274; 421pp.
- Lénat, J.F., Robineau, B., Durand, S., Bachélery, P., 1998. Etude de la zone sommitale du volcan Karthala (Grande Comore) par polarisation spontanée. *C.R. Acad. Sci.*, 327, 781-788.
- Lipman, P.W., Mullineaux, D.R., 1981. The 1980 eruptions of mount St Helens, Washington. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1250, 844 pp.
- Lopez, D.L., Williams, S.N., 1993. Catastrophic volcanic collapse : relation to hydrothermal processes. *Science*. 260, 1794-1796.
- Lorne, B., Perrier, F., Avouac, J.P., 1999^a. Streaming potential measurements, 1, Properties of the electrical double layer from crushed rock samples. *J. Geophys. Res.*, 104, 17,857-17,877.
- Lorne, B., Perrier, F., Avouac, J.P., 1999^b. Streaming potential measurements, 2, Relationship between electrical and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation. *J. Geophys. Res.*, 104, 17,879-17,896.
- Lovell, J.S., Hale, M., 1983. Application of soil-air carbon dioxide and oxygen measurements to mineral exploration, *Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B*, 92, 28-32.
- Lovell, J.S., Hale, M., Webb, J.S., 1979. Soil air disequilibria as a guide to concealed mineralization at Keel, Eire. *Prospecting in Areas of Glaciated Terrain. Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B*, 45-50.
- Lovell, J.S., Hale, M., Webb, J.S., 1983. Soil air carbon dioxide and oxygen measurements as a guide to concealed mineralization in semi-arid and arid regions, *J. Geochem. Explor.*, 19, 305-317.

M

- Macedo, L. F., 1994. Peligro volcánico potencial del Misti: *Tesis de grado, Universidad Nacional San Agustín*. Convenio DHA-UNDRO-UNSA, Arequipa, 112 p.
- Malengreau, B., Lénat, J.F., Bonneville, A., 1994. Cartographie et surveillance temporelle des anomalies de Polarisation Spontanée (PS) sur le Piton de la Fournaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 165,3, 221-232.

- Mantovani, E., Albarello, D., Babbucci, D., Tamburelli, C., 1993. Recent geodynamic evolution of the central Mediterranean region Tortonian to Present. *Tipografia Senese*. Siena, Italy.
- Martini, M. 1991. Stromboli, report activity. *Bull. Global Volcanism Network* 16 : 20-21.
- Massenet, F., 1983. Etude du phénomène de polarisation spontanée sur les volcans actifs et applications à la prospection et à la surveillance sur l'Etna (Sicile). *Ph.D thesis*, Inst. Nat. Polytech. de Lorraine, Nancy, France.
- Massenet, F., Pham V.N., 1985. Mapping and surveillance of active fissure zones on a volcano by the self-potential method, Etna, Sicily. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 24, 3-4, 315-338.
- Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, N., Takagi, A., Nishida, Y., Mori, H.Y., 1990. Self-potential study in volcanic areas – Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophysics), 8-5, 465-477.
- McCarthy, J.H.Jr., 1972. Mercury vapor and other volatile components in the air as guide to ore deposits, *J. Geochem. Explor.*, 1, 143-162.
- McGee, K.A., Sutton, A.J., Sato, M., 1984. Observations of hydrogen gas events prior to volcanic seismicity, paper presented at the 1984 *International Chemical Congress of Pacific Basin Societies*, Honolulu, Hawaii, Dec. 16-21.
- McGetchin, T.R., Chouet, B.A., 1979. Energy Budget of the volcano Stromboli, Italy. *Geoph. Res. Lett.*, 6, 317-320.
- Mechler, P., 1982. Les méthodes de la géophysique. *Dunod Université*. 200 pp.
- Mégard, F., 1973. Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou Central. *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 263 pp.
- Mégard, F., 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central. *Mémoires ORSTOM*, 86, 310 p. et carte couleur au 1/500.000 ème.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean geology, north of the Arica elbow (18°S). In: *Monger J.W., Francheteau, J., Eds.*, Circum-Pacific orogenic belts and the evolution of the pacific ocean basin. AGU Geodyn. Ser., 18, 71-95.
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, 101, 13,805-13,817.
- Merle, O., Vidal, N., Van Wyk de Vries, B., 2001. Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *J. Geoph. Res.*, 106 (B2), 2153-2162.
- Michel, S., Zlotnicki, J., 1998. Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Réunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation, and eruption. *J. Geophys. Res.* 103, 17,845-17,857.
- Moore, J.G., Rice C.J., 1984. Chronology and character of the May 18, 1980, explosive eruptions of mount St Helens. 133-142. Explosive Volcanism : Inception, Evolution, and Hazards. *National Academy Press*. 176 pp.
- Morgan, F.D., Williams, E.R., Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *J. Geophys. Res.*, 94, 12,449-12461.
- Muñoz, M., 1984. Estudios preliminares de potencial espontaneo en zonas de los volcanes Villarrica y Llaima. Preliminary studies of self-potential in the Villarrica and Llaima volcanic zones. *Tralka*, 2 (3), 295-306.
- Murase, T., McBirney, A.R., 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3563-3592.

N

- Nakamura, Y., 1978. Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Tohoku Univ. Sci. Rep.*, 14 : 67-119.
- Narvaez, L., Torres, R., Gomez, D., Cortes, G.P., Cepeda, H., Stix, J., 1997. 'Tornillo'-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 77 ; 159-171.
- Nishida, Y., Tomiya, H., 1987. Self-potential studies in volcanic areas – Usu volcano. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII Geophysics, 8-2, 173-190.
- Nourbehecht, B., 1963. Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems, *Ph.D. thesis*, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.

O

- Overbeek, J.T.G., 1952. Electrochemistry of the double layer. *Colloid Science*, 1, Irreversible Systems, edited by H.R. Kruyt, 115-193, Elsevier Sci., New York.

P

- Papale P (1999) Modeling of the solubility of a two-component H₂O + CO₂ fluid in silicate liquids. *Am. Mineral.* 84 : 477-492
- Parkinson, K. J., 1981. An improved method for measuring soil respiration in the field. *J. Appl. Ecol.*, 18, 221-228.
- Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduno, V.H., Tibaldi, A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.*, 3, 79-89.
- Patella, D., 1997^a. Introduction to ground surface self-potential tomography. *Geophys. Prospect.* 45, 653-681.
- Patella, D., 1997^b. Self-potential global tomography including topographic effects. *Geophys. Prospect.* 45, 843-863.
- Perrier, F.E., Petiau, G., Clerc, G., Bogorodsky, V., Erkul, E., Jouniaux, L., Lesmes, D., Macnae, J., Meunier, J.M., Morgan, D., Nascimento, D., Oettinger, G., Schwarz, G., Toh, H., Valiant, J., Vozoff, K., Yazici-Cakin, O., 1997. A one-year systematic study of electrodes for long period measurements of the electric field in geophysical environments. *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 1677-1696.
- Pham, V.N., Boyer, D., Boudon, G., Gruszow, S., Zlotnicki, J., 1990. Anomalies de polarisation spontanée sur la Soufrière de la Guadeloupe. Relations avec la structure interne du volcan. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 310, 815-821.
- Pham, V.N., Boyer, D., Kieffer, G., 1980. A zone of high electrical conductivity related to eruptions on the northern slope of Etna, Sicily. *C.R. Acad. Sci.*, 290, 6, 443-446.
- Pham, V.N., Boyer, D., Kieffer, G., 1979. Precise location of a deep fissure under the Silvestri Mountains (Etna, Sicily) by electromagnetic methods and its relationship with the rift zone of the volcano. *C.R. Acad. Sci.*, 289, 2, 69-72.
- Power, J., Villaseñor, A., Benz, H., 1998. Seismic image of the Mount Spurr magmatic system. *Bull. Volcanol.*, 60 : 27-37.
- Pride, S.R., Morgan, F.D., 1991. Electrokinetic dissipation induced by seismic waves, *Geophysics*, 56, 914-925.

Q

- Quist, A.S., Marshall, M.H., 1968. Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800°C and pressures to 400 bars. *J. Phys. Chem.*, 72, 684-703.

R

- Rai, M.P., Manghnani, M.H., 1977. Electrical conductivity of basalts to 1550°C. *Chapman conference on partial melting in the earth's upper mantle proceedings*. Oregon Department of Geology and Mineralogy Bulletin 96, 219-232.
- Revil, A., 2000. Perspectives et prospective concernant l'utilisation du potentiel spontané en géophysique - Projet SPICE. *Réunion spécialisée de la Société Géologique de France sur les potentiels de polarisation spontanée en sciences du sol et de la terre*. ISBN 2-85363-084-6.
- Revil, A., Pezard, P.A., Glover, P.W.J., 1999_a. Streaming potential in porous media. 1. Theory of the zeta potential. *J. Geophys. Res.*, 104, 20,021-20,031.
- Revil, A., Schwaeger, H., Cathles, L.M., Manhardt, P.D., 1999_b. Streaming potential in porous media. 2. Theory and application to geothermal systems. *J. Geophys. Res.*, 104, 20,033-20,048.
- Revil, A., Hermitte, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrié, G., Trolard, F., 2002. Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 29.
- Ripepe, M., 1996. Evidence of gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 70 : 221-233.
- Ripepe, M., Ciliberto, S., Schiava, M.D., 2001. Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli. *J. Geoph. Res.* 106 : 8713-8727.
- Ripepe, M., Gordeev, E. 1999. Gas bubble dynamics model for shallow volcanic tremor at Stromboli. *J. Geoph. Res.* 104 : 10,639-10,654.
- Ripepe, M., Poggi, P., Braun, T., Gordeev, E., 1996. Infrasonic waves and volcanic tremor at Stromboli. *Geoph. Res. Lett.* 23 : 181-184.
- Ripepe, M., Rossi, M., Saccorotti, G., 1993. Image processing of explosive activity at Stromboli. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 54 : 335-351.
- Rittmann, A., 1931. Der Ausbruch des Stromboli am 11 september 1930. *Zeits. Vulkanol.* 14 : 47-77.

- Ritz, A., Descloitres, M., Robineau, B., Courteaud, M., 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area, Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *Geophysics*, 62, 758-762.
- Rivera, M., Thouret, J.C., Gourgard, A., 1998. Ubinas, el volcan mas activo del sur del Peru desde 1550 : Geologia y evaluacion de las amenazas volcanicas. *Bol. Soc. Geol. Peru*, 88, 53-71.
- Robin, C., Colantoni, P., Gennesseaux, M., Rehault, J.P., 1987. Vavilov Seamount; a mildly alkaline Quaternary volcano in the Tyrrhenian Basin. *Marine Geol.*, 78, 1-2, 125-136.
- Robin, C., Gennesseaux, M., Colantoni, P., Vanney, J.R., 1986. Vavilov Seamount (central Tyrrhenian Sea) ; data from Cyana dives. *C.R. Acad. Sci.*, 303, 18, 1665-1670.
- Rodriguez, A., Rivera, M., Aguilar, A., Uribe, M., 1991. *Informe interno del mes de octubre 1991 del Instituto Geofisico del Peru* : Caracter y distribucion de los materiales eruptivos, volcan Sabancaya.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E., Webb, J.S., 1979. Geochemistry in mineral exploration, *Academic press, New York*, 657 pp.
- Rosi, M., 1980. The Island of Stromboli. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.* 36, 345-368.
- Rosi, M., Bertagnini, A., Landi, P., 2000. Onset of the persistent activity at Stromboli volcano (Italy). *Bull. Volcanol.*, 62, 294-300.
- Rowley, J.C., 1982. Worldwide geothermal resources. In: Edwards, L.M., Chillingar, G.V., Rieke, H.H., and Ferti, W.H., *Handbook of geothermal energy. Gulf Publishing Company, Houston*, 44-161.
- Ryan, M.P., 1987. Elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite and its role in the stability and structural evolution of subcaldera magma reservoirs and rift systems. In United States Geological Survey Professional Paper 1350, *Volcanism in Hawaii*, R.W. Decker, T.L.Wright, P.H. Stauffer (eds), 1395-1447. Washington DC: United States Government Printing Office.
- Rybach, L., Muffler, L.J.P., 1981. Geothermal systems : Principes and cases histories. *Eds. Wiley, New York*.

S

- Sakai, H., Casadevall, T.J., Moore, J.G., 1982. Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 729-738.
- Sano, Y., Tominaga, T., Nakamura, Y., Wakita, H., 1982. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of methane-rich natural gases in Japan. *Geochem. J.* 16 : 237-245.
- Sartori, R., 1989. Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico ed i suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti. *Giorn. Geol. ser. 3*, 51/2, 1-39.
- Sato, M. Mooney, H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self potentials. *Geophysics* 35, 226-249.
- Sato, M., McGee, K.A., Sutton, A.J., 1984. Anomalous hydrogen emissions along seismogenic faults in California, paper presented at The 1984 *International Chemical Congress of Pacific Basin Societies*, Honolulu, Hawaii, Dec. 16-21.
- Savelli, C., 1988. Late Oligocene to Recent episode of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea : implications for the opening in a young inter-arc basin of intraorogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics*, 146, 163-181.
- Sborshchikov, I., Savelli, C., Dukov, N., 1989. Side-scan sonar survey on the summit of Marsili volcano : rifting morphology of an active axial zone in the Tyrrhenian Sea. *Giorn. Geol.*, 51, 109-116.
- Schery, S. D., Petschek, A.G., 1983. Exhalation of radon and thoron: the question of the effect of thermal gradients in soil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 56-60.
- Schiavone, D., Quarto, R., 1984. Self-potential prospecting in the study of water movements. *Geoexploration* 22 : 47-58
- Schlumberger, M., 1920. Etude sur la prospection électrique du sous-sol. *Gauthier-Villard, Paris*.
- Sébrier, M., Soler, P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene to the Present. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Special Paper 265, 259-278.
- Segre, A.G., 1968. Notizie sulla morfologia submarina di Stromboli. *Stromboli* 11, 45-49.
- Sekiya, S., Kikuchi, Y., 1889. The eruption of Bandai-san. *Tokyo Imp. Univ. Coll. Sci. J.*, 3, (2) : 91-172.
- Seltzer, G.O., 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes: *Quaternary Science Reviews*. v. 9, p. 137 - 152.
- Seltzer, G.O., Baker, P., Cross, S., Dunbar, R., Fritz, S., 1998. High-resolution seismic reflection profiles from Lake Titicaca, Peru-Bolivia: evidence for Holocene aridity in the tropical Andes: *Geology*. v. 26, p. 167-170.
- Shapiro, M. H., Melvin, D., Tombrello, T. A., Whitcomb, J. H., 1980. Automated radon monitoring at a hard rock site in the southern California transverse ranges. *J. Geophys. Res.*, 85, 3058-3064.
- Shimozuru, D., 1967. Discussion on the energy partition of volcanic eruption. *Bull. Volcanol.*, 32-2, 383-394.

- Siebert, L., Glicken, H., Tadahide, U., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.*, 49, 435-459.
- Sill, W.R., 1983. Self-potential modeling from primary flows. *Geophysics* 48 : 76-86
- Simkin, T. and Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the World*, 2nd edition: *Smithsonian Institution, Geosciences Press. Inc.*, 349 p.
- Sisson, T.W., Vallance, J.W., Pringle, P.T., 2001. Progress made in understanding mount Rainier's hazards. *EOS Trans., Am. Geophys. Un.*, 82; 9.
- Spakman, W., 1990. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova* 2, 512-553.
- Stern, O., 1924. Zür theorie der electrolytischen doppelschicht, *Z. Electrochem.*, 30, 508-516.
- Stix, J., Zapata, G.J.A., Calvache, V.M.L., Cortès, J.G.P., Fischer, T.P., Gomez, M.D.M., Narvaez, M.L., Ordoñez, V.M., Ortega, E.A., Torres, C.R.A., Williams, S.N., 1993. A model of degassing at Galeras volcano, Colombia, 1988-1993. *Geology*, 21: 963-967.
- Stroffregen, R., 1987. Genesis of acid-sulphate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Econ. Geol.*, 82, 1575-1591.
- Sugisaki, R., Ido, M., Takeda, H., Isobe, Y., Hayashi, Y., Nakamura, N., Satake, H., Mizutani, Y., 1983. Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity. *Geology* 91 (3), 239-258.
- Suni, J., 1999. Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores: *Tesis Universidad Nacional San Augustin*, Facultad Geología y Minas, Arequipa, 179 p.
- Swanson, D., Hausback, B.P., Zimelman, D.R., 1995. Why was the 1980 Bulge on the North flank of Mount St. Helens? *Abstr. IUGG XXI Assembly A*, 464 (Int. Un. Geodesy Geophys., Boulder).

T

- Teggi, S., Pugnaghi, S., Bogliolo, M.P., Buongiorno, M.F., Genselli, F., Salvi, S., Caltabiano, T., Abrams, M.J., Pieri, P.C., Realmuto, V.T., 1995. Ground radiometric measurements and atmospheric vertical profiles for remote sensing studies of volcanic areas; The "Sicilia 1994" project. *Atti del convegno Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*, 13, 669-682.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammil, B., Baker, M.C.W., 1982. The Andes, in *Thorpes R.S., ed.*, *Andesites: Orogenic Andesites and related rocks*: New York, John Wiley and Sons, 187-206.
- Thouret, J.-C., 1999^a. Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti volcano, southern Peru: *Zeits. Geomorph. Suppl.-Bd* 114, 89 - 112.
- Thouret, J.-C., Dávila, J., and Eissen, J.-Ph., 1999^b. Largest historic explosive eruption in the Andes at Huaynaputina volcano, south Peru: *Geology*. v. 27, 5, p. 435 - 438.
- Thouret, J.C., Davila, J., Rivera, M., Gourgaud, A., Eissen, J.P., Le Pennec, J.L., Juvigné, E., 1997. The largest explosive eruption (VEI 6) in historical times (1600 AD) in the Central Andes at Huaynaputina, Southern Peru. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 931-938.
- Thouret, J.C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., Frechen, M., Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.* In press.
- Thouret, J.C., Gourgaud, A., Uribe, M., Rodriguez, A., Guillaude, R., Salas, G., 1995. Geomorphological and geological survey, and spot remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya stratovolcano (south Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Z. Geomorph.*, 39 (4), 515-535.
- Thouret, J.C., Guillaude, R., Huaman, D., Gourgaud, A., Salas, G., Chorowicz, J., 1994. *Bull. Soc. Geol. France*. 165 (1), 49-63.
- Thouret, J.-C., Legros, F., Gourgaud, A., Salas, G., Juvigné, E., Gilot, E., Uribe, M., Rodriguez, A., 1995. Un exemple de prévision des risques volcaniques au Pérou méridional (région d'Arequipa), fondé sur l'étude de l'activité éruptive récente du strato-volcan El Misti: *Compte-Rendus Académie des Sciences Paris*. t. 320, sér. Ila, p. 923 - 929.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapse at Stromboli volcano, Italy : how they work. *Bull. Volcanol.* 63 : 112-125.
- Toutain, J.P., Baubron, J.C., François, L. Runoff control of soil degassing at an active volcano. The case of Piton de la Fournaise, Réunion Island. *Earth Planet. Sci. Lett.* In press.

V

- Van Wyk de Vries, B., Francis, P.W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, 387, 387-390.
- Van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W., Keszthelyi, L., 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 225-247.
- Vatin-Pérignon, N., Poupeau, G., Oliver, R.A., Lavenu, A., Labrin, E., Keller, F., and Bellot-Gurlet, L., 1996. Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from Southern Peru and Northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa: *J. of South American Earth Science*, v. 9, 1-2, p. 91 - 109.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, edited by M.N. Nabighian, pp. 641-711, Soc. of Expl. Geophys., Tulsa.

W

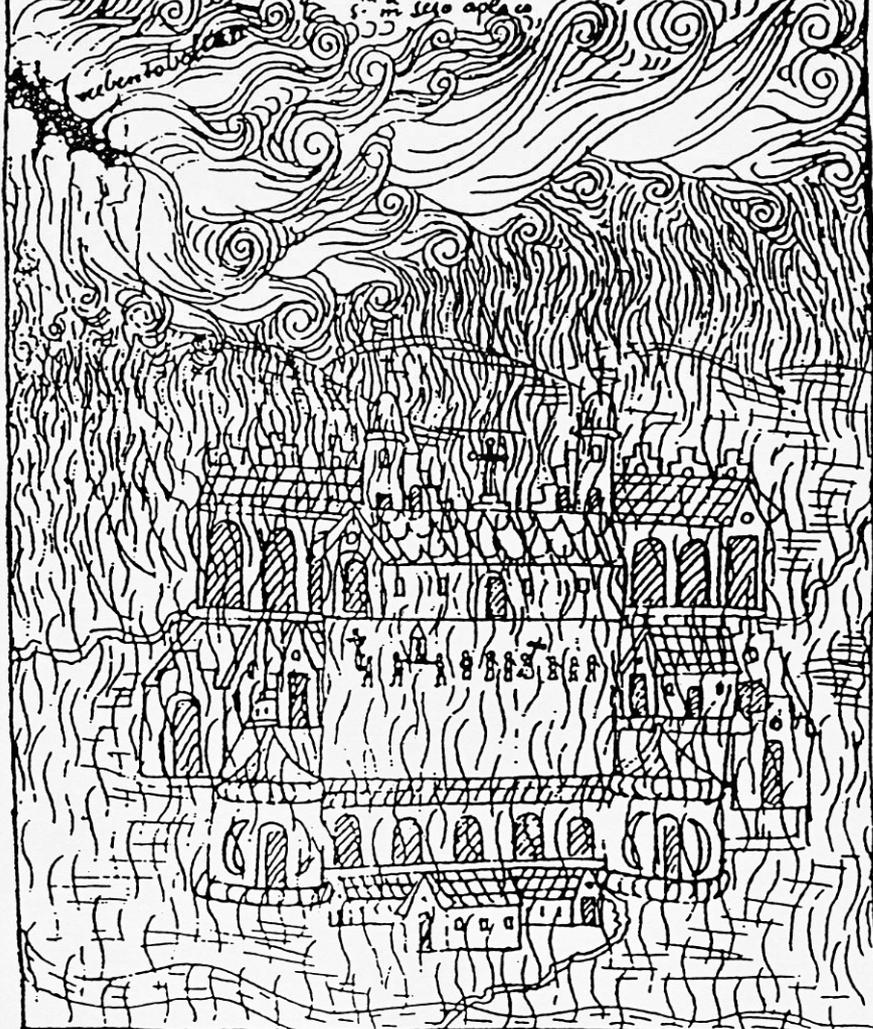
- Williams-Jones, G., Stix, J., Heiligmann, M., Charland, A., Sherwood Lollar, B., Arner, N., Garzon, G., Barquero, J., Fernandez, E., 2000. A model of diffuse degassing at three subduction-related volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 62, 130-142.

Z

- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. *Proceedings, 2nd U.N. Symposium of 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.
- Zamácola, Y., Jaureguí, J.D., 1804. Apuntes para la historia de Arequipa: *Primer festival del libro arequipeño*. Edición 1958, 15 p., Arequipa.
- Zanchi, A., Francalanci, L., 1989. Analisi geologico-strutturale dell'isola di Stromboli: alcune considerazioni preliminari. *Boll. GNV*, 5, 1027-1044.
- Zlotnicki, J., Boubon, G., Viodé, J.P., Delarue, J.F., Mille, A., Bruère, F., 1998. Hydrothermal circulation beneath Mount Pelée inferred by self potential surveying. Structural and tectonic implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84, 73-91.
- Zlotnicki, J., Feuillard, M., Hammouya, G., 1994 ^a. Water circulations on La Soufrière volcano inferred by self-potential surveys (Guadeloupe, Lesser Antilles). Renew of volcanic activity ? *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, 797-813.
- Zlotnicki, J., Michel, S., Annen, C., 1994 ^b. Anomalies de polarisation spontanée et systèmes convectifs sur le volcan du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.318 - II, 1325-1331.
- Zohdy, A.A.R., Anderson, L.A., Muffler, L.J.P., 1973. Resistivity, self-potential, and induced-polarization surveys of a vapor-dominated geothermal system. *Geophysics*, 38, 6, 1130-1144.

CIVDAD LA CIVDAD DE ARIOVITA

Rebento el balaam y culesio de zeniga y aca en la ciudad y su jurisdiccion como
ca tiempo de la no se li do el sol ni luna ni estrellas con la ayuda de diez y siete uirga
m sejo aple ca



ciudad

la dya

"La ville d'Arzquipa. Le volcan explosa et couvert de cendre et de sable la ville et sa juridiction, sa contrée ; pendant trente jours on ne vit ni le soleil, ni la lune, ni les étoiles".

Ce dessin à la plume correspond à la page 1053 du manuscrit de 1613 du chroniqueur indien Felipe Guaman Poma de Ayala. Cette illustration montre la ville d'Arzquipa sous un déluge de feu et de cendres lors de l'éruption, en 1600, du Huayna Putina.

Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs : Misti (Pérou) et Stromboli (Italie) ; Approches géophysiques et géochimiques.

Résumé

Ce mémoire présente une nouvelle méthodologie d'étude des **systèmes hydrothermaux** appliquée aux volcans **Misti** (Pérou) et **Stromboli** (Italie), par couplage de méthodes géophysiques (**Polarisation Spontanée : PS**) associées aux circulations d'eau et géochimiques (**gaz du sol : CO₂**) associées aux remontées de gaz.

A l'échelle de l'édifice volcanique, l'analyse des relations PS/altitude sur des profils radiaux permet de réaliser une cartographie précise des **variations** des **processus d'électrofiltration** au sein de l'édifice correspondant à des **variations latérales** de **lithologie** (ex: Misti). La méthode des gaz du sol couplée à la méthode PS a montré que des phénomènes de **scellage** coïncident avec l'extension des systèmes hydrothermaux (ex : Misti et Stromboli). Ces phénomènes ont été identifiés par des concentrations en CO₂ proches des valeurs atmosphériques à l'intérieur du système hydrothermal délimité en PS, et par un dégazage significativement plus élevé à l'extérieur du système hydrothermal.

Dans le cadre des études réalisées à Stromboli, nous avons mis en évidence que les **limites structurales** d'origine volcanique, relativement superficielles, telles que des limites de caldeira ou de cratère, constituent des **zones préférentielles de drainage des fluides**. A plus de 300 mètres des cratères actifs, ce phénomène se matérialise par une corrélation négative entre minima PS et pics de CO₂, indiquant des descentes hydriques associées à des remontées de gaz, alors qu'à proximité des sources thermiques, une corrélation positive entre maxima PS et pics de CO₂ prend le pas sur la précédente, indiquant à la fois des remontées de gaz et de vapeur d'eau. Toutefois, dans les deux cas, ces anomalies toujours localisées le long de limites structurales sont particulièrement réduites (40-80 m de largeur) et nécessitent pour être mises en évidence un pas d'échantillonnage resserré (≤ 20 m).

A l'échelle de l'édifice du Stromboli, les failles régionales, exemples de structures plus profondes, se manifestent uniquement par des anomalies de CO₂. Près des zones actives, l'analyse des anomalies PS de courte longueur d'onde (5-10 m) permet de suivre le cheminement du réseau hydrique superficiel drainant les fluides depuis les anomalies thermiques en direction du minimum topographique.

Studio di sistemi idrotermali di vulcani attivi : Misti (Peru) e Stromboli (Italia) ; Approccio geofisico e geochemico.

Riassunto

Questa tesi presenta una nuova metodologia di studio dei **sistemi idrotermali** applicata ai vulcani **Misti** (Peru) e **Stromboli** (Italia), accoppiando metodi geofisici (**Polarizzazione Spontanea : PS**) associati a circolazione d'acqua e geochimici (**gas dei suoli: CO₂**) associati all'ascesa di gas.

Alla scala dell' edificio vulcanico, l'analisi delle relazioni PS/altitudine su dei profili radiali permette di realizzare una cartografia precisa delle **variazioni** dei **processi d'eletrofiltrazione** dentro il vulcano corrispondente a delle **variazioni laterali** di **lithologia** (es.: Misti). Il metodo dei gas dei suoli associato alla PS ha mostrato che alcuni fenomeni di "**sealing**" coincidono con l'estensione dei sistemi idrotermali (es.: Misti e Stromboli). Questi fenomeni sono stati identificati da concentrazioni di CO₂ simili ai valori atmosferici all'interno del sistema idrotermale delimitato dalla PS, e da un degassamento significativamente più elevato fuori del sistema idrotermale.

Nell'ambito degli studi realizzati a Stromboli, abbiamo messo in evidenza che i **limiti strutturali** di origine vulcanica, relativamente superficiali, ad es.: limiti di caldeira o di cratere, costituiscono delle zone preferenziali di **drenaggio di fluidi**. A più di 300 metri dai crateri attivi, questo fenomeno si materializza con una correlazione negativa tra i minimi di PS e i picchi di CO₂, indicando delle discese idriche associate a delle risalite di gas, mentre, in prossimità delle sorgenti termiche, una correlazione positiva tra minima di PS e picchi di CO₂ prende il posto delle precedenti, indicando sia delle risalite di gas che di vapore d'acqua. Però, nei due casi, queste anomalie sempre localizzate lungo limiti strutturali, sono particolarmente ridotte (40-80 m di larghezza) e necessitano per essere messe in evidenza intervalli di campionamento più ridotti (≤ 20 m).

Alla scala del vulcano Stromboli, le faglie regionali, esempio di strutture più profonde, si manifestano unicamente con delle anomalie di CO₂. Accanto alle zone attive, l'analisi delle anomalie di PS di corta lunghezza d'onda (5-10 m) consegue di seguire il cammino d'infiltrazione idrica superficiale drenando i fluidi dalle anomalie termiche in direzione del minimo topografico.