HAL
open science

Budgets éruptifs et origine des paroxysmes explosifs andésitiques en système ouvert : l'éruption d'août 2006 du Tungurahua en Equateur

Julia Eychenne

To cite this version:

Julia Eychenne. Budgets éruptifs et origine des paroxysmes explosifs andésitiques en système ouvert : l'éruption d'août 2006 du Tungurahua en Equateur. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2012. Français. NNT : 2012CLF22215 . tel-00741974

HAL Id: tel-00741974

https://theses.hal.science/tel-00741974

Submitted on 15 Oct 2012

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

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

N° d'Ordre : D.U. 2215

UNIVERSITE BLAISE PASCAL
U.F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N°707

THESE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITE
Spécialité : Volcanologie

Par EYCHENNE Julia

Master

Budgets éruptifs et origine des paroxysmes explosifs andésitiques en système ouvert : l'éruption d'août 2006 du Tungurahua en Equateur

Soutenue publiquement le 13 janvier 2012, devant la commission d'examen :

Costanza Bonadonna	Université de Genève	Rapporteur
Jean-Christophe Komorowski	IPGP, Université Paris Diderot	Rapporteur
Jean-Louis Bourdier	ISTO, Université d'Orléans	Examinateur
Benjamin Van Wyk de Wries	LMV, Université Blaise Pascal	Président du Jury
Jean-Luc Le Pennec	LMV, Université Blaise Pascal	Directeur de thèse

Résumé

Plusieurs volcans andésitiques dans le monde connaissent des périodes d'activité en système ouvert pendant plusieurs années, décennies voire siècles, qui sont caractérisées par des manifestations éruptives persistantes d'intensité fluctuante et ponctuées de phases explosives violentes et dangereuses, souvent accompagnées d'écoulements pyroclastiques. La compréhension de la dynamique et de l'origine de ces paroxysmes en système ouvert est un enjeu majeur de la recherche volcanologique dans le but d'améliorer la surveillance de ce type d'activité. Le Tungurahua en Equateur est un excellent exemple pour étudier un système andésitique ouvert : entré en activité en 1999, le volcan a connu une phase paroxysmale en août 2006, avec l'émission d'un panache éruptif de 15 km de hauteur et la mise en place d'écoulements pyroclastiques. Les objectifs de cette thèse sont, à partir de l'étude du dépôt de retombée, d'explorer la dynamique d'un volcan andésitique fonctionnant en système ouvert en étudiant le cas du paroxysme explosif du Tungurahua et de développer une méthode de suivi haute-résolution des budgets éruptifs massiques, transposable à différentes phases éruptives et différents volcans.

A l'aide d'une déconvolution automatique des distributions granulométriques bimodales du dépôt, deux sous-populations ont été caractérisées et quantifiées. Ces dernières reflètent la syn-sédimentation de particules grossières depuis le panache éruptif, et de particules fines depuis des nuages co-écoulements pyroclastiques. Cette analyse granulométrique couplée à l'étude de l'amincissement du dépôt indiquent un volume total minimum de 42×10^6 m^3 et un panache de 16-18 km au dessus du cratère. Cette éruption est classée comme une VEI 3 de type subplinien. Un nouveau protocole d'analyses de type et densité de clastes révèle une distribution sigmoïdale des densités des particules vésiculées avec la granulométrie. Cette loi empirique permet de déterminer la charge massique de chaque classe de constituants latéralement dans le dépôt à partir des données de comptage de grains. L'intégration des lois de décroissance massique exponentielle et puissance de chaque classe de constituant dans le dépôt permet d'estimer leur masse totale. Ces budgets massiques indiquent une magnitude ~3,5 et une intensité ~9,2. La faible masse de ponces acides (<0.4 wt.%) exclus une origine par mélange de magma. Une proportion de ~98 wt.% et la faible densité de produits juvéniles révèle le caractère magmatique de l'éruption et l'absence d'interactions phréato-magmatiques. Les xénoclastes témoignent d'une fragmentation et d'une érosion des 2 km supérieurs du conduit. Des analyses morphologiques de particules menées avec un outil automatique et innovant (Morphologi G3 de Malvern) montrent le caractère hautement vésiculé des particules juvéniles et la faible viscosité de la lave.

L'explosivité élevée d'août 2006 apparaît comme une manifestation extrême d'un système ouvert alimenté par des injections irrégulières de magma andésitique profond. L'activité du Tungurahua depuis 1999 définit un système caractérisé par un conduit très ouvert, une lave peu visqueuse et un dégazage par le biais d'explosions stromboliennes de faibles à hautes intensités. La méthode de détermination des budgets éruptifs est un atout majeur pour le suivi et la surveillance des phases éruptives en système ouvert.

Mots Clefs : Système ouvert – Volcanisme explosif – téphra andésitique – dynamisme éruptif – Tungurahua.

Abstract

Many andesitic volcanoes at subduction plate margins can experience in the course of their evolution periods of continuous eruption during years, decades, or centuries characterized by a fluctuation of the activity interrupted by explosive events of varying size and duration, with possible production of pyroclastic density currents. Magmatic activity lasts for long periods of time before violent explosive eruptions occur, which makes the forecasting of such events a real challenge. I focus on the case of Tungurahua, one of Ecuador's most active volcanoes, which started an open-vent eruptive period in 1999. The paroxysmal phase occurred in August 2006 and resulted in a sustained eruption column associated with pyroclastic flows and surges. From the study of the tephra fall deposit, the aims of this work are to understand the origin and the dynamics of the August 2006 explosive paroxysmal phase and to develop a transposable method of high-resolution analysis of eruptive mass budgets.

Based on a new grainsize deconvolution algorithm, two subpopulations of grains were distinguished, characterized and quantified in the bimodal distributions of the tephra fall deposit. These subpopulations result from the syn-deposition of coarse grains from the main volcanic plume and fine-grained ash elutriated from pyroclastic flows. A bulk minimum tephra volume ~42×10^6 m^3 and a column height of 16-18 km above the vent are assessed. These data support a VEI 3 event of subplinian type.

Detailed componentry counting and particle density analyses allow to propose a sigmoidal law to describe the particle density variations with grainsize of vesicular grains. This law is used to calculate the mass per unit area of the componentry classes laterally in the deposit, from the results of the componentry analyses. Integrating the mass decay rates of the componentries in the deposit, we infer their total mass. Results point to a mass magnitude of ~3.5 and an intensity of ~9.2. The pumice mass fraction is far too small (< 0.4 %) to account for the high explosivity of the 2006 event. The high juvenile content in the deposit (~98 wt.%) supports a magmatic origin of the eruption, and no phreatic influence on the overall explosivity. The nature and content of non-magmatic material imply that fragmentation and erosional behaviour occurred in the upper ~2 km of the plumbing system. Morphological analyses performed with Morphologi G3 instrument (Malvern) show a high vesicularity of the products and a low viscosity of the lava.

These results support an explosive event fed by a deep gas-rich andesitic reinjection, which would have incorporated a pocket of older differentiated magma and eroded the upper conduit during the sub-plinian event. Tungurahua activity describes a eruptive system characterized by an open-vent, a low lava viscosity and a degassing behaviour through strombolian explosions of weak to high intensity. The high-resolution mass-based approach reveals useful to decipher the origin of the violent 2006 paroxysm and has potential to improve magnitude determinations of ancient eruption by considering componentry mass instead of volume. It is also applicable for monitoring purposes in the context of on-going crises at many andesitic eruptive worldwide.

Keywords: Open-vent activity – Explosive volcanism – Andesitic tephra – Eruptive dynamics – Tungurahua

Remerciements

Je souhaite d'abord remercier mon directeur de thèse Jean-Luc Le Pennec pour la qualité de son encadrement tout au long de ces trois années de thèse. Merci pour ton enthousiasme et ta motivation autour de mon projet de thèse. Merci pour ton exigence qui m'a toujours poussée à donner le meilleur de moi-même. Merci de m'avoir fait partager ta passion pour le Tungurahua et la volcanologie en général. Merci en bref de m'avoir accompagnée dans mes premiers pas dans le monde de la recherche en tâchant de me transmettre tes grandes qualités scientifiques.

Je remercie également le jury qui a accepté de juger ma thèse, Costanza Bonadonna et Jean-Christophe Komorowski en qualité de rapporteurs, Benjamin Van Wyk de Wries et Jean-Louis Bourdier en qualité d'examinateurs, et Franck Donnadieu en qualité d'invité. Merci pour vos remarques constructives au sujet de mon manuscrit de thèse, et pour la qualité de la discussion scientifique qui a suivi la soutenance et qui a permis de faire évoluer mes réflexions au sujet de mes travaux de recherche.

Merci ensuite à tous les membres du Laboratoire Magmas et Volcans pour leur accueil, et la formidable ambiance de travail qu'ils participent à créer. Merci en particulier à Jean-Marc Hénot pour son aide précieuse au MEB et sa patience, et à Mhammed Benbakkar pour l'accès à la balance de son bureau. Merci à Lydie Gailler et Audrey Delcamp pour leur formidable travail de comptage et de pycnométrie, qui représente un apport considérable à ma thèse. Merci beaucoup pour la grande qualité de vos analyses et pour votre patience malgré leur caractère fastidieux.

Merci à tous les membres de l'Institut Géophysique de Quito et de l'IRD pour leur accueil à chacune de mes visites en Equateur. Merci en particulier à Hugo Yepes, Claude Robin, Pablo Samaniego, Patricio Ramon, Silvana Hidalgo, Benjamin Bernard et Daniel Andrade. Merci également à Géraldine Hoffer de m'avoir fait visiter Quito avec ses yeux amoureux de l'Equateur.

Un autre merci à Costanza Bonadonna pour m'avoir accueillie à Genève et fait partager ses larges connaissances au sujet de la modélisation numérique de dispersion de panache avec Tephra2. Merci également à Julie Bourquin et Andrea Parmigiani, pour leur accueil, la découverte de Genève, et mon initiation aux lignes de codes de Tephra2. Merci enfin à Sébastien Biass pour son aide.

Merci à Jerôme Labille et Daniel Hermitte du CEREGE à Aix-en-Provence pour m'avoir accueillie puis secondée dans mes analyses de granulométrie laser et mes analyses de pycnométrie hélium, respectivement.

Merci à Jean-Marie Nedelec, de l'Ecole Supérieure de Chimie de Clermont-Ferrand pour ses conseils avisés en matière de caractérisation physique de particules et pour m'avoir permis l'accès au Mastersizer 2000 de l'Ecole de Chimie.

Merci également à Gilles Diraison, Michel Terray et Laurent Lachmanski de Malvern Instrument pour leurs conseils de spécialistes en matière de granulométrie laser et de caractérisation de particules, et pour m'avoir fait découvrir puis permis d'utiliser le formidable Morphologi G3, qui sans aucun doute va permettre d'entamer une révolution dans le domaine de la morphoscopie des particules volcaniques.

Un immense merci à Mathieu, voix de la sagesse ! Merci pour ton optimisme et ton soutien indéfectibles, tes préceptes de maître Jedi qui ont toujours permis de prendre du recul en temps de crise, et ta curiosité scientifique qui t'a poussé à t'intéresser aux obscures "PFD", donnant ainsi naissance à LOGN2D, qui on peut le dire, a révolutionné le monde de la granulométrie !

Merci à Aude et Sébastien, mes deux collègues de bureau au cours de cette dernière année de thèse mouvementée, pour m'avoir soutenue dans les moments de détresse et d'angoisse, et supportée dans mes périodes de concentration extrême au cours desquelles j'étais bien souvent mutique et antipathique ! Merci aussi d'avoir enduré sans (trop) vous plaindre les chaleurs tropicales de notre bureau au cours des longs hivers rigoureux… !

Au-delà de ces aspects, merci à Aude, Sébastien et Mathieu pour votre amitié au cours de ces dernières années, et tous les moments de rire, de débat et de gastronomie (ou de non-gastronomie) !

Merci à tous les thésards du laboratoire pour leur grand sens de "camaraderie", le partage, les conseils, les délires, les pots, et tout le reste qui donne cette ambiance unique ! Je cite donc : Sarah, Marion, Lydie, Bickett, Guillaume, Cynthia, Kim, Anaïs, Célia, Yann, Daniel, Marco, Noël, Aurélien, Giacomo, Aude et Séb (encore !), Ahmed, Oscar, Yannick, Fanny, Hanika, Amélie, Baptiste, Gabrielle, Asmaa, Gareth, Wu, Deniz, Camille, Manon, Elodie, Julien et Pierre. Un grand merci également à Séverine et David, qui fort de leur expérience de thèse passée, ont toujours été de bons conseils !

Merci à toute la bande de comédiens en herbe, Aurélie, David, Nico, Marjo, François, Hélène, Natacha et les autres, pour les grands moments d'émotion sur scène et hors scène ! Un merci tout particulier à David et Aurélie, pour leur relecture attentive de certains des chapitres de cette thèse.

Merci à mes amis de longues dates, Marie-Cécile, Fanny et Jérémy d'avoir été présents à ma soutenance de thèse, et pour votre soutien perpétuel quelle que soit la distance entre nous !

Merci à ma famille, et en particulier à mes parents sans lesquels je ne serais pas où j'en suis aujourd'hui. Merci de m'avoir toujours fait confiance, d'avoir toujours respecté mes choix, de m'avoir soutenue dans toutes les épreuves, d'être toujours là pour me conseiller, de m'avoir appris à me battre pour réaliser mes rêves, et de croire en moi plus que moi-même ! Merci à mon frère et ma sœur d'être aussi extraordinaires et de partager mon enthousiasme en toute circonstance ! Un merci tout particulier à Camille pour avoir "mis la main aux cailloux"… !

Merci enfin à celui qui fût à mes côtés pendant ces trois ans, acceptant mes hauts et mes bas, mes absences (au sens propre comme au figuré) et mon obsession croissante pour le Tungurahua, mais restant mon repère immuable et ma plus grande passion tout au long de cette aventure qu'est la thèse.

Table des matières

Résumé 3

Abstract 4

Remerciements 5

Introduction 13

Terminologie 16

CHAPITRE 1 : LE VOLCANISME EN SYSTEME OUVERT : ENJEUX, OUTILS DE COMPREHENSION ET CAS D'ETUDE 17

1.1 Le volcanisme en système ouvert : singularité, exemples et interrogations 18

1.1.A Le volcanisme en système ouvert : généralités et état des connaissances 18

1.1.A.a Origine et dynamique des éruptions explosives : systèmes fermés vs. systèmes ouverts 18

1.1.A.b Les systèmes ouverts basaltiques 20

1.1.B Le cas particulier des volcans andésitiques fonctionnant en système ouvert 21

1.1.B.a Quelques exemples 21

1.1.B.b Spécificités de l'activité et interrogations sur les processus 29

1.1.B.c Spécificités de l'aléa associé 30

1.2 Les dépôts de retombée : témoins de la dynamique des éruptions 33

1.2.A Transport et sédimentation des particules par les panaches volcaniques 34

1.2.B Méthodes de reconstitution de la dynamique des éruptions basées sur l'étude des dépôts de retombée 37

1.2.B.a Géométrie des dépôts de retombée 37

1.2.B.b Granulométrie des dépôts de retombées 40

1.2.B.c Nature et proportion des particules dans le dépôt 42

1.2.B.d Morphologie des particules 43

1.2.C Conclusions 43

1.3 Style, taille, magnitude et intensité des éruptions explosives 45

1.3.A Styles éruptifs 45

1.3.B Indice d'explosivité volcanique 47

1.3.C Indices de magnitude et d'intensité 49

1.4 Objectifs de la thèse et démarche 50

1.5 Cas d'étude : le Tungurahua en Equateur 52

1.5.A Contexte régional : la marge continentale Equatorienne 52

1.5.A.a Les Andes : subduction et orogénèse 52

1.5.A.b Le volcanisme de la marge Equatorienne 53

1.5.B Le Tungurahua : géologie et chronologie éruptive 55

1.5.B.a Caractéristiques structurales du Tungurahua 56

1.5.B.b Chronologie éruptive 58

1.5.C La période d'activité 1999-actuel au Tungurahua ***60***
1.5.C.a Réactivation et installation de l'activité en système ouvert *60*
1.5.C.b Les phases paroxysmales de 2006 *62*
1.5.C.c L'activité éruptive post-2006 *64*

CHAPITRE 2 : TAILLE DE L'ERUPTION ET PROCESSUS DE TRANSPORT DES TEPHRAS DU DEPOT DE RETOMBEE 65

2.1 Introduction et démarche 66

2.2 Causes et conséquences des distributions granulométriques bimodales du dépôt de retombée 69

Résumé ***69***

Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador)

Eychenne J, Le Pennec J-L, Troncoso L, Gouhier M, Nedelec J-M

Bulletin of Volcanology

Abstract ***72***
Introduction ***73***
Geological setting and recent volcanic activity ***73***
Stratigraphy and sampling ***75***
Pyroclastic flow deposits *75*
Pyroclastic surge deposits *75*
Co-pyroclastic flow deposits *75*
The pyroclastic fall layer *75*
Sampling and thickness measurements *76*
Estimation of the eruption parameters ***76***
Tephra dispersal and volume estimate of the PFall layer *76*
Eruptive column height *78*
Grainsize analyses and deconvolution ***78***
Techniques for grainsize analyses *78*
Reconstructing grainsize distributions of PFall and Co-PF samples *78*
Deconvolution of polymodal distributions *79*
Results ***79***
Grainsize distributions of the PFall layer *79*
Grainsize distributions of the Co-PF deposit *80*
Discussion ***80***
Size of the August 16, 2006 eruption *80*
Origin of the grainsize subpopulations in the PFall layer *82*
Co-PF transport and deposition *83*
Depositional chronology of the stratigraphic units *85*
Consequences of synchronous deposition of Co-PF ash and tephra fall particles *86*
Inference on eruptive type *86*
Conclusion ***88***
Acknowledgments ***88***
Appendix ***88***
References ***89***

CHAPITRE 3 : DISTRIBUTION DES DENSITES DE PARTICULES DANS LES DEPOTS DE RETOMBEE PYROCLASTIQUE 91

3.1 Introduction et démarche 92

3.2 Méthodologie 95

3.2.A Analyse des constituants 95

3.2.A.a Détermination des classes de constituants 96

3.2.A.b Essais et développement du protocole de comptage 98

3.2.A.c Protocole de comptage définitif 100

3.2.A.d Prétraitement des résultats des opérations de comptage 101

3.2.A.e Apport du protocole d'analyse et importance des étapes de pré-traitement 108

3.2.B Analyse des densités de particules 108

3.2.B.a Définitions 108

3.2.B.b Mesures de densité par pycnométrie à eau 109

3.2.C Analyse de la densité de solide 111

3.2.C.a Définition 111

3.2.C.b Mesure de densité de solide par pycnométrie hélium 112

3.3 Modèle de distribution des densités dans les dépôts de retombée pyroclastique 115

Résumé 115

Sigmoidal particle density distributions in fallout deposits

Eychenne J, Le Pennec J-L

A soumettre à Geophysical Research Letter

Abstract 117

3.3.A Introduction 117

3.3.B Methodology 118

3.3.B.a Componentry analyses 119

3.3.B.b Particle density measurements 120

3.3.C Results 121

3.3.C.a Size-dependent componentry proportions 121

3.3.C.b Particle densities 122

3.3.D Size-dependent particle density distributions 123

3.3.E Volume-to-mass conversion of componentry classes 125

3.3.F Discussion and conclusion 125

3.3.F.a Origin of the sigmoidal density distribution 125

3.3.F.b Implication of the sigmoidal density distribution pattern 126

3.4 Discussion 128

3.4.A Validation du protocole de comptage 128

3.4.B Validation du protocole d'analyse de pycnométrie à eau 128

3.4.C Intérêt de la loi de distribution des densités de particules 129

CHAPITRE 4 : BILANS DE MASSE ET DYNAMIQUE ERUPTIVE : APPROCHES DIRECTE ET INVERSE **131**

4.1 Introduction et démarche **132**

4.2 Détermination de la dynamique éruptive à partir d'une analyse haute résolution de la distribution des masses dans le dépôt de retombée **135**

Résumé ***135***

Andesitic open-vent eruption dynamics inferred from mass distribution analyses in tephra fall deposits: the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador)

Eychenne J, Le Pennec J-L, et al

En préparation

4.2.A Introduction ***137***

4.2.B Tungurahua volcano and the 2006 paroxysm ***139***

4.2.B.a Geological background and recent volcanic activity *139*

4.2.B.b The August 16-17 2006 eruption *140*

4.2.B.c The August 16-17 2006 tephra fall deposit *141*

4.2.C Methodology ***142***

4.2.C.a Approach selected for the study *142*

4.2.C.b Sampling and bulk density of the deposit *142*

4.2.C.c Componentry and density analyses *143*

4.2.C.d Mass calculation protocol *145*

4.2.D Results ***146***

4.2.D.a Mass per unit area and bulk density of the deposit *146*

4.2.D.b Particle density and volumes distribution in the deposit *147*

4.2.D.c Lateral mass distributions of the componentry classes *149*

4.2.D.d Mass and volume of each componentry class *150*

4.2.D.e Magnitude and intensity *153*

4.2.E Discussion ***154***

4.2.E.a Mass distributions in the August 2006 Tungurahua tephra fall deposit *154*

4.2.E.b Clast packing in the August 2006 Tungurahua tephra fall deposit *154*

4.2.E.c Density-driven particle fractionation within the plume *155*

4.2.E.d Magnitude and intensity of the August 2006 eruption *156*

4.2.E.e Plumbing system and conduit processes inferred from componentry masses *157*

4.2.F Conclusion ***158***

4.3 Implications de l'analyse haute-résolution des masses dans les dépôts de retombée **165**

4.3.A Variabilité du facteur de conversion volume-masse ***165***

4.3.B Intérêts des lois empiriques de décroissance des masses ***166***

4.3.C Méthode directe de calcul du débit de magma ***167***

4.3.D Calcul du débit de magma avec le modèle de Sparks ***168***

4.4 Reconstitution des paramètres éruptifs par inversion d'un modèle numérique de dispersion de panache : implications pour l'étude d'aléas 169

4.4.A Présentation du modèle tephra2 169

4.4.B Démarche de l'étude 172

4.4.C Inversion multiple 173

4.4.C.a Configuration 173

4.4.C.b Résultats 174

4.4.D Inversions individuelles 175

4.4.E Conclusion 177

CHAPITRE 5 : ANALYSES MORPHOLOGIQUES QUANTITATIVES DES PARTICULES : RESULTATS PRELIMINAIRES ET IMPLICATIONS 179

5.1 Introduction et démarche 180

5.2 Méthodologie 182

5.2.A Choix et préparation des échantillons 182

5.2.B Acquisition d'images MEB 183

5.2.B.a Protocole d'analyses d'échantillons non séparés 183

5.2.B.b Protocole d'analyse des classes de constituants 183

5.2.C Analyses morphologiques quantitatives par Morphologi G3 184

5.2.C.a Description et fonctionnement de l'outil Morphologi G3 184

5.2.C.b Protocole d'analyse des échantillons 186

5.2.C.c Protocole de pré-traitement 187

5.3 Quelques résultats 189

5.3.A Caractéristiques des classes de constituants 189

5.3.B Morphologie des particules dans différentes fractions granulométriques 192

5.3.C Variations des paramètres de forme 194

5.4 Implications et perspectives 196

5.4.A Variations de la morphologie des particules dans le dépôt : implications pour la compréhension des processus de fragmentation 196

5.4.B Perspectives de la méthode d'analyse morphologique quantitative 197

CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 199

6.1 Origine et dynamique du paroxysme explosif d'août 2006 au Tungurahua : implications pour la compréhension des systèmes ouverts andésitiques 200

6.2 Avancées méthodologiques 206

6.3 Implications et perspectives 209

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 211

ANNEXE 1 **233**

ANNEXE 2 **237**

ANNEXE 3 **243**

ANNEXE 4 **249**

Introduction

Un certain nombre de volcans dans le monde fonctionnent en système ouvert pendant plusieurs années, décennies voire siècles. Ces volcans sont caractérisés par une activité éruptive persistante de faible intensité, ponctuée de phases explosives violentes. Ce type d'activité est courant dans le cadre d'un volcanisme basaltique, souvent caractérisé par de longues périodes d'activité (plusieurs années) pouvant fluctuer dans une gamme d'intensité allant de 3 (activité hawaiienne) à 9 (activité strombolienne) d'après l'échelle de *Pyle* (*2000*). Des volcans de marges actives présentant des compositions intermédiaires (andésites-basaltiques à andésites) connaissent également des périodes d'activité en système ouvert (e.g. le Tungurahua et le Sangay en Equateur, le Merapi en Indonésie, Le Colima au Mexique, Le Karymsky en Russie, L'Arenal au Costa-Rica ou encore le Sakurajima au Japon). Ces périodes sont caractérisées par des manifestations de dégazage plus ou moins continues, des extrusions de coulées visqueuses ou dômes, des émissions semi-persistantes de cendres, et des événements explosifs plus ou moins brefs et puissants, éventuellement accompagnés d'écoulements pyroclastiques, variant dans de larges gammes de style (strombolien à plinien), de magnitude et d'intensité. Le déroulement de ces périodes d'activité est extrêmement imprévisible, et également très variable d'un volcan à un autre.

Le volcanisme andésitique en système ouvert représente aujourd'hui un défi majeur en volcanologie, tant pour la compréhension des processus d'alimentation, de transfert, de dégazage et de fragmentation du magma, que pour la surveillance de l'activité et la prédiction des épisodes violents. Deux paramètres essentiels en période de crise volcanique sont le délai entre le début de l'activité éruptive et la phase paroxysmale au cours de laquelle l'activité culmine, ainsi que l'évolution de l'activité au cours de cet intervalle de temps. Dans le cas du volcanisme en système ouvert, les fluctuations de style, de magnitude et d'intensité apparaissant entre le début de l'activité magmatique et les événements paroxysmaux et la variabilité des schémas de déroulement de l'activité au cours de cette période, rendent difficile la prédiction des paroxysmes, qui ne sont généralement pas précédés d'intenses et univoques précurseurs sismiques. L'évaluation de l'aléa dans ce type de contexte est donc particulièrement complexe. Les populations vivant à proximité de tels volcans ne peuvent pas être évacuées durant toute la période d'activité, ce qui nécessite de mettre en place des protocoles d'alarme et d'évacuations rapides en cas d'activité paroxysmale et d'être donc

capable de les prédire dans un délai suffisant. De plus, ces populations s'habituent souvent à vivre avec la menace du volcan ce qui modifie leur perception du danger et compromet bien souvent les évacuations. Il est donc absolument nécessaire de comprendre au mieux ce type d'activité et de proposer des méthodes, utilisables en contexte d'activité prolongée ou de crise, qui permettent de surveiller et de quantifier l'explosivité des événements éruptifs.

Etant donné la faible instrumentation des volcans localisés dans les pays en voie de développement et l'insuffisance dans certains cas des méthodes de surveillance sismiques, l'étude des produits éruptifs apparaît comme une méthode précieuse pour appréhender la dynamique de l'éruption et les processus éruptifs. Il existe de nombreuses méthodes de reconstitution de la dynamique des éruptions qui s'appuient sur l'étude des caractéristiques des dépôts de retombée. Ces méthodes "sols" apportent des informations sur le style, la taille, la magnitude et l'intensité des éruptions, les processus de conduit (du dégazage à la fragmentation) et les mécanismes de transport et de sédimentation. Elles se révèlent toutefois insuffisantes pour quantifier des budgets éruptifs massiques, qui sont pourtant essentiels à la compréhension précise de la dynamique éruptive et pour jauger la puissance et la taille d'un événement explosif.

Les deux objectifs principaux de cette thèse sont donc d'explorer la dynamique d'un volcan andésitique fonctionnant en système ouvert en étudiant en détail le cas d'un paroxysme explosif, et de mettre en place une méthodologie de suivi haute-résolution des budgets éruptifs massiques des produits magmatiques et non magmatiques, transposable à différentes phases éruptives et différents volcans.

Le Tungurahua en Equateur est un excellent exemple pour étudier le volcanisme en système ouvert. Entré en éruption en 1999, le volcan alterne des phases de quiescence et des phases explosives de magnitudes et d'intensités variables. L'activité a atteint son paroxysme en août 2006, avec l'émission d'un panache de cendre de 15 km de hauteur et la mise en place de plusieurs écoulements pyroclastiques. Ce volcan est entouré de zones urbaines et agricoles, et menace à chaque éruption plus de 25000 personnes. Comme d'autres volcans Equatorien, ce volcan est par ailleurs une cible spécifique d'un programme de recherche développé entre l'Institut Géophysique de Quito et le LMV, sous la tutelle de l'Institut de Recherche pour le Développement. Cette thèse a en partie été financée dans le cadre d'un projet d'action incitative sur le thème "Aléas volcaniques liés à la dynamique des éruptions en système ouvert : bilan de masses solide et gazeuse, déformation, et modélisation des processus".

Ce mémoire de thèse s'articule en six chapitres. Le *Chapitre 1* introduit en détail la problématique scientifique de cette thèse liée au volcanisme en système ouvert et à la mise en

place d'une méthodologie de suivi haute-résolution des budgets éruptifs massiques (magmatiques et non-magmatiques) à partir d'une approche fondée sur l'étude des dépôts de retombée. Ce chapitre présente ainsi la singularité du volcanisme andésitique en système ouvert et les enjeux de ce type d'activité en termes de prévention des aléas. Il précise également les outils basés sur l'étude des dépôts pyroclastiques et leurs limites, et décrit le cas du Tungurahua.

Le *Chapitre 2* s'attache à caractériser les mécanismes de transport et de sédimentation des particules à l'origine du dépôt de retombée pyroclastique de l'éruption paroxysmale d'août 2006 du Tungurahua, ainsi qu'à déterminer la taille de cette éruption sur l'échelle de VEI et son type. Ce chapitre s'appuie sur un protocole d'analyse granulométrique permettant de discriminer des populations de grains d'origines différentes au sein du dépôt et les quantifier.

Le *Chapitre 3* étudie la distribution des densités de particules au sein du dépôt de retombée en se basant sur une analyse des densités et une analyse de constituants exhaustive. Dans ce chapitre un modèle de variation de la densité de particules avec la granulométrie est proposé et appliqué à la conversion des résultats d'analyses de constituants en masses.

Le *Chapitre 4* présente la reconstitution de la dynamique éruptive de l'éruption d'août 2006 du Tungurahua basée sur des budgets éruptifs massiques, à partir d'une approche haute-résolution permettant de déterminer la distribution latérale des masses de chaque type de constituant dans le dépôt. Ce chapitre propose également une estimation des paramètres éruptifs massiques à l'aide d'une inversion numérique des données "sols" par Tephra2.

Le *Chapitre 5* décrit l'apport de données morphologiques quantitatives pour la compréhension de la dynamique éruptive.

Enfin le *Chapitre 6* synthétise l'ensemble des résultats de cette thèse et présente l'intérêt des approches développées pour évaluer les budgets éruptifs massiques par rapport à d'autres méthodes développées actuellement dans d'autres domaines. Sera également discuté l'apport de ces travaux pour le suivi des phases explosives liées aux périodes d'activité en système ouvert, et pour la compréhension des processus éruptifs sous-jacents. La singularité de la phase paroxysmale d'août 2006 au Tungurahua dans le contexte de la période d'activité en système ouvert depuis 1999 sera finalement discutée à la lumière de nos conclusions sur la dynamique éruptive de cet événement.

Terminologie

Je préciserai dans cette partie la signification que j'accorde dans ce mémoire à un certain nombre de termes dont l'usage est parfois confus.

Densité de dépôt : masse volumique d'un dépôt non induré, calculée à partir du volume de phase solide de grain, de leur porosité intrinsèque et de la porosité inter-particulaire.

Densité de particule : masse volumique d'un grain, poreux ou non, calculée à partir de la masse d'un grain et du volume de la phase solide du grain et de sa porosité intrinsèque.

Porosité inter-particulaire : espace laissé vacant entre les grains constituant un dépôt et fondamentalement lié à son état de compaction.

Volume total d'un dépôt : volume comprenant la phase solide, la porosité intrinsèque au grain et la porosité inter-particulaire.

Coulées pyroclastiques : écoulements pyroclastiques concentrés ("Pyroclastic Flows" en anglais).

Déferlantes pyroclastiques : écoulements pyroclastiques dilués ("Pyroclastic Surges" en anglais).

Chapitre 1

Le volcanisme en système ouvert :
enjeux, outils de compréhension
et cas d'étude

1.1 Le volcanisme en système ouvert : singularité, exemples et interrogations

Le volcanisme en système ouvert se caractérise par des périodes d'activité de longue durée (plusieurs années, décennies, voire siècles) qui consistent en une activité éruptive semi-persistante de faible intensité, ponctuée de phases explosives violentes. L'éruption sub-permanente de produits magmatiques semble indiquer un dégazage du magma relativement efficacement et l'absence de "bouchon" au sommet du conduit, contrairement à un système purement fermé pour lequel les paroxysmes explosifs surviennent à l'ouverture du système, c'est-à-dire dès le début de la phase éruptive magmatique. Ce type d'activité "à conduit ouvert" soulève de nombreuses interrogations sur les modalités de dégazage, transfert et fragmentation du magma. Le caractère imprévisible et non répétitif du schéma de déroulement des phases éruptives représente également une menace importante pour les populations à proximité et un défi en termes de surveillance.

Dans un premier temps, la singularité du volcanisme en système ouvert par rapport au volcanisme en système fermé sera présentée. Le cas particulier de certains volcans andésitiques à conduit ouvert sera ensuite étudié, et je tâcherai de mettre en évidence les questions conceptuelles liées au système d'alimentation et au fonctionnement éruptif de ces volcans. Enfin, la spécificité de l'aléa associé à ces volcans sera également présentée.

1.1.A ***Le volcanisme en système ouvert : généralités et état des connaissances***

1.1.A.a Origine et dynamique des éruptions explosives : systèmes fermés vs. systèmes ouverts

Le volcanisme explosif résulte de la fragmentation d'un magma, processus par lequel le magma triphasé (liquide, gaz et cristaux) se transforme en une phase gazeuse contenant des gouttes de liquide et des fragments solides. On distingue deux mécanismes de fragmentation : la fragmentation phréato-magmatique, causée par une interaction physique entre le magma et l'eau (*Wohletz, 1986 ; Zimanowski et al., 1997 ; Büttner et al., 1999 ; Suzuki et al., 2007*), et la fragmentation magmatique, ductile ou cassante (*Mader et al., 1994 ; Gardner et al., 1996 ;*

Klug et Cashman, 1996 ; Alidibirov et Dingwell, 2000 ; Cashman et al., 2000 ; Martel el al., 2000 ; Koyaguchi et Mitani, 2005 ; Kueppers et al., 2006 ; Rust et Cashman, 2011).

Le comportement de la phase gazeuse vis-à-vis de la phase liquide au cours de l'ascension du magma dans le conduit, conditionne les mécanismes éruptifs. Si le dégazage est suffisamment efficace (le long du conduit ou au travers de l'édifice volcanique par le biais de réseaux de fracture), le magma peut atteindre la surface sans fragmentation et s'écouler de façon effusive (coulées de laves, dômes) (*Woods et Koyaguchi, 1994 ; Klug et Cashman, 1996*). Si le gaz reste au contraire piégé dans les bulles et que le système poursuit sa décompression, la fragmentation a lieu et provoque une éruption explosive (*Eichelberger et al., 1986 ; Eichelberger, 1995 ; Villemant et Boudon, 1998*). L'efficacité du dégazage dépend de la perméabilité du magma et du degré de coalescence des bulles de gaz dans le conduit, lesquels sont fortement liés au taux de décompression subi par le magma et donc à sa vitesse d'ascension (*Woods et Koyaguchi, 1994 ; Burgisser et Gardner, 2005 ; Szramek et al., 2006*). Dans certains cas, une fragmentation partielle par cisaillement le long des parois du conduit peut favoriser le dégazage en créant une zone à forte perméabilité et inhiber le comportement explosif (*Gonnermann et Manga, 2003*).

Ces processus contrastés sont à la base des notions de systèmes fermés et ouverts. Les systèmes fermés sont caractérisés par un dégazage faible voire nul, de sorte que la fragmentation est initiée par l'expansion des gaz et l'accélération du magma dans le système. Les éruptions en systèmes fermés débutent par une phase magmatique paroxysmale, après une période d'intensification de l'activité sismique de durée variable, mais sans émission de matériel non gazeux. C'est le cas de quelques éruptions célèbres comme celle du Mt St Helens en 1980 ou encore de l'Hekla en 1947. Les systèmes ouverts, qui apparaissent dans une large gamme de compositions magmatiques allant des basaltes aux andésites acides, dégazent en revanche de façon efficace, par des voies et des mécanismes divers : extrusion de coulées de laves visqueuses ou de dômes, émission semi-persistante de gaz, de cendres ou de fontaines de laves. Dans ce type de contexte où le comportement éruptif et le schéma de déroulement des périodes d'activités se distinguent amplement d'un volcan à un autre, les phases explosives paroxysmales peuvent être initiées par des processus variés, impliquant différents mécanismes de fragmentation. Par exemple, un effondrement sectoriel de dôme cause une décompression brutale d'un système en équilibre, et engendre une éruption paroxysmale de magnitude et d'intensité élevée (e.g. éruptions de La Soufrère Hills en 2003, Montserrat).

1.1.A.b Les systèmes ouverts basaltiques

Le volcanisme basaltique est caractérisé par un dégazage efficace facilité par la faible viscosité du magma, et dans certains cas par des périodes d'activité de faible intensité de longues durées et des changements brutaux de styles et d'intensité. Les problématiques liées à ces changements de régime éruptif ont été largement étudiées dans le cadre du volcanisme basaltique. Cette partie résume brièvement ces travaux, car la dynamique des systèmes ouverts basaltiques n'est pas sans rappeler celle des systèmes andésitiques à conduit ouvert qui nous intéressent.

Certains volcans basaltiques présentent une activité éruptive sub-permanente caractérisée par des phases de style Strombolien ou Hawaiien avec des débits éruptifs de l'ordre de 10^3 à 10^5 kg/s (*Vergniolle et Mangan, 2000*), ponctuées d'éruptions explosives d'intensité plus élevée, précédées ou non de périodes de quiescences. C'est le cas par exemple du Stromboli en Italie, dont l'activité strombolienne permanente caractérisée par des émissions de jets incandescents de lave et des explosions régulières produisant des cendres et des fragments balistiques, a été interrompue en 2002-2003 puis 2007 par des phases éruptives stromboliennes vigoureuses de haute intensité (2 à 4×10^6 kg/s) accompagnées d'émissions de coulées de laves (*Lautze et Houghton, 2006 ; Rosi et al., 2006 ; Andronico et al., 2008a ; Lautze et Houghton, 2008*). L'Etna en Italie, présente également des fluctuations de style éruptif et d'intensité à grande échelle de temps (*Coltelli et al., 1998, 2000a*), et à échelle de temps plus courte. Entre 1995 et septembre 2007 par exemple, 150 événements paroxysmaux se sont produits au niveau du cratère sommital (*Coltelli et al., 2000b ; Alparone et al., 2007 ; Andronico et al., 2009a*) entrecoupés de deux phases explosives prolongées qui ont eu lieu aux niveaux des flancs du volcan en 2001 (*Scollo et al., 2007*) et 2002-2003 (*Andronico et al., 2005, 2008b, 2009a*), caractérisées par des explosions stromboliennes et vulcaniennes ainsi que par l'émission de jets de laves pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur, de panaches de cendres parfois soutenus, et d'écoulements pyroclastiques de faible extension. Les phases de 2001 et 2002-2003 ont révélé plusieurs changements abrupts de style éruptif (hawaiien à strombolien violent voire sub-plinien) et une activité fluctuant dans de larges gammes d'intensité (jusqu'à ~5×10^4 kg/s) (*Andronico et al., 2008b*).

L'activité typique hawaiienne et strombolienne des volcans basaltiques provient de la relative facilitée avec laquelle les gaz peuvent s'extraire hors du système, du fait de la faible viscosité du magma qui favorise la coalescence des bulles et de la faible vitesse d'ascension du magma dans le conduit (*Vergniolle et Mangan, 2000*). Les processus à l'origine de

paroxysmes explosifs plus violents ont fait l'objet de recherches intensives. Il apparait que les fluctuations de régime éruptif sont fondamentalement liées à la dynamique du magma dans le conduit, et en particulier aux modalités de transfert des gaz et leur ségrégation dans le système d'alimentation des volcans. Un premier modèle invoque ainsi la vitesse d'ascension du magma comme modulateur du dégazage et donc de l'explosivité (*Wilson, 1980; Wilson et Head, 1981; Head et Wilson, 1987; Fagents et Wilson, 1993; Parfitt et Wilson, 1994 ; Mangan et Cashman, 1996 ; Parfitt et Wilson 1999 ; Parfitt et al., 1995*). Des études ont également montré que la profondeur à laquelle la phase gazeuse et la phase liquide se séparent est un facteur contrôlant le style éruptif (*Allard et al., 2006 ; Burton et al., 2007*). D'autres auteurs insistent sur l'importance des processus de cristallisation dans la partie supérieure du conduit, qui peuvent suffire à réduire le transfert de gaz et augmenter l'efficacité de la fragmentation (*Taddeucci et al., 2004a, 2004b ; Lautze et Houghton, 2006 ; Andronico et al., 2009a*).

De nombreux facteurs contrôlent donc la dynamique éruptive dans le contexte d'un volcanisme basaltique, et aucun modèle intégré n'a été proposé pour expliquer les transitions abruptes de style éruptif ou l'apparition d'événements explosifs violents au cours de périodes d'activité de faible intensité. Ces mêmes problématiques dans un contexte de magmatisme andésitique ont été peu explorées, et représentent pourtant un danger potentiel beaucoup plus élevés.

1.1.B Le cas particulier des volcans andésitiques fonctionnant en système ouvert

1.1.B.a Quelques exemples

Arenal : Il s'agit d'un strato-volcan de faible élévation (1,1 km de hauteur) situé au Costa-Rica, le long de l'arc magmatique d'Amérique Centrale, produisant un magma de composition globalement homogène (andésite basaltique). Il est localisé au cœur d'un parc naturel touristique et à quelques kilomètres d'un lac de barrage qui produit la moitié de l'électricité du pays.

En 1968, une éruption explosive violente met fin à une période de quiescence de plus de 40 ans. Cette éruption phréato-plinienne qui cause la mort de 78 personnes, est accompagnée d'un blast et de plusieurs écoulements pyroclastiques (*Melson et Saenz, 1973*). A l'issue de ce paroxysme explosif, une coulée visqueuse de type aa se met en place. Suite à cette phase de réactivation, ce volcan est entré dans une période continue d'activité qui se poursuit aujourd'hui. Après une nouvelle éruption majeure à écoulements pyroclastiques en

1975 qui remodèle la physionomie du cratère sommital, l'activité se caractérise par : 1) des explosions brèves et non soutenues émettant des panaches de cendres de faible hauteur (1 à 3 km au dessus du cratère) en moyenne toutes les 30 minutes (*Williams-Jones et al., 2001 ; Szramek et al., 2006 ; Valade et al., 2012*) produisant entre 1 et 10 m^3 de tephras (*Cole et al., 2005*) (Fig. 1.1), 2) des projections balistiques parfois associées à l'émission des panaches de cendres, éjectant des blocs et des bombes constituant des volumes entre 10 et 50 m^3 (*Cole et al., 2005*) à quelques centaines de mètres du cratère, voire 1 km, 3) l'émission sub-permanente de coulées de laves de type aa de faibles extensions (inférieures à une centaine de mètres) depuis le cratère sommital, et 4) des écoulements pyroclastiques causés à la fois par des effondrements de dôme, de cratère ou de coulées de laves (1993, 1998, 2000, 2001,2004, 2007, 2009), et des effondrements de colonnes éruptives (1987-1990) (*Alvarado et Soto, 2002 ; Szramek et al., 2006*).

Figure 1.1 : Explosions typiques de l'Arenal vues de flanc ouest du volcan en janvier et février 1996. Les panaches ne dépassent pas 1 km d'altitude au dessus du cratère. D'après *Cole et al.* (*2005*).

La fréquence des explosions varie considérablement au cours du temps : des périodes où aucune explosion ne se produit (de 5 jours à 3 semaines consécutives au maximum en 1990) alternent avec des périodes où les explosions ont lieu 3 à plus de 90 fois par jour (en 1988). Une tendance globale de diminution de l'activité a été notée depuis 1998. Le débit

éruptif varie entre 0,1 et 3 m^3/s depuis les années 1980 et un volume de solide cumulé (lave et téphras) depuis le début de la phase éruptive en 1968 a été estimé à ~0.6 km^3 en 2006 (*Szramek et al., 2006 ; Wadge et al., 2006*). Une analyse détaillée des constituants des dépôts de retombée de plusieurs explosions entre 1987 et 1996 a révélé une prédominance de particules juvéniles (scories, verre et cristaux) dont une majorité présentant une texture non vésiculée (*Cole et al., 2005*). La granulométrie des téphras est relativement fine (mode autours de 250 µm) dans le secteur d'échantillonnage situé entre 1,3 et 4,6 km du cratère (*Cole et al., 2005*).

Une étude combinée de signaux sismiques et radar doppler a montré l'importance des conditions pré-éruptives à l'évent (présence et épaisseur d'un "bouchon" au sommet du conduit, rhéologie, fracturation et perméabilité de l'édifice au niveau du cratère etc.) pour expliquer la variabilité et la non répétitivité des signaux sismiques, des explosions de faible intensité et des émissions de cendres (*Valade et al., 2012*). L'étude pétrologique des produits éruptifs (*Streck et al., 2002*) a montré que des injections répétées de magma mafique se produisent dans le réservoir du volcan.

<u>Sakurajima :</u> Ce strato-volcan andésitique, parmi les plus actifs du Japon, est situé dans le sud de l'île de Kyushu, au milieu de la baie de Kagoshima. La ville de Kagoshima abrite plus de 600 000 habitants et est localisée à une distance de 8 km du volcan. En 1914, le Sakurajima est le siège d'une éruption plinienne, accompagnée de manifestations effusives majeures.

Le Sakurajima présente une activité sommitale permanente depuis 1955, parfois ponctuée de périodes de quiescence, caractérisée par : 1) des émissions persistantes (e.g. plusieurs jours) de cendres sous formes de panaches modestes de faibles élévations (1-3 km) (*Lane et Gilbert, 1992* ; *Yamanoi et al., 2008*), 2) des projections intermittentes de bombes accompagnées d'émissions brèves et non soutenues de cendres et de gaz (*Nogami et al., 2006 ; Yamanoi et al., 2008*), interprétées comme de style strombolien (*Nogami et al., 2006*), 3) des explosions violentes et brèves (e.g. quelques heures) générant des panaches chargés en cendres < 5 km de hauteur au-dessus du cratère, accompagnées d'ondes de choc et de projections balistiques de blocs et de bombes retombant jusqu'à 3 km du cratère (*Iguchi et al., 2008*). Ces explosions, interprétées comme de style vulcanien (*Lane et Gilbert, 1992* ; *Morrissey et Mastin, 2000 ; Nogami et al., 2006 ; Iguchi et al., 2008 ; Yamanoi et al., 2008 ; Miwa et al., 2009*), se produisent depuis 1955 jusqu'à plus de 400 fois par an (en 1960, 1974, 1985).

Des études portant sur la texture (*Miwa et al., 2009*) et la couleur dominante des cendres (*Yamanoi et al., 2008*) ont montré que l'activité strombolienne produit ~50% de particules vésiculées (hautement et modérément) alors que les explosions vulcaniennes engendrent essentiellement des dépôts contenant plus de 60% de particules denses, de même que les émissions persistantes de cendres qui ne produisent aucune particule hautement vésiculée (Fig. 1.2).

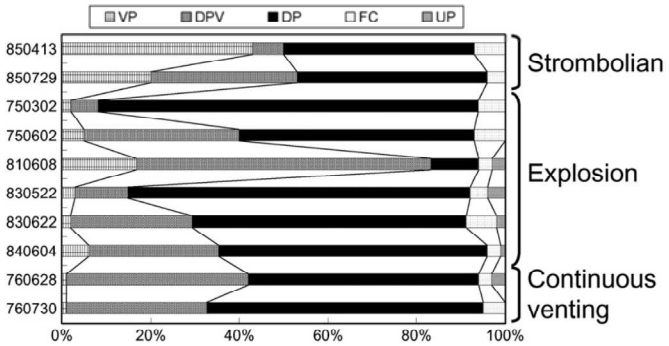


Figure 1.2 : Proportions de cendres de cinq types différents dans des dépôts issues d'une activité strombolienne, d'explosions vulcaniennes et d'émission persistante de cendres. VP : particules vésiculées, DPV : particules denses présentant des vésicules, DP : particules non vésiculées, FC : cristaux libres, UP : particules non classées. D'après *Yamanoi et al.* (*2008*).

Ces études ont mené à une interprétation de la séquence explosive la plus courante au Sakurajima en termes de processus pré-éruptifs dans le conduit (*Yamanoi et al., 2008*) : 1) l'ascension rapide dans le conduit d'un magma peu dégazé débouche sur l'activité strombolienne faiblement explosive qui produit des cendres vésiculées (*Nogami et al., 2006*), 2) suite à l'activité strombolienne et au cours d'un laps de temps variable, les manifestations éruptives se calment et un "bouchon" se forme au sommet du conduit, constitué de magma dégazés et cristallisés (*Ishihara, 1985*), qui est ensuite dispersé par l'explosion vulcanienne, enfin 3) des cendres sont émises de façon continue depuis le haut du conduit où le magma est en partie dégazé.

<u>Merapi :</u> Ce strato-volcan andésitique de plus de 2900 mètres de hauteur est localisé sur l'île de Java et considéré comme un des volcans les plus actifs d'Indonésie. Il s'élève dans une des régions les plus densément peuplées d'Indonésie et du monde. Ses pentes sont habitées et cultivées jusqu'à 1700 mètres d'altitude.

Depuis le milieu du XVIième siècle, ce volcan a été le siège de plus de 80 phases éruptives, de taille VEI 1à 4 (indice d'explosivité) (Fig. 1.3, *Gertisser et al., 2011*). Depuis le XIXième siècle, l'activité est quasiment continue, et caractérisée par une alternance de phases de deux types : 1) des épisodes d'extrusion lente de dômes de lave andésitique visqueuse,

pauvre en volatile et hautement cristallisée (~75 vol.% de phénocristaux et microlites, *Hammer et al., 2000*), qui nourrissent dans certains cas des coulées de lave visqueuse, et sont régulièrement sujets (en moyenne à des intervalles de temps de quelques années, *Gertisser et Keller, 2003*) à des épisodes d'effondrements sectoriels entrainant la mise en place d'écoulements pyroclastiques de faible volume d'extension < 10 km (e.g. événements les plus notables en 1921-1922, 1942-1943 et 2006) (*Voight et al., 2000 ; Gertisser et al., 2011*) ; 2) des explosions brèves et non soutenues de faible à moyenne intensités caractérisées par l'émission de jets de laves et de panaches de cendres et de gaz non verticaux, qui engendrent par effondrement des écoulements pyroclastiques riches en grains lithiques anguleux, en scories et en bombes en croûtes de pain (*Voight et al., 2000*) (e.g. événements les plus notables en 1822, 1832, 1846, 1849 et 1969) (*Voight et al., 2000 ; Gertisser et Keller, 2003*).

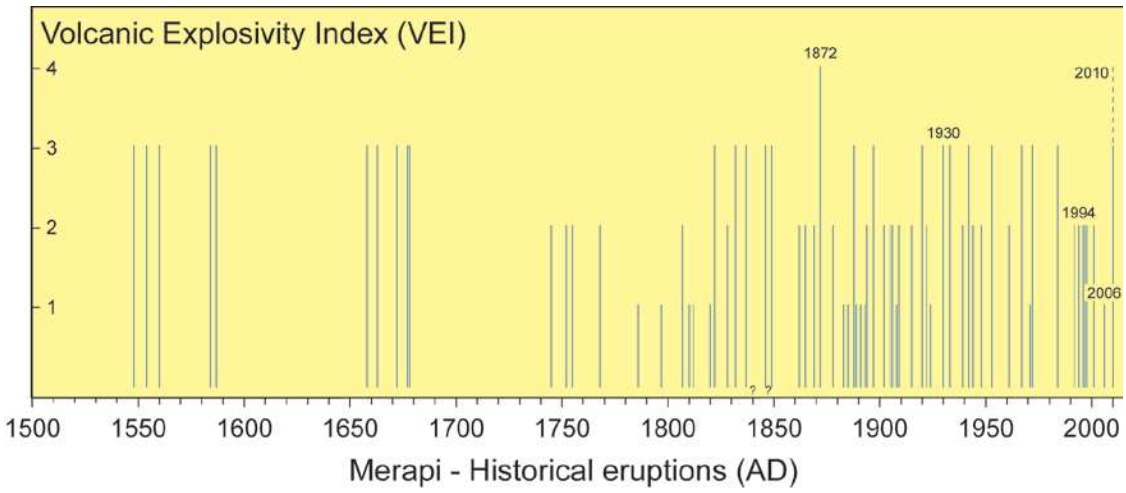


Figure 1.3 : Taille sur l'échelle de VEI des éruptions historiques du Merapi depuis le XVIième siècle. Les événements les plus notables ayant causés des fatalités sont signalés par leur année. D'après *Gertisser et al.* (*2011*).

Les coulées pyroclastiques denses du Merapi sont généralement contenues dans les vallées pentues qui incisent les flancs du volcan. Toutefois, ces coulées canalisées, même de petits volumes, sont accompagnées de déferlantes pyroclastiques dont l'extension dépasse celle des coulées pyroclastiques et qui se dispersent bien au-delà des limites des vallées, nappent les flancs du volcan et causent la majorité des fatalités au cours des événements les plus violents (*Bourdier et Abdurachman, 2001 ; Gertisser et al., 2011*).

L'activité semi-persistante résumée précédemment est ponctuée d'événements paroxysmaux, de taille et d'intensité beaucoup plus élevées (e.g. en 1872, 1930, 1994, 2006 et 2010 ; *Gertisser et al., 2011*). Les deux dernières phases paroxysmales ont eu lieu en 2006 (effondrements de dôme) et en 2010 (explosions) et ont causé la mort de plusieurs centaines

de personnes. Après une période de repos de presque 5 ans, le volcan commence sa réactivation en juillet 2005 (sismicité volcano-tectonique et déformation de la partie sommitale de l'édifice). En mars 2006 un dôme de lave se met en place et évolue suivant trois phases de croissance jusqu'en juillet 2006 : 1) la première phase est caractérisée par quelques épisodes d'effondrements de dôme engendrant des écoulements pyroclastiques d'extensions <4 km, et s'achève fin mai, alors que le volume du dôme est estimé à ~$2{,}3\times10^6$ m^3 (*Charbonnier et Gertisser, 2008*); 2) au cours de la seconde période, le taux d'extrusion du dôme est évalué à $0{,}1\times10^6$ m^3/jour (*Charbonnier et Gertisser, 2008*) et son volume atteint plus de $4{,}0\times10^6$ m^3 ; de nombreux écoulements pyroclastiques résultent de l'effondrement de la bordure du cratère sommital ; 3) la dernière phase commence début juin et est caractérisée par une augmentation du taux d'extrusion de lave et plusieurs épisodes d'effondrement de dôme entrainant la mise en place d'écoulements pyroclastiques soutenus (e.g. plusieurs dizaines de minutes) qui atteignent plus de 7 km de distance du sommet. A partir de juillet 2006 et jusqu'en septembre 2010, l'activité éruptive se maintient à un faible niveau et est caractérisée par l'émission de panaches de cendres généralement de 3 à 6 km d'altitude et < 12 km (e.g. juillet et août 2006, mars et août 2007, mai et novembre 2008), quelques écoulements pyroclastiques de faible volume engendrés par des éboulements au niveau du dôme, et des coulées de laves (juillet 2006).

Après une intensification de l'activité sismique au cours du mois de septembre, la phase éruptive de 2010 commence le 26 octobre par : 1) des explosions engendrant des panaches de cendres, et 2) des écoulements pyroclastiques nourris pendant 2 à 35 minutes et atteignant 8 km de distance du cratère. Suite à ce premier événement, un cratère de 200 mètres de diamètre se met en place au sommet de l'édifice, en remplaçant le dôme formé depuis 2006. A partir de fin octobre, un nouveau dôme croît rapidement au fond du cratère. L'événement paroxysmal a lieu le 4-5 novembre et consiste en une violente explosion qui dure 24h et entraine la mise en place : 1) d'un panache chargé en cendres qui atteint 18 km d'altitude et sédimente jusqu'à 240 km de distance à l'ouest du volcan, 2) de déferlantes pyroclastiques qui se répandent jusqu'à 18 km du cratère détruisant de nombreux villages et tuant plusieurs centaines de personnes, et 3) de ~38 écoulements pyroclastiques. Le 6 novembre un nouveau dôme de lave croît à une vitesse ~35 m^3/s. L'activité reste intense jusqu'à la fin de mois de novembre, avec de nouvelles explosions et plusieurs écoulements pyroclastiques (7 par jour au maximum le 8 novembre).

Colima : Ce strato-volcan andésitique situé au Mexique est considéré comme le plus actif du pays. Environ 5000 personnes vivent à moins de 15 km du volcan au sein de petites communautés.

Caractérisé par plus de 43 périodes éruptives depuis 1576, ce volcan a connu une éruption sommitale plinienne VEI 5 en 1913, et est entré dans une période de haute activité en 1991, avec en moyenne une phase éruptive tous les 3 ans (*Saucedo et al., 2005*). Deux types d'activité éruptive sont observés depuis 1991 (*Saucedo et al., 2005 ; Savov et al., 2008*) : 1) des explosions brèves d'intensité et de taille variées (jusqu'à VEI 3-4), interprétées comme de style vulcanien (*Saucedo et al., 2005 ; Savov et al., 2008 ; Gavilanes-Ruiz et al., 2009 ; Varley et al., 2010*), engendrant des panaches de cendres s'élevant entre 100 m et 10 km au-dessus du cratère et des projections balistiques de bombes retombant jusqu'à 5 km du cratère, et accompagnées dans quelques cas d'écoulements pyroclastiques d'extension ~5 km formés par effondrement de la colonne éruptive (e.g. en 2005) (*Varley et al., 2010*); 2) des extrusions de dôme dans le cratère sommital qui alimentent parfois des coulées de laves de type aa par débordement du cratère (extension entre 1 et 4 km) (e.g. phases de 1998-1999, 2001-2003, 2004 et 2007-2010), et sont accompagnées d'écoulements pyroclastiques (extension < 6 km) engendrés par l'effondrement partiel du dôme (e.g. en 2004) (*Gavilanes-Ruiz et al., 2009*). L'activité s'est intensifiée en 1998, avec en moyenne une explosion par jour, jusqu'à 3-4 explosions par jour à partir de 2003 (*Gavilanes-Ruiz et al., 2009 ; Varley et al., 2010*). Le taux d'extrusion de lave a été estimé à > 5 m^3/s au cours des phases de 1998-1999 et 2004 et < 1m^3/s au cours des phases de 2001-2003 et 2007-2010 (*Varley et al., 2010*). La phase de 2005 s'est révélée la plus intense de la période éruptive débutée en 1991, avec 12 explosions majeures et la génération d'au moins 30 écoulements pyroclastiques causés par l'effondrement de la colonne éruptive.

L'étude de la texture des cendres depuis 1998 (*Savov et al., 2008*), indique que le magma impliqué dans les explosions vulcaniennes est globalement dégazé : les particules issues d'éruptions vulcaniennes en 2005 par exemple, ne présentent pas une matrice de texture micro-vésiculée, indiquant que ces éruptions ne sont pas générées par une expansion de gaz in-situ. *Savov et al* (*2008*) proposent deux hypothèses pour expliquer l'origine des explosions vulcaniennes : 1) une fermeture temporaire du conduit par un bouchon de lave dégazée engendrerait une surpression dans le conduit qui causerait une explosion dès que cette pression dépasse la force de résistance du bouchon de lave, 2) une interaction entre le magma et de l'eau interstitielle. La phase paroxysmale de 2005 coïncide avec une

augmentation de la vitesse d'ascension du magma dans le conduit, d'après l'étude de la sismicité longue-période (*Varley et al., 2010*).

Tungurahua : Le Tungurahua est un strato-volcan andésitique Equatorien qui se situe à 120 km au sud de Quito. Situé dans une zone agricole, plus de 25000 personnes vivent sur les flancs du volcan et à moins de 15 km du volcan. Choisi comme cas d'étude dans le cadre de cette thèse, son activité éruptive historique et récente ainsi que le contexte géologique régional seront détaillés dans la section 1.5.

Après 80 ans de quiescence, le Tungurahua débute une nouvelle période éruptive en 1999. Son activité est caractérisée depuis par une succession de phase explosive d'intensité faible à modérée (VEI 1 à 2), de périodes de quiescence (de quelques semaines à 6 mois), et de quelques paroxysmes violents, les plus notables en 2001, 2006, 2008 et 2010. L'activité éruptive hors paroxysmes consiste en : 1) des émissions persistantes de gaz et de cendres sous forme de colonnes éruptives, < 3 km plus ou moins chargées en cendres, accompagnées de la projection de quelques rares blocs balistiques ; 2) des explosions brèves non soutenues (e.g. de l'ordre de quelques minutes) qui consistent en l'expansion très brutale et rapide d'un panache chargé en cendres < 6 km, accompagnée de projections balistiques de blocs et de bombes de plusieurs mètres de diamètre, pouvant être propulsés jusqu'à 1km de hauteur au-dessus du cratère et sédimentant à 2-3 km du cratère ; 3) l'émission de coulées de laves < 3 km de longueur, corrélée ou non aux phases explosives paroxysmales. Les événements paroxysmaux sont caractérisés par des explosions soutenues (e.g. plusieurs heures) émettant des panaches de cendres > 10 km, des écoulements pyroclastiques de petit volume (total < 10×10^6 m^3), d'extension entre 2 et 4 km.

L'analyse des cendres montre une prédominance de matériaux juvéniles vésiculés. Des particules présentant des structures fluidales ont été observées dans les dépôts de certaines phases paroxysmales (e.g. 2008).

Cette liste n'est pas exhaustive. On peut citer d'autres volcans andésitiques fonctionnant en système ouvert, comme le Karymsky (Russie), Sangay (Equateur) et Semeru (Indonésie, Java). Les cinq volcans présentés précédemment permettent toutefois d'identifier les spécificités principales du comportement en système ouvert des systèmes andésitiques (basiques à acides). On peut d'ores et déjà constater que ce type d'activité se produit généralement sur des strato-volcans centrés.

1.1.B.b Spécificités de l'activité et interrogations sur les processus

L'activité de ces cinq volcans présente de nombreuses similitudes et quelques particularités qui serviront de base à une définition de l'activité en système ouvert des volcans andésitiques. Pour mettre en évidence la spécificité de l'activité de ces volcans, je m'appuierai sur 6 critères : la phénoménologie de l'activité, la durée des phases éruptives et des périodes de quiescence, la dynamique éruptive des phases paroxysmales, la typologie des produits et les voies de dégazage (Tableau 1.1).

Phénoménologie	- émission continue de gaz et de cendres - activité effusive (tous à l'exception du Sakurajima) - extrusion de dômes (Merapi et Colima) - écoulements pyroclastiques (tous à l'exception du Sakurajima) - explosions brèves et non soutenues (tous à l'exception du Merapi) - activité soutenue de projections balistiques et de jets de laves (Arénal, Tungurahua, Sakurajima)	
	Intervalle	Min et Max
Durée phases éruptives	De quelques minutes à plusieurs jours	*Min :* explosions brèves et non soutenues à l'Arénal, au Colima et au Tungurahua *Max :* paroxysmes explosifs du Merapi
Durée phases quiescence	De quelques minutes à plusieurs années	*Min :* période entre deux explosions brèves et non soutenues (Sakurajima, Arénal, Colima, Tungurahua) *Max :* période entre deux phases à écoulements pyroclastiques au Merapi
	Similitudes	Particularités
Dynamique des phases paroxysmales	L'Arénal, le Merapi, le Colima et le Tungurahua ont connu des phases paroxysmales impulsées par des explosions : - émission d'un panache de cendres > 10 km de hauteur au-dessus du cratère - écoulements pyroclastiques	- le Sakurajima n'a pas connu de phases paroxysmales à écoulements pyroclastiques depuis 1955 - Le Colima et le Merapi ont connu des phases paroxysmales à écoulements pyroclastiques causées par des épisodes d'effondrement de dôme
Typologie des produits	- prédominance de matériaux juvéniles dans les dépôts de retombée	- proportion non négligeable de particules non vésiculées dans les dépôts issues des explosions brèves et non soutenues du Sakurajima, Colima et Arénal
Voies de dégazage	- émission sub-continue de gaz et de cendres depuis le conduit	- extrusion de dôme (Merapi et Colima) et/ou de coulées de laves visqueuses (Tungurahua, Arénal, Colima) - épisodes de projections de jets de laves soutenus (Tungurahua)

Tableau 1.1 : Récapitulatif des particularités et des similitudes de l'activité des 5 cas de volcans andésitiques fonctionnant en système ouvert décrit dans la partie précédente.

On peut noter deux caractéristiques principales de ce type d'activité : 1) leur alimentation sub-continue en magma au cours de la période éruptive et 2) leur capacité à dégazer par des voies diverses (émission de gaz et de cendres depuis le conduit, extrusion de dôme et de coulées de laves visqueuses, jets de lave, champs de fumerolles à très hautes températures). La continuité de ce dégazage à l'échelle de temps de la période éruptive est

toutefois indéterminée : par exemple, la période de quiescence séparant deux éruptions vulcaniennes au Sakurajima est-elle suffisante pour permettre le dégazage du magma au sommet du conduit qui agira ensuite comme un "bouchon" ? De même peut-on imaginer que le ralentissement du dégazage peut être à l'origine d'une surpression dans le conduit causant les épisodes paroxysmaux ?

Etant donné la dynamique des phases paroxysmales, et surtout le type d'activité ayant précédé l'apparition de ces phases, il semble difficile de corréler leur explosivité exceptionnelle à une fermeture temporaire du système. Ces phases ne présentent a priori pas de particularité évidente dans leur dynamique au regard des phases de plus faible intensité. Par exemple les paroxysmes de 2006 et 2010 au Merapi semblent être des manifestations extrêmes de l'activité de routine observée à ce volcan depuis plusieurs siècles (respectivement croissance et effondrement de dômes, et explosions). On peut donc s'interroger sur la nature des mécanismes profonds ou superficiels causant des phases éruptives qui ne diffèrent que par leur intensité et leur explosivité. Les hypothèses les plus couramment proposées sont celles d'une interaction eau-magma, en particulier dans les climats tropicaux où la pluviométrie est très élevée (*Savov et al., 2008*), de l'augmentation de la vitesse d'ascension du magma sous l'impulsion de différents mécanismes profonds (*Streck et al., 2002 ; Varley et al., 2010 ; Samaniego et al., 2011 ; Gertisser et al., 2011*), de l'effet des conditions pré-éruptives dans la partie superficielle du conduit (apparition d'un "bouchon" dégazé etc.) (*Savov et al., 2008 ; Gertisser et al., 2011*), ou d'un mélange de magmas de compositions différentes.

Il apparait également essentiel de quantifier ces paroxysmes en termes de styles, d'intensité et de magnitudes, ces caractéristiques étant pour la plupart des volcans sus-cités très mal définies.

1.1.B.c *Spécificités de l'aléa associé*

Les cinq volcans décrits dans la partie précédente représentent des dangers non négligeables pour des milliers voire des millions de personnes vivant à proximité. Plusieurs de leurs éruptions passées ont d'ailleurs causé la mort de plusieurs personnes (e.g. éruptions de 2006 du Tungurahua et de 2010 du Merapi). Les aléas principaux qu'engendre l'activité de ces volcans sont (classés par fréquence de récurrence de la plus faible à la plus élevée) : 1) les écoulements pyroclastiques, 2) les retombées de cendres causées par les panaches éruptifs et les panaches co-écoulements pyroclastiques, 3) l'effondrement des terrains et la destruction

des routes et des infrastructures localisées sur les pentes des volcans du fait de l'intense érosion activée par la production de nouveau matériel par le volcan, 4) les lahars.

Les régions concernées par la menace de ces volcans sont particulièrement vulnérables à ces aléas. D'abord, parce qu'il s'agit de régions agricoles de culture et d'élevage. Ensuite parce que certains volcans sont situés dans des zones touristiques (Arénal et Tungurahua) ou à proximité de grandes villes à la densité de population élevée (Merapi, Sakurajima et Colima).

Le risque associé à ces volcans est très particulier à gérer tant par les populations locales que par les autorités scientifiques et administratives, car l'aléa est de longue durée, récurrent et fluctuant. Etant donné la durée exceptionnelle des périodes éruptives, l'évacuation permanente des populations vivant aux alentours est impossible. Au Tungurahua par exemple, des milliers de personnes ont été déplacées en 1999 au début de la période éruptive (Fig. 1.4). L'activité n'évoluant pas de manière significative au cours des mois suivants et malgré l'opposition des autorités locales et des scientifiques, les populations sont revenues s'installer dans leur village au cours de l'an 2000. Le caractère récurrent de l'activité de faible intensité rend les conditions de vie particulièrement difficiles, du fait de la destruction régulière des cultures, des habitats et des routes (Fig. 1.4), et des problèmes médicaux induits chez l'humain par la respiration des cendres. Ces deux caractéristiques associées aux fluctuations de l'activité, biaisent la perception du risque chez les populations locales qui s'habituent à vivre avec la menace. Cette particularité rend les tentatives d'évacuations par les autorités particulièrement difficiles.

Figure 1.4 : Populations évacuant la proximité du volcan, toits d'habitats effondrés et champs recouverts de cendres, dans la région du Tungurahua, Equateur.

La surveillance de l'activité du volcan par les autorités scientifiques se confronte donc sans cesse à la fois à la difficulté de prédiction des événements violents, à la nécessité de prise de décisions rapides et drastiques (évacuation ou non) et la relative inertie des populations. La complexité de la prédiction provient justement de la difficulté d'appréhender l'importance d'un événement à venir par rapport aux événements passés, car les précurseurs sismiques et

phénoménologiques d'événements d'intensité élevée ne diffèrent pas assez des événements modérés ou faibles en intensité. Les étapes indispensables pour faciliter la surveillance sont donc d'améliorer : 1) la compréhension des mécanismes éruptifs liés aux paroxysmes, et 2) les méthodes de quantification de l'intensité des événements explosifs.

1.2 Les dépôts de retombée : témoins de la dynamique des éruptions

De nombreuses méthodes de reconstitution de la dynamique des éruptions s'appuient sur l'étude des caractéristiques des dépôts de retombée. En effet, ces dépôts se formant par sédimentation de particules dispersées dans le panache, témoignent de façon quasi directe des processus éruptifs. De plus, les particules sont très peu modifiées au cours du transport et de la sédimentation. Ces méthodes "sols" basées sur l'étude des dépôts de retombée sont variées (géométrie et granulométrie du dépôt, texture et morphologie des particules, etc.) et très couramment employées (e.g. *Yamanoi et al., 2008 ; Costantini et al., 2009 ; Miwa et al., 2009 ; Watt et al., 2009 ; Arana-Salinas et al., 2010 ; Alfano et al., 2011 ; Cioni et al., 2011 ; Pistolesi et al., 2011*). Elles apportent des informations sur la dynamique de l'éruption, les processus de conduit (du dégazage à la fragmentation) et les mécanismes à l'origine des événements explosifs. Ces méthodes sont particulièrement précieuses pour reconstituer la dynamique des éruptions passées (e.g. *Coltelli et al., 1998 ; Costantini et al., 2009 ; Cioni et al., 2011 ; Pistolesi et al., 2011*). Elles se révèlent également utiles pour étudier l'activité de volcans faiblement instrumentés, comme c'est le cas de nombreux volcans dangereux situés dans des pays en voie de développement (e.g. *Miyabuchi et al., 2008 ; Yamanoi et al., 2008 ; Miwa et al., 2009 ; Watt et al., 2009 ; Alfano et al., 2011*). Dans le cadre de cette thèse et de l'étude du volcanisme en système ouvert, ces méthodes semblent très avantageuses car elles permettent à la fois de comprendre la dynamique des paroxysmes explosifs et d'étudier et de mesurer l'importance des événements de plus faible intensité. Après un bref rappel des processus de transport et de sédimentation des particules par le panache à l'origine des dépôts de retombée, nous verrons dans cette partie quelles sont les méthodes de reconstitution de la dynamique des éruptions basées sur l'étude des dépôts de retombée et quels sont leurs intérêts et leurs limites. Nous mettrons également en évidence les améliorations qu'il est nécessaire d'apporter à ces méthodes pour permettre un suivi haute-résolution des phases éruptives liées à une activité en système ouvert.

1.2.A ***Transport et sédimentation des particules par les panaches volcaniques***

Les particules des dépôts de retombée sédimentent depuis le panache volcanique, dans lequel, mélangées au gaz, elles s'élèvent dans l'atmosphère depuis le conduit, puis s'y dispersent. Le panache se crée par l'émission à haute vitesse des particules de gaz et de solide partiellement fondu issues de la fragmentation du magma, mais également des fragments lithiques, érodés mécaniquement des parois de conduit ou de cratère du fait de la rapide accélération du magma fragmenté dans le conduit. L'ensemble de ce matériel doit son accélération dans l'atmosphère à l'expansion des gaz, favorisée par la diminution de pression à la surface. On distingue typiquement trois régions dans les panaches : i) la région de jet, où la densité de la colonne est supérieure à celle de l'atmosphère et dont le mouvement est induit par le moment vertical d'inertie, ii) la région convective, dans laquelle la colonne éruptive s'élève dans l'atmosphère grâce à sa flottabilité, bien que sa densité soit plus faible que celle de l'atmosphère, iii) la zone d'étalement gravitaire (appelée "umbrella region" en anglais) quand le panache dépasse la zone de flottabilité neutre.

La hauteur des panaches est décrite par deux paramètres (Fig. 1.5): le niveau de flottabilité nulle (H_b) autour duquel le courant latéral se disperse et la hauteur totale de la colonne éruptive (H_t) qui est contrôlée par l'inertie du panache une fois le niveau de flottabilité atteint. La base du panache, niveau depuis lequel les particules sont relâchées, est notée H_{cb} (Fig. 1.5).

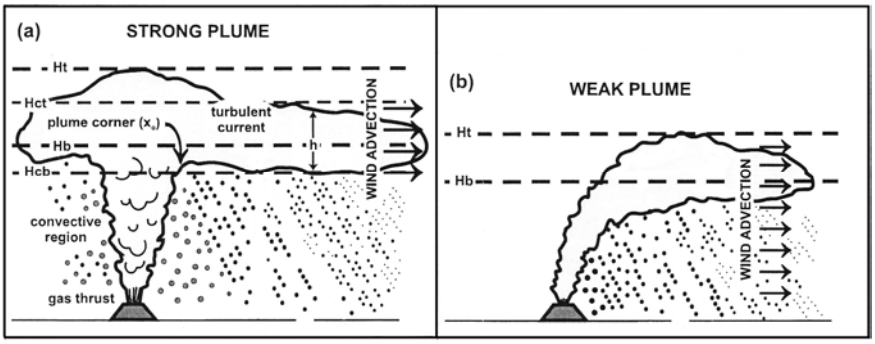


Figure 1.5 : Représentation schématique des profils de dispersion de panaches forts (**a**) et faibles (**b**). Modifiée d'après *Bonadonna et Phillips* (*2003*).

La dynamique d'un panache dépend fortement de son interaction avec les vents atmosphériques, et on distingue ainsi les panaches forts des panaches faibles selon que leur vitesse d'ascension est plus forte ou plus faible que la vitesse des vents. Un panache fort possède une colonne convective verticale et un courant latéral étalé dans la direction des vents

dominants (Fig. 1.5a), tandis que les panaches faibles présentent un profil penché dans la direction des vents dominants (Fig. 1.5b). Les particules peuvent sédimenter depuis les différentes régions du panache (*Bursik et al., 1992 ; Bonadonna et Phillips, 2003*). Les grains issus de la zone d'étalement gravitaire constituent néanmoins la majeure part des particules des dépôts de retombée, la colonne convective sédimentant entre 2 à 15 km de l'évent en fonction de la hauteur du panache (*Sparks et al., 1992 ; Bonadonna et al., 1998*).

La sédimentation des clastes est gouvernée par leur vitesse de sédimentation ("settling velocity" en anglais) qui dépend de leur poids et de la force de frottement dans l'air (*Sparks et al., 1997*). Les particules subissent donc un fractionnement en fonction de leur taille dans le panache, les grains les plus grossiers étant libérés d'abord tandis que les grains les plus fins (< 30 µm) peuvent être transportés sur de très longues distances par les vents atmosphériques avant de sédimenter. Ces cendres fines (< 30 µm) présentent des vitesses de sédimentation de 10^{-1} à 10^{-3} m/s (*Rose et Durant, 2011*), de sorte qu'elles peuvent rester en suspension dans l'atmosphère plusieurs jours voire plusieurs semaines. L'étude des dépôts et l'observation de panaches volcaniques ont pourtant montré que la sédimentation des particules fines peut-être accélérée par leur agrégation, formant ainsi un amas massif de taille plus élevée présentant une vitesse de sédimentation supérieure à la particule isolée (*Carey et Sigurdsson, 1982; Lane et al., 1993 ; Schumacher et Schmincke, 1995 ; Durant et Rose, 2009 ; Durant et al., 2009 ; Rose et Durant, 2011 ; Taddeucci et al., 2011 ; Telling et Dufek, 2012*). Les mécanismes de formation des agrégats sont contrôlés par une combinaison complexe de processus physiques et chimiques dans le panache, impliquant les phases solides, liquides et gazeuses. Les phénomènes de sédimentation anticipée par la pluie ("rain-flushing") causent aussi une précipitation précoce des particules fines sous l'effet du lessivage du panache par la pluie, en impliquant parfois de l'agrégation (*Walker 1981a, 1981b ; Durant et Rose, 2009 ; Durant et al., 2009 ; Le Pennec et al., 2012*).

A partir de l'étude des dépôts de retombée, d'observations de panaches volcaniques ou de panaches thermiques et d'expérimentations, des modèles physiques ont été développés. Il existe deux catégories de modèles physiques : 1) des modèles centrés sur la dynamique de la colonne éruptive, 2) des modèles qui s'attachent à décrire la dispersion des particules dans l'atmosphère et les processus de sédimentation. La première catégorie considère que les solides et les gaz sont en équilibre thermique et mécanique dans la colonne, formant ainsi une phase caractérisée par sa densité (*Wilson, 1976 ; Wilson et Walker, 1987 ; Sparks et al., 1997*). Le comportement de cette phase est décrit par les équations de conservation de la

masse et de l'inertie. Les modèles physiques de ce type sont très répandus et ont par exemple été utilisés pour la description des mécanismes de sédimentation des particules depuis la colonne éruptive (*Woods et Bursik, 1991 ; Ernst et al., 1996*) et la zone d'étalement gravitaire (*Bursik et al., 1992 ; Bonadonna et al., 1998*). Ces modèles ont également permis de relier la hauteur du panache à la distance et la taille des particules qui sédimentent (*Carey et Sparks, 1986* ; Fig. 1.6), et au débit éruptif massique (*Sparks, 1986 ; Sparks et al., 1997* ; Fig. 1.7).

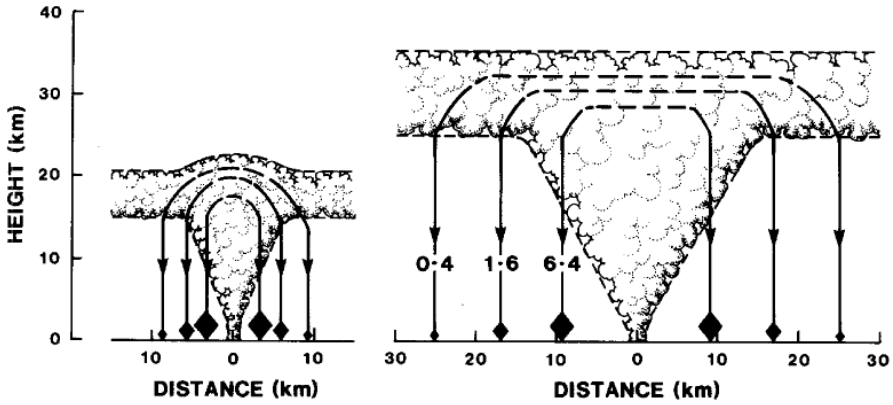


Figure 1.6 : Trajectoire de sédimentation des clastes depuis un panache éruptif de 21 et 35 km de hauteur (H_t), d'après le modèle de *Carey et Sparks* (*1986*). Figure originale.

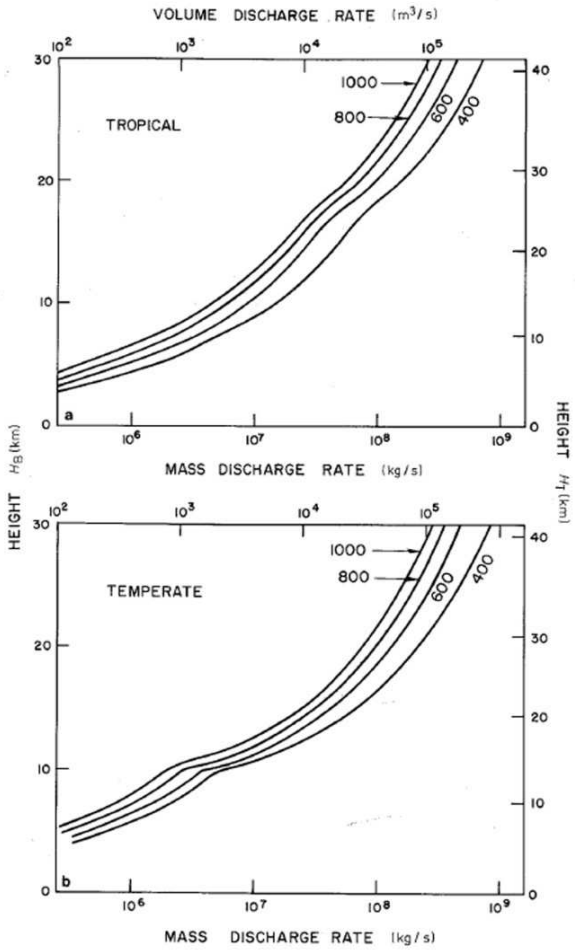


Figure 1.7 : Relation prédite par le modèle de *Sparks* (*1986*) entre les hauteurs de panaches (H_b et H_t) et les débits éruptifs massiques et volumiques de magma, pour différentes températures de panaches (en °C) et dans une atmosphère tropicale ou tempérée.

Les modèles de la seconde catégorie sont basés sur la résolution en deux et trois dimensions des équations d'advection-diffusion (*Suzuki, 1983 ; Armienti et al., 1988 ; Macedonio et al., 1988 ; Macedonio et al., 2005 ; Costa et al., 2006*). Ces modèles, développés numériquement, sont utilisés pour le suivi de la dispersion des panaches, la prédiction de la charge massique de tephra au sol et l'étude d'aléas (*Bonadonna et al., 2005 ; Folch et Felpeto, 2005 ; Costa et al., 2006 ; Komorowski et al., 2008*).

1.2.B ***Méthodes de reconstitution de la dynamique des éruptions basées sur l'étude des dépôts de retombée***

1.2.B.a Géométrie des dépôts de retombée

La géométrie (surface, épaisseur, volume etc.) d'un dépôt de retombée dépend de l'intensité de l'éruption et des modalités de dispersion des produits émis, en particulier de l'interaction du panache avec les vents. *Pyle* (*1989*) montre le premier qu'il existe une loi empirique exponentielle qui relie l'épaisseur du dépôt à la racine carrée de l'aire des isopaques, en se basant sur les exemples de nombreux dépôts bien documentés (Fig. 1.8). Le graphe "*épaisseur* vs. $\sqrt{A}$" sera communément utilisé par la suite, car il livre une excellente représentation de l'évolution de l'épaisseur dans le dépôt en s'affranchissant de l'effet de la forme plus ou moins elliptique de celui-ci sur les variations de l'épaisseur par rapport à la distance au cratère.

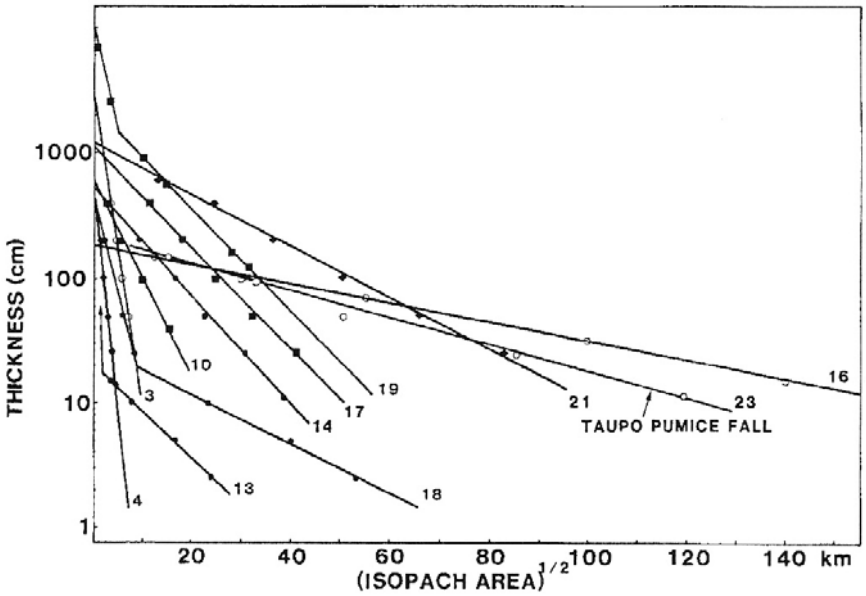


Figure 1.8 : Variations de l'épaisseur de dépôts de retombées pyroclastiques en fonction de l'aire des isopaques, d'après *Pyle* (*1989*). Référence des dépôts : 3) Furnas, 1640 ; 4) Carvao-C ; 10) Sete-D ; 13) Askja-C ; 14) Nambu ; 16) Santa Maria, 1902 ; 17) Chuseri ; 18) askja-D ; 19) Fontana Lapilli ; 21) Waimihia ; 23) Taupo.

Cependant, l'amincissement de nombreux dépôts de retombées semblent ne pas pouvoir être décrit par un unique segment exponentiel dans le graphe "*épaisseur* vs. $\sqrt{A}$" (*Pyle, 1989 ; Fierstein et Nathenson, 1992*) (Fig. 1.8). En se basant sur le modèle de *Sparks et al.* (*1992*), *Bonadonna et al.* (*1998*) démontrent qu'au moins quatre segments exponentiels sont nécessaires pour décrire l'amincissement des dépôts de retombées, et que les changements de pentes sont les conséquences du changement du type de régime d'écoulement des particules au cours de leur chute du fait de la diminution de leur granulométrie. Les particules grossières, caractérisées par un nombre de Reynolds élevé, sédimentent selon un régime turbulent, alors que les particules fines, caractérisées par un nombre de Reynolds faible, sédimentent selon un régime laminaire (Fig. 1.9). Le segment le plus proximal résulte de la sédimentation des produits balistiques. Si la plupart des dépôts naturels ne présentent que trois segments dans le graphe "*épaisseur* vs. $\sqrt{A}$", c'est que les mesures d'épaisseurs dans les zones proximales (dominées par la sédimentation des balistiques) sont difficiles à obtenir, de même que dans les zones distales du fait des faibles épaisseurs de dépôts. Une densité élevée de points de mesures est nécessaire pour permettre une documentation précise de la loi d'amincissement d'un dépôt.

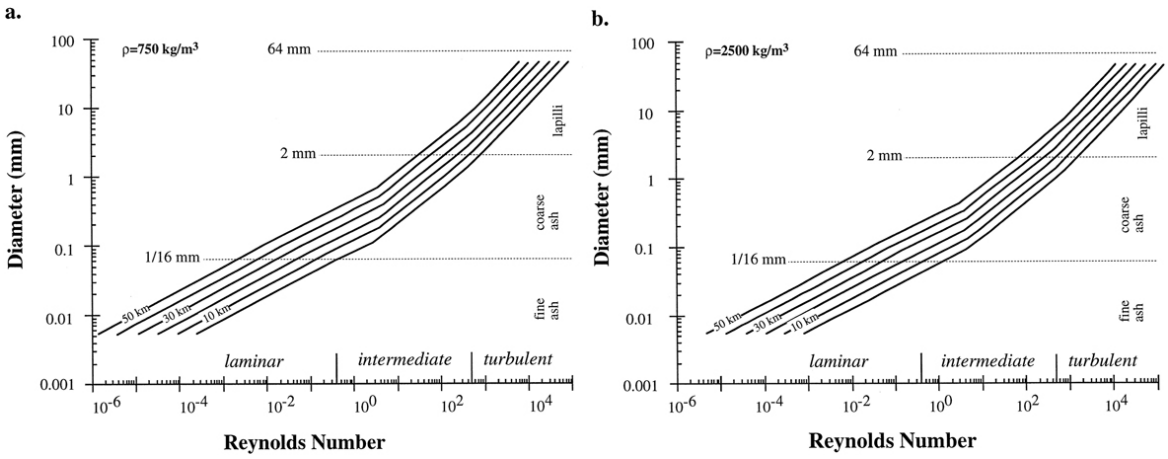


Figure 1.9 : Variations du nombre de Reynolds avec la taille des particules à densité de particule constante pour différentes altitudes dans l'atmosphère. Les densités choisies dans les graphes **a)** et **b)** sont respectivement typiques d'une ponce et d'un élément lithique. D'après *Bonadonna et al.* (*1998*).

La construction de la carte d'isopaques et la détermination de la loi d'amincissement d'un dépôt de retombée permet d'évaluer la direction et le degré de dispersion des particules dans le panache. Historiquement, deux paramètres ont été proposés pour évaluer la dispersion d'un dépôt : 1) *Walker* (*1973*) suggère le paramètre *D* (km²), qui se détermine en mesurant la surface au-delà de laquelle le dépôt a diminué de 1/100ème de son épaisseur à l'évent, 2) *Pyle*

(*1989*) introduit le paramètre b_t (km), qui se calcule à partir de la loi d'amincissement du dépôt et correspond à la distance à laquelle l'épaisseur a diminué de moitié. La loi d'amincissement du dépôt permet également de calculer le volume total du dépôt (cf section "Terminologie") par intégration (*Pyle, 1989 ; Fierstein et Nathenson, 1992 ; Bonadonna et al., 1998*). *Bonadonna et Houghton* (*2005*) proposent en particulier de nouvelles équations permettant l'intégration du volume sur les différents segments exponentiels déduits du graphe "*épaisseur* vs. $\sqrt{A}$".

La limite de cette méthode de détermination du volume total d'un dépôt de retombée provient de la difficulté à estimer le volume de particules déposées dans les zones distales, où le segment exponentiel traduit probablement mal la tendance réelle de variation d'épaisseur (*Rose, 1993*). *Bonadonna et Houghton* (*2005*) démontrent qu'une régression en loi puissance décrit de façon raisonnable la décroissance de l'épaisseur en fonction de $\sqrt{A}$, et proposent une méthode de calcul de volume par intégration de cette loi. Bien que le comportement asymptotique de la loi puissance avec l'augmentation de $\sqrt{A}$ modélise bien la tendance réelle de décroissance de l'épaisseur, il rend difficile le calcul d'un volume fini car il est nécessaire de fixer une borne d'intégration. Les questions de comment décrire la variation d'épaisseur dans les zones distales et comment calculer le volume distal de cendres fines restent donc très débattues (*Rose, 1993 ; Fierstein et Nathenson, 1993 ; Bonadonna et al., 1998 ; Bonadonna et Houghton, 2005 ; Sulpizio, 2005 ; Durant et al., 2009 ;Rose et Durant, 2009*), bien que le développement des techniques de mesures satellitaires semble ouvrir de nouvelles perspectives dans ce domaine (*Schneider et al., 1999 ; Rose et al., 2000 ; Rose et al., 2001 ; Bonadonna et al., 2011*). Etant donné que les méthodes de calculs "sols" du volume ne prennent probablement pas en compte une part importante du dépôt, ces volumes sont communément considérés comme minimums.

La sédimentation précoce de particules fines dans le dépôt, notamment engendrée par des phénomènes d'agrégations ou de "rain-flushing", peut causer des sur-épaississements locaux (*Brazier et al., 1983*) et générer des taux d'amincissement du dépôt non-conformes au modèle exponentiel multi-segmenté ni au modèle en loi puissance. *Le Pennec et al.* (*2012*) montrent également qu'une topographie complexe peut causer des circulations atmosphériques spécifiques qui perturbent la sédimentation des particules dans certaines zones du dépôt, ce qui modifie les taux d'amincissement (Fig. 1.10).

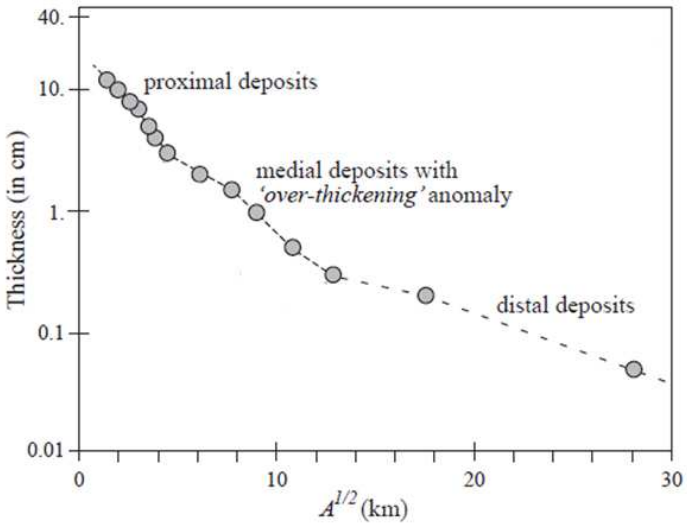


Figure 1.10 : Taux d'amincissement du dépôt de retombée de l'éruption d'août 2001 du Tungurahua (Equateur) présentant un sur-épaississement dans la zone médiane du dépôt dû à une perturbation de la sédimentation par des circulations atmosphériques spécifiques induite par des effets topographiques. Modifiée d'après *Le Pennec et al.* (*2012*).

1.2.B.b *Granulométrie des dépôts de retombées*

La granulométrie des dépôts de retombées pyroclastiques dépend de la distribution des tailles de grains à l'évent qui résulte directement du processus de fragmentation et de son efficacité. La distribution de taille de grains initiale est modifiée au cours du transport et de la sédimentation par des phénomènes de fractionnement. Par conséquent la granulométrie d'un dépôt de retombée renseigne à la fois sur le processus de fragmentation et les processus de dispersion.

Les variations latérales de la taille maximale des grains déposés permettent d'évaluer la hauteur du panache et la vitesse du vent en s'appuyant sur le modèle de *Carey et Sparks* (*1986*). Celui-ci relie la distance du cratère à laquelle une particule de taille donnée sédimente, à l'altitude atteinte par la colonne convective avant de ne plus être en mesure d'entrainer les grains. Les auteurs proposent ainsi des lois empiriques qui relient la géométrie des isoplètes (contour d'iso-valeurs de tailles maximales de grains) à la hauteur du panache et la vitesse du vent (Fig. 1.11a). En démontrant une relation exponentielle entre la taille maximale des grains et la racine carrée de l'aire des isoplètes (Figs. 1.11b et 1.11c), *Pyle* (*1989*) propose une relation empirique entre l'altitude de flottabilité neutre du panache (H_b) et la distance à laquelle la taille maximale des grains a diminué de moitié (b_c en km), à partir du modèle de *Carey et Sparks* (*1986*).

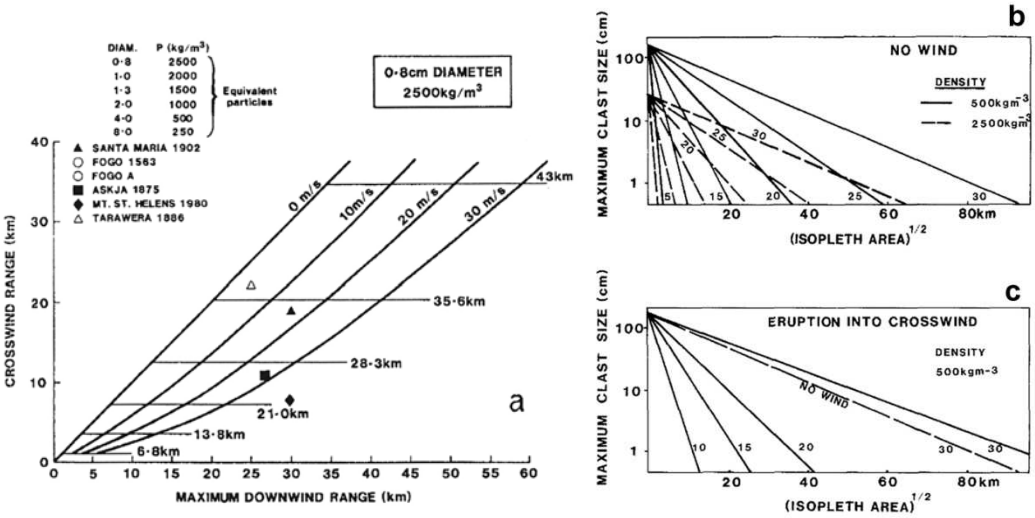


Figure 1.11 : a) Exemple d'un abaque de détermination de la hauteur de panache et des vitesses de vents en fonction de la géométrie des isoplètes des dépôts de retombées pyroclastiques, pour une valeur d'isoplètes (0,8 cm) et une densité de grains de 2500 kg/m^3. D'après *Carey et Sparks* (*1986*). **b) & c)** Courbes théoriques de variation de la taille maximale des grains vs. la racine carrée de l'aire des isoplètes proposées par *Pyle* (*1989*) à partir des courbes prédites par le modèle de *Carey et Sparks* (*1986*) (graphe **a)**). Les hauteurs de panaches H_b correspondant à chaque courbe sont spécifiées sur les graphes.

Ces modèles sont couramment utilisés pour évaluer les hauteurs de panache à partir de l'étude des dépôts (e.g. *Carey et al., 2009 ; Nawotniak et Bursik, 2010 ; Alfano et al., 2011 ; Pistolesi et al., 2011*). Ils présentent toutefois quelques limites. Premièrement, dans les zones proximales, la taille maximale des grains est souvent sur-estimée du fait de la sédimentation des produits balistiques dont la taille est supérieure à celle des clastes libérés de la colonne éruptive (*Pyle, 1989*). Ensuite, les techniques de mesures des tailles de clastes et de construction des cartes d'ispolètes (surface d'échantillonnage, nombre de clastes mesurés, nombre d'axes mesurés, prise en compte de la moyenne ou du maximum des tailles de clastes) varient d'un auteur à l'autre. Le choix de la technique utilisée a un impact non négligeable sur la géométrie des isoplètes obtenue (*Carey et Sparks, 1986 ; Barberi et al., 1995 ; Biass et Bonadonna, 2011*). *Biass et Bonadonna* (*2011*) montrent par ailleurs que le modèle de *Carey et Sparks* (*1986*) mène à des hauteurs de panaches 9% inférieures à celles obtenues avec le modèle de *Pyle* (*1989*). Ces auteurs calculent une variation < 20% des hauteurs de panaches déterminées en faisant varier les techniques de construction de la carte des isoplètes et les modèles utilisés.

Pour évaluer l'efficacité de la fragmentation du magma, *Walker* (*1973*) introduit le paramètre *F* (%) qui se détermine en mesurant la proportion de particules de taille inférieure à 1 mm en un point du dépôt correspondant à l'intersection entre l'axe de celui-ci et l'isopaque 1/10ème de l'épaisseur à l'évent. Le rapport b_c/b_t proposé par *Pyle* (*1989*) informe également

sur la fragmentation du magma. Ces paramètres sont utilisés pour déterminer le style et le type éruptifs (cf section 1.3.A). Des méthodes ont également été proposées pour estimer la distribution granulométrique initiale à l'évent, en s'affranchissant de l'effet de fractionnement par le transport. Ces méthodes nécessitent un échantillonnage dense du dépôt et la détermination des distributions granulométriques des échantillons par des techniques appropriées (tamisage humide ou à sec, granulométrie laser, séparation par liqueur dense etc.). La granulométrie totale du dépôt se calcule ensuite par différentes techniques de calcul: i) estimation de la moyenne des distributions des différents échantillons collectés, pondérées par la charge massique au lieu d'échantillonnage (*Bonadonna et Houghton, 2005*), ii) pondération géographique après découpage de l'aire du dépôt en secteurs plus ou moins éloignés du cratère (*Carey et Sigurdsson, 1982* ; *Bonadonna et Houghton, 2005*), iii) méthode statistique de tessélation de Voronoi (*Bonadonna et Houghton, 2005*). *Bonadonna et Houghton* (*2005*) montrent que la méthode de Voronoi donne les meilleurs résultats et que le calcul de la granulométrie totale est dans tous les cas très influencé par les distributions granulométriques des échantillons proximaux.

1.2.B.c *Nature et proportion des particules dans le dépôt*

La nature et la proportion des particules constituant un dépôt de retombée (éléments juvéniles vs. non juvéniles, vésiculés vs. non vésiculés, etc.) sont fondamentalement liées aux processus éruptifs (dégazage, origine et profondeur de la fragmentation, érosion ou assimilation de fragments de conduit, dynamique à l'évent). Par exemple les éruptions phréato-magmatiques sont enrichies en éléments non-magmatiques par rapport à une éruption purement magmatique (*Self et al., 1989 ; Houghton et Smith, 1993 ; Gourgaud et al., 2000 ; Carey et al., 2007*). *Carey et Houghton* (*2010*), montrent également l'importance de quantifier et séparer les éléments magmatiques et les éléments non-magmatiques pour évaluer l'efficacité de la fragmentation. Ainsi, l'étude de la composition d'un dépôt donne des informations précieuses sur la dynamique à l'évent ainsi que sur les processus de dégazage, de fragmentation et de transfert dans le conduit (e.g. *Costantini et al., 2008 ; Martin-Del Pozzo et al., 2008 ; Andronico et al., 2009b ; Carey et Houghton, 2010 ; Nicholson et al., 2011*).

Ces études se basent sur des techniques d'analyses de constituants variées. Par exemple, *Carey et al.* (*2007*) séparent les grains dans chaque échantillon en fonction de leur nature puis les pèsent, obtenant ainsi directement les proportions massiques de chaque type de constituant dans l'échantillon. La plupart des études (*Taddeucci et al., 2002 ; Cole et al.,*

2005 ; Andronico et al., 2009b ; Nicholson et al., 2011) utilisent néanmoins la technique du comptage lithologique, plus rapide et plus simple à mettre en œuvre (cf Chapitre 3). Les résultats fournis par cette technique correspondent à des pourcentages de particules dans chaque classe de constituants. Pour obtenir des proportions massiques, une démarche de conversion est indispensable, comme nous le verrons au Chapitre 3.

La méthode du comptage lithologique reste fastidieuse et chronophage. Peu d'efforts de développement de procédures automatiques ont été effectués. *Yamanoi et al.* (*2008*) proposent toutefois une méthode basée sur la mesure de la couleur dominante des grains pour distinguer des classes de grains en fonction de leur vésicularité.

1.2.B.d *Morphologie des particules*

L'analyse de la morphologie des téphras (forme, état de surface) est un outil puissant pour déterminer la typologie de la fragmentation (*Dellino et La Volpe, 1996a ; 1996b ; Taddeucci et al., 2002 ; Maria et Carey, 2007*) et étudier les processus de dispersion, en particulier calculer des vitesses de sédimentation (*Riley et al., 2003 ; Coltelli et al., 2008; Alfano et al., 2011*). Cependant, ce type d'analyse n'est informatif que si une quantité statistiquement représentative de téphras est analysée. Les techniques d'études passent par l'acquisition d'images (microscopie à transmission, MEB) et leur analyse avec des logiciels adaptés après des étapes de traitement diverses.

1.2.C ***Conclusions***

L'ensemble des méthodes résumées ci-dessus sont essentielles pour étudier la dynamique des éruptions. Elles permettent en effet d'évaluer l'efficacité et la typologie de la fragmentation, d'étudier les processus de conduit et de comprendre les processus de transport et de sédimentation des particules dans le panache. Toutefois, outre les limites et incertitudes inhérentes à chaque méthode, on peut mettre en évidence deux insuffisances principales, en particulier dans l'objectif d'un suivi précis des phases explosives dans un contexte de volcanisme en système ouvert. D'abord ces méthodes nécessitent une documentation et un échantillonnage exhaustif du dépôt de retombée et prennent souvent beaucoup de temps (comptage lithologique par exemple), ce qui représente des difficultés majeures en contexte de crise éruptive. Par ailleurs, ces méthodes ne permettent pas de quantifier le dépôt en termes de masse. Si la question de la détermination du volume total du dépôt a fait l'objet de recherches intensives (cf section 1.2.B.a), ce n'est pas le cas de la masse du dépôt. Les

méthodes d'analyses de constituants sont également majoritairement basées sur une quantification volumique (géométrie du dépôt, volume total du dépôt, proportion volumique de particule d'un type donné). Puisque elles sont fortement dé-corrélées de la quantité de magma mise en jeu au cours d'une éruption, ces informations volumiques sont insuffisantes pour appréhender certains processus éruptifs (comme les taux d'érosion de conduit, les mécanismes de fragmentation, etc.) ou encore pour estimer la taille et la puissance d'une éruption. Nous verrons en particulier dans la partie suivante, l'importance de la quantification massique des produits éruptifs pour évaluer la magnitude et l'intensité des éruptions. Ainsi, pour être capable de mesurer l'importance des différentes phases explosives au cours d'une période d'activité en système ouvert, il est nécessaire de développer des méthodes robustes et efficaces de discrimination et de quantification massique des produits émis au cours de ces événements.

1.3 Style, taille, magnitude et intensité des éruptions explosives

Différencier ou apparenter les éruptions sont des exercices difficiles du fait de la grande variabilité des phénomènes éruptifs que l'on observe dans la nature. Il est pourtant essentiel de classer les éruptions car cela participe à notre compréhension de la dynamique et des processus éruptifs. Des schémas de classification, qui s'appuient sur différentes caractéristiques des éruptions, ont été proposés au fur et à mesure que la connaissance de l'activité volcanique s'est approfondie. Ces classifications permettent d'appréhender différents aspects de la dynamique éruptive. Nous verrons dans cette partie dans quel cadre ces classifications peuvent être utilisées, quelles informations sur les processus éruptifs elles transmettent, ainsi que leurs intérêts et leurs limites.

1.3.A ***Styles éruptifs***

La terminologie historique en termes de "style" éruptif (Hawaiien, Strombolien, Vulcanien, Sub-plinien, Plinien) est basée sur la description phénoménologique de l'activité. *Walker* (*1973*) met en évidence que la géométrie et la granulométrie des dépôts aériens sont reliées à la puissance et au débit éruptif et propose d'approcher ces grandeurs physiques par l'utilisation de paramètres, calculés à partir des dépôts, décrivant la dispersion des produits émis (paramètre *D*) et le degré de fragmentation du magma (paramètre *F*). A partir d'une revue d'éruptions magmatiques (stromboliennes à pliniennes) et phréato-magmatiques aux dépôts bien documentés, il met en évidence que les styles éruptifs se distinguent dans un diagramme *D* vs. *F* (Fig. 1.12A), et propose un découpage du diagramme en différents champs pour chaque style éruptif (Fig. 1.12B). Ce diagramme de classification sera ensuite largement utilisé en volcanologie pour déterminer le style d'éruptions anciennes et modernes, en particulier parce que l'observation de l'activité éruptive n'est pas nécessaire.

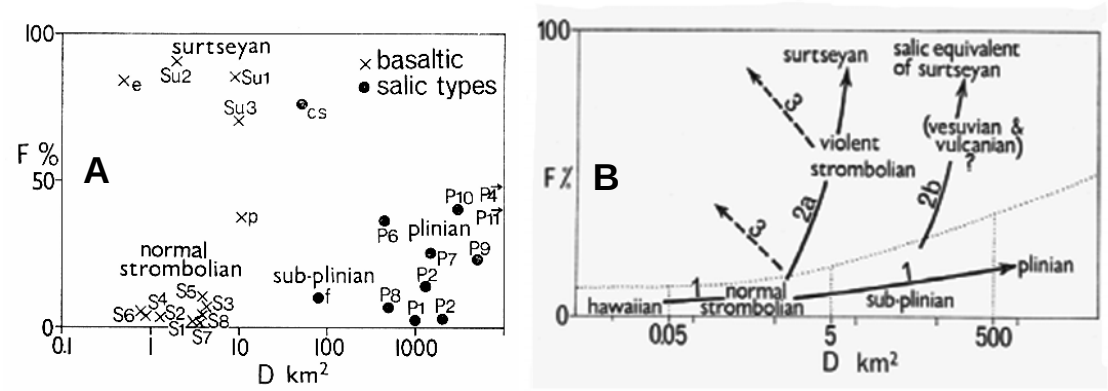


Figure 1.12 : Figures originales de classification des styles éruptifs d'après *Walker* (*1973*). **A)** Représentation de différentes éruptions de style différent dans le diagramme *F* vs. *D*. **B)** Diagramme de classification des styles d'après les champs de variations de *F* vs. *D*.

Cette classification a ensuite été modernisée par *Pyle* (*1989*) (Fig. 1.13), qui en s'appuyant sur les mêmes notions, propose de nouveaux paramètres de dispersion et de fragmentation, plus faciles à calculer et plus largement applicables, qui se calculent à partir des lois de décroissance de l'épaisseur et de la granulométrie maximale du dépôt (cf section 1.2.B.a). Il précise également les limites entre les styles en soulignant l'importance du paramètre de fragmentation pour distinguer les éruptions sub-pliniennes et pliniennes.

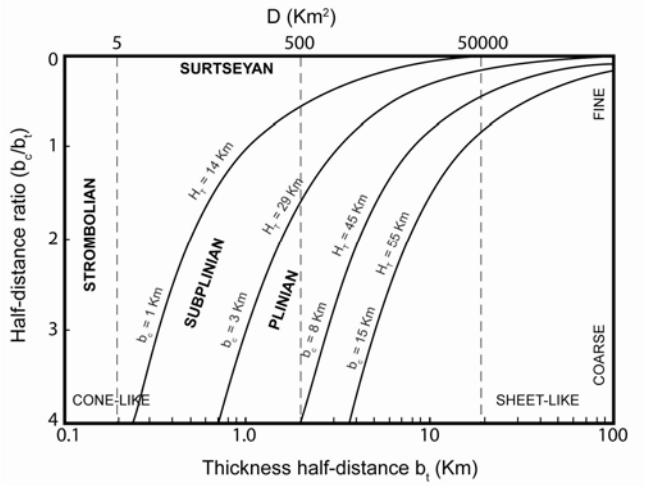


Figure 1.13 : Diagramme de classification des styles éruptifs d'après *Pyle* (*1989*).

Ces classifications présentent toutefois des limitations. La limite des champs dans le diagramme de Walker semble mal établie, d'une part du fait du nombre limité de dépôts différents utilisés pour les déterminer, et d'autre part car la définition phénoménologique des styles éruptifs s'est largement précisée au cours des 20 dernières années. Le travail de *Pyle* (*1989*) a permis de mieux préciser les limites entre les champs décrivant les différents styles, mais ne parvient pas à traduire la diversité des dynamiques éruptives observée dans la nature,

les styles "hawaiien", "strombolien violent" ou "vulcanien" n'étant par exemple pas représentés. Il apparait de plus que les paramètres de fragmentation et de dispersion ne sont pas toujours suffisants pour appréhender des éruptions au style transitoire, et une étude plus détaillée des caractéristiques du dépôt ou encore de la nature des particules émises, de leur texture et de leur forme, est nécessaire pour comprendre la phénoménologie de l'éruption et en déterminer le style. Enfin, la terminologie des styles ne peut être utilisée que pour décrire une phase éruptive (i.e. aux caractéristiques dynamiques sub-constantes), et non une période complète d'activité, car les fluctuations de dynamiques éruptives au cours d'une même période éruptive sont courantes.

Il apparait donc que les classifications de Walker et Pyle utilisent la terminologie des styles (hawaiien, strombolien, subplinien etc.) dans un sens de détermination quantitative des paramètres éruptifs, alors que la terminologie des styles est très souvent utilisée par les volcanologues pour sa signification initiale basée sur la phénoménologie de l'activité. Ce que je nommerai dans la suite de ce mémoire "types éruptifs" fera référence à la terminologie des styles issue des diagrammes de classification de Walker et de Pyle, et "styles éruptifs" la terminologie des styles dans son sens phénoménologique initial.

1.3.B ***Indice d'explosivité volcanique***

Cet indice, très largement employé, a été introduit par *Newhall et Self (1982)*, et permet d'évaluer la taille d'une éruption de façon relativement simple. Ces auteurs proposent en effet une échelle discrète d'explosivité en se basant sur une combinaison de paramètres : le volume total de dépôt de tous les types de produits émis, et la hauteur de la colonne éruptive ou des projections aériennes. La détermination de ces paramètres pouvant se faire à partir de l'étude des dépôts, cette échelle permet de caractériser des éruptions anciennes et modernes. La classification des éruptions sur l'échelle de VEI n'est pas entièrement corrélée à la terminologie en styles éruptifs : une éruption vulcanienne par exemple peut présenter le même VEI qu'une éruption plinienne.

Une première limitation de l'indice de VEI provient de la difficulté de mesurer dans certains cas les paramètres de volume de dépôts et de hauteur de panache. Le calcul de volume peut-être biaisé par des données d'épaisseur incomplètes ou de qualité insuffisante (*Carey et al., 2009 ; Biass et Bonadonna, 2011*). C'est le cas des dépôts anciens, dont l'épaisseur peut être modifiée par des phénomènes d'érosion et de compaction, ou encore des

dépôts pour lesquels l'épaisseur ne peut pas être mesurée de façon homogène latéralement, du fait par exemple de la dangerosité des conditions d'accès dans les zones proximales, ou de la sédimentation distales des particules dans des zones océaniques. La hauteur de panache est également très difficile à déterminer. Comme l'ont montré *Biass et Bonadonna* (*2011*), la méthode "sol" de reconstitution de la hauteur de panache basée sur les isoplètes du dépôt (cf section 1.2.B.b) peut engendrer jusqu'à 20% de variation du résultat en fonction de la technique de mesure de tailles des clastes utilisée pour la construction de la carte d'isoplètes, du choix de l'isoplète sur lequel se base la détermination, et du modèle de dispersion choisi (*Carey et Sparks, 1986 ; Pyle, 1989*). Des études récentes s'appuient sur les méthodes satellites pour déterminer le VEI d'éruptions modernes (e.g. *Steffke et al., 2010 ; Urai et Ishizuka, 2011*). Toutefois, l'estimation de la hauteur de panache à partir de données satellites comporte de nombreuses incertitudes, en fonction de la méthode (détermination de la température du sommet du panache, évaluation du champ de vitesses de vent) et des instruments utilisés (*Woods et al., 1995*).

Une autre limitation majeure de l'indice de VEI provient du fait que le volume d'un dépôt représente mal la quantité de produits émis au cours d'une éruption. En effet, le volume d'un dépôt non consolidé dépend de son état de compaction, mais également de la nature, de la proportion et de la densité des composants qui le constituent (deux dépôts de même masse, l'un riche en éléments vésiculés et l'autre en éléments denses, auront deux volumes très différents). Par exemple, les dépôts balistiques de bombes hautement vésiculées représentent un volume considérable mais une masse faible. Le volume peut donc livrer une perception déformée de la quantité de produits émis au cours d'une éruption.

Pyle (*2000*) met également en évidence le fait que l'indice de VEI s'appuie sur l'hypothèse que magnitude d'une éruption (approchée par le paramètre de volume de dépôt) et intensité (approchée par le paramètre de hauteur de panache) sont corrélées. Bien que cette hypothèse se vérifie assez bien pour les éruptions Pliniennes (*Carey et Sigurdsson, 1989*), des études ont montré que ce n'était pas le cas de toutes les éruptions (e.g. activité historique du Cotopaxi, Equateur, *Pistolesi et al., 2011*). Ces remarques ont amené *Pyle* (*2000*) à proposer deux indices distincts pour la magnitude et l'intensité, basés sur la masse des dépôts.

1.3.C Indices de magnitude et d'intensité

La magnitude (*M*) d'une éruption est un indice basé sur la masse totale des produits émis qui se calcule avec l'équation suivante : $M = \log(m) - 7$, où *m* est la masse totale de produits émis en kg (*Pyle, 2000*). L'intensité (*I*) d'une éruption traduit sa puissance en introduisant une notion temporelle, et se calcule à partir du débit éruptif massique selon l'expression suivante : $I = \log(Dm) + 3$, où *Dm* est le débit éruptif massique en kg/s. Les échelles de magnitude et d'intensité sont continues et reflètent ainsi le continuum de taille d'éruptions qui existe dans la nature.

En se basant sur la masse des dépôts, ces échelles permettent d'évaluer avec précision (par rapport à l'échelle de VEI) la puissance et la taille d'une éruption, et ainsi de mieux appréhender sa dynamique. Toutefois, ces échelles se révèlent insuffisantes dans le cas d'éruptions riches en éléments non-magmatiques (e.g. éruptions phréato-magmatiques). Dans ce cas, la masse du dépôt est fortement dé-corrélée de la masse de magma (*Self et al., 1989 ; Houghton et Smith, 1993*), et l'indice de magnitude tel que proposé par *Pyle* (*2000*) ne permet alors pas d'apprécier l'importance magmatique de cette éruption avec le niveau de résolution souhaité.

Par ailleurs, l'intensité, qui se calcule à partir du débit éruptif, prend en compte la notion temporelle et permet donc de discriminer des éruptions d'intensité moyenne mais de longues durées, d'éruptions courtes de forte intensité. Une éruption faible mais durable peut par exemple produire un dépôt qui s'apparente à du VEI 4, alors que l'intensité est de 6-7 (e.g. *D'Oriano et al., 2011*). Cette distinction est particulièrement importante dans le contexte du volcanisme en système ouvert, car l'activité semi-persistante peut engendrer des dépôts volumineux, non corrélés à l'intensité. La notion d'intensité est donc essentielle pour appréhender la dynamique d'une éruption.

La difficulté dans l'utilisation des indices de magnitude et d'intensité provient essentiellement des insuffisances des techniques de détermination de la masse des produits émis au cours d'une éruption, qui ont très peu été développées dans des travaux antérieurs. Améliorer la résolution de l'estimation des budgets massiques des éruptions explosives est donc une problématique de haute importance en volcanologie, comme nous le verrons aux Chapitres 3 et 4.

1.4 Objectifs de la thèse et démarche

Les travaux de recherche menés dans le cadre de cette thèse répondent à deux objectifs principaux : 1) explorer la dynamique d'un volcan andésitique fonctionnant en système ouvert qui représente une menace permanente pour des milliers de personnes vivant à proximité et dont la surveillance se révèle un défi, en étudiant en détail le cas d'un paroxysme explosif, et 2) mettre en place une méthodologie de suivi haute-résolution des budgets éruptifs massiques des produits magmatiques et non magmatiques, transposable à différentes phases éruptives et différents volcans.

Le premier objectif est centré sur la compréhension des processus éruptifs dans le conduit et à l'évent au cours d'un événement paroxysmal, dans le but de mettre en évidence la singularité de cette phase dans le contexte d'une période d'activité en système ouvert. Ce travail cherchera à déterminer la particularité des conditions dans le conduit, préalablement à l'événement paroxysmal ainsi que la nature des processus ayant eu lieu dans le conduit au cours de l'éruption et leur lien avec la magnitude et l'intensité de cette phase. Pour répondre à cet objectif, les processus de transport et de sédimentation des particules seront caractérisés, ainsi que le type, le style, la taille, la magnitude et l'intensité de l'éruption à partir d'une approche volumique et massique. Enfin, la typologie de la fragmentation et les processus de conduit au cours de la phase éruptive paroxysmale seront éclairés.

Le second objectif est donc de développer une méthode de détermination précise des budgets éruptifs massiques dans le but d'évaluer la magnitude et l'intensité de la phase éruptive étudiée dans le cadre de cette thèse, et de mieux appréhender les processus de conduit au cours de cette phase. Cette méthodologie doit de plus être transposable à d'autres volcans et permettre un suivi haute-résolution des phases explosives de faible intensité au cours de périodes éruptives en système ouvert. Le développement de cette méthodologie s'appuiera sur l'analyse détaillée de la distribution des masses dans le dépôt de retombée à partir d'analyses de densités de particules et des constituants du dépôt s'appuyant sur des protocoles robustes.

Le volcan Tungurahua situé en Equateur, qui présente toutes les caractéristiques d'un système ouvert andésitique (cf sections 1.1 et 1.5), est choisi comme cas d'étude. L'apparition d'une éruption violente, meurtrière et destructrice en août 2006, sept ans après le début de l'activité magmatique, pose en effet de nombreuses questions (qui rejoignent celles que

posent les paroxysmes explosifs des autres volcans andésitiques fonctionnant en système ouvert) : quelle est l'origine de l'explosivité exceptionnelle de cet événement (effet d'une interaction phréato-magmatique accidentelle, d'un mélange de magma, etc.), comment une éruption d'une telle puissance peut-elle s'intégrer dans le contexte d'une activité en système ouvert multiphasée, qu'est-ce qu'un tel événement paroxysmal implique pour le fonctionnement global du volcan ? L'intérêt de répondre à ces multiples interrogations est de rassembler des informations qui permettront in fine de mieux répondre à d'éventuelles futures crises éruptives, en étant capable de juger de l'évolution probable de l'activité.

L'ensemble des travaux de cette thèse s'appliqueront donc à décrire la phase paroxysmale d'août 2006. Le travail de reconstitution de la dynamique éruptive s'appuiera essentiellement sur l'étude du dépôt de retombée à partir des méthodes "sols" détaillées dans la section 1.2, et des méthodes de quantifications massiques développées dans cette thèse. La démarche de mon travail s'articule en quatre points :

1- caractérisation des mécanismes de transport et de sédimentation des particules, et détermination de la taille de cette éruption sur l'échelle de VEI et de son type d'après les classifications de *Walker* (*1973*) et *Pyle* (*1989*), à partir de l'étude de la géométrie et de la granulométrie du dépôt, en s'appuyant sur le développement d'un protocole d'analyse permettant de discriminer et de quantifier des populations de grains d'origines différentes au sein d'un dépôt massif,

2- étude de la distribution des densités de particules au sein du dépôt de retombée, proposition d'un modèle de variation de la densité de particules avec la granulométrie, et de résultats d'analyses de constituants en masses,

3- développement d'une approche haute-résolution de détermination de la distribution latérale des masses de constituants dans le dépôt, couplée à une estimation des paramètres éruptifs massiques à l'aide d'une inversion numérique des données "sols" par Tephra2, et reconstitution de la dynamique éruptive de l'éruption à partir des budgets éruptifs massiques,

4- développement d'une approche quantitative d'analyse morphologique et implications pour la compréhension de la dynamique éruptive.

1.5 Cas d'étude : le Tungurahua en Equateur

1.5.A ***Contexte régional : la marge continentale Equatorienne***

1.5.A.a Les Andes : subduction et orogénèse

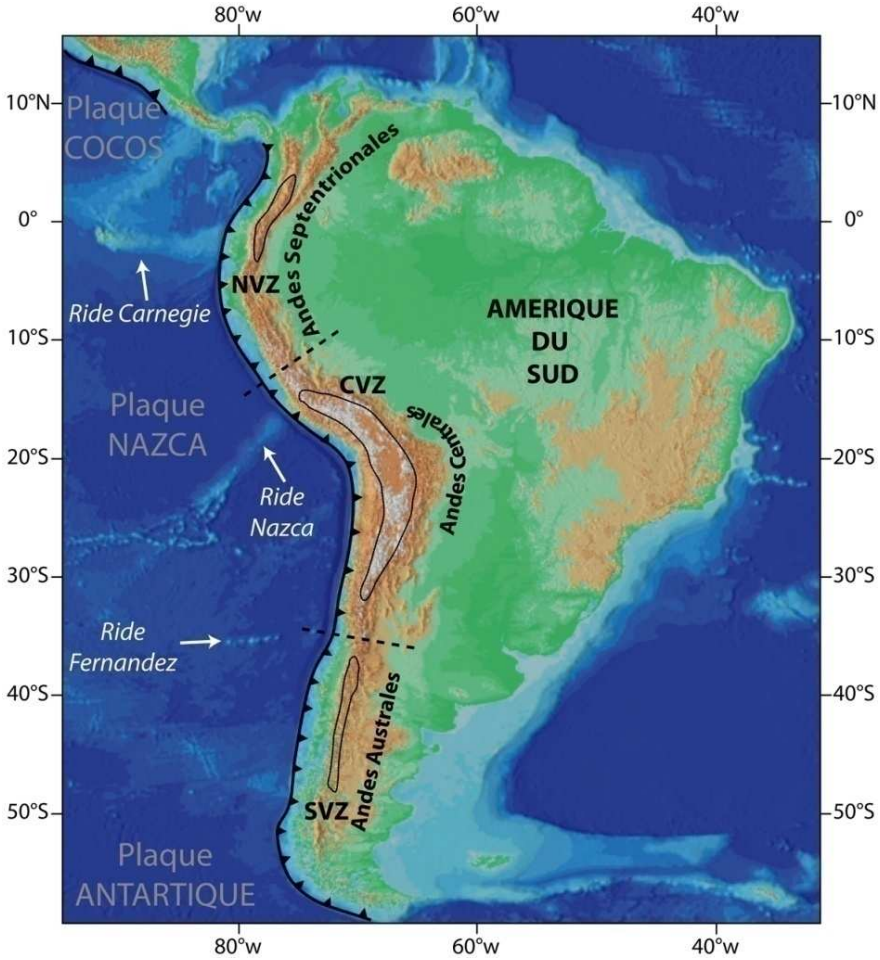


Figure 1.14 : Contexte géodynamique de la marge active sud-américaine. NVZ : Zone Volcanique Nord Andine. CVZ : Zone Volcanique des Andes Centrales. SVZ : Zone Volcanique des Andes du Sud.

Les Andes désignent une structure orogénique longue de 9000 km située sur la bordure ouest du continent Sud-Americain (Fig. 1.14). Sa largeur varie d'environ 600 km en Bolivie, à 150 km en Equateur et à moins de 80 km dans le sud du Chili. On distingue communément trois domaines morphologiques : les Andes septentrionales s'étendent du Venezuela au nord du Pérou, les Andes centrales occupent le Pérou jusqu'à Santiago au Chili, et les Andes australes se prolongent jusqu'au sud du Chili. Les Andes centrales représentent la zone la plus large avec les altitudes les plus élevées.

Cet orogène est une conséquence de la subduction des plaques tectoniques océaniques Cocos et Nazca à l'ouest, sous le continent Sud-Américain à l'est. Cette convergence a entraîné d'intenses déformations crustales et la formation de vastes zones de soulèvement, en particulier dans les régions du Nord Chili, du Pérou et de l'Equateur. La plaque Nazca converge à une vitesse de 5-7 cm/an vers la marge Equatorienne (*Trenkamp et al., 2002 ; Kendrick et al., 2003 ; Nocquet et al., 2009*), et plonge suivant un pendage de 25° et un azimuth N85° E (*Guillier et al., 2001*) (Fig. 1.15). Elle porte un plateau océanique d'extension ouest-est entre les latitudes 0° et 2°S, la ride Carnegie, édifié par le point chaud qui alimente à ce jour les îles Galapagos. La collision de cette ride avec la marge continentale provoque l'échappement du bloc nord-andin vers le nord-est à une vitesse de 0,7 à 1 cm/an, le long d'un système majeur de failles compressives et décrochantes qui traversent l'Equateur et la Colombie longitudinalement (*Kellogg et Vega, 1995 ; Ego et al., 1996 ; Gutscher et al., 1999 ; Witt et al., 2006 ; Manchuel et al., 2011*) (Fig. 1.15).

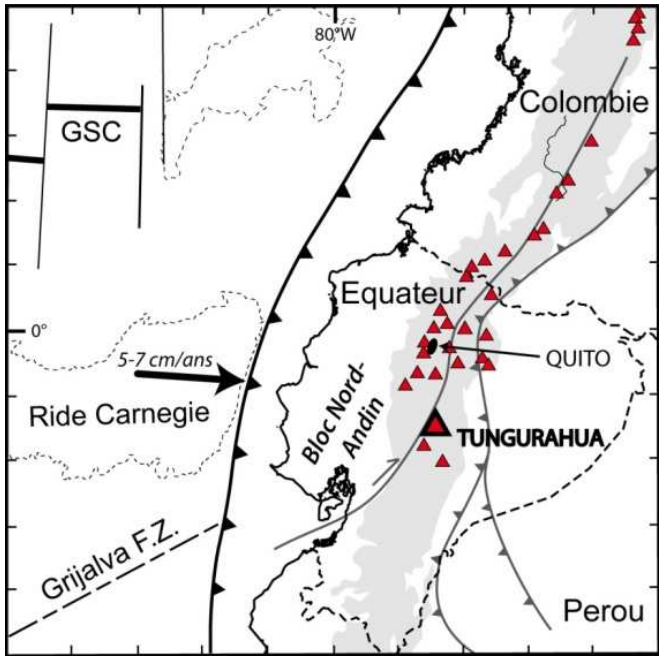


Figure 1.15 : Contexte géodynamique de la marge active nord équatorienne – sud péruvienne et localisation des centres volcaniques actifs (triangles rouges). Zone grisée : reliefs andins supérieurs à 2000 m a.s.l. Grijalva F.Z : zone de failles transformantes majeures. GSC : zone d'extension (Galapagos Spreading Center). Modifiée d'après *Gutscher et al.* (*1999*).

1.5.A.b <u>*Le volcanisme de la marge Equatorienne*</u>

Ces processus complexes de subduction et expulsion sont à l'origine de l'intense activité sismique et volcanique qui règne en Equateur depuis le Cénozoïque. La région volcanique Equatorienne est caractérisée par un magmatisme calco-alcalin (*Barberi et al.,*

1988, Hall et al., 2008) et fait partie de la Zone Volcanique Nord Andine (NVZ) (Fig. 1.14), qui s'étend de la Colombie à l'Equateur entre 5°N et 2°S. Au cours du Plio-Quaternaire, plus de 50 centres volcaniques se sont révélés actifs en Equateur (Fig. 1.16). Les édifices volcaniques sont organisés suivant quatre régions parallèles, présentant chacune des caractéristiques distinctes : i) la cordillère Occidentale (Fig. 1.16), ii) la cordillère Orientale (Fig. 1.16), iii) la Vallée Inter-Andine (Fig. 1.16) et iv) la zone arrière-arc. Les cordillères Occidentale et Orientale sont deux reliefs parallèles d'extension Nord-Sud qui prennent pied à environ 100 km à l'est de la côte Pacifique. Elles sont séparées par la dépression allongée que forme la Vallée Inter-Andine, dans laquelle sédimentent des produits volcaniques et épiclastiques depuis le Pliocène. Le bassin d'arrière-arc correspond à la région amazonienne, formée par des unités sédimentaires Secondaire à Tertiaire déposées sur le craton brésilien.

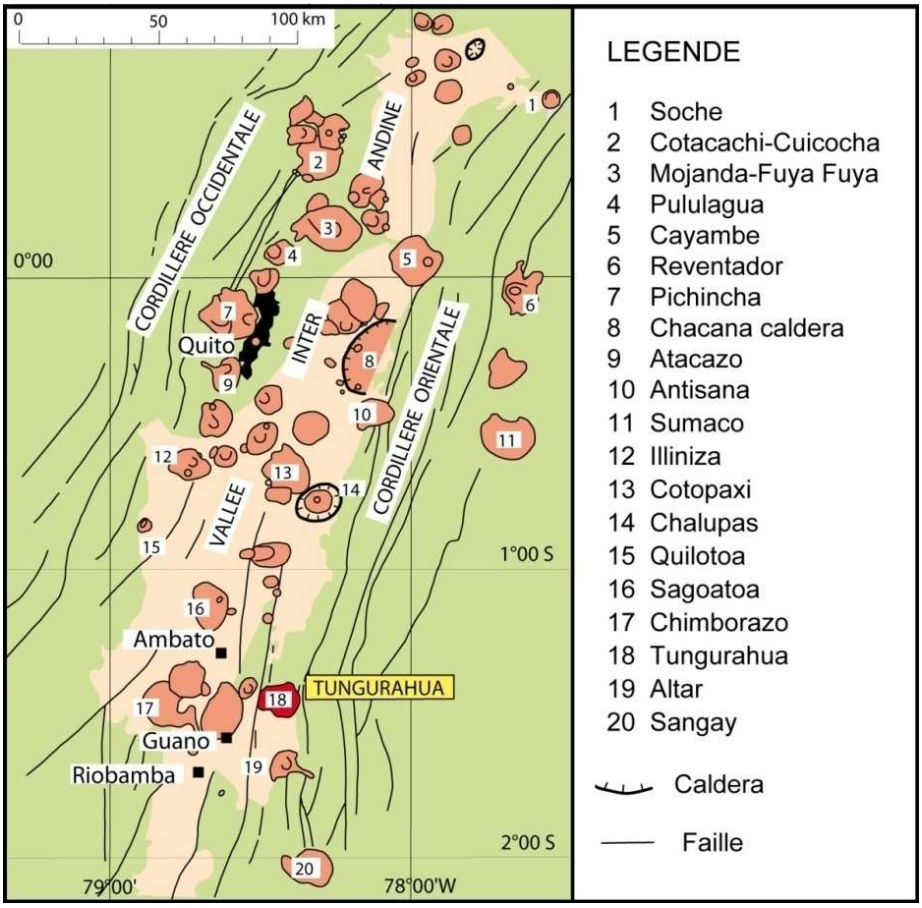


Figure 1.16 : Centres volcaniques de l'arc Equatorien. Zone beige : Vallée Inter-Andine. Carrés noirs : localisation des villes. Numérotation de 20 édifices quaternaires (cf légende pour noms). Modifiée d'après *Le Pennec et al.* (*2006*).

La cordillère Occidentale est caractérisée par un volcanisme dacitique à caractère adakitique produisant des laves riches en magnésium, tandis que la cordillère Orientale présente plus typiquement un volcanisme andésitique (*Barragan et al., 1998 ; Bourdon et al.,*

2003 ; Samaniego et al., 2005 ; Robin et al., 2009, 2010). Le volcanisme d'arrière-arc correspond à un magmatisme alcalin ayant donné naissance à un petit groupe de strato-volcans, certains étant hautement érodés et altérés à ce jour (*Bryant et al., 2006 ; Hoffer et al., 2008*). La Vallée Inter-Andine abrite une dizaine d'anciens édifices volcaniques andésitiques, parmi lesquels le Mojanda-Fuya Fuya (Fig. 1.16) (*Robin et al., 1997, 2009*) et l'Imbabura (*Ruiz et al., 2003 ; Le Pennec et al., 2011*). Un enrichissement en éléments incompatibles des magmas est globalement observé de la Cordillère Occidentale au bassin d'arrière-arc (*Le Voyer et al., 2008 ; Le Voyer, 2009*). Les magmas équatoriens proviennent de la fusion du coin de manteau plus ou moins métasomatisé par des liquides silicatés de fusion de la plaque plongeante. Des études ont montré que la contamination crustale, très faible dans les laves équatoriennes, ne pouvait pas être à l'origine de l'hétérogénéité latérale de composition à travers l'arc, mais qu'elle s'expliquerait plutôt par un effet combiné de la diminution des apports en fluide de la plaque plongeante et de la diminution du taux de fusion (*Barragan et al., 1998 ; Bourdon et al., 2003*). Des variations de compositions chimiques des produits magmatiques sont aussi observées au cours du temps à certains volcans. C'est le cas par exemple des volcans Pichincha, Cayambe, Mojanda-Fuya Fuya et Illiniza, dont les magmas évoluent au cours du temps depuis des compositions calco-alcalines à des compositions adakitiques, illustrant une variation de source et une variation du métasomatisme du coin de manteau (*Bourdon et al., 2002, 2003 ; Samaniego et al., 2002, 2005 ; Hidalgo et al., 2007 ; Robin et al., 2009*), dont l'origine est toujours débattue (*Garrison et Davidson, 2003 ; Bryant et al., 2006 ; Chiaradia et al., 2009*).

1.5.B ***Le Tungurahua : géologie et chronologie éruptive***

Le Tungurahua est un strato-volcan andésitique Equatorien qui se situe à 120 km au sud de Quito (Fig. 1.16). Il définit, avec les volcans El Altar et Sangay, l'extrémité sud de la cordillère Orientale et s'élève à la limite du bassin amazonien (Fig. 1.16). Le volcan repose sur un socle métamorphique Paléozoïque à Crétacé, localement recoupé par des plutons granitiques calco-alcalins d'âge Paléozoïque à Jurassique (*Litherland et Egüez, 1993*). Il culmine à une altitude de 5023 m, et est entouré à sa base (de 1700 à 2400 m d'altitude) par trois rivières, appelées Chambo, Patate et Pastaza, qui ont creusé de profondes gorges au pied de ses flancs sud, ouest et nord, respectivement (Fig. 1.17). Un plateau, nommé ici le plateau de Quéro, à environ 3 km d'altitude, s'étend à l'ouest du volcan, vers la Vallée Inter-Andine,

et surplombe de presque 1500 m la rivière Chambo (Fig. 1.17). Outre la petite ville touristique de Baños de quelques 20 000 habitants, située au pied nord de l'édifice, toute la partie inférieure des flancs nord-ouest, ouest et sud-ouest est cultivée et habitée, de même que le plateau Quéro.

La composition chimique des produits éruptifs varie de l'andésite à la dacite (54 à 67 wt.% SiO_2), avec une prédominance des andésites de composition intermédiaire à acide (57 à 59 wt.% SiO_2). Les concentrations en K_2O correspondent à des séries magmatiques riches, à modérément riches en K.

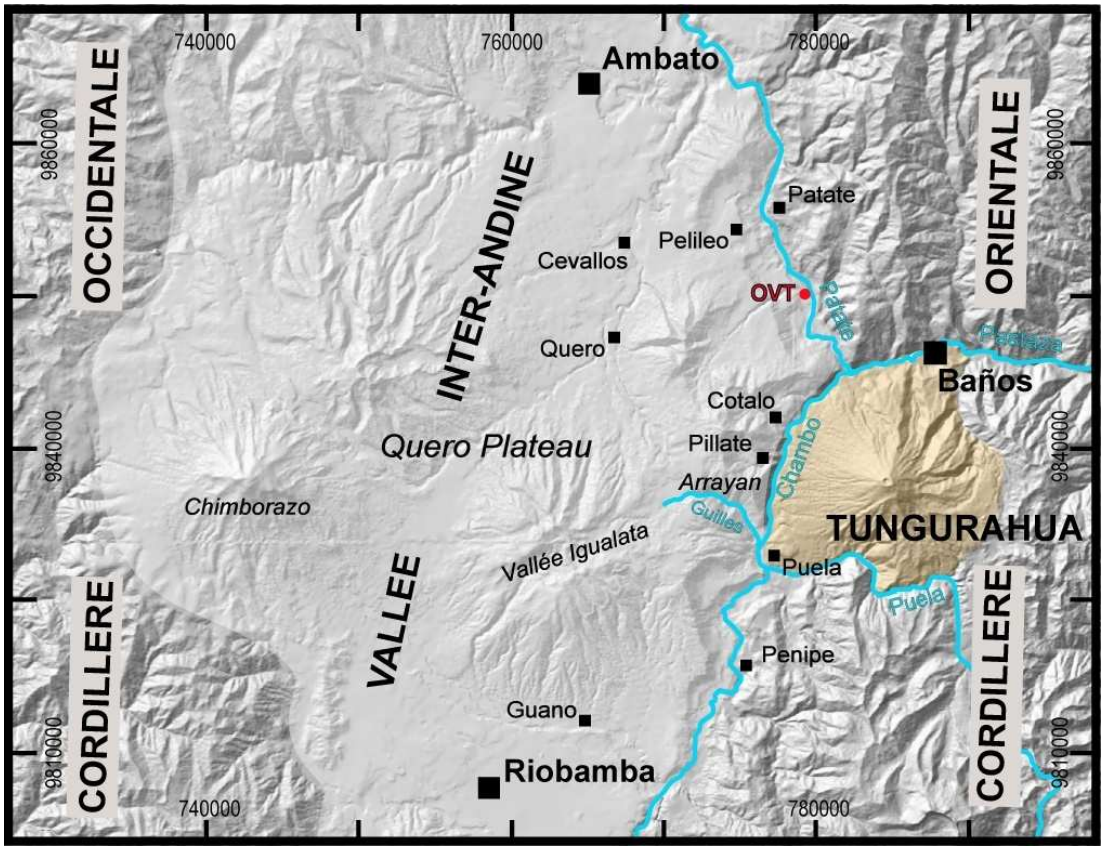


Figure 1.17 : Carte de la région du Tungurahua. OVT : Observatoire Volcanologique du Tungurahua (dépend de l'IG-EPN).

1.5.B.a *Caractéristiques structurales du Tungurahua*

L'édifice volcanique du Tungurahua actuel résulte de trois étapes de construction interrompues par des épisodes de déstabilisations de flancs majeurs (Figs. 1.18 et 1.19).

Les flancs nord, est et sud du volcan appartiennent à l'édifice du Tungurahua I (Fig. 1.18), qui correspond au premier stade de construction, initié probablement vers le milieu du Pleistocène, bien que la date du début du volcanisme au Tungurahua soit mal connue (*Barberi*

et al., 1988). Le Tungurahua I consiste principalement en une série plus ou moins concordante de coulées de laves andésitiques et de brèches (*Hall et al., 1999*). Cet édifice s'est effondré au cours d'un événement catastrophique qui a produit un large dépôt d'avalanche de débris observé principalement à l'ouest et au sud de l'édifice actuel, suggérant un effondrement vers le sud-ouest, dont la cicatrice n'a jamais pu être clairement identifiée à ce jour dans le paysage. Ce dépôt a été daté à environ 30 000 ans BP (*Le Pennec et al., 2006*), et marque la limite d'édification du Tungurahua I.

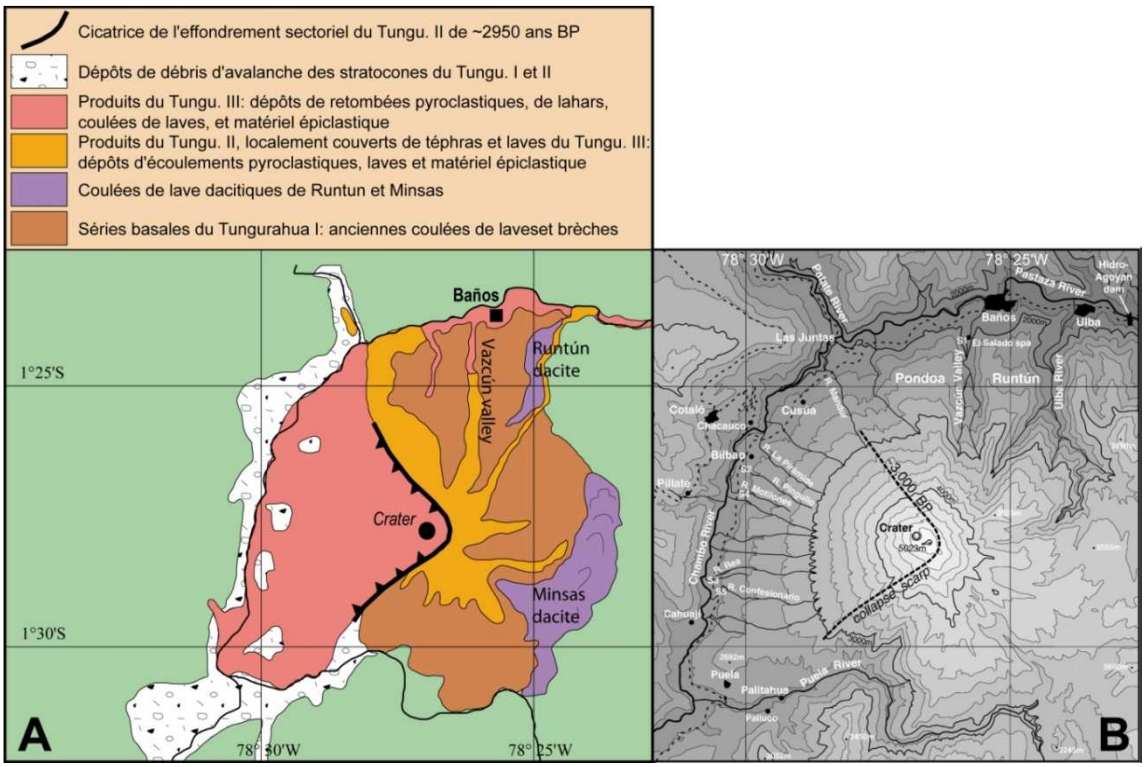


Figure 1.18 : A) Carte géologique simplifiée du Tungurahua présentant les trois édifices principaux constituant le volcan (modifiée d'après *Le Pennec et al.* (*2006*)). La cicatrice de l'effondrement de ~3000 B.P. telle que interprétée au nord par *Le Pennec et al.* (*2008*). **B)** Carte topographique montrant la limite de la caldeira 3 ka BP du Tungurahua (d'après *Le Pennec et al.* (*2008*)).

Le strato-cône du Tungurahua II s'est construit sur celui du Tungurahua I, et affleure aujourd'hui localement dans la vallée du Patate, et en altitude sur les flancs ouest et sud du volcan (Fig. 1.18). Il s'agit essentiellement de séries de coulées de laves et de dépôts de retombées pyroclastiques. Cet édifice a connu à son tour un épisode d'effondrement majeur vers 3 000 ans BP (*Hall et Vera, 1985*), accompagné d'une éruption puissante à l'origine d'un blast et d'un panache sub-plinien très élevé (*Jaya et al, 2003 ; Jaya, 2004*). Le dépôt d'avalanche de débris est distribué principalement dans la vallée de la rivière Chambo. La cicatrice de cet effondrement est bien préservée au niveau du flanc sud de l'édifice actuel,

tandis que la limite au niveau du flanc nord est encore discutée (*Hall et al., 1999 ; Molina et al., 2005 ; Le Pennec et al., 2008*).

L'édifice actuel du Tungurahua III occupe le tiers ouest du volcan (Fig. 1.18) et correspond à un cône régulier aux pentes abruptes (30 à 35°) qui remplit presque entièrement l'amphithéâtre apparu après l'effondrement ayant causé l'avalanche de débris de 3 000 ans BP. Ce cône est incisé par d'abruptes ravines en perpétuelle évolution du fait de l'intense érosion qui affecte cette région au climat tropical humide.

1.5.B.b *Chronologie éruptive*

Les produits du Tungurahua III témoignent d'une activité explosive fréquente, dont de nombreuses éruptions au cours desquelles des écoulements pyroclastiques se sont mis en place (*Hall et al., 1999*). Une colonne litho-stratigraphique (Fig. 1.19) a été construite à partir d'études de terrain détaillées et de datations ^{14}C et ^{39}Ar-^{40}Ar, et un taux de récurrence d'au moins une éruption explosive à écoulements pyroclastiques par siècle a été calculé, notamment pour le dernier millénaire (*Le Pennec et al., 2006 ; 2008 ; Le Pennec, 2009*) (Fig. 1.19). La chimie des produits émis est similaire à celle du Tungurahua II et définit une tendance unique avec une concentration en SiO_2 variant de 55 à 66 wt.% (*Hall et al., 1999*). Certains dépôts témoignent d'épisodes de mélange entre un magma andésitique et un magma dacitique. Le recoupement d'archives historiques, d'observations archéologiques et géologiques, et de résultats d'analyses radiocarbone, a permis de décrire et de dater les éruptions historiques (Fig. 1.19), détaillées ci-après.

Eruption de 1640 : Cette éruption a donc eu lieu après l'arrivée des conquistadors dans la Vallée Inter-Andine (*Le Pennec et al., 2008*). Elle est caractérisée par des dépôts andésitiques d'écoulements pyroclastiques, riches en scories très vésiculées. Plusieurs dépôts d'avalanches de débris ont également été observés sur le terrain et associés à cet événement éruptif.

Eruption de 1773 : Le 23 avril 1773, une éruption explosive VEI 3 entraine la mise en place d'écoulements pyroclastiques dans la zone nord et ouest du volcan. Des écoulements pyroclastiques et des lahars à haute température dévalent la vallée Vazcun jusqu'à l'église de Baños. Au cours de cet épisode éruptif, des coulées de laves andésitiques de type aa, dont le volume a été estimé à ~ 100×10^6 m^3 (*Hall et al., 1999*), ont également atteint la base nord-ouest de l'édifice.

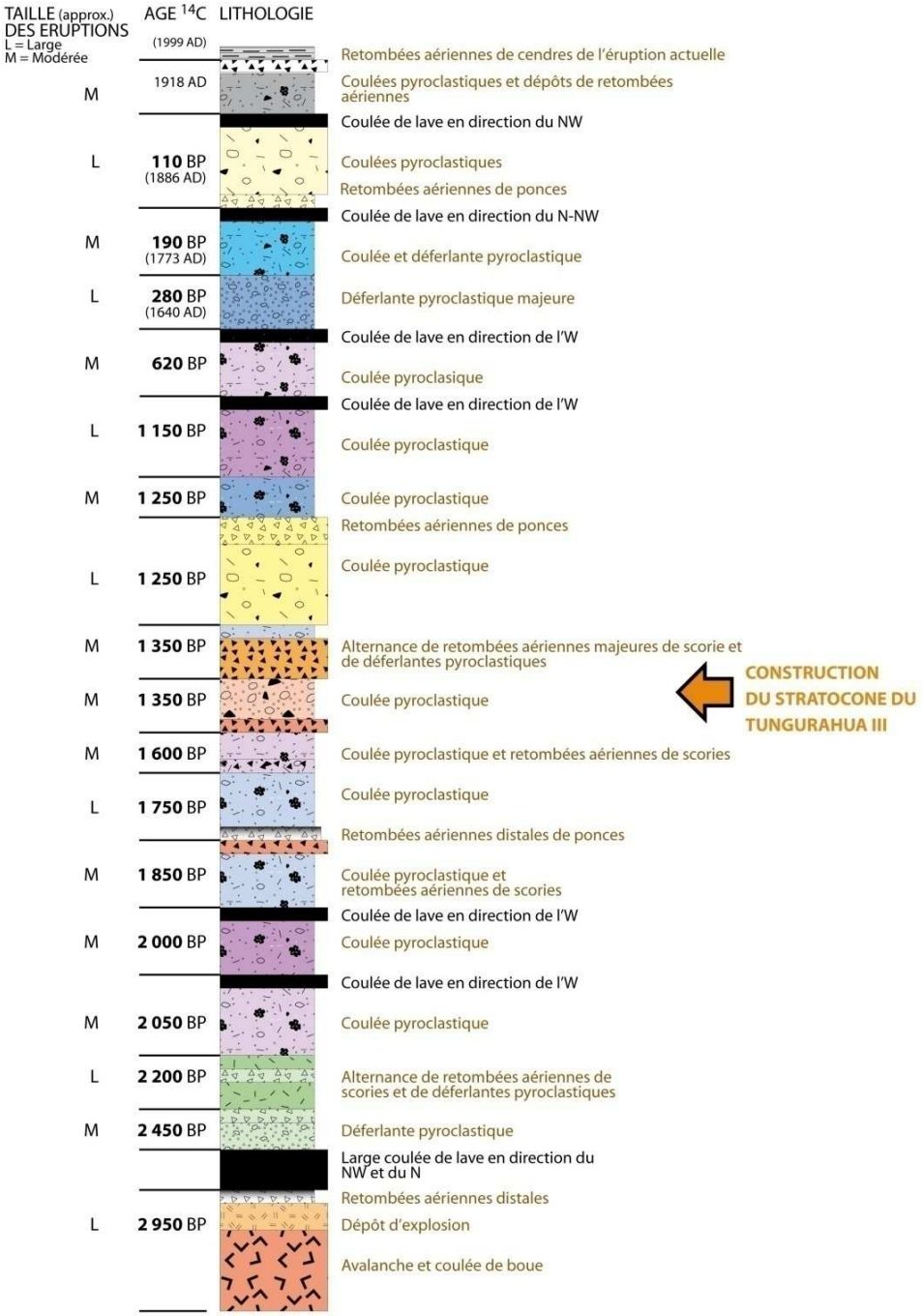


Figure 1.19 : Colonne stratigraphique des produits du Tungurahua III. Modifiée d'après *Le Pennec et al.* (*2006*).

<u>Eruption de 1886 :</u> Après des signes précurseurs de réactivation à la fin de l'année 1885, un nouvel épisode magmatique commence au Tungurahua le 11 janvier 1886, avec l'émission d'un panache de ponces et de cendres dacitiques qui sédimentent en une couverture de tephras à l'ouest de l'édifice. Des écoulements pyroclastiques de composition dacitique à andésitique, riches en blocs, gagnent les vallées voisines, empêchant l'écoulement des eaux dans certaines vallées et provoquant la formation de lacs de retenues en amont. Des déferlantes pyroclastiques dévalent également les vallées, faisant plusieurs victimes. Le bord nord-ouest

du cratère s'effondre et une coulée de lave se met en place sur le flanc ouest du volcan en février-mars 1886. La taille de cette éruption a été estimée à VEI 4.

Eruption de 1918 : Une nouvelle période éruptive, caractérisée par quelques éruptions VEI 3 et la mise en place d'écoulements pyroclastiques, a commencé en 1916 et a culminé en 1918. Le 5 avril 1918, un paroxysme explosif d'une heure débute par de puissantes explosions de type "coups de canon". Des écoulements pyroclastiques se répandent sur tous les flancs du volcan dès le début de la phase explosive. Une colonne éruptive s'élève au-dessus du cratère et le panache s'étend vers l'est au-dessus de zones inhabitées. Le 16 novembre de la même année un autre paroxysme a lieu et produit un panache de cendres qui engendre un dépôt de retombées de scories de 10 à 20 cm sur la partie inférieure du flanc ouest. Simultanément, des coulées pyroclastiques dévalent les flancs nord, nord-ouest et ouest de l'édifice. Au cours de cette période éruptive, des épisodes stromboliens ont également lieu, en alternance avec des phases d'émissions continues de gaz et de cendres. Après 1918, l'intensité de l'activité diminue, puis cesse complètement en 1925.

1.5.C La période d'activité 1999-actuel au Tungurahua

1.5.C.a Réactivation et installation de l'activité en système ouvert

Le réseau sismique installé en 1988 au Tungurahua par L'Institut Géophysique de Quito, commence à détecter un trémor anormal en janvier 1993. Le 6 mai 1993, une explosion phréatique est enregistrée par les instruments et entendue par les habitants de la région. Une activité sismique plus élevée que le niveau de bruit est occasionnellement détectée entre 1994 et 1997. Entre septembre 1998 et mai 1999, les séismes volcano-tectoniques deviennent de plus en plus fréquents et l'amplitude du trémor sismique augmente (*Molina et Ruiz, 2004a, 2004b*). A partir de juillet 1999, des événements sismiques profonds de type longue-période sont enregistrés et l'activité fumerolienne augmente au niveau du cratère. La réactivation du volcan est confirmée en août par de nouvelles secousses volcano-tectoniques, des événements sismiques profonds, et des émanations non négligeables de SO_2 (~2300 tonnes par jour (t/j) (*Arellano et al., 2008*)). De septembre à octobre le trémor sismique continue d'augmenter. Le 5 octobre, une explosion phréatique près du sommet blesse 2 personnes. Le 9 octobre, un débit de SO_2 de 10 000 t/j est estimé par des mesures COSPEC (*Arellano et al., 2008*). Deux jours plus tard, du matériel incandescent est observé au cratère. Le 15 octobre, le niveau d'alerte rouge est décrété et les quelques 25 000 personnes vivant à proximité du volcan sont

évacuées dans les deux jours, bien qu'un certain nombre d'habitants ait déjà quitté volontairement leur domicile.

De novembre à décembre 1999, l'activité du Tungurahua est caractérisée par une émission continue de gaz et de cendres, entrecoupée régulièrement d'explosions brèves non soutenues, toutes les 5 à 20h (*Le Pennec, 2009*). L'émission continue de gaz et de cendres engendre des colonnes éruptives peu élevées, de l'ordre de 1,5 à 3 km de hauteur au-dessus du cratère. Une activité acoustique importante de grondements constants accompagne les phases les plus intenses. Les observations nocturnes de ces émissions de gaz et de cendres indiquent qu'il s'agit typiquement d'une activité de style strombolien (*Le Pennec, 2009*). Les explosions brèves non soutenues interrompant régulièrement ces émissions de gaz et de cendres sont signalées pour la première fois le 31 octobre 1999. Elles consistent en une émission brutale et rapide d'une colonne éruptive grise sombre qui atteint généralement plusieurs kilomètres de hauteur au-dessus du cratère. Des blocs balistiques de plusieurs mètres de diamètre sont projetés en même temps jusqu'à des distances de 2 voire 3 km du cratère. Des jets de lave incandescents sub-verticaux peuvent atteindre 1000 m de hauteur au-dessus du cratère. Ces manifestations soudaines sont suivies par une émission pulsatile de cendres puis leur diminution en quelques minutes. Ces explosions sont caractérisées par un signal sismique très impulsif synchrone de l'apparition du nuage éruptif au cratère, et rarement précédées de précurseurs sismiques.

Cette première phase d'activité se poursuit avec une intensité fluctuante et un style strombolien marqué durant la première moitié de l'an 2000. Après plusieurs mois de cette activité strombolienne à vulcanienne, et du fait de l'absence de manifestations plus dangereuses (écoulements pyroclastiques), la population locale revient, parfois de force, s'installer dans les villages alentours. Elle apprendra au fil des années à vivre avec la menace permanente du volcan.

L'activité diminue progressivement en intensité de septembre à octobre 2000 pour entrer dans une phase de quiescence de la fin de l'année 2000 au début de l'année 2001. A partir de mai 2001, l'activité sismique profonde reprend, bientôt suivie d'une activité éruptive caractérisée par de petites émissions de cendres et des jets de lave incandescents, accompagnés d'explosions en "coups de canon" en juin et juillet. L'activité s'intensifie brusquement le 4 août et ce jusqu'au 21 août environ. Les explosions se succèdent à un rythme très soutenu, en même temps que différentes manifestations stromboliennes à stromboliennes violentes (projections balistiques, jets de lave incandescents, émissions de

cendres). Un panache de cendres de 2 à 4 km de hauteur au-dessus du cratère se met en place de façon permanente, dérivant vers l'ouest du fait des vents dominants, variant d'un panache faible à un panache fort (*Le Pennec et al., 2012*). Après trois semaines d'activité soutenue, un dépôt de cendres de quelques centimètres d'épaisseur recouvre le plateau Quéro à l'ouest du volcan, causant l'effondrement de certains habitats et des problèmes médicaux chez les habitants. Les cultures et l'élevage souffrent également des pluies acides. Cette phase éruptive a donc un impact considérable sur l'activité agricole et économique de la région ouest du volcan, en partie du fait des conditions météorologiques pluvieuses (*Le Pennec et al., 2012*).

L'activité du Tungurahua continue de varier en intensité pendant les années suivantes, alternant les phases de quiescence avec des phases faiblement à moyennement explosives, les plus notables étant celles de septembre 2002, septembre-novembre 2003 et mai-juillet 2004, caractérisées par une activité strombolienne, des explosions brèves non soutenues, et la formation de panaches de cendres de faible élévation.

1.5.C.b *Les phases paroxysmales de 2006*

De février à novembre 2005, le volcan demeure relativement calme. A partir d'avril 2006, des événements sismiques longues-périodes profonds sont détectés (5 à 15 km sous le sommet) ainsi qu'une augmentation du taux d'émission de SO_2 (*Arellano et al., 2008*). En mai 2006, une inflation du cône est remarquée. A la même période, l'activité sismique peu profonde (< 5 km sous le sommet) commence à augmenter, d'abord lentement, puis de façon brutale à partir de juillet. Le 14, à partir de 22h30 UTC (heure locale + 5h), de fréquentes explosions en "coups de canon" se produisent, accompagnées de l'émission d'une colonne éruptive de 3 à 4 km de hauteur au-dessus du cratère. Des jets de lave incandescents et soutenus atteignent plus de 300 m de hauteur, entrainant vers 23h00 UTC, la mise en place des premiers écoulements pyroclastiques (*Samaniego et al., 2011*). Les jets incandescents engendrent en effet des dépôts de bombes et de blocs sur les pentes du cratère qui, par déstabilisation, produisent des écoulements pyroclastiques de haute température qui s'écoulent le long des flancs du volcan sur 4 à 5 km et s'arrêtent vers la base de l'édifice (*Kelfoun et al., 2009*). L'intensité de l'éruption culmine entre 00h45 et 6h00 le 15 juillet, produisant une colonne éruptive d'une hauteur de 8 à 9 km au-dessus du cratère (*Steffke et al., 2010 ; Samaniego et al., 2011*) et plusieurs écoulements pyroclastiques sur les flancs ouest et nord-ouest du volcan et le long de la vallée Vazcun (Fig. 1.20A). Après cette phase d'activité paroxysmale, l'intensité diminue progressivement bien que de puissantes explosions le 15 et

16 juillet, produisent des écoulements pyroclastiques de petits volumes (*Samaniego et al., 2011*) .

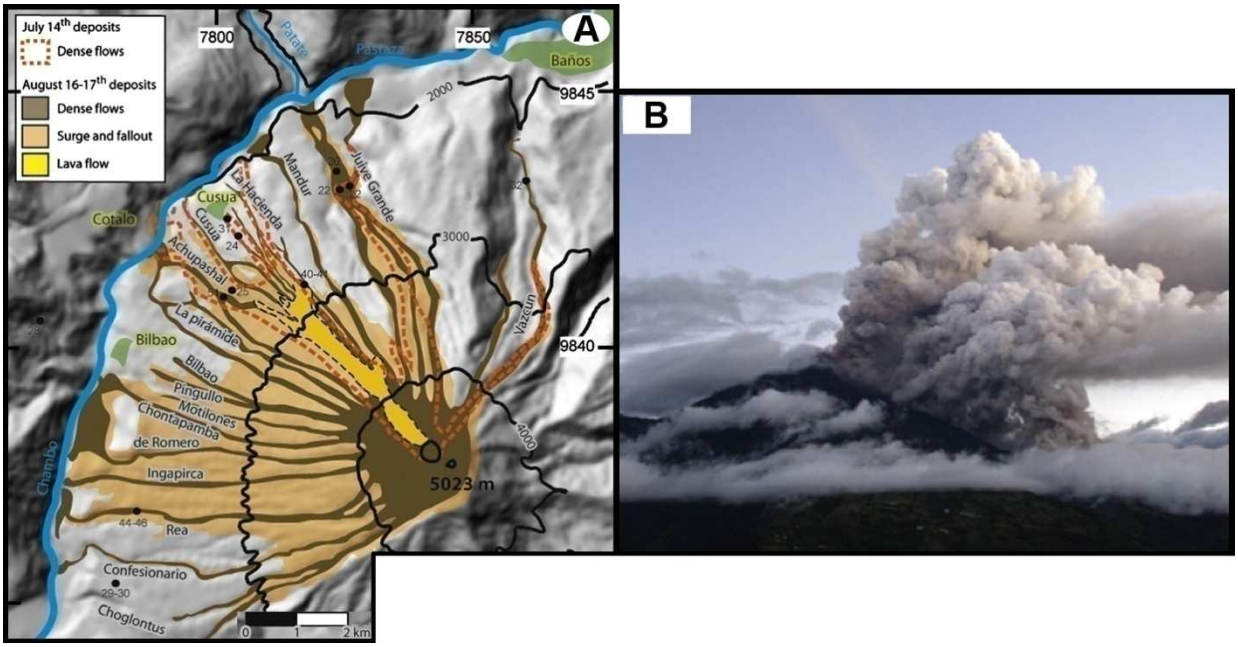


Figure 1.20 : A) Carte des dépôts d'écoulements pyroclastiques et de coulées de lave mis en place au cours des phases paroxysmales de juillet 2006 et d'août 2006. D'après *Samaniego et al.* (*2011*). **B)** Colonne eruptive et écoulement pyroclastique dévalant le flanc oust du volcan à 23h22 UTC (Photographie de C. Ramos, IG-EPN).

Au cours du mois suivant, l'activité se stabilise à un niveau modéré, malgré quelques émanations de gaz et de cendres et le maintien de l'activité strombolienne, parfois spectaculaire. Le matin du 6 août, la sismicité augmente abruptement. A 19h30 UTC, l'activité est caractérisée par une émission puissante et continue de gaz et de cendres dans une colonne éruptive qui atteint 2 à 3 km au-dessus du cratère et qui se disperse vers l'ouest. Les premiers écoulements pyroclastiques se mettent en place vers 22h00 UTC (Fig. 1.20B). Au cours des heures suivantes, l'activité s'intensifie et culmine pendant 50 à 60 minutes à partir de 5h15 UTC le 17 août. Des jets de lave incandescents soutenus s'élèvent jusqu'à 1 km au-dessus du cratère, de nombreux écoulements pyroclastiques dévalent les flancs nord, ouest et sud-ouest de l'édifice (*Kelfoun et al., 2009*) (Fig. 1.20A), et une colonne éruptive riche en SO_2 (35 000 t/j (*Arellano et al., 2008*)) atteint au moins 15 km de hauteur au-dessus du cratère, produisant un panache volcanique qui se disperse à l'ouest au-dessus de la Vallée Inter-Andine et gagne l'Océan Pacifique (*Arellano et al., 2008 ; Steffke et al., 2010*). A partir de 7h00 UTC le 17 août, l'activité sismique et éruptive diminue et l'émission des écoulements pyroclastiques cesse. Au cours de la nuit du 16 au 17, des coulées de laves andésitiques se mettent en place sur le flanc ouest du volcan (Fig. 1.20A).

Cette seconde phase paroxysmale dépasse en en importance celle de juillet. Le flanc ouest du volcan, zone habitée et agricole, est dévasté par les déferlantes pyroclastiques. Le plateau Quéro est recouvert d'une épaisse couche de scories et cendres (plusieurs cm) qui entraine l'effondrement du toit de certaines maisons et la destruction des cultures. Six personnes trouvent la mort au cours de cette phase éruptive destructive, n'ayant pu quitter à temps la zone de danger.

1.5.C.c L'activité éruptive post-2006

Depuis le paroxysme d'août 2006, l'activité sismique et éruptive continue de fluctuer, avec une alternance de phases explosives d'intensités variées, accompagnées parfois d'écoulements pyroclastiques bien qu'aucune de ces phases ne se soit révélée aussi violente que celle d'août 2006. Après de nouvelles phases explosives à écoulements pyroclastiques en mars 2007 et novembre 2008, une phase majeure commence en décembre 2008 avec une augmentation de l'activité sismique profonde de type longue-période. Les premiers événements explosifs sont notés le 17 décembre. L'activité strombolienne dure jusqu'en août 2009 sans qu'aucun écoulement pyroclastique ne se mette en place. Un important flux de SO_2 est détecté pendant toute cette période (jusqu'à 7000 t/j d'après l'Institut Géophysique). Après une diminution notable de l'activité sismique à partir d'août 2009 qui atteint un des niveaux les plus faibles depuis le début de la période éruptive en 1999, elle augmente brusquement à nouveau en décembre de la même année. Une phase éruptive explosive du même type que la précédente dure jusqu'en février 2010. En mai 2010, l'activité sismique augmente brusquement en même temps que le flux de SO_2 (plus de 5000 t/j d'après l'Institut Géophysique). L'activité éruptive reprend par des explosions violentes, puis une émission continue de gaz et de cendres suivie deux semaines plus tard (le 28 mai) par la mise en place d'écoulements pyroclastiques. L'activité sismique continue d'augmenter considérablement les mois suivants. Cette crise éruptive dure jusqu'en août 2010 et est caractérisée par des explosions brèves et une émission quasi-continue de gaz et de cendres. Deux autres phases sismiques et éruptives ont lieu de novembre 2010 à février 2011, puis de mai 2011 à juillet 2011. La première est accompagnée d'écoulements pyroclastiques en décembre 2010.

Chapitre 2

Taille de l'éruption et processus de transport des téphras du dépôt de retombée

---

2.1 Introduction et démarche

Le premier objectif de ce chapitre est de caractériser les mécanismes de transport et de sédimentation des particules à l'origine du dépôt de retombée pyroclastique dans le but de déterminer en quoi ce dépôt peut nous renseigner sur la dynamique de l'éruption. En effet, bien que la géométrie et la granulométrie des dépôts de retombée soient communément utilisées pour étudier les processus éruptifs (e.g. *Costantini et al., 2008 ; Yamanoi et al., 2008 ; Carey et al., 2009 ; Watt et al., 2009 ; Nawotniak et Bursik, 2010 ; Cioni et al., 2011 ; Perugini et al., 2011*), ces dépôts peuvent pourtant présenter des complexités susceptibles de biaiser la reconstitution de la dynamique éruptive. De nombreux processus syn-éruptifs liés aux mécanismes de transports et de sédimentation peuvent ainsi compliquer l'enregistrement sédimentaire des éruptions. Dans les zones proximales par exemple, la sédimentation synchrone de grains depuis la colonne éruptive et de particules issues de projections balistiques (*Fierstein et al., 1997 ; Houghton et al., 2004*) se traduit par des distributions granulométriques polymodales et impacte la loi d'amincissement du dépôt (*Bonadonna et al., 1998*). Les processus d'agrégation de cendres (*Carey et Sigurdsson, 1982 ; Brazier et al., 1983 ; Gilbert et Lane, 1994 ; Schumacher et Schmincke, 1995 ; Telling et Dufek, 2012*) et de "rain-flushing", précipitation des particules fines par la pluie (*Walker 1981a, 1981b ; Durant et Rose, 2009 ; Durant et al., 2009 ; Le Pennec et al., 2011*), accélèrent la sédimentation des particules fines depuis le panache, ce qui modifie la granulométrie et engendre éventuellement des sur-épaississements locaux du dépôt. Enfin, les phénomènes de bifurcation de panache (*Ernst et al., 1994 ; Nawotniak et Bursik, 2010*) entraînent la mise en place de dépôts bilobés. Les isopaques des dépôts de retombée pyroclastique ne présentent donc pas systématiquement une forme elliptique et les propriétés granulométriques ne sont pas nécessairement conformes au modèle de distribution log-normal (*Walker, 1971*), ni la loi d'amincissement du dépôt au modèle exponentiel multi-segmenté (*Fierstein et Nathenson, 1992 ; Pyle, 1989 ; Bonadonna et al., 1998*). Il est donc nécessaire de comprendre l'origine des particules constituant un dépôt de retombée pour mieux interpréter la dynamique et les processus éruptifs à partir de l'étude de la géométrie et de la granulométrie de ce dépôt.

L'étude de la granulométrie d'un dépôt de retombée est un outil puissant pour mettre en évidence les modalités de transport et de sédimentation des particules. *Fisher* (*1964*) montre le premier que les caractéristiques granulométriques (taille maximale, classement et

médiane des distributions de taille de grains) d'échantillons de dépôts de retombées renseignent sur les conditions atmosphériques au cours de l'éruption (force et direction du vent) ainsi que la puissance de l'éruption. *Walker* (*1971*) met en évidence le caractère log-normal des distributions de tailles de grains dans les dépôts de retombée et souligne les caractéristiques granulométriques permettant de distinguer les dépôts de retombée des dépôts d'écoulements pyroclastiques. Récemment, l'analyse de distributions de tailles de grains non log-normales (*Dartevelle et al., 2002 ; Durant et al., 2009 ; Evans et al., 2009 ; Rose et Durant, 2009*) a montré qu'il est possible de distinguer des populations de grains mises en place par des processus différents, en particulier dans la gamme des fines (> 4ϕ). *Durant et al.* (*2009*) s'appuient par exemple sur le calcul des vitesses de sédimentation des grains pour comprendre l'origine d'une sous-population fine (< 100µm) dans le dépôt de retombée de l'éruption de mai 1980 du Mont St Helens, qu'ils interprètent comme la conséquence de la précipitation précoce de particules depuis le panache par des effets de condensation atmosphérique. D'autres études ont également décrit les caractéristiques granulométriques particulières des dépôts de particules issues de co-écoulements pyroclastiques et les conséquences de leur présence dans un dépôt de retombée sur les distributions de taille de grains (*Dartevelle et al., 2002 ; Evans et al., 2009 ; Rose et Durant, 2009*). Cependant aucune étude à ce jour n'a permis de séparer des sous-populations de grains aux origines différentes au sein d'un même dépôt sur une gamme granulométrique continue allant des lapillis aux cendres fines, en quantifiant précisément les proportions massiques de ces sous-populations latéralement dans le dépôt.

D'un point de vue technique, le logiciel SFT (*Wohletz et al., 1989*) permet la déconvolution de distributions en sous-populations log-normales en se basant sur l'a priori que chaque population log-normale résulte d'un processus particulier (fragmentation, transport, fragmentation au cours du transport etc.). Cependant, les distributions granulométriques issues d'échantillons naturels peuvent souvent être déconvoluées en un nombre élevé de sous-populations log-normales, de sorte que l'origine physique de ces sous-populations est difficile à interpréter. L'ensemble du protocole de déconvolution de SFT se fait de plus de façon subjective par intervention d'un opérateur qui choisit le nombre de sous-populations et leur mode, de sorte que la déconvolution à partir de SFT est souvent utilisée dans un but descriptif plutôt que quantitatif (*Durant et al., 2009 ; Evans et al., 2009 ; Rose et Durant, 2009*). Dans ce chapitre, je propose un protocole de déconvolution des distributions granulométriques allant des lapillis aux cendres fines, basé sur un algorithme automatique

spécifiquement développé pour cette étude, qui d'une part considère des populations non log-normales, et d'autre part permet une déconvolution en un nombre de sous-populations équivalent au nombre de modes. Il permet ainsi d'étudier plus objectivement les distributions de tailles de grains d'un dépôt, de séparer des sous-populations de particules liées à des processus de mise en place interprétables et de quantifier leurs variations latéralement dans le dépôt.

Le second objectif de ce chapitre est de déterminer la taille de l'éruption sur l'échelle de VEI et son type, en prenant en compte les résultats de notre étude des processus de transport et de sédimentation, afin d'obtenir un premier aperçu de la puissance de cette éruption, non biaisé par des processus annexes qui complexifient l'enregistrement sédimentaire de l'éruption. Cette étape est indispensable pour estimer certains paramètres éruptifs clefs (hauteur de panache, volume du dépôt etc.). La détermination du VEI et du type de l'éruption permet également d'évaluer l'importance de cet événement explosif dans la période d'activité 1999-actuelle, de le comparer aux événements éruptifs ayant conduit à la mise en place d'écoulements pyroclastiques au cours des derniers millénaires au Tungurahua, et de le positionner par rapport à d'autres éruptions connues et bien documentées à travers le monde. Il s'agit du premier travail de reconstitution de la dynamique éruptive de l'événement d'août 2006 basé sur l'étude des dépôts.

Pour répondre à ces deux objectifs, une démarche spécifique a été mise en place, s'appuyant sur une description et une analyse détaillées de la stratigraphie des dépôts pyroclastiques, un échantillonnage dense du dépôt de retombée, ainsi qu'une étude de sa géométrie et de sa granulométrie, basée sur le développement d'un algorithme de traitement et de déconvolution des distributions de taille de grain. Cette étude est présentée sous la forme d'un article scientifique publié à "Bulletin of Volcanology" (en ligne depuis le 30 juin 2011).

2.2 Causes et conséquences des distributions granulométriques bimodales du dépôt de retombée

Cette partie correspond à l'article Eychenne et al. (2012) publié dans "Bulletin of Volcanology".

Résumé

Au cours de la violente éruption du Tungurahua du 16-17 août 2006, de nombreux écoulements pyroclastiques se sont mis en place sur les flancs nord, ouest et sud de l'édifice, et une couche de téphras de retombée a nappé la topographie sur une large zone située à l'ouest du volcan. L'analyse stratigraphique de plusieurs affleurements localisés à faible altitude sur les flancs du volcan révèle une imbrication de dépôts d'écoulements pyroclastiques (coulées et déferlantes), de retombée et de co-écoulements pyroclastiques. La chronologie éruptive apparaît donc complexe.

Le calcul du volume total de téphras déposés (dans l'intervalle 47–67×10^6 m^3) indique un VEI 3 pour caractériser la taille de l'éruption. Ce résultat est en accord avec une hauteur de colonne éruptive de 16–18 km au dessus du cratère, calculée à partir de la carte d'isoplètes du dépôt de retombée et des modèles de *Carey et Sparks* (*1986*) et *Pyle* (*1989*). Cet événement éruptif apparaît donc comme le plus violent de la période d'activité du volcan durant depuis 1999. Les isopaques du dépôt de retombée à l'ouest du volcan sont bi-lobés, et l'analyse granulométrique des échantillons de téphras prélevés dans le dépôt par tamisage et diffraction laser révèle des distributions de tailles de grains bimodales.

A l'aide d'un nouvel algorithme de déconvolution des distributions granulométriques nous proposons ici un processus qui explique cette bimodalité des distributions de tailles de grains. Le protocole de déconvolution nous permet d'identifier deux sous-populations de particules présentant chacune des caractéristiques distinctes, ce qui témoigne de mécanismes de transport et de sédimentation différents. Les sous-populations log-normales de grains grossiers sont typiques des particules transportées par le vent dans un panache éruptif. Les sous-populations de grains fins (<500 µm), avec leur asymétrie positive, présentent des caractéristiques similaires aux distributions granulométriques des couches préservées au sommet des dépôts d'écoulement pyroclastiques et issues de la sédimentation des particules

transportées dans les nuages d'élutriation co-écoulements pyroclastiques. La zone du dépôt de retombée où la proportion de particules appartenant à la sous-population fine est la plus grande correspond à la prolongation sous le vent des dépôts d'écoulements pyroclastiques. Ces résultats indiquent que la bimodalité des distributions de tailles de grains dans le dépôt de retombée de l'éruption d'août 2006 du Tungurahua est la conséquence d'une sédimentation synchrone de lapilli depuis le panache éruptif et de cendres fines élutriées par les écoulements pyroclastiques mis en place principalement sur le flanc ouest du volcan.

Le type éruptif est déterminé en utilisant la classification de *Walker* (*1973*) et de *Pyle* (*1989*). Un type vulcanien est déduit de la classification de Walker en s'appuyant sur une distribution de tailles de grains non déconvoluée, tandis qu'un type plinien est suggéré par l'utilisation de la sous-population grossière. La classification de Pyle indique quant à elle un type à la limite subplinien–plinien. La phénoménologie de l'éruption est plus en accord avec un type subplinien. Ce travail démontre qu'un traitement incorrect des données granulométriques peut entrainer une détermination erronée du type éruptif.

Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador)

Julia Eychenne[1,2,3*], Jean-Luc Le Pennec[1,2,3], Liliana Troncoso[4], Mathieu Gouhier[1,2,3] and Jean-Marie Nedelec[5,6]

[1] *Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France*

[2] *CNRS, UMR 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

[3] *IRD, R 163, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

[4] *Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador*

[5] *Clermont Université, ENSCCF, LMI, F-63177 Aubière, France*

[6] *CNRS, UMR 6002, F-63177 Aubière, France*

* Corresponding author: J.Eychenne@opgc.univ-bpclermont.fr, Tel: 0033 (0)4 73 34 67 23, Fax: 0033 (0)4 73 34 67 44

Publié dans"Bulletin of Volcanology", Volume 74, pp 187–205

En ligne depuis le 30 juin 2011

"Electronic supplementary material" en ANNEXE 1

Bull Volcanol (2012) 74:187–205
DOI 10.1007/s00445-011-0517-5

RESEARCH ARTICLE

Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador)

Julia Eychenne · Jean-Luc Le Pennec · Liliana Troncoso · Mathieu Gouhier · Jean-Marie Nedelec

Received: 11 January 2011 / Accepted: 1 June 2011 / Published online: 30 June 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract The violent August 16–17, 2006 Tungurahua eruption in Ecuador witnessed the emplacement of numerous scoria flows and the deposition of a widespread tephra layer west of the volcano. We assess the size of the eruption by determining a bulk tephra volume in the range 42–57 × 10^6 m^3, which supports a Volcanic Explosivity Index 3 event, consistent with calculated column height of 16–18 km above the vent and making it the strongest eruptive phase since the volcano's magmatic reactivation in 1999. Isopachs west of the volcano are sub-bilobate in shape, while sieve and laser diffraction grain-size analyses of tephra samples reveal strongly bimodal distributions. Based on a new grain-size deconvolution algorithm and extended sampling area, we propose here a mechanism to account for the bimodal grain-size distribution. The deconvolution procedure allows us to identify two particle subpopulations in the deposit with distinct characteristics that indicate dissimilar transport-depositional processes. The log-normal coarse-grained subpopulation is typical of particles transported downwind by the main volcanic plume. The positively skewed, fine-grained subpopulation in the tephra fall layer shares close similarities with the elutriated co-pyroclastic flow ash cloud layers preserved on top of the scoria flow deposits. The area with the higher fine particle content in the tephra layer coincides with the downwind prolongation of the pyroclastic flow deposits. These results indicate that the bimodal distribution of grain size in the Tungurahua fall deposit results from synchronous deposition of lapilli from the main plume and fine ash elutriated from scoria flows emplaced on the western flank of the volcano. Our study also reveals that inappropriate grain-size data processing may produce misleading determination of eruptive type.

Keywords Tephra fall · Bimodal grain size · Volcanic Explosivity Index · Eruption type · Tungurahua volcano

Editorial responsibility: R. Cioni

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00445-011-0517-5) contains supplementary material, which is available to authorized users.

J. Eychenne · J.-L. Le Pennec · M. Gouhier
Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Université,
Université Blaise Pascal,
BP 10448, 63000 Clermont-Ferrand, France

J. Eychenne · J.-L. Le Pennec · M. Gouhier
CNRS, UMR 6524, Laboratoire Magmas et Volcans,
5 rue Kessler,
63038 Clermont-Ferrand cedex, France

J. Eychenne (✉) · J.-L. Le Pennec · M. Gouhier
IRD, R 163, Laboratoire Magmas et Volcans,
5 rue Kessler,
63038 Clermont-Ferrand cedex, France
e-mail: J.Eychenne@opgc.univ-bpclermont.fr

L. Troncoso
Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional,
Ap. 17-01-2759,
Quito, Ecuador

J.-M. Nedelec
ENSCCF, LMI, Clermont Université,
63177 Aubière, France

J.-M. Nedelec
CNRS, UMR 6002,
63177 Aubière, France

Introduction

Tephra fall deposits are critical in determining the size and type of both modern and ancient explosive eruptions. Current schemes for classifying eruption types (Walker 1973; Pyle 1989) rely on tephra fall layer features, such as dispersal, thinning rate, volume, etc. Pyroclastic fall (PFall) deposits are also used to investigate generation, transport and sedimentation of the particles to get a better insight into eruptive dynamics in the conduit and at the vent (Rose et al. 2008; Carey et al. 2009; Arana-Salinas et al. 2010; Carey and Houghton 2010). Compilations of many grain-size analyses of tephra have shown that most fall deposit layers are characterized by fairly unimodal, log-normal distributions, with good to very good sorting for a pyroclastic deposit, i.e. σ_Φ defined by $(Q_{84} - Q_{16})/2$ (Inman 1952) typically between 0.5 and 2.5 (Walker 1971). However, more recent studies have revealed discrepancies to this common feature. For example, near-to-vent coarse-grained fall deposits may show mixing of ballistic and plume-derived clasts, yielding polymodal grain-size distributions (Fierstein et al. 1997; Houghton et al. 2004). Similarly, Brazier et al. (1983) highlighted the influence of ash aggregation processes in volcanic plumes, notably on the decay rate of the Mt. St. Helens ash layer (secondary thickening) and its multimodal grain-size distributions. Walker (1981a, b) reported the enrichment of fine particles in an ash deposit from the Taupo volcano (New Zealand) by early sedimentation prompted by rain-flushing. Departures from simple, Gaussian-like distributions have thus been widely documented in fine-grained, ash-grade tephra fall deposits (Walker 1981b; Dartevelle et al. 2002; Evans et al. 2009; Rose and Durant 2009). Between these grain-size end-members, i.e. in the lapilli-dominated size range, deviation from a bell-shaped distribution has been rarely documented.

In this paper, we focus on the pyroclastic fall layer emplaced during the August 16–17, 2006 paroxysmal eruption of the Tungurahua volcano (Ecuador). This andesitic eruption lasted for approximately 9 h, with 6 h of paroxysmal activity, during which a column rose up to more than 15 km above the crater, drifted West and produced a dark-toned scoria and ashfall layer in the Inter-Andean highlands, while numerous pyroclastic flows (PF) descended the northern, western and southern flanks of the volcano. Thinning rates and tephra volumes are calculated to infer the size of the August 2006 eruption, notably the Volcanic Explosivity Index (VEI). In addition, we investigate grain-size distributions of the pyroclastic fall layer to obtain a fragmentation index and infer the eruption type and to decipher the origin of grain-size complexities in lapilli-sized tephra fall deposits, using improved deconvolution techniques. Overall, our work provides the first ground-based analysis of this violent and destructive eruption, which claimed six lives in the southern area of the volcano.

Geological setting and recent volcanic activity

Tungurahua is a 5,023-m high andesitic stratovolcano located in the southern part of the Eastern Andean Cordillera of Ecuador, about 120 km south of Quito (Fig. 1a, b). It is a steep-sloped volcano surrounded by three main rivers named Puela, Chambo and Pastaza, which have excavated deep gorges on its south, west and north bases, respectively (Fig. 1c). It is one of the most active volcanoes in Ecuador, with an activity usually located at the summit crater (Barberi et al. 1988; Hall et al. 1999; Le Pennec et al. 2006). Geochronological studies show evidence of frequent pyroclastic density currents, lava flows, ash fall and lahars in the past millennium, mainly emplaced in the 3,000-year-old amphitheatre carved in the western flank of the edifice (Hall et al. 1999; Molina et al. 2005; Le Pennec et al. 2008). A recurrence rate of at least one pyroclastic flow-forming eruption per century has been estimated (Le Pennec et al. 2006, 2008). More than 25,000 inhabitants living near the volcano are threatened by pyroclastic flows and lahars, and most of the local rural population cultivates land in areas frequently affected by ash falls and acid rains (Le Pennec et al., personal communication).

Tungurahua began a new eruptive period in 1999, after 80 years of dormancy. Since then, the activity has fluctuated with phases of uneven intensity, size (VEI 1 to VEI 3) and style (strombolian, vulcanian, subplinian), while eruptive products have shown monotonous andesitic compositions (58–59 wt.% SiO_2; Samaniego et al. 2011). Intense eruptive phases have occurred, e.g. in November–December 1999, August 2001, July 2006, August 2006, February 2008, May and December 2010. The most powerful phase took place on August 16–17, 2006, claiming six lives and destroying houses, roads and crops. Apart from these paroxysmal events, the usual activity since 1999 has been characterized by low to moderate explosive phases of strombolian style, with short-lived explosions and ash plume below 3 km above the crater. These explosive phases were separated by periods of quiescence, notably from February to December 2005. From this time on, the activity progressively intensified and culminated with the July 14, 2006 eruption: for the first time since the 1999 reawakening, a highly explosive event took place, with pyroclastic flows reaching the base of the edifice. After this phase, the activity progressively decreased to a moderate level for about 1 month, with frequent ash and gas emissions.

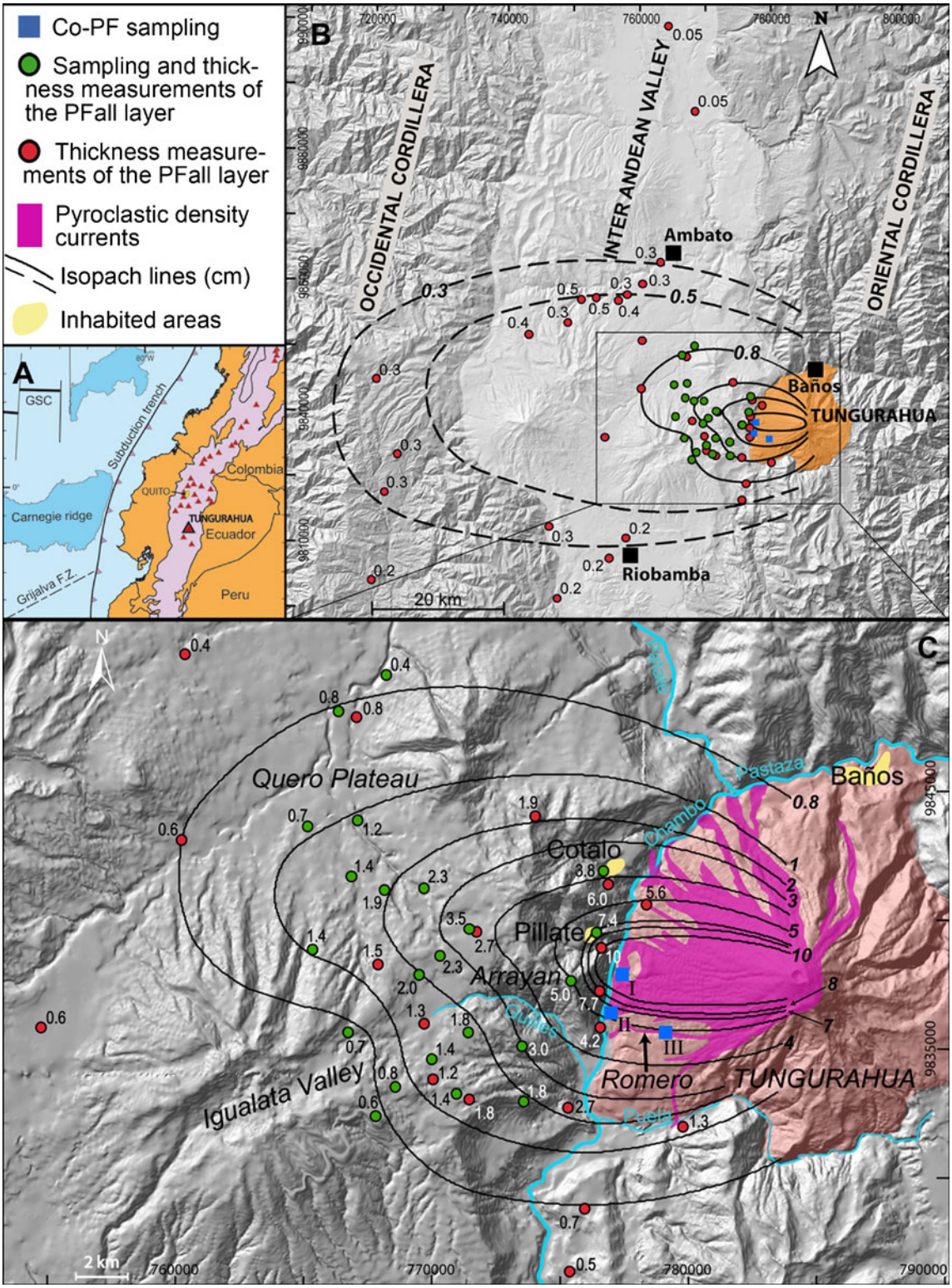


Fig. 1 **a** Location map of the Tungurahua volcano in Ecuador. **b** Area of sampling and thickness measurements of the PFall layer from the August 2006 eruption. **c** Map of the proximal depositional area showing the distribution of pyroclastic density current deposits (after Kelfoun et al. 2009). The sampling locations of the Co-pyroclastic flow deposits are labeled from I to III. **b**, **c** *Numerical labels* thickness values in centimetres. *Solid lines* isopach contours of the PFall layer in centimetres (*dashed lines* for distal isopachs). *Red dots* sites of thickness measurements only. *Green dots* sites of thickness measurements and tephra sampling

On the morning of August 16, seismic activity increased. A persistent column reached 3 km above the crater, and the plume drifted West and North-West. The first small pyroclastic flows descended the north-west flank at 2200 hours UTC (UTC=local time+5). During the next hours, the activity continued to increase and reached its climax at about 0515 hours UTC on August 17 and lasted approximately 50–60 min: powerful and persistent incandescent jets rose up to 1 km above the crater, numerous pyroclastic flows rushed down to the rivers surrounding the volcano (Kelfoun et al. 2009) (Fig. 1c), a sustained SO_2-rich eruption column reached a height >15 km above the summit and the plume spread over the Inter-Andean Valley, west of the volcano, and the Pacific Ocean (Arellano et al. 2008; Kelfoun et al. 2009; Steffke et al. 2010; Samaniego et al. 2011) (Fig. 1a, b). From 0700 hours UTC on August 17, the seismic and eruptive activities decreased abruptly, and the emission of pyroclastic flows ended. On August 17, andesitic lava flowed down the western flank, and tephra fall was restricted to the proximal area west of the volcano. Petrological investigations (Samaniego et al. 2011) show that the August 2006 eruption was triggered by a massive injection of a gas-rich andesitic magma into the deep plumbing system, followed by a rapid ascent to the surface, thus enhancing explosivity. In this paper, we focus on the 2006 pyroclastic deposits of the August 16 event, with emphasis on the fall layers deposited on the Quero Plateau, an area located 7 to 20 km from the volcano (Fig. 1b, c).

Stratigraphy and sampling

The stratigraphy, lithological features and characteristics of the pyroclastic deposits are summarized in a synthetic log (Fig. 2), based on studies carried out at selected sites in the depositional area (Figs. 1c and 3).

Pyroclastic flow deposits

The PF deposits are concentrated in gullies on the lower western flank of the volcano and as large fans in the Chambo and Puela Rivers terraces (Fig. 1c). The deposits consist of juvenile blocks and moderately vesicular bombs scattered in a grey-toned matrix of lapilli and ash (Figs. 2 and 3). These PF breccias comprise multiple flow units locally showing an erosional basal surface. The total thickness varies from a few metres on the volcano's flanks to 20 m in the Chambo River terrace (Fig. 3). The composition (58–59 wt.% SiO_2; Samaniego et al. 2011) and the texture of the juvenile elements, along with geometric and facies characteristics, indicate that these deposits are typical block-and-ash scoria flow deposits (Freundt et al. 2000).

Pyroclastic surge deposits

The pyroclastic surge (PS) deposits are commonly less than 50 cm thick and are fine-grained (median grain size ~63 μm), well-sorted ash beds showing dune bedding and/or planar stratifications (Fig. 2). They cover the PF deposits in most places and locally occur as discontinuous and truncated beds between the PF sub-units (e.g. section III_a in Fig. 3). The PS deposits also occur upon interfluve areas where they display overbank facies that extend several tens to hundreds of metres away from the gullies where coarse-grained PF were emplaced. The vertical and lateral transitions from PF to PS deposits are gradational, with a decrease in grain-size and an improvement of the sorting at the layer scale (Figs. 2 and 3).

Co-pyroclastic flow deposits

At many localities (Fig. 3), the PF and PS deposits are covered by massive, well sorted and very fine-grained (median grain size ~40 μm) ash beds, from a few millimetres to 20 cm in thickness, containing numerous accretionary lapilli (Fig. 2a). These stratigraphic and lithological features suggest that these massive ash beds are Co-pyroclastic flow (Co-PF) deposits (Fig. 2). Co-PF, as defined by Sparks et al. (1973), Bonadonna et al. (2002) and Evans et al. (2009), are turbulent ash clouds that develop during the elutriation of fine-grained particles produced by comminution in moving pyroclastic density currents.

The pyroclastic fall layer

The PFall layer is a non- to lightly stratified, brown andesitic scoria bed containing a small proportion (1–2%) of white silicic pumice clasts (60–66 wt.% SiO_2 according to Samaniego et al. (2011)) and scattered lithic fragments, deposited as a large sheet over more than 3,000 km^2 across the Inter-Andean Valley. In the depositional area of the pyroclastic density currents (i.e. on the flanks of the volcano and in Chambo and Puela gorges, Fig. 1c), the PFall layer is a lapilli-grade and well-sorted deposit consisting of: (1) <0.5–4-cm thick bed occurring at the top of the eruptive sequence and (2) 1–2-mm thick beds intercalated within the Co-PF and locally PF and PS deposits (Figs. 2 and 3). On the Quero Plateau, i.e. outside of the PF depositional area (Fig. 1c), the PFall layer is a single sub-massive, poorly to moderately sorted deposit of brown scoria lapilli containing a significant proportion of fine-grained ash (<63 μm).

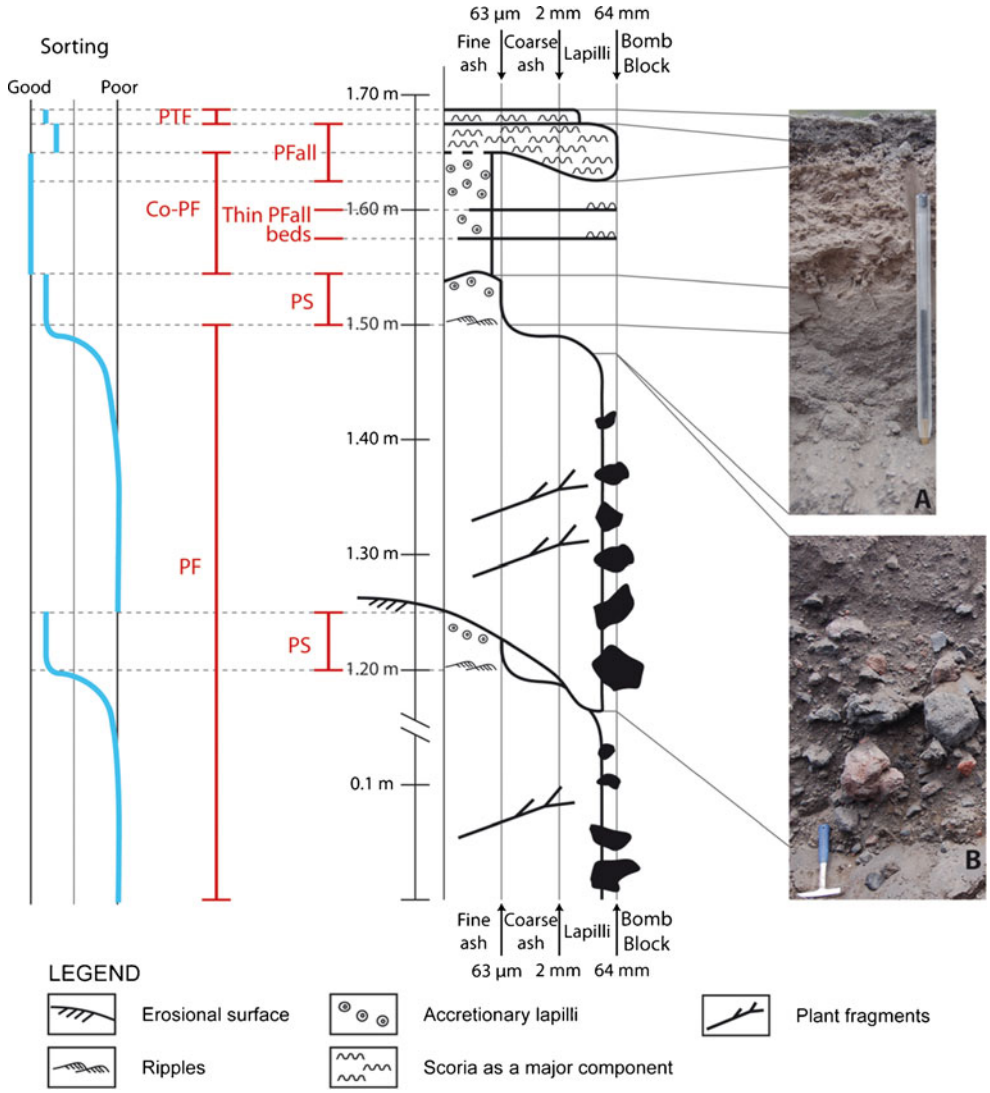


Fig. 2 Synthetic log of the pyroclastic deposits of the August 2006 eruption of Tungurahua. The *horizontal scale* is based on the grain size of the deposits. *PF* pyroclastic flow deposits, *PS* pyroclastic surge deposit, *Co-PF* Co-Pyroclastic flow deposit, *PFall* pyroclastic fall deposit, *Thin PFall beds* series of intercalated 1–2-mm thick PFall beds, *PTF* tephra fall deposit post-August 2006. **a** Photograph of the pyroclastic sequence at location I. **b** Photograph of coarse PF deposits in the Romero gully (location III)

Sampling and thickness measurements

The Co-PF deposits were sampled at three sites on the western flank of the volcano (locations I, II and III in Figs. 1c and 3). At site III, we studied and sampled three sections (III_a, III_b and III_c on Fig. 3) located upon a terrace at 15, 31 and 121 m from the Romero ravine, which hosts the PF deposits. At locations III_b and III_c, the Co-PF layers are intercalated with numerous 1–2-mm thick tephra fall beds, thus making the sampling difficult.

Because of the intercalation of the PFall layer with PF, PS and Co-PF deposits, reliable PFall thickness was difficult to measure in the PF depositional area (0–7 km from the crater east of the Chambo river; Fig. 1c). We obtained 59 thickness measurements outside of the PF depositional area, from 7 to 60 km from the vent, mainly on the Quero Plateau (Fig. 1b, Table 1S in Electronic Supplementary Material (ESM)). We also collected 22 samples in the area located between 7 and 20 km from the vent (sites displayed as green dots in Fig. 1c, Table 1S in ESM) in order to perform the analyses presented below.

Estimation of the eruption parameters

Tephra dispersal and volume estimate of the PFall layer

The thickness data were plotted on a map (Figs. 1a and b) where nine isopachs in the range 0.8–10 cm were contoured with satisfactory precision, while two additional lines for 0.3 and 0.5 cm were drawn in distal areas despite fewer thickness constraints. The map shows a dispersal axis towards the West defining a main lobe on the Quero Plateau, and a local irregularity of the shape of isopachs' contours isolating a secondary lobe south-west of the volcano between Guilles and Igualata valleys (Fig. 1c). A

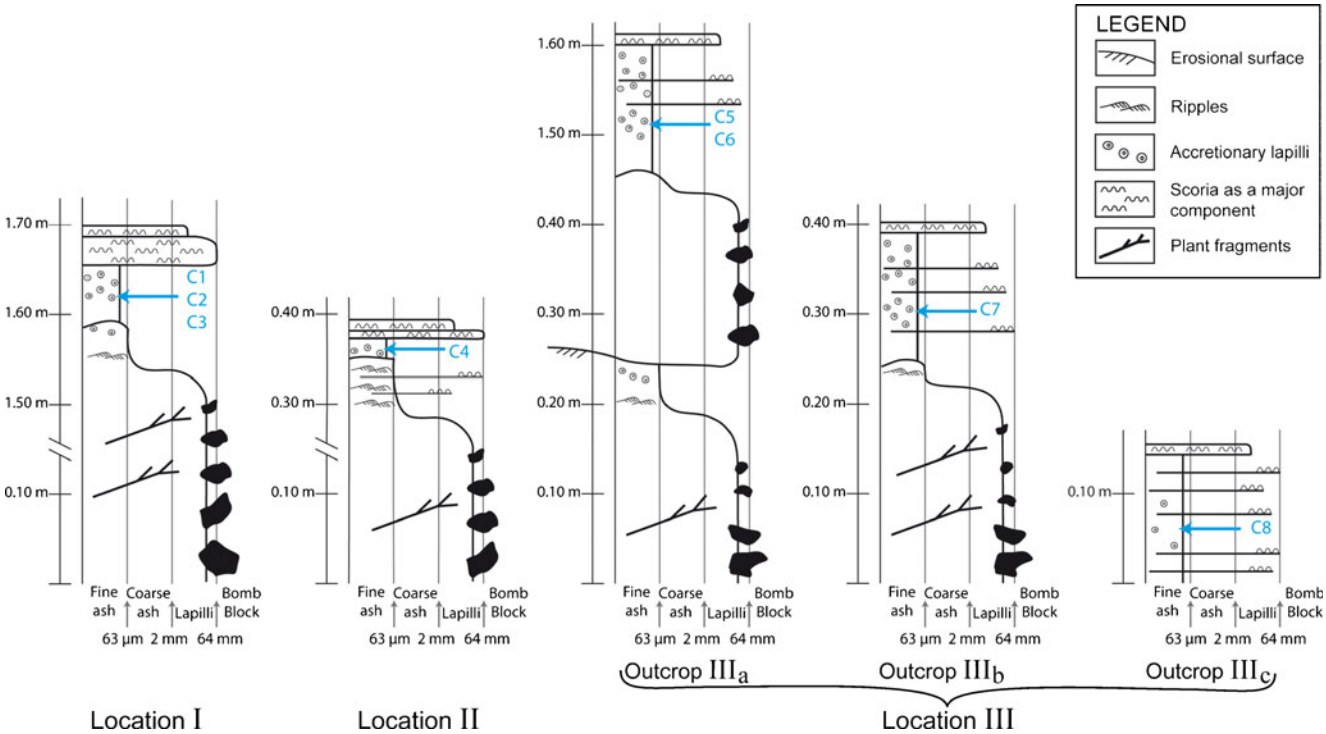


Fig. 3 Stratigraphic logs of pyroclastic sequences at locations of Co-PF sampling. Location of sections *I*, *II* and *III* is shown in Fig. 1c. The locations III_a, III_b and III_c are situated at 15, 31 and 121 m, respectively, away from the Romero gully where dense PF were deposited (Fig. 1c). The stratigraphic position of the eight samples of Co-PF is reported in each log (*C1–C8*)

plot of the logarithm of the tephra thickness (T) versus the square root of isopach area $\left(\sqrt{A}\right)$ (Pyle 1989; Fierstein and Nathenson 1992; Bonadonna et al. 1998) documents the thinning rate of the deposit and shows that our data are well fitted by an exponential law with two breaks-in-slope and also by a power law (Fig. 4). Such mathematical expressions, as given below in Eqs. 1 and 2 for exponential and power laws, respectively, describe reasonably the decay rate of many other well-documented fallout deposits (Bonadonna and Houghton 2005; Rose et al 2008; Carey et al. 2009; Costantini et al. 2009; Watt et al. 2009) .

$$T = T_0 \exp\left(-k\sqrt{A}\right) \tag{1}$$

$$T = T_{\mathrm{pl}} A^{-m/2} \tag{2}$$

where T is the thickness of the deposit, T_0 is the extrapolated thickness at the vent, A is the isopach area, k is the slope of the exponential law, T_{pl} is the power-law parameter and m is the power-law exponent. The parameters and the coefficients of determination (R^2) obtained for our data collection are reported on Fig. 4.

We calculated the bulk volume of the PFall layer by integrating the laws over given intervals (Fierstein and Nathenson 1992; Bonadonna et al. 1998; Bonadonna and Houghton 2005), and the results are given in Table 1. For the exponential thinning rate, we integrated the three segments and obtained a volume of 42×10^6 m^3. Because the power law converges neither to zero nor to infinity, we integrated from 1 m to 100 km and from 1 m to 200 km, to obtain volumes of 37 and 57×10^6 m^3, respectively. The distance of 100 km to the West coincides with the western border of the Occidental Cordillera, while 200 km to the

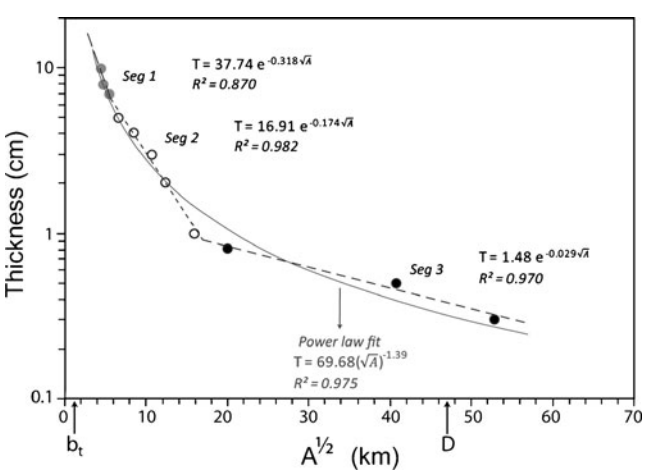


Fig. 4 Semi-log plot of thickness vs. (isopach area)$^{1/2}$ for the PFall layer of the August 2006 eruption of Tungurahua. *Solid curve* power law fit, *dashed lines* the three segments of the exponential fit with two breaks in slope, D dispersion index after Walker (1973), b_t the thickness half distance after Pyle (1989)

Table 1 PFall deposit volumes calculated from the two mathematical laws fitting the thinning rate of the PFall layer

Mathematical fit	Integration interval (m)	Volume (10^6 m^3)
Exponential Law (3 breaks-in-slope)	[0.38; +∞]	42.0
Power Law	[1; 100,000]	37.2
Power Law	[1; 120,000]	41.6
Power Law	[1; 150,000]	47.6
Power Law	[1; 200,000]	56.6

West matches the Ecuadorian coast. These results indicate that the volume estimated with the power law fit is close to that obtained with the three-segmented exponential decay rate, when the integration is bounded to 120 km (42×10^6 m^3), which means that both models yield a similar result when the volume beyond the ~0.9 mm isopach is neglected in the power law integration. Both volume estimates are to be considered as minimum volumes as they do not include the distal ash volume (Sulpizio 2005; Rose and Durant 2009). The maximum volume of the PFall deposit is considered as a continuous layer as far as the Pacific Ocean, where the thickness calculated using the power law decay rate would be more than 0.04 cm, which yields a volume of 57×10^6 m^3 (Table 1).

These results also show that when thickness data are available to draw a third exponential segment in the graph T vs. $\sqrt{A}$, as is usually the case for recent well-documented eruptions, the exponential law with two breaks-in-slope is close to the power law as it represents fairly well the distal thinning rate (Fig. 4).

Eruptive column height

The maximum column height is estimated from an isopleth map (Fig. 5a) of scoria clasts by applying the methods of Carey and Sparks (1986) and Pyle (1989). The maximum size of the scoria clasts (MSS) is calculated from the average of the three principal diameters of the five largest fragments, which yields the volume of the clasts by approximation as an equivalent ellipsoid. After dry weighing, a mean scoria density of ~600 kg/m^3 is found. Carey and Sparks' method is based on the extent of downwind and crosswind axes of the isopleths and our data point to a maximum column height of ~16 km above the vent. Using an empirical expression, Pyle's method determines a value for the neutral buoyancy height (H_B) from the slope of the fit in the plot MSS vs. $\sqrt{\text{Isopleth Area}}$ (Fig. 5b). This yields a column height of ~18 km above the vent (Fig. 1c). Steffke et al. (2010) infer a plume height of 24 km a.s.l. from satellite remote sensing data using plume top temperature and velocity determination methods.

Grain-size analyses and deconvolution

Techniques for grain-size analyses

Grain-size analyses of the 22 PFall samples were carried out from −5 to 10 Φ (i.e. from 31.5 mm to 1 μm, with $\Phi = -\log_2 d$, d being the particle diameter in millimetres). We combined the mechanical sieving method at a 0.5-Φ interval from −5 to 4 Φ (31.5 mm–63 μm) and the laser diffraction method beyond 4 Φ, with an overlap of both analytical techniques between 3.5 and 4 Φ (90 and 63 μm, respectively) for 19 samples, and between 3 and 4 Φ (125 and 63 μm) for 3 samples. Each granulometric fraction of tephra was weighed at 10^{-2} g. Laser diffraction measurements were performed with a Malvern Mastersizer S instrument at the CEREGE Research Center (Aix-en-Provence, France). About 0.2 g of the selected cumulative fraction (for example, the fraction finer than 3.5 Φ) was dispersed in 400 mL of water, and three to five measurements were obtained for each sample.

All Co-PF samples were analyzed using the laser diffraction method with a dry dispersion system on a Malvern Mastersizer S at the ENSCCF Upper Chemical School (Blaise Pascal University, Clermont-Ferrand, France). For each sample, grain-size analyses were carried out from 0 to 10 Φ (1 mm to 1 μm) and duplicated.

Reconstructing grain-size distributions of PFall and Co-PF samples

Grain-size distributions obtained from sieving are in weight percentage on a 0.5-Φ interval scale. Laser diffraction results are in volume percentage on a discrete scale with bins of approximately 0.2 Φ. We merged several fractions to obtain a consistent 0.5 Φ scale from −5 to 10 Φ, assuming that the volume percentage varies linearly in a 0.2-Φ interval in the laser diffraction size range. Because of particle shape irregularities, distributions from laser diffraction do not match exactly at the sieve size limit (90 or 125 μm). Thus, after several iterations, we set an empirical threshold in laser diffraction data to match laser with sieving data in the overlapping size range.

For the 22 ash samples, grain-size distributions obtained by mechanical sieving and laser diffraction were merged together using a volume-to-mass conversion based on two assumptions: (1) for the laser diffraction analysis, a representative volume of grains is selected in the grain-size fraction of the sample, (2) grain density inhomogeneity in each grain-size fractions from 3.5 to 10 Φ is assumed to be negligible. With these assumptions in mind, the weight percentage of a grain-size fraction of a given size (X_f) is:

$$X_f = \left(x_f \times X_{<t}\right)/100 \quad (3)$$

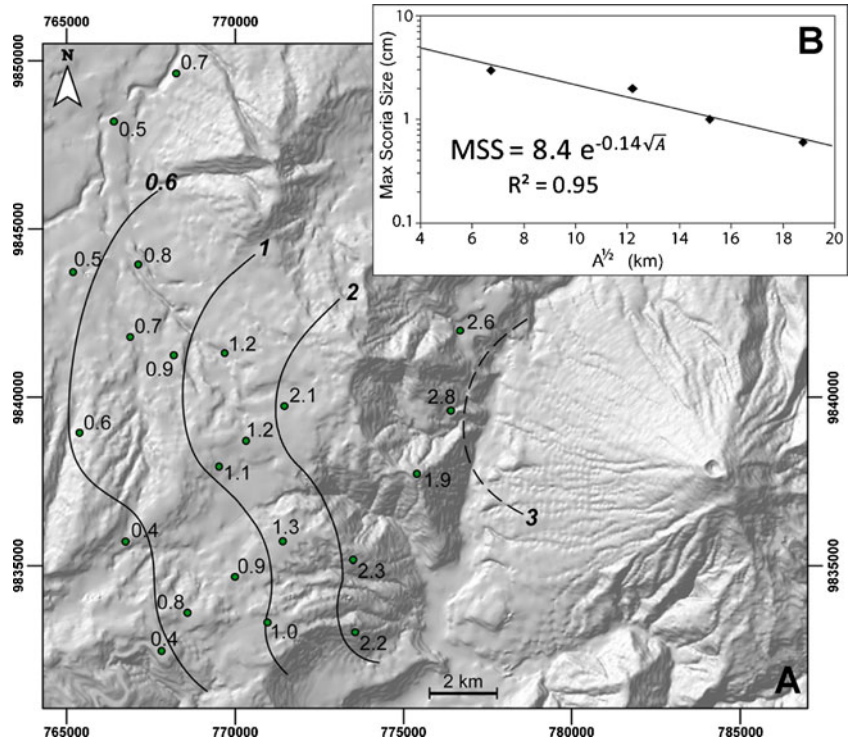


Fig. 5 **a** Isopleth map of the PFall layer, with contour lines labelled in centimetres. The mean value of the maximum size of the scoria clasts is given in centimetres. **b** Semi-log plot of the maximum size of the scoria clasts vs. (isopleths area)$^{1/2}$ for the PFall layer

where x_f is the volume % of a granulometric fraction of a given size and $X_{<t}$ is the weight % (wt.%) of the cumulative grain-size fraction selected for the analysis (>3 or >3.5 Φ). Thus, laser and sieving data were combined using the threshold value deduced from the laser diffraction data, and the whole grain-size distributions in weight % were reconstructed from −5 to 10 Φ with steps of 0.5 Φ.

All samples from the Co-PF deposits were analyzed using the laser diffraction method, in the size range 0–10 Φ (1 mm to 1 μm) and converted on a 0.5 Φ scale by gathering fractions with ~0.2 Φ bins. We simply converted the volume % to weight % assuming similar grain density in all fractions from 1 to 10 Φ.

Deconvolution of polymodal distributions

A few reconstructed distributions are unimodal while most are polymodal (see "Results"), with typically two or three modes and skewed tails. Because the interpretation of such complex distributions is not straightforward, we developed a deconvolution procedure which converts polymodal populations to unimodal subpopulations, using the LOGN_2D algorithm (Appendix). The algorithm is based on the discretized Weibull-type distribution (Gouhier and Donnadieu 2008), and it minimizes the number of subpopulations to the number of modes identified in the distribution in the case of non-log-normal distributions. The flexibility of the Weibull distribution enables easy interpolation within a wide range of probability density functions (e.g. exponential, Gaussian, log-normal) and allows the fit of positively skewed distributions, a situation that is not achievable with SFT software of Wohletz et al. (1989). Such processing yields improved fits to our data compared to SFT software results and thus offers a better insight into dispersal and transport mechanisms. The deconvolution principle is exemplified in Fig. 6 for three selected samples, and the relevance of the protocol is detailed in Appendix.

Results

Grain-size distributions of the PFall layer

The grain-size distributions of the 22 samples from the PFall layer are bimodal (Figs. 7 and 8), with one mode coarser than 2 Φ and another finer than 4 Φ. One peak is mainly apparent in the laser sieving range but extends into the mechanical sieving range, thus indicating that the fine mode is not an artefact resulting from combination of mechanical and laser diffraction techniques. Grain-size distribution patterns displayed in Fig. 7 allow us to qualitatively distinguish four groups: (1) group A (as indexed in Fig. 7) comprises poorly sorted multimodal distributions, (2) group B includes subsymmetrical distributions with two modes peaking at similar weight %, (3) group C consists of distributions with a coarse poorly sorted subpopulation and a smaller fine-grained subpopulation, (4) group D encompasses well-sorted distributions with a prominent coarse mode and a modest fine

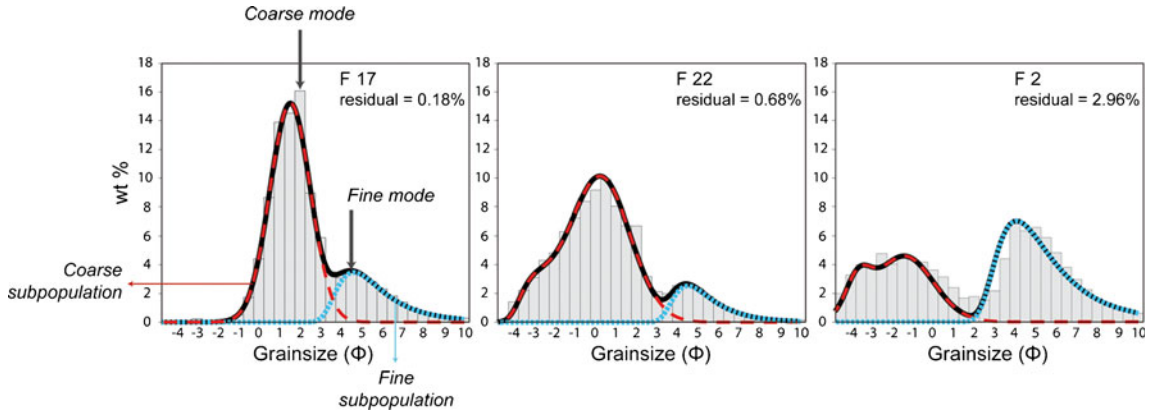


Fig. 6 Example of the deconvolution of three representative PFall grain-size distributions. The subpopulations are calculated from the two main modes of the original distributions. *Dashed and dotted curves* are coarse and fine subpopulations, respectively. *Thick solid curves* synthetic bimodal distributions resulting from the deconvolution procedure

subpopulation. Figure 8 shows that the samples from group A are located in the proximal zones; the samples from groups B and D occur close to the main dispersal axis and on the "wings" of the deposit, respectively; the samples from group C occur in the secondary lobe of the isopachs, southwest of the volcano.

The grain-size distributions are described here using parameters defined by Inman (1952): the median grain-size (Md_Φ), the sorting (σ_Φ) and the skewness (Sk) (Table 2). A graph of Md_Φ vs. σ_Φ (Fig. 9a) reveals that our data for bulk grain-size distributions plot dominantly into the field of pyroclastic flow deposits, with some data inside the tephra fall field, as delineated by Walker (1971).

To account for the bimodal grain-size pattern evidenced in Fig. 7, we deconvoluted all distributions to isolate two grain-size subpopulations using the procedure described above (Fig. 6, Appendix). Then, the distribution of each subpopulation was characterized separately using Inman's parameters (Fig. 9 and Table 2). For the coarse subpopulation, Md_Φ ranges between −2.0 and 1.5 Φ, σ_Φ between 0.7 and 1.9 and Sk between 0.02 and −0.15. For the fine subpopulation, Md_Φ ranges between 1.7 and 1.2 Φ, σ_Φ between 5.1 and 4.0 and Sk between 0.24 and 0.17. σ_Φ of the coarse subpopulation tends to improve with decreasing Md_Φ, while σ_Φ of the fine subpopulation shows no clear correlation with Md_Φ (Fig. 9a). Md_Φ of the coarse subpopulation strongly correlates with the thickness, whereas Md_Φ of the fine subpopulation remains subconstant over the whole Quero Plateau area (Fig. 9b). σ_Φ of the coarse subpopulation improves with the thinning of the deposit, while σ_Φ of the fine subpopulation remains similar regardless of thickness variations (Fig. 9c). According to the values of Sk, most coarse subpopulations are symmetrical (log-normal) and others are coarse-skewed (e.g. F 20, F 22), while all the fine subpopulations are fine-skewed (Table 2).

Grain-size distributions of the Co-PF deposit

The grain-size distributions of most samples from Co-PF deposits have a single mode between 4.5 and 5.0 Φ (Fig. 10), and only two distributions needed to be deconvoluted. Indeed, as described in "Stratigraphy and sampling", Co-PF deposits observed in sections III_b and III_c (31 and 121 m away from the Romero gully, Figs. 1c and 3) appeared intercalated with numerous PFall beds. As a result, the samples collected (C7 and C8, Fig. 3) were slightly mixed with PFall material, with implications for their grain-size distributions (Fig. 10): the distribution of the sample C8 reveals a minor and coarser mode at 1.5 Φ, and the distribution of the sample C7 shows a "bulge" in the coarse fraction and a mode around 4.0 Φ. These distributions were thus deconvoluted to isolate the finest subpopulation in the deposit.

Table 2 summarizes the grain-size results obtained for the Co-PF distributions. Md_Φ calculated from the unimodal distributions varies between 5.0 and 4.4 Φ, σ_Φ between 1.6 and 1.8 and Sk between 0.15 and −0.08. Md_Φ calculated for the fine subpopulations obtained by deconvolution of the distributions of samples C7 and C8 is 4.2 Φ and 5.0 Φ, σ_Φ is 1.7 and 1.8 and Sk is 0.23 and 0.08, respectively. These values are similar to those obtained for the fine grain-size subpopulation identified in the PFall samples, and the data plot in the same field in the graph Md_Φ vs. σ_Φ (Fig. 9a).

Discussion

Size of the August 16, 2006 eruption

Our volume estimates yield a rain-compacted tephra fall volume of about 42×10^6 m^3 and previous studies have estimated the volume of bulk PF deposits at $5–10\times10^6$ m^3 (Hall et al. 2007; Kelfoun et al. 2009). Therefore, the

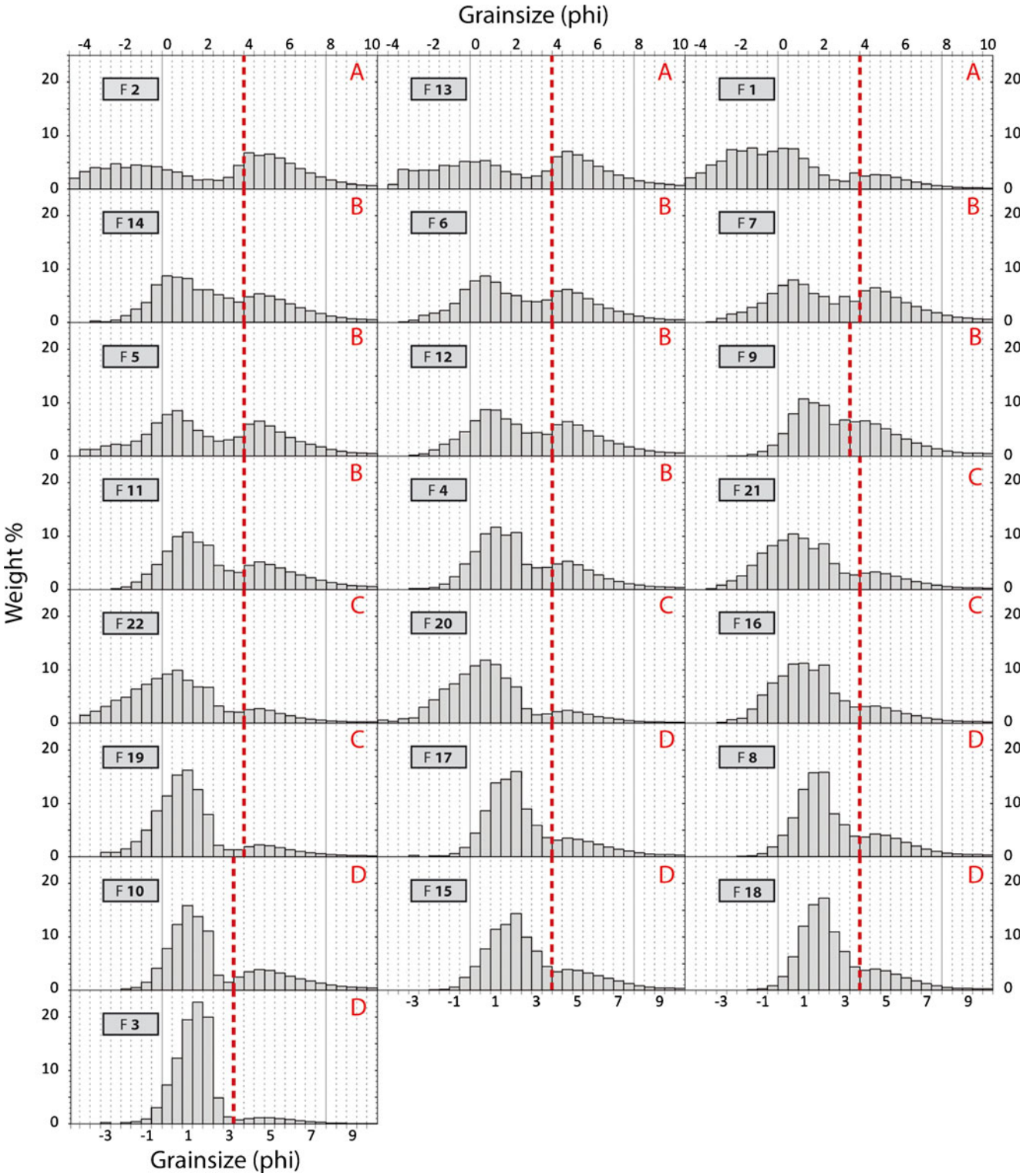


Fig. 7 Grain-size distributions of the 22 samples of the PFall layer in weight %. The *thick dashed line* is the limit between sieving and laser diffraction data. The distributions are classified in four groups (*A*, *B*, *C* and *D*) based on broad distribution features (see "Results")

minimum tephra volume is 47×10^6 m^3, and the maximum does not exceed 67×10^6 m^3 (Table 1). In the VEI classification scheme of Newhall and Self (1982), these values rank the August 2006 phase at VEI 3, which differs from the VEI 4 obtained by Fee et al. (2010), based on eruption duration and column height estimated from satellite-based data (Steffke et al. 2010). However, estimation of VEI solely from plume height may be insufficiently

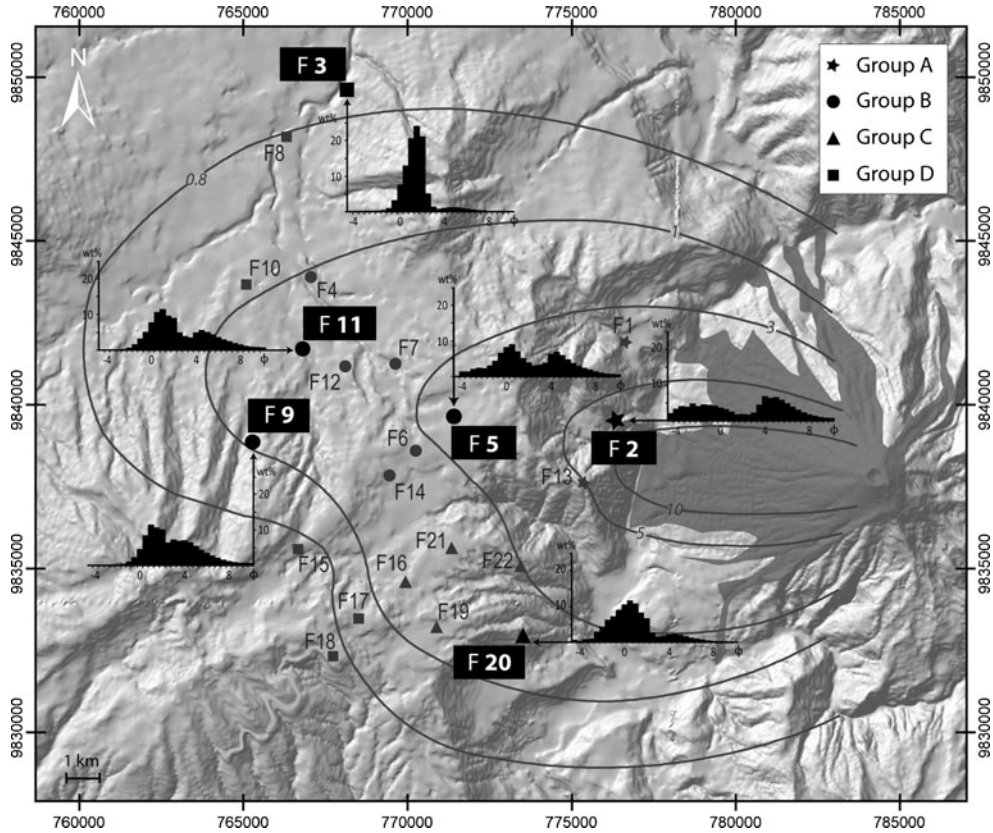


Fig. 8 Representative grain-size distributions of PFall samples in selected places of the deposit. The *solid curves* are the isopach contours in cm. *Solid stars* locations of group A samples. *Solid dots* locations of group B samples. *Solid triangles* locations of group C samples. *Solid squares* locations of group D samples. The name of each sample is given on the map

precise for assessment of the size of a volcanic eruption. Indeed, local atmospheric conditions may have a strong influence on the plume height (rain scavenging, complex wind pattern, etc.). Moreover, assessment of plume height using either satellite or ground-based data remains a difficult task. In a satellite-based approach, plume height estimates using plume top temperature and wind velocity methods may be inaccurate because they require input parameters derived from atmospheric models. In deposit-based studies, the plume height determinations strongly depend on the amount of maximum size data and the resolution of the isopleth map (Biass and Bonadonna 2010). An estimate of the VEI based on the volume of the tephra deposit is much more reliable, and we rank the August 2006 phase as a VEI 3.

Origin of the grain-size subpopulations in the PFall layer

Our grain-size results reveal a bimodal distribution of all the samples collected in the Quero Plateau. The coarse-grained subpopulation is characterized by a decrease of Md_Φ and an improvement of σ_Φ radially away from source (Figs. 8, 9b, c). This pattern reflects the weight-driven fractionation of the particles in the plume, for which high to moderate Reynold numbers imply a dominantly exponential thinning rate: the coarsest particles settled early during plume dispersion, while fine ash particles had a longer atmospheric residence time and settled beyond the sampling area. The coarse subpopulation of the PFall layer's grain-size distributions is therefore characteristic of a tephra fall deposit from a spreading volcanic plume fed by a sustained column (Fisher 1964).

The grain-size characteristics of the fine subpopulation in our samples from the PFall layer suggest different transportation and sedimentation processes as compared to the coarse subpopulation: (1) Md_Φ and σ_Φ show no correlation with the thinning of the deposit (Figs. 9b, c), (2) all distributions display a positive skewness (Fig. 7 and Table 2), (3) in Walker's plot of σ_Φ vs. Md_Φ (Fig. 9a), the grain-size distributions of the fine subpopulation have a fallout signature, (4) in the same plot, σ_Φ and Md_Φ for the fine subpopulation of the PFall layer show values that are similar to those of the Co-PF deposit (Fig. 9a).

These grain-size characteristics of the fine subpopulation and particularly the constancy of Md_Φ and σ_Φ in the whole deposit cannot be explained by a rain-flushing process, i.e. the early fall of fine ash particles, precipitated by rain droplets from the plume, to the ground (Walker 1981b), because this process is plausible only locally as "muddy" ash fall was reported during the eruption only in the Pillate area (Fig. 1c). However, most witnesses west of the volcano indicated that the eruption took place in cloudy weather conditions but without rain at ground level. In addition, we found no evidence of ash aggregation in the tephra fall

Table 2 Calculated Inman's parameters of the grain-size distributions for samples from the PFall layer and the Co-PF deposits. The two subpopulations were isolated using the deconvolution of the bulk bimodal distribution

Sample	Bulk distributions			Coarse subpopulation				Fine subpopulation			
	Md_Φ	σ_Φ	Sk	Mode	Md_Φ	σ_Φ	Sk	Mode	Md_Φ	σ_Φ	Sk
F 1	−0.5	3.2	0.26	−1.0	−1.2	1.8	0.02	4.0	4.4	1.6	0.24
F 2	2.7	4.3	−0.28	−1.4	−2.0	1.7	−0.03	4.1	4.6	1.7	0.20
F 3	1.1	0.9	−0.10	1.4	1.1	0.7	0.00	4.4	4.6	1.3	0.20
F 4	1.6	2.4	0.33	1.0	0.8	1.0	0.00	4.3	4.6	1.4	0.22
F 5	1.5	3.1	0.20	0.4	−0.1	1.5	−0.15	4.5	4.8	1.5	0.23
F 6	1.9	2.9	0.17	0.6	0.3	1.3	0.01	4.5	4.9	1.6	0.22
F 7	1.5	3.1	0.20	0.5	0.0	1.6	−0.14	4.4	4.8	1.5	0.19
F 8	1.8	2.0	0.41	1.6	1.4	0.9	0.02	4.8	5.1	1.4	0.19
F 9	2.3	2.3	0.21	1.2	1.0	0.8	0.01	3.6	4.0	1.5	0.22
F 10	1.3	2.3	0.49	1.0	0.7	0.8	−0.01	4.6	5.0	1.5	0.17
F 11	1.7	2.7	0.35	1.0	0.8	1.2	0.00	4.6	5.1	1.6	0.20
F 12	2.1	2.8	0.17	1.0	0.7	1.3	0.00	4.6	5.1	1.7	0.21
F 13	2.1	3.8	−0.04	−0.1	−0.7	1.9	−0.08	4.5	4.9	1.5	0.20
F 14	1.8	2.8	0.22	0.5	0.2	1.4	0.00	4.6	5.0	1.5	0.20
F 15	1.9	2.1	0.35	1.7	1.5	1.0	0.00	4.7	5.1	1.6	0.20
F 16	1.1	2.2	0.24	0.9	0.7	1.3	−0.01	4.5	4.8	1.3	0.19
F 17	1.7	1.9	0.38	1.5	1.3	1.0	0.00	4.6	5.0	1.4	0.19
F 18	1.8	1.8	0.38	1.8	1.5	0.8	−0.01	4.4	4.8	1.5	0.21
F 19	0.6	1.5	0.11	0.7	0.4	1.0	0.00	4.6	4.9	1.4	0.20
F 20	0.3	2.0	0.10	0.3	0.1	1.4	−0.01	4.5	4.8	1.2	0.20
F 21	0.8	2.5	0.28	0.5	0.2	1.4	0.00	4.6	4.8	1.4	0.23
F 22	0.2	2.5	0.15	0.2	−0.3	1.7	−0.09	4.5	4.8	1.3	0.20
C1	5.0	1.7	0.09								
C2	5.0	1.6	0.12								
C3	4.8	1.6	0.11								
C4	4.4	1.6	0.15								
C5	4.7	1.7	0.07								
C6	4.8	1.8	0.01								
C7	3.8	1.9	0.12	2.0	1.8	0.6	0.01	3.8	4.2	1.7	0.23
C8	4.6	2.3	−0.08	1.6	1.4	0.6	0.04	5.0	5.0	1.8	0.08

layer during field work and sampling. On the other hand, the grain-size distributions (Md_Φ, σ_Φ and Sk) of the Co-PF samples show close similarities with the fine subpopulation of the PFall, which argues for comparable transport and sedimentation mechanisms. The positive skewness of the fine subpopulation supports a comminution process (Freundt and Schmincke 1992; Wohletz et al. 1989) during the PF emplacement: we interpret that the very fine particles (>7 Φ) constituting the tail of the distributions result from the milling of grains in coarser grain-size ranges. We infer that this grain-size subpopulation results dominantly from the settling of fine ash elutriated from moving scoria flows and transported over the Quero Plateau, largely beyond the PF depositional area. The process of elutriation above dense PF promotes the segregation of well sorted fine-grained fractions in Co-PF ash clouds (Evans et al. 2009; Rose and Durant 2009), and due to their similar floatability, transport has little influence on grain-size distribution in the Co-PF cloud. Therefore, the resulting Co-PF ash deposit is expected to show similar median grain size and sorting regardless of the distance from the source.

Co-PF transport and deposition

In this section, we address the processes which caused synchronous deposition in the PFall layer of: (1) coarse tephra fall particles from the plume and (2) the fine ash settled from the Co-PF clouds. The map in Fig. 11 shows the weight fraction of the fine subpopulation (x_{FS}) in the bulk grain-size distributions of the PFall samples, according to the deconvolution procedure described in "Grain-size analyses and deconvolution" and Appendix. Noticeably, the region with x_{FS} values above 40% coincides with the

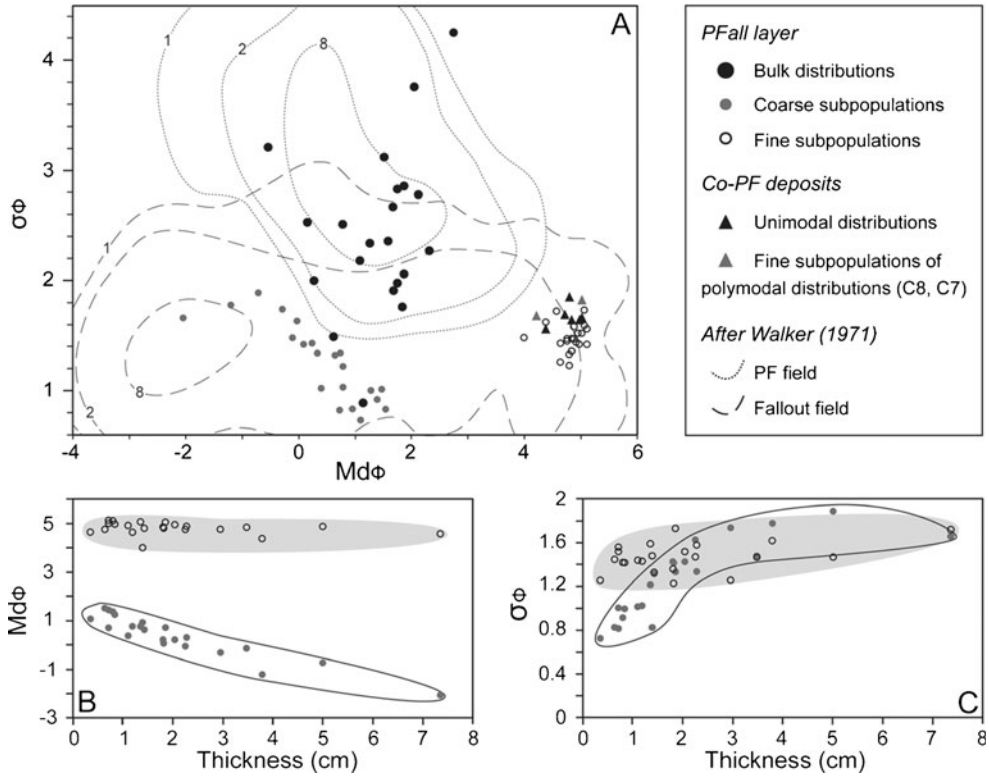


Fig. 9 Plots of the two subpopulations of the grain-size distributions of the 22 PFall layer samples. *Grey dots* coarse subpopulation, *open dots* fine subpopulation. **a** Plot of σ_Φ vs. Md_Φ for PFall and Co-PF data. *Solid dots* bulk distributions of PFall samples. *Solid triangles* unimodal grain-size distributions of the Co-PF deposit samples. *Open triangles* fine subpopulation of the distributions C8 and C7. Fallout field (*dashed line*) and pyroclastic flow field (*dotted line*) of Walker (1971) are shown for 1%, 2% and 8% contours. **b** Plot of Md_Φ vs. thickness of the deposit. **c** Plot of σ_Φ vs. thickness of the deposit. **a**, **b** Greyed and contoured fields display variation trends of the fine and coarse subpopulations, respectively

westward continuation of the area where the largest PF reached the Chambo River between Pillate village and Arrayan hill (Figs. 1c and 11). The area with x_{FS} above 20% is also coincident with downwind prolongation of PF deposits, which make a broad fan in the area located from the East of Cotalo village to Guilles Valley (Figs. 1c and 11). The map shows that x_{FS} varies from the most proximal to the distal locations parallel and perpendicular to an axis defined by the main flow direction of the PF (Fig. 11). These findings corroborate the idea that the fine subpopulations in our samples of the Quero plateau result from transport and deposition of ash particles previously elutriated from the PF on the volcano. As indicated by the grain-size distributions of Co-PF samples, particle sizes in Co-PF clouds are mostly above 4 Φ and thus settle at a low Reynolds Number (Re<0.4), which implies a low terminal velocity (Rose 1993; Bonadonna et al. 1998). These particles are thus easily transported several kilometres from the source prior to deposition. At Tungurahua, the emplacement of PF was restricted to nearby valleys (Puela, Chambo; Fig. 1c), but we infer that the Co-PF clouds were transported into the area of the main tephra plume dispersal, above the Arrayan relief and the Quero plateau, allowing fine ash sedimentation in the area. In contrast, fine ash particles in the main convective plume were transported far from the source and settled beyond the studied area. Observations of many Co-PF clouds in past eruptions indicate that Co-PF clouds rise to a lower elevation than that attained by vertical, jet-sustained volcanic columns. Such situations are described e.g. for Reboubt in Alaska (Scott and McGimsey 1994), Mayon in the Philippines (Moore and Melson 1969) and Montserrat in the West Indies (Bonadonna et al. 2002). Satellite remote sensing data of the August 2006 Tungurahua eruption (Steffke et al. 2010) highlighted two plumes drifting at different elevations during the eruption, after the beginning of emplacement of the PF: the highest drifted between 17,500 and 24,000 m a.s.l. and the lower one between 7,250 and 10,500 m a.s.l. Given the low mobility of scoria flows and the relatively small volumes of their PF deposits, the Co-PF cloud was probably the lowest one. This configuration may explain why the fine ash from the Co-PF clouds settled on the Quero Plateau closer to the vent than the fine ash from the main column and plume, which were essentially transported beyond the studied area.

Figure 11 also suggests that the Co-PF cloud was locally influenced by confined atmospheric circulations, as evidenced by x_{FS} values increasing with distance from the PF depositional area in the secondary lobe contoured to the south-west by the red dotted line: distal samples located on the Igualata relief about 3,700 m a.s.l. show a large proportion of fine particles (F15=27% and F18=25%), compared to proximal samples (12%, 14%, 19%) collected on the Plateau at about 3,400 m a.s.l., in the eastern continuation of the 600-m deep Igualata Valley. These grain-size distributions were classified into group C (Fig. 8) because they show poor sorting and a large coarse-grained subpopulation (Fig. 7 and see "Results"). We suggest that these local variations of grain-size distributions result from

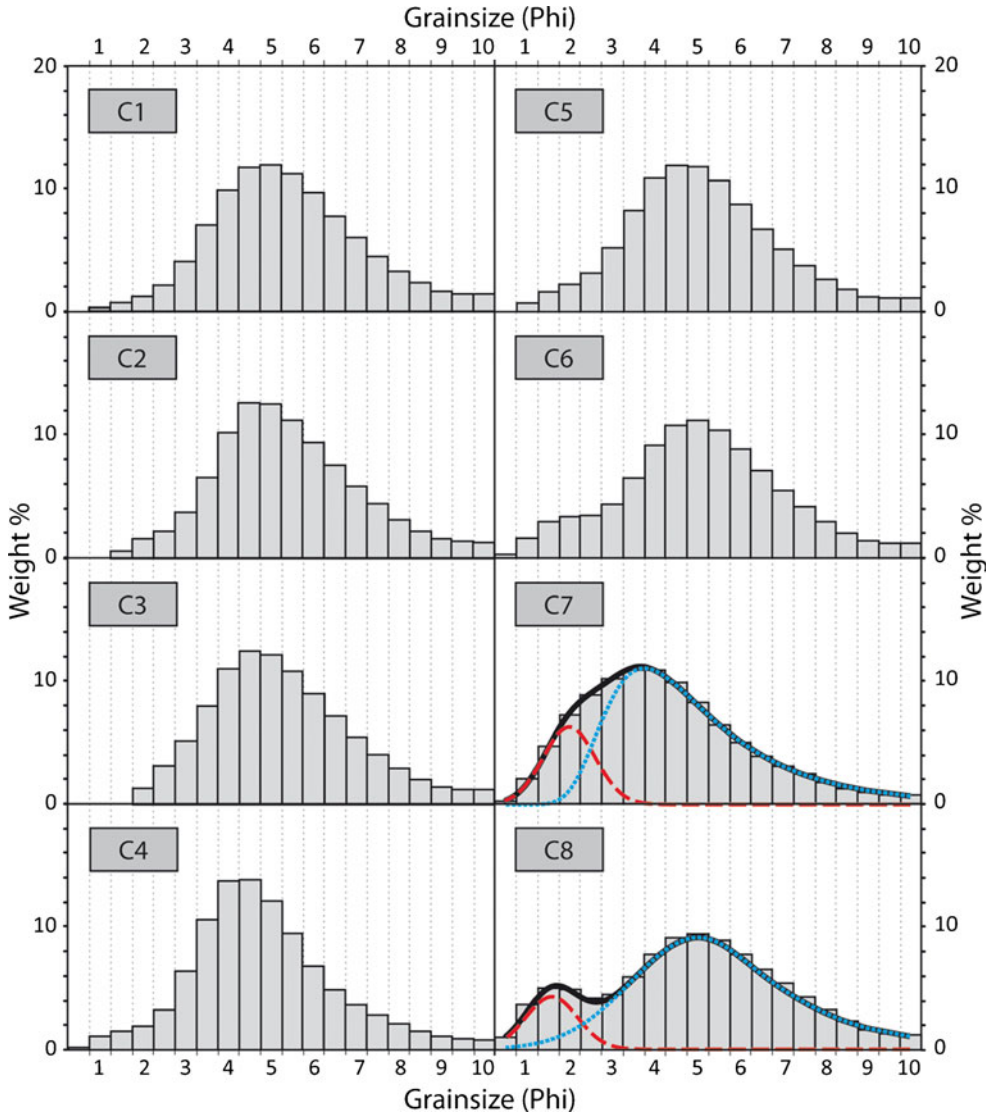


Fig. 10 Grain-size distributions of the eight samples from the Co-PF deposit in weight %. Distributions C7 and C8 were deconvoluted in a minor coarse subpopulation (*dashed curve*) and a major fine subpopulation (*dotted curve*). *Thick solid curve* synthetic bimodal distribution resulting from the deconvolution procedure

the influence of topographic irregularities, and local winds running from the Guilles to the Igualata valleys, on ash transport and deposition of the fine particles (Fig. 11). This process may have contributed to the irregularity of the isopach contours in the Igualata area (Figs. 1c, 8, 11).

Depositional chronology of the stratigraphic units

Here, we propose a depositional chronology of the eruptive products based on witness accounts, stratigraphic evidence, grain-size results and interpretations presented in the previous sections. The plume was transported over the studied area from 2015 hours UTC on August 16 to about 1100 hours UTC on August 17 and consequently the emplacement of the tephra fall deposit from the main plume lasted for about 15 h, with a peak from 0100 to 0700 hours UTC on August 17. The emplacement of PF began around 2200 hours UTC on August 16 and continued as repeated pulses for about 5 to 6 h, as evidenced by seismic records (Hall et al 2007), which led to multiple flow units in the deposits (see "Stratigraphy and sampling"). In the PF depositional area, the emplacement of the PF units occurred synchronously with the settling of the tephra fall particles from the main plume. Therefore, the tephra fall deposit locally occurs as thin coarse-grained scoria layers intercalated between PF units, or the PFall clasts were incorporated in the PF, with no depositional record as a distinct fallout layer. Hence, the PFall layers preserved on top of most PF deposits (chiefly on the western flanks) only reflect the final stage of the tephra fall event in the proximal area.

On the Quero plateau, i.e. west of the PF depositional area, the PFall layer consisted of a single bed composed of two grain-size subpopulations. Field observations indicated that the PFall layer occurred as a texturally sub-massive unit, i.e. with little or no lamination and stratification, and the fine-grained subpopulation occurred as a matrix between the scoria lapilli. For this reason, we infer that the main tephra plume and the Co-PF clouds reached the

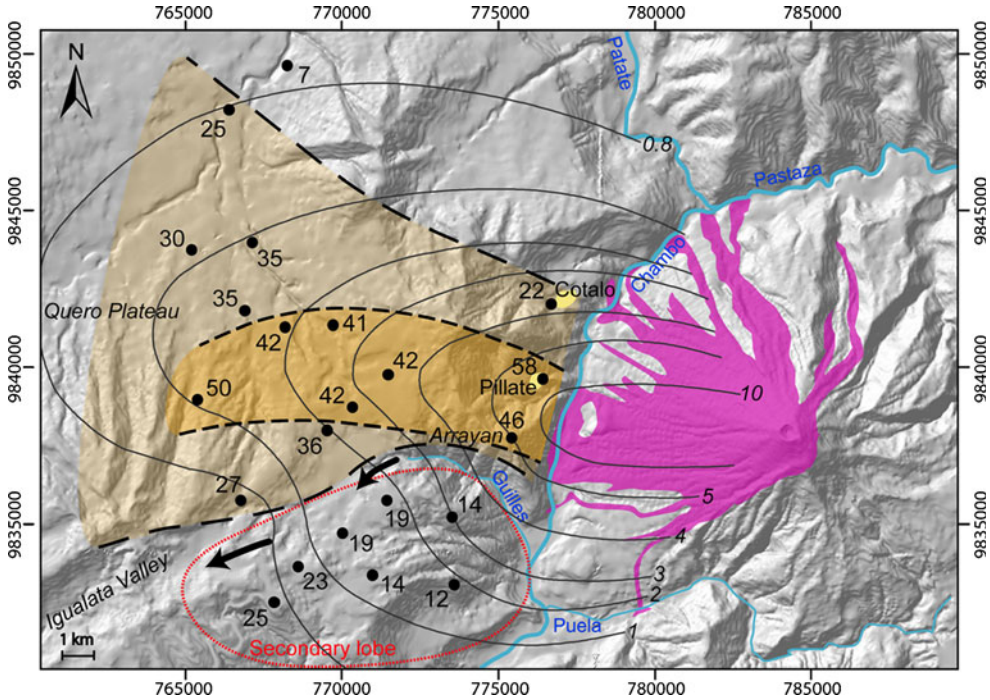


Fig. 11 Weight fraction of the fine subpopulation (x_{FS}) in the bulk bimodal grain-size distributions of the PFall samples. *Solid dots* PFall sampling sites, *numerical labels* values for x_{FS} in weight %, *pink area* pyroclastic density current deposits, *light orange area bounded by long dashed lines* area where $40>x_{FS}>20\%$, *dark orange area bounded by short dashed lines* area where $x_{FS}>40\%$. The *red dotted line* encloses the samples in the south-west lobe. *Solid arrows* local atmospheric currents, *solid curves* isopach contours in centimetres, *yellow area* inhabited areas mentioned in the text

Quero plateau at the same time, with synchronous deposition of the two grain subpopulations.

Consequences of synchronous deposition of Co-PF ash and tephra fall particles

The isopach map shows irregular, sub-bilobate contour lines in the area between Guilles and Igualata valleys (Fig. 1c). Several processes may explain this deviation from the regular elliptical shape. Ernst et al. (1994) suggest that distinctive pressure distribution gradients may cause plume bifurcation, which in turn results in bilobate tephra thickness distributions. In the Tungurahua case, the plume height estimates (16–18 km above the vent) suggest a strong plume, but no evidence of strong cross wind was recorded. In addition, according to Ernst et al. (1994), bifurcated plumes show a region depleted in material between the two advancing lobes which should translate into sub-symmetrical tephra and grain-size distributions in the deposit. Such a pattern is not observed in our study: tephra fall thickness displays asymmetry and relief-dependent patterns, and grain-size distributions show no symmetrical arrangement in relation to the dispersal axis. Thus, the plume bifurcation process seems unlikely to explain the sub-bilobate shape of the isopach contours. A change in wind direction during plume drifting is another possible mechanism, but there are no wind records in the studied area to test that hypothesis. Yet, such wind shift effects have been observed frequently on longer timescales at Tungurahua, with notable influence on volcanic ash distribution (Le Pennec et al., personal communication), and this process has been documented at other tropical volcanoes such as Cerro Negro, Nicaragua (Rose et al. 1973; Taylor 1969). However, as explained above, we interpret the lack of fine particles in the area contoured by the red dotted line in Fig. 11 as a result of local redistribution of the fine Co-PF ash, during fall deposition, by near-ground winds running from the Guilles to the Igualata valleys, leading to low thickness values in this area (Fig. 1c). This redistribution suggests that the accumulation of the fine Co-PF particles had an impact on the final tephra thickness, particularly in the sampling localities where x_{FS} is above 20%, i.e. the area corresponding to the main depositional lobe (Fig. 11). The sub-bilobate shape of the thickness contour lines would thus be the result of a local "over-thickening" of the deposit due to the synchronous deposition of Co-PF ash and not from wind shift or bifurcation effects.

These interpretations raise the question of the impact of fine ash incorporation on volume calculations. We observed that the fine particles filled the void space between the lapilli grains of the PFall layer, which means that only a fraction of the fine particles contributes to the local "over-thickening" of the PFall layer. Thus, x_{FS} is not proportional to the PFall layer thickness but has a negligible effect on volume estimation.

Inference of eruptive type

The eruption type is determined here by referring to the classifications of Walker (1973) and Pyle (1989). Walker used two parameters, the dispersion index (D in square kilometres) and the fragmentation index (F in weight %). D

is the area enclosed in the isopach 1/100 of the extrapolated thickness at the vent (T_0). Using the third exponential segment in the thinning rate (Fig. 4), we obtain D= 2,212 km². F is the weight percentage of ash finer than 1 mm in the deposit, at the site where the dispersal axis meets the $0.1\times T_0$ isopach. F is estimated here using the grain-size distribution of sample F5, which closely matches the above requirements (0.1×37 cm=3.7 cm isopach). Using the whole grain-size distribution, F is 71%, which locates the August 2006 eruption in the vulcanian field of Walker's classification diagram (Fig. 12). However, the phenomenology of the activity and the lithology of the deposits do not support a vulcanian eruption type: the tephra layer is essentially composed of juvenile, highly vesicular scoria clasts (~95%) and the eruptive column was sustained over 6 h. In addition, the 8-month-long activity preceding the August 2006 event (see "Geological setting and recent volcanic activity") indicates persistent degassing from an open conduit system, which is unlike the vulcanian behaviour documented at other volcanoes (Stix et al. 1997; Morrissey and Mastin 2000). Walker's classification relies on tephra fall deposits and does not account for the possible mixing of grain populations from different origins, as is the case in the PFall layer. Data processing and deconvolution have allowed us to isolate the coarse-grained plume-derived subpopulation of the PFall layer and allowed us to recalculate the F index for the F5 sample using only the distribution of the coarse subpopulation and obtained 47%, which places the 2006 Tungurahua eruption in the plinian field (Fig. 12).

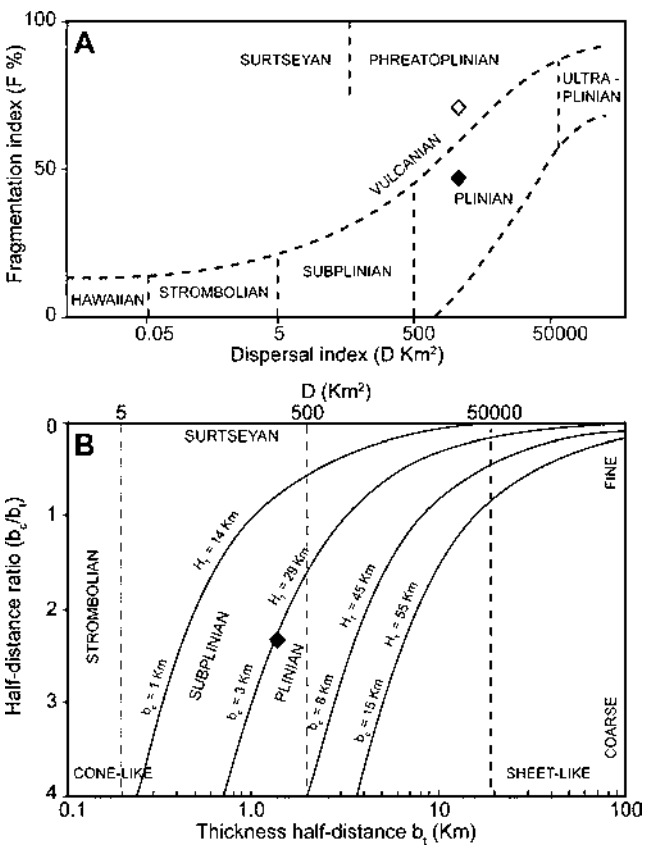


Fig. 12 **a** Classification scheme of eruption types after Walker (1973). *Open diamond* classification of the August 16–17, 2006 eruption of Tungurahua using the bulk grain-size distribution of the sample F5 for the calculation of *F*. *Solid diamond* classification using the fine subpopulation of the grain-size distribution of the sample F5 for the calculation of *F*. **b** Classification scheme of the eruptive types after Pyle (1989). *Solid diamond* classification of the August 16–17, 2006 eruption of Tungurahua

Pyle's classification is based on the calculation of parameters b_c, the maximum clast half-distance and b_t, the thickness half-distance (Pyle 1989). We obtained a b_c of 3.1 km and a b_t of 1.2 km (Figs. 4 and 5). As a result, the data plots near the limit between plinian and subplinian fields (Fig. 12). Pyle's classification relies on maximum clast size, which corresponds to the coarsest fraction of our samples. Hence, when the fine Co-PF-derived subpopulation is removed from the analysis, the August 2006 eruption is described as plinian in both Walker and Pyle classifications of eruptive types. Based upon the dispersal model of Carey and Sparks (1986), Pyle's classification states that plinian eruptions have total column heights >29 km above the depositional area (~3 km a.s.l. in the case of Tungurahua Volcano). Although the August 2006 event plots in the plinian field, our data and observations do not fully support this minimal column height. Our maximum clast size data yield a height between 16 and 18 km above the vent, which is significantly lower than the limit proposed in Pyle's definition of plinian eruptive type. Satellite-based data suggest a column height of 24 km a.s.l. (Steffke et al. 2010), which is still 8 km below the plinian minimum of Pyle's classification.

Our ground-based evaluation of the eruption size supports a VEI 3, which corresponds to a "moderate-large" event with column height of 3–15 km in the original VEI Table of Newhall and Self (1982). The steep-sloped proximal thinning rate (Fig. 4) contrasts with those of most widespread sheet-like deposits of typical Plinian eruptions (Houghton et al. 2000) and is more akin to that of many violent strombolian to subplinian eruptions (e.g. Arrighi et al. 2001; Pioli et al. 2008). In addition, componentry analyses, scoria clast textures (to be presented elsewhere) and block-rich, small-volume scoria flow deposits, all point to a subplinian, rather than a plinian eruption type.

The findings obtained at Tungurahua suggest that the limit between subplinian (typically VEI 3) and plinian (typically VEI 4–5) fields should be placed at a higher dispersal limit in Walker's and Pyle's classification schemes and that an improved determination of the eruptive style should include componentry and textural data.

Conclusion

The August 16–17, 2006 Tungurahua eruption in Ecuador witnessed the emplacement of numerous scoria flows and the deposition of a widespread tephra layer west of the volcano. We investigated the distribution, thinning rate and volume of the tephra to determine the size of the eruption. A bulk tephra volume in the range 47–67×10^6 m^3 supports a VEI 3 event, consistent with a calculated column height of 16–18 km above the vent, i.e. smaller than the VEI 4 inferred from remote sensing data of Steffke et al. (2010). This has been the most common eruption size at Tungurahua since 3 ka (Le Pennec et al. 2006, 2008).

Sieve and laser diffraction analyses of our pyroclastic fall layer samples reveal bimodal grain-size distributions. We developed an algorithm which allows us to identify two grain-size subpopulations in the deposit with distinct characteristics, thus revealing different transport-depositional processes. The coarse-grained subpopulation is interpreted as the result of transportation and sedimentation from the main volcanic plume, which drifted west from the vertical tephra column. The positively skewed fine-grained subpopulation is unevenly distributed laterally in the pyroclastic fall layer and shares grain-size similarities with the elutriated co-pyroclastic flow ash cloud deposits preserved on top of the scoria flow deposits. We show that the high fine particle content in the fall layer coincides with the downwind prolongation of the pyroclastic flow deposits. These results indicate that bimodal grain-size distribution in fallout layer results from synchronous deposition of lapilli from the main plume and fine ash elutriated from scoria flows. We found no evidence for ash aggregation or plume bifurcation processes to explain these bimodal grain-size distributions.

Our study indicates that synchronous deposition of coarse-grained lapilli from a volcanic plume with fine-grained ash during concomitant emplacement of pyroclastic density currents is an additional mechanism to explain bimodal grain-size distributions in tephra fall layers. Moreover, our work shows that inappropriate grain-size data processing may result in inadequate eruptive type characterization. Tephra dispersal characteristics of the violent August 2006 Tungurahua eruption place it in the plinian field of current classification schemes, but our investigation favours a subplinian eruption type.

Acknowledgements This work is part of a PhD project by JE and has been completed in the context of a French-Ecuadorian cooperation program. Discussions with P Ramon, P Samaniego, H Yepes, C Robin, K Kelfoun, P Hall, P Mothes and many other individuals in the Tungurahua region improved our understanding of the August 2006 event. Reviews of the manuscript by RJ Carey and D Andronico and editorial handling by R Cioni and J White are warmly acknowledged.

Appendix

Particle size distributions (PSD) of natural deposits commonly show polymodal and asymmetric distributions usually interpreted as a combination of various physical processes that cannot be described by a single log-normal distribution. The aim of LOGN_2D algorithm (LOGNormal Distribution Deconvolution) is to decipher natural composite PSD by a sum of independent PSDs accounting for distinct processes. This fully automated algorithm is based on a discretized Weibull-type distribution whose flexibility permits easy interpolation between a wide range of distributions and positive skewness modelling.

The Weibull distribution is defined through a probability density function of particles with diameter (x) using the two parameters (k) and (λ):

$$f_{\mathrm{w}}(x;k,\lambda) = \left(\frac{k}{\lambda}\right)\left(\frac{x}{\lambda}\right)^{(k-1)} \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right)^{k} \quad \text{for} \quad x > 0 \tag{A1}$$

The shape factor (k) permits to model from exponential (k=1) to Gaussian (k=3) shapes, hence allowing non log-normal distribution modelling. The shift factor (λ) depends on the mode (μ) and is defined by:

$$\lambda = \mu\left(\frac{k-1}{k}\right)^{-\frac{1}{k}} \tag{A2}$$

The cumulative distribution function for the Weibull distribution is:

$$F(x;k,\lambda) = 1 - \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right)^{k} \quad \text{for } x \geq 0 \tag{A3}$$

Then, the Weibull distribution can be used to generate a combination of several components in order to model a natural composite distribution as:

$$f(x)_{\mathrm{comp}} = w_1 f_1(x) + w_2 f_2(x) + \ldots + w_n f_n(x) \tag{A4}$$

and

$$F(x)_{\mathrm{comp}} = w_1 F_1(x) + w_2 F_2(x) + \ldots + w_n F_n(x) \tag{A5}$$

where w_i is the weight of each component that represents their relative fraction following:

$$\sum_{i=1}^{n} w_i = 1 \tag{A6}$$

The deconvolution of the natural distribution can be achieved by best-fit matching of synthetic and natural data. The inversion procedure uses a least-square estimation method based on the minimization function $S(x)$ between the natural and the synthetic distribution.

$$S(x) = \sum \left[f(x)_{\mathrm{nat}} - f(x)_{\mathrm{synth}}\right]^2 \tag{A7}$$

Variable parameters (k,λ, μ and w) are optimized during iterative calculations until the fitness criterion between synthetic and natural distributions is reached.

The accuracy of the deconvolution procedure is controlled for the whole sample population verifying the similarity between the Inman's parameters (Md_Φ, σ_Φ, Sk) for the natural bulk distribution, and the Inman's parameters for the synthetic bimodal distribution (Fig. 13). The data points are distributed on a line with the equation $y=x$, which suggests that the deconvolution gave realistic results.

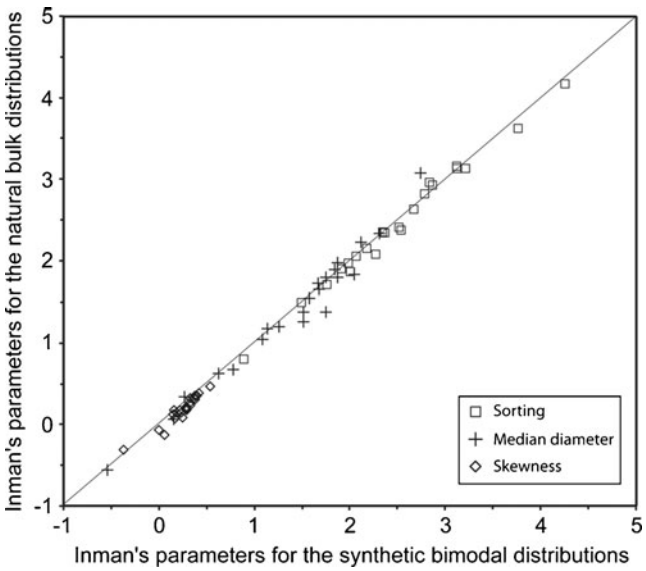


Fig. 13 Deconvolution checking-graph: correlation between the Inman's parameters calculated for the natural bulk distributions and the Inman's parameters calculated for the synthetic bimodal distributions of the whole 22 PFall samples

References

Arana-Salinas L, Siebe C, Macías JL (2010) Dynamics of the ca. 4965 yr 14 C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. J Volcanol Geotherm Res 192:212–231

Arellano S, Hall M, Samaniego P, Le Pennec J-L, Ruiz A, Molina I, Yepes H (2008) Degassing patterns of Tungurahua volcano (Ecuador) during the 1999–2006 eruptive period, inferred from remote spectroscopic measurements of SO2 emissions. J Volcanol Geotherm Res 176:151–162

Arrighi S, Principe C, Rosi M (2001) Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. Bull Volcanol 63:126–150

Barberi F, Coltelli M, Ferrara G, Innocenti F, Navarro JM, Santacroce R (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geol Mag 125:1–14

Biass S, Bonadonna C (2010) A quantitative uncertainty assessment of eruptive parameters derived from tephra deposits: the example of two large eruptions of Cotopaxi volcano, Ecuador. Bull Volcanol 73:73–90

Bonadonna C, Ernst GGJ, Sparks RSJ (1998) Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. J Volcanol Geotherm Res 81:173–187

Bonadonna C, Mayberry GC, Calder ES, Sparks RSJ, Choux C, Jackson P, Lejeune AM, Loughlin SC, Norton GE, Rose WI, Ryan G, Young SR (2002) Tephra fallout in the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt TH, Kokelaar BP (eds) The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, pp 483–516, 21

Bonadonna C, Houghton BF (2005) Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. Bull Volcanol 67:441–456

Brazier S, Sparks RSJ, Carey SN, Sigurdsson H, Westgate JA (1983) Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. Nature 301:115–119

Carey RJ, Houghton BF, Thordarson T (2009) Tephra dispersal and eruption dynamics of wet and dry phases of the 1875 eruption of Askja Volcano, Iceland. Bull Volcanol 72:259–278

Carey RJ, Houghton BF (2010) "Inheritance": An influence on the particle size of pyroclastic deposits. Geology 38:347–350

Carey S, Sparks RSJ (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bull Volcanol 48:109–125

Costantini L, Bonadonna C, Houghton B, Wehrmann H (2009) New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. Bull Volcanol 71:337–355

Dartevelle S, Ernst GGJ, Stix J, Bernard A (2002) Origin of the Mount Pinatubo climactic eruption cloud: Implications for volcanic hazards and atmospheric impacts. Geology 30:663–666

Ernst GGJ, Davis JP, Sparks RSJ (1994) Bifurcation of volcanic plumes in a crosswind. Bull Volcanol 56:159–169

Evans JR, Huntoon JE, Rose WI, Varley NR, Stevenson JA (2009) Particle sizes of andesitic ash fallout from vertical eruptions and co-pyroclastic flow clouds, Volcan de Colima, Mexico. Geology 37:935–938

Fee D, Garces M, Steffke A (2010) Infrasound from Tungurahua Volcano 2006–2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. J Volcanol Geotherm Res 193:67–81

Fisher R (1964) Maximum Size, Median Diameter, and Sorting of Tephra. J Geophys Res 69:341–355

Fierstein J, Nathenson M (1992) Another look at the calculation of fallout tephra volumes. Bull Volcanol 54:156–167

Fierstein J, Houghton BF, Wilson CJN, Hildreth W (1997) Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). J Volcanol Geotherm Res 76:215–227

Freundt A, Schmincke H (1992) Abrasion in pyroclastic flows. Geol Rundsch 81:383–389

Freundt A, Wilson CJN, Carey SN (2000) Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, New York, pp 581–599

Gouhier M, Donnadieu F (2008) Mass estimations of ejecta from Strombolian explosions by inversion of Doppler radar measurements. J Geophys Res 113:B10202

Hall M, Robin C, Beate B, Mothes P, Monzier M (1999) Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. J Volcanol Geotherm Res 91:1–21

Hall M, Mothes P, Ramon P, Arellano S, Barba D, Palacios P (2007) Dense pyroclastic flows of the 16–17 august 2006 Eruption of Tungurahua Volcano, Ecuador. AGU Joint Assembly, Acapulco, Mexico

Houghton BF, Wilson CJN, Pyle DM (2000) Pyroclastic Fall Deposits. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, New York, pp 555–570

Houghton BF, Wilson CJN, Fierstein J, Hildreth W (2004) Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. Bull Volcanol 66:95–133

Inman DL (1952) Measures for decribing the size distribution of sediments. J Sediment Res 22:125–145

Kelfoun K, Samaniego P, Palacios P, Barba D (2009) Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). Bull Volcanol 71:1057–1075

Le Pennec J-L, Hall ML, Robin C, Bartomioli E (2006) Tungurahua volcano - Late Holocene activity. Field Guide A1. IAVCEI (Editor), Fourth International Conference "Cities on Volcanoes", Quito, Ecuador

Le Pennec J-L, Jaya D, Samaniego P, Ramón P, Moreno Yánez S, Egred J, Van der Plicht J (2008) The AD 1300–1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. J Volcanol Geotherm Res 176:70–81

Molina I, Kumagai H, Le Pennec J-L, Hall M (2005) Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. J Volcanol Geotherm Res 147:144–156

Moore JG, Melson WG (1969) Nuées Ardentes of the 1968 Eruption of Mayon Volcano, Philippines. Bull Volcanol 33:600–620

Morrissey MM, Mastin LG (2000) Vulcanian eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, New York, pp 463–475

Newhall CG, Self S (1982) Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. J Geophys Res 87:1231–1238

Pioli L, Erlund E, Johnson E, Cashman K, Wallace P, Rosi M, Granados HD (2008) Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). Earth Planet Scien Let 271:359–368

Pyle DM (1989) The thickness, volume and grain-size of tephra fall deposits. Bull Volcanol 51:1–15

Rose WI, Bonis S, Stoiber R, Keller M, Bickford T (1973) Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. Bull Volcanol 37:338–364

Rose WI (1993) Comment on 'another look at the calculation of fallout tephra volumes' by Judy Fierstein and Manuel Nathenson. Bull Volcanol 55:372–374

Rose WI, Self S, Murrow P, Bonadonna C, Durant A, Ernst GGJ (2008) Nature and significance of small volume fall deposits at composite volcanoes: Insights from the October 14, 1974 Fuego eruption, Guatemala. Bull Volcanol 70:1043–1067

Rose WI, Durant AJ (2009) Fine ash content of explosive eruptions. J Volcanol Geotherm Res 186:32–39

Samaniego P, Le Pennec J-L, Robin C, Hidalgo S (2011) Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua. J Volcanol Geotherm Res 199:69–84

Scott WE, McGimsey RG (1994) Character, mass, distribution, and origin of tephra-fall deposits of the 1989–1990 eruption of redoubt volcano, south-central Alaska. J Volcanol Geotherm Res 62:251–272

Sparks RSJ, Self S, Walker GPL (1973) Products of Ignimbrite Eruptions. Geology 1:115–118

Steffke AM, Fee D, Garces M, Harris A (2010) Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. J Volcanol Geotherm Res 193:143–160

Stix J, Torres R, Narváez M, Cortés G, Raigosa J, Gómez D, Castonguay R (1997) A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia. J Volcanol Geotherm Res 77:285–303

Sulpizio R (2005) Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. J Volcanol Geotherm Res 145:315–336

Taylor PS (1969) Soluble material on volcanic ash. Unpublished MA Thesis, Dartmouth College, Hanover, N. H

Walker GPL (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. J Geol 79:696–714

Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme. Geol Rundsch 62:431–446

Walker GPL (1981a) Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. J Volcanol Geotherm Res 9:395–407

Walker GPL (1981b) Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. J Volcanol Geotherm Res 11:81–92

Watt SFL, Pyle DM, Mather TA, Martin RS, Matthews NE (2009) Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. J Geophys Res 114:B04207

Wohletz KH, Sheridan MF, Brown WK (1989) Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. J Geophys Res 94:15703–15721

Chapitre 3

Distribution des densités de particules dans les dépôts de retombée pyroclastique

3.1 Introduction et démarche

L'étude géométrique et granulométrique du dépôt de retombée pyroclastique de l'éruption d'août 2006 du Tungurahua a permis de comprendre les mécanismes particuliers de transport et de sédimentation des particules à l'origine du dépôt, de mettre en évidence l'impact de ces mécanismes sur l'enregistrement sédimentaire de l'éruption, de déterminer certains paramètres éruptifs (volume total du dépôt, hauteur du panache, distribution de tailles de grains, etc.), ainsi que de caractériser la phase éruptive d'août 2006 en termes de type et de VEI. Comme cela a cependant été souligné dans le Chapitre 1, l'information sur la taille de l'éruption fournie par le VEI est limitée car : 1) comme nous l'avons montré dans le chapitre précédent, la détermination de la hauteur du panache est un exercice difficile, tant à l'aide de méthodes "sols" basées sur l'étude des dépôts (*Biass et Bonadonna, 2011*) que de méthodes satellites (*Steffke et al., 2010, Urai et Ishizuka, 2011*), et 2) le volume d'un dépôt de retombée n'est pas relié de façon simple à la quantité de produits émis au cours d'une éruption, en termes de masse ou de volume de magma (*Pyle, 2000*), et apporte donc une vision biaisée de la taille réelle d'une éruption. Il est de plus essentiel de déterminer séparément la magnitude et l'intensité d'une éruption, qui sont supposées corrélées dans l'échelle de VEI et qui apparaissent pourtant comme deux paramètres indépendants dans de nombreuses éruptions (cf section 1.3). La détermination de la magnitude et de l'intensité massiques de l'éruption d'août 2006 au Tungurahua est donc indispensable pour caractériser la taille de cette éruption et comprendre sa dynamique. Cependant, comme nous en discuterons au Chapitre 4, calculer de façon précise et directe la magnitude et l'intensité sans passer par une étape imprécise de conversion du volume total du dépôt à la masse totale, nécessite de connaître en différents points géographiques la distribution massique des constituants du dépôt (éléments magmatiques, non magmatiques, éléments vésiculés, denses, cristaux etc.). Par ailleurs, comme cela a été noté dans le chapitre précédent, pour appréhender le style de l'éruption, en complément du type, il est également nécessaire d'étudier la nature et la proportion massique des constituants du dépôt, qui permettent de caractériser les processus éruptifs (dégazage, origine de la fragmentation, modalités qualitatives et quantitatives d'érosion du conduit, etc.).

Ce type d'étude, appelée "analyse de constituants" est couramment employé en volcanologie dans les dépôts de retombée pyroclastique (*Taddeucci et al., 2002 ; Cole et al., 2005 ; Costantini et al., 2008 ; Andronico et al., 2009b ; Cioni et al., 2011*) et est

généralement effectué par comptage lithologique d'échantillons de dépôt, technique qui fournit des résultats en nombres de particules. De tels résultats non convertis ne peuvent pas être interprétés quantitativement en termes de processus éruptifs, car la proportion de grains en nombre est fortement dé-corrélée de la proportion massique. Comme nous le verrons dans la suite, il n'existe cependant pas de méthode à la fois rapide et quantitative permettant de mesurer directement des proportions massiques. La conversion des résultats de comptage lithologique depuis des proportions numériques (assimilables à des proportions volumiques si on travaille avec une échelle granulométrique suffisamment fine) vers des proportions massiques est donc nécessaire.

Dans la plupart des cas, cette conversion n'est pas effectuée (*Taddeucci et al., 2002 ; Andronico et al., 2009b ; Arana-Salinas et al., 2010*). Certains auteurs utilisent des valeurs moyennes de densité de particules (rapport de la masse d'un grain sur le volume du grain prenant en compte la porosité intra-particulaire) sur des gammes de taille plus ou moins larges (e.g. *Rosi et al., 1999 ; Taddeucci et Palladino, 2002*), pour convertir les volumes en masses. Cette méthode reste approximative car la densité de particules varie avec la granulométrie, en particulier pour les produits vésiculés. Une conversion précise requiert en fait un modèle de distribution des densités de particules avec la granulométrie, et ce pour différentes classes de constituants. Peu de modèles de ce type (cités ci-dessous) ont été proposés par la littérature, bien qu'ils puissent s'avérer utiles dans d'autres domaines de la volcanologie, comme par exemple la modélisation numérique de dispersion de panaches. La densité est généralement considérée comme constante dans un intervalle granulométrique et approximée par une valeur moyenne (par exemple : *Folch et Felpeto, 2005 ; Costa et al., 2006 ; Folch et al., 2008*). Seuls *Bonadonna et Phillips* (*2003*) ont proposés, à partir d'une synthèse bibliographique, que la densité de particules vésiculées (ponces ou scories) varie linéairement dans des gammes de tailles intermédiaires et qu'elle se stabilise à des valeurs plateaux pour les granulométries grossières ($\leq -1\phi$) et fines ($\geq 7\phi$).

Récemment, *Alfano et al.* (*2011*) utilisent ce même modèle pour le calcul de vitesses de sédimentation des particules depuis le panache, en utilisant une mesure de densité de solide dans la gamme granulométrique fine ($> 4\phi$) et la moyenne des mesures de densité de particule dans la gamme granulométrique grossière (-5 à -3ϕ). Ce modèle n'a jamais été vérifié par des mesures exhaustives sur des échantillons naturels et nécessite donc d'être validé et étendu à d'autres classes de constituants (particules denses, cristaux libres etc.). De plus, une mise en

équation du modèle est indispensable pour permettre son utilisation en routine et pour permettre également l'interpolation de mesures discrètes.

Le dépôt de l'éruption d'août 2006 du Tungurahua est idéal pour mener à bien une étude détaillée des distributions de densité de particules, du fait de la qualité de l'échantillonnage, tant du point de vue de la distribution géographique des points de collecte que de la quantité de dépôt prélevée à chaque point, ainsi que la qualité de l'analyse granulométrique effectuée dans le chapitre précédent. Le jeu de données à notre disposition nous permet d'étudier la distribution des densités de particules en fonction de la position géographique et de la granulométrie à partir de données exhaustives de comptage lithologique et de mesures de densités de particules par pycnométrie à eau. Les analyses de constituants et des densités s'appuient sur des protocoles optimisés et robustes, mis en place après différents essais méthodologiques. Un modèle de distribution des densités en fonction de la granulométrie est proposé dans ce chapitre. Ce modèle est décrit par une loi empirique qui permet une interpolation de données ponctuelles sur toute la gamme granulométrique. Nous verrons également comment ce modèle permet la conversion des résultats de l'analyse des constituants (en proportions de particules) en charges massiques, et proposons donc une méthodologie pour calculer en différents points du dépôt la charge massique des différents constituants dans chaque fraction granulométrique. Ce chapitre correspond en partie à une publication courte à soumettre au journal "Geophysical Research Letter".

3.2 Méthodologie

3.2.A ***Analyse des constituants***

L'analyse des constituants d'un dépôt de retombée pyroclastique permet de déterminer la nature des différentes particules constituant ce dépôt et de quantifier leurs proportions. Il existe peu de techniques d'analyse de constituants à la fois rapides et simples à mettre en œuvre. La méthode de séparation des grains puis pesée (*Carey et al., 2007*) donne des résultats en masse de façon directe, mais est très coûteuse en temps, en particulier dans les gammes de tailles fines (> 1ϕ), du fait de la quantité de grains nécessaires pour assurer la précision de la pesée et de la difficulté de la sélection de grains fins. Le comptage lithologique, qui ne nécessite pas la séparation des grains, est donc la méthode la plus couramment utilisée, bien qu'elle présente également quelques difficultés : 1) parce que le choix d'un sous-échantillon représentatif de l'échantillon que l'on souhaite analyser est critique, 2) parce qu'il est effectué manuellement, le comptage peut être biaisé par la subjectivité de l'opérateur qui aura tendance à sélectionner certaines particules plutôt que d'autres, ou à changer ses critères de sélections au fur et à mesure du comptage des grains. Les limites de la technique de comptage lithologique sont rarement abordées dans la bibliographie, le protocole de comptage utilisé au cours des études n'étant souvent même pas précisé (*Costantini et al., 2008 ; Andronico et al., 2009b ; Cioni et al., 2011*). Des efforts d'automatisation des techniques de comptages ont été effectués ces dernières années. *Yamanoi et al.* (*2008*) proposent par exemple une méthode basée sur la mesure de la couleur dominante des grains pour distinguer différents types de grains plus ou moins vésiculés. Cette technique n'est cependant adaptée que pour distinguer les grains en fonction de leur vésicularité et de leur cristallinité. Dans le cadre de cette étude et du fait de la gamme granulométrique que je souhaite explorer (-4,5ϕ à 3,5ϕ), j'ai choisi d'utiliser la méthode de comptage lithologique en mettant en place un protocole robuste pour limiter les erreurs liées à l'analyse.

Les comptages ont été réalisés sur tous les échantillons par fractions granulométriques de -4,5ϕ à 3,5ϕ. Seules quelques fractions granulométriques de certains échantillons n'ont pas été analysées pour des raisons diverses : certaines fractions ont par exemple été intégralement rendues inutilisables par d'autres analyses effectuées au cours de la thèse. Des étapes de

prétraitement ont permis de pallier à l'absence de ces données (cf section 3.2.A.d). Les résultats bruts des comptages lithologiques sont reproduits dans leur intégralité en format Excel dans l'Annexe Electronique de cette thèse.

3.2.A.a Détermination des classes de constituants

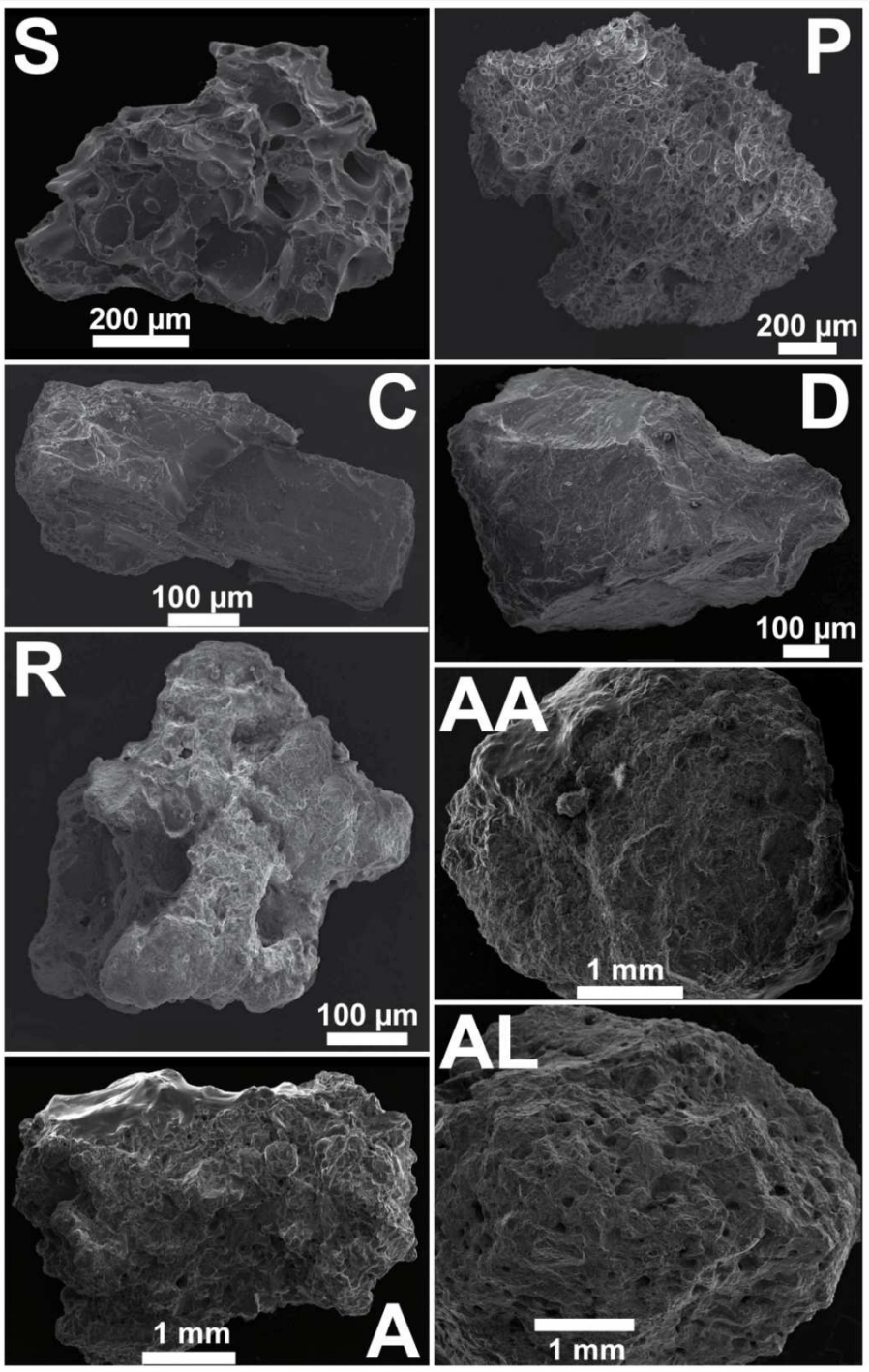


Figure 3.1 : Exemples de particules issues des huit classes de constituants identifiées dans le dépôt de retombée d'août 2006 du Tungurahua : (S) scories, (P) ponces blanches, (C) cristaux libres, (D) lithiques denses, (A) agrégats de cristaux, (R) scories rouges, (AA) agrégats cendreux, (AL) lithiques altérés. Images MEB en électrons secondaires.

Une série d'observations détaillées à l'œil nu et à la loupe binoculaire de différentes fractions granulométriques de plusieurs échantillons a permis de mettre en évidence huit classes de constituants qui apparaissent dans tous les échantillons et sur toute la gamme granulométrique. Ces classes, définies en fonction des caractéristiques morphologiques (couleur, forme, etc.) et physiques (vésicularité, densité, etc.) des particules, sont les suivantes (les abréviations utilisées sont les mêmes dans les articles en anglais des sections 3.3 et 4.2) (Fig. 3.1): (S) scories, (P) ponces blanches, (C) cristaux libres, (D) lithiques denses, (A) agrégats de cristaux, (R) scories rouges, (AA) agrégats cendreux, (AL) lithiques altérés.

Les caractéristiques physiques et les critères d'identifications des particules sont détaillés dans le Tableau 3.1. La vésicularité des grains est ici définie de façon qualitative à partir d'observations visuelles en se basant sur la terminologie introduite par *Houghton et Wilson* (*1989*). La morphologie sera étudiée et discutée dans le chapitre 5 de la thèse.

Classe	Couleur	Forme	Vésicularité	Description / Remarques
S	Noirs à marrons	Très irrégulière	- Moyenne à élevée - Vésicules arrondies à allongées	- Les particules aux vésicules de formes arrondies dominent en quantité - Composition andésitique (57,6-58,9 wt.% SiO_2) - Matrice riche en verre + microlites aciculaires (principalement plagioclases et pyroxènes)
P	Blanchâtres	Très irrégulière	- Extrême - Vésicules arrondies	- Composition plus acide (61,1-62,5 wt.% SiO_2) - Matrice riche en verre
C	Noirs ou transparents	Automorphes		- Pyroxènes et plagioclases en majorité - Couche irrégulière de verre
D	Noirs	Anguleuse	Nulle	- Particules denses et massives - Texture microlitique
A	Blancs et noirs	Trapue	Quasi nulle	- Agrégat de cristaux de plagioclases et pyroxènes de tailles variées - Faible présence de verre interstitiel
R	Rougeâtres	Très émoussée	- Moyenne - Larges vésicules arrondies	- Surface altérée - Présence de minéraux de recristallisation sur la surface des grains et dans les vésicules - Vésicules de 100 à 50 µm de diamètre
AA	Marrons à grisâtres	Très arrondie	Quasi nulle	- Agrégats compacts de particules fines (<63 µm) de natures variées (fragments de verre, cristaux libres etc.)
AL	Noirs à gris foncés	Légèrement émoussée	- Faible - Vésicules arrondies	- Surface altérée

Tableau 3.1 : Caractéristiques des grains des différentes classes de constituants utilisées comme critères d'identification pour le comptage de particules. Les compositions chimiques sont issues de *Samaniego et al.* (*2011*).

3.2.A.b *Essais et développement du protocole de comptage*

Après avoir réalisé une première série de comptage pour identifier clairement les classes de constituants, j'ai délégué cette tâche à deux opérateurs. Des comptages tests de plusieurs fractions ont été effectués indépendamment par ces deux opérateurs en vue de mettre en place un protocole d'analyse robuste. Ces essais ont permis de mettre en évidence les principales sources d'erreurs potentielles au cours des opérations de comptage et de développer des méthodes permettant de minimiser ces erreurs d'analyse.

Les deux opérateurs ont d'abord effectué quelques comptages ensemble à l'œil nu et à la loupe binoculaire pour apprendre à distinguer les classes de particules en s'appuyant sur les critères d'identification présentés précédemment. Chaque fraction a ensuite été comptée par groupes de 10 grains, et les proportions (en pourcentage de particules, p.%) des différentes classes de constituants calculées à chaque pas de 10 grains. Ces opérations ont été répétées plusieurs fois pour chaque fraction, par les deux opérateurs en alternance. La Fig. 3.2 présente quelques exemples de résultats d'essais de comptages effectués sur l'échantillon F1.

La mise en œuvre de ces comptages et les résultats de ces tests ont permis de mettre en évidence différents points :

1- les fractions plus grossières que 0,5ϕ peuvent être comptées à l'œil nu tandis qu'à partir de 0,5ϕ les fractions doivent être comptées à la loupe binoculaire ;
2- une homogénéisation efficace de l'échantillon est indispensable car les grains ont tendance à ségréguer en fonction de leur densité et de leur forme ;
3- la sélection du grain au cours du comptage doit être effectuée avec vigilance, les particules légères (telles que les scories ou les ponces), plus mobiles que les particules lourdes (cristaux libres par exemple), étant plus aisées à sélectionner, en particulier sous la binoculaire ;
4- pour la plupart des échantillons, au-delà de 250 ± 20 grains comptés, les proportions des différentes classes se stabilisent dans un intervalle de 2 à 3 p.% de variation (Fig. 3.2 : comptages 1 à 3 fraction -2ϕ, comptages 2 à 4 fraction 0,5ϕ, comptage 1 fraction 3ϕ) ;
5- dans le cas de certains comptages, les proportions des classes présentent une dérive (variation dans un intervalle supérieur à 3 p.%) au-delà des 250 grains comptés (Fig. 3.2 : comptage 1 fraction 0,5ϕ, comptage 2 fraction 3ϕ) ;
6- les résultats des opérations de comptage sont très reproductibles (écart type <1) pour les fractions plus grossières que -1ϕ, et le sont moins (écart type >1 jusqu'à 10 pour certaines

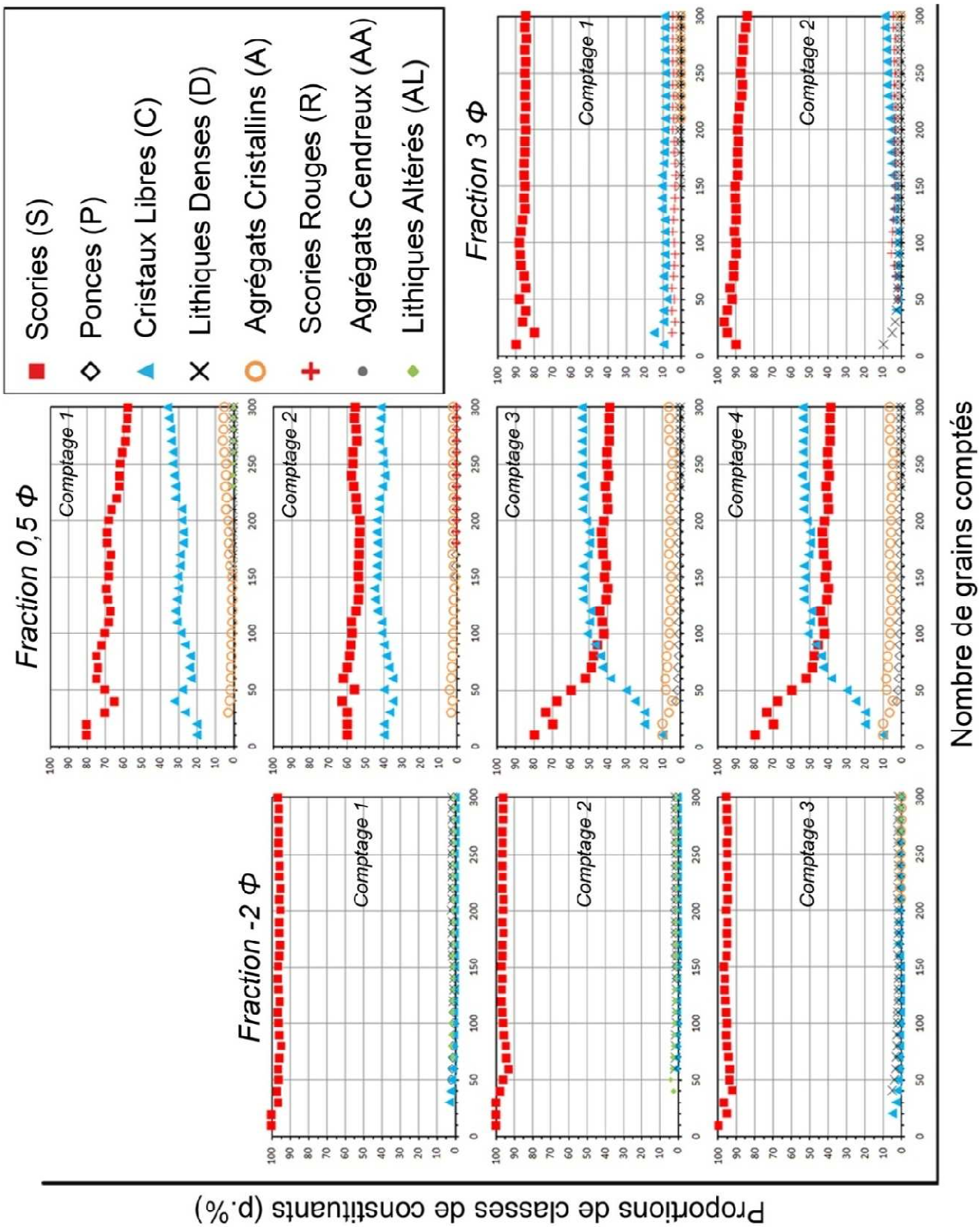


Figure 3.3.2 : Exemples d'essais de comptages effectués dans l'échantillon F1.

classes de constituants) dans les fractions plus fines (Fig. 3.2 : très bonne répétitivité des comptages de la fraction -2ϕ, mauvaise répétitivité des comptages de la fraction 0,5ϕ) ;

7- l'homogénéisation contribue fortement à la stabilisation des proportions dans la gamme des 300 grains comptés et à la répétitivité des résultats d'une opération de comptage à une autre.

Les causes des anomalies de résultats observées peuvent provenir d'erreurs d'analyses telles que : i) une détermination et un classement erroné des grains, ii) une homogénéisation peu efficace, iii) une sélection des grains biaisée (par des "effets de roulement" par exemple, ou un choix subjectif du grain par l'opérateur, etc.). Ces erreurs augmentent dans les fractions granulométriques fines qui contiennent par ailleurs une plus grande quantité de particules et présentent dans la plupart des cas une hétérogénéité forte. Ces observations ont permis d'élaborer un protocole d'analyse pour l'ensemble des échantillons, visant à minimiser les erreurs d'analyses.

3.2.A.c *Protocole de comptage définitif*

Afin d'homogénéiser au mieux les fractions granulométriques préalablement à chaque opération de comptage, l'intégralité de la fraction granulométrique est dispersée suivant une forme de disque sur une surface propre et plate. Les grains sont mélangés à l'aide d'une spatule depuis la périphérie jusqu'au centre pendant plusieurs minutes en veillant à maintenir les particules distribuées sous la forme d'un disque peu épais (équivalent à la hauteur des grains jusqu'à 1,5ϕ environ, jamais plus épais que 0,5 mm dans les gammes fines) pour éviter trop de superposition des grains.

Ce disque est ensuite séparé en deux suivant un diamètre choisi arbitrairement. Un demi-disque est conservé, et le comptage s'effectue depuis le centre de sa base vers l'extérieur, par groupes de 10 grains, en utilisant une fine pointe en métal pour écarter les particules une fois comptées. De -4,5 à 0ϕ, les fractions sont comptées à l'œil nu, de -1 à 3,5ϕ, les fractions sont comptées à la loupe binoculaire.

Le nombre de grains comptés à chaque opération est fixé à 300 pour assurer la stabilisation des proportions de chaque classe de constituants. Quand les fractions granulométriques contiennent moins de 300 grains, toutes les particules sont comptées.

De -4,5 à 0ϕ, chaque fraction est comptée une seule fois par l'un ou l'autre des opérateurs, puisque la répétitivité est généralement excellente. Pour les cas où une dérive des proportions apparaît, le second opérateur recompte au moins une fois la même fraction. De

0,5 à 3,5ϕ, les fractions sont comptées au moins une fois par chaque opérateur, jusqu'à 6 fois au total quand la répétitivité des résultats de comptage est jugée insuffisante (i.e. écart type des résultats >3) ou dans le cas d'une dérive des proportions supérieure à 5 p.% de variation est observée au-delà les 250 grains comptés. Quand l'opération de comptage est répétée, les grains précédemment comptés sont re-mélangés à la fraction, et celle-ci est ré-homogénéisée suivant le protocole décrit au-dessus, avant l'opération de comptage suivante.

3.2.A.d Prétraitement des résultats des opérations de comptage

La Fig. 3.3 présente l'exemple des résultats obtenus pour la fraction 250 µm de l'échantillon F13, et illustre les étapes de prétraitement.

Etape 1 : Tri des résultats

Les résultats obtenus à l'issu des opérations de comptage sont examinés un à un. Certains montrent une dérive des proportions au-delà des les 250 grains comptés (Fig. 3.2 : comptage 1 de la fraction 0,5ϕ et comptage 2 de la fraction 3ϕ, Fig. 3.3 : comptage 1). Les résultats présentant une dérive supérieure à ~4 p.% de variation sont éliminés (Fig. 3.3). Des opérations de comptage supplémentaires sont effectuées pour faire en sorte qu'au moins deux résultats présentant une dérive inférieure à ~4 p.% de variation soient obtenus pour chaque fraction granulométrique dans l'intervalle [0,5 ; 3,5ϕ].

Etape 2 : Construction des tableaux de proportions de constituants

Le résultat de chaque opération de comptage est une série de huit proportions, exprimées en pourcentage de particules (p.%), notées c_{ij}, correspondant chacune à la proportion de particules de la classe de constituants j (j variant de S à AA) dans la fraction granulométrique i considérée. Dans la suite de ce paragraphe j'adopterai une notation vectorielle pour représenter les séries de résultats des comptages, et j'appellerai C_i le vecteur de dimension 8 contenant, pour chaque échantillon, les proportions de classes de constituants c_{ij} obtenues à l'issue d'une opération de comptage dans la fraction granulométrique i :

$$C_i = (c_{iP} \quad c_{iS} \quad c_{iC} \quad c_{iD} \quad c_{iA} \quad c_{iR} \quad c_{iAA} \quad c_{iAL}) \qquad [3.1]$$

Dans les cas où au moins deux comptages de la même fraction ont été effectués, la moyenne et l'écart type des individus des vecteurs résultats sont calculés membres à membres, donnant le vecteur de valeurs moyennes $\overline{C_i}$, et le vecteur d'écarts types $\overline{\overline{C_i}}$, tels que :

$$\overline{C_i} = (\overline{c_{iP}} \quad \overline{c_{iS}} \quad \overline{c_{iC}} \quad \overline{c_{iD}} \quad \overline{c_{iA}} \quad \overline{c_{iR}} \quad \overline{c_{iAA}} \quad \overline{c_{iAL}}) \qquad [3.2]$$

$$\overline{\overline{C_i}} = (\overline{\overline{c_{iP}}} \quad \overline{\overline{c_{iS}}} \quad \overline{\overline{c_{iC}}} \quad \overline{\overline{c_{iD}}} \quad \overline{\overline{c_{iA}}} \quad \overline{\overline{c_{iR}}} \quad \overline{\overline{c_{iAA}}} \quad \overline{\overline{c_{iAL}}}) \qquad [3.3]$$

où, quelque soit j, $\overline{c_{ij}}$ et $\overline{\overline{c_{ij}}}$ sont respectivement les valeurs de la moyenne et de l'écart type des différentes proportions c_{ij} obtenues à l'issues des opérations de comptage sur la fraction granulométrique i.

Dans l'intervalle [0,5 ; 3,5ϕ], dans les cas où plus de deux vecteurs résultats C_i sont disponibles, et qu'au moins un individu du vecteur des écarts-types $\overline{\overline{C_i}}$ est supérieur ou égal à 2, les vecteurs résultats C_i dont un individu c_{ij} n'appartient pas à l'intervalle défini par [$\overline{c_{ij}}$ - $\overline{\overline{c_{ij}}}$; $\overline{c_{ij}}$ + $\overline{\overline{c_{ij}}}$] sont éliminés, et ce quelque soit j (Fig. 3.3). Un nouveau vecteur de valeurs moyennes $\overline{C_i}$ est calculé avec les vecteurs résultats C_i conservés, ainsi qu'un nouveau vecteur d'écarts types $\overline{\overline{C_i}}$ (Fig. 3.3).

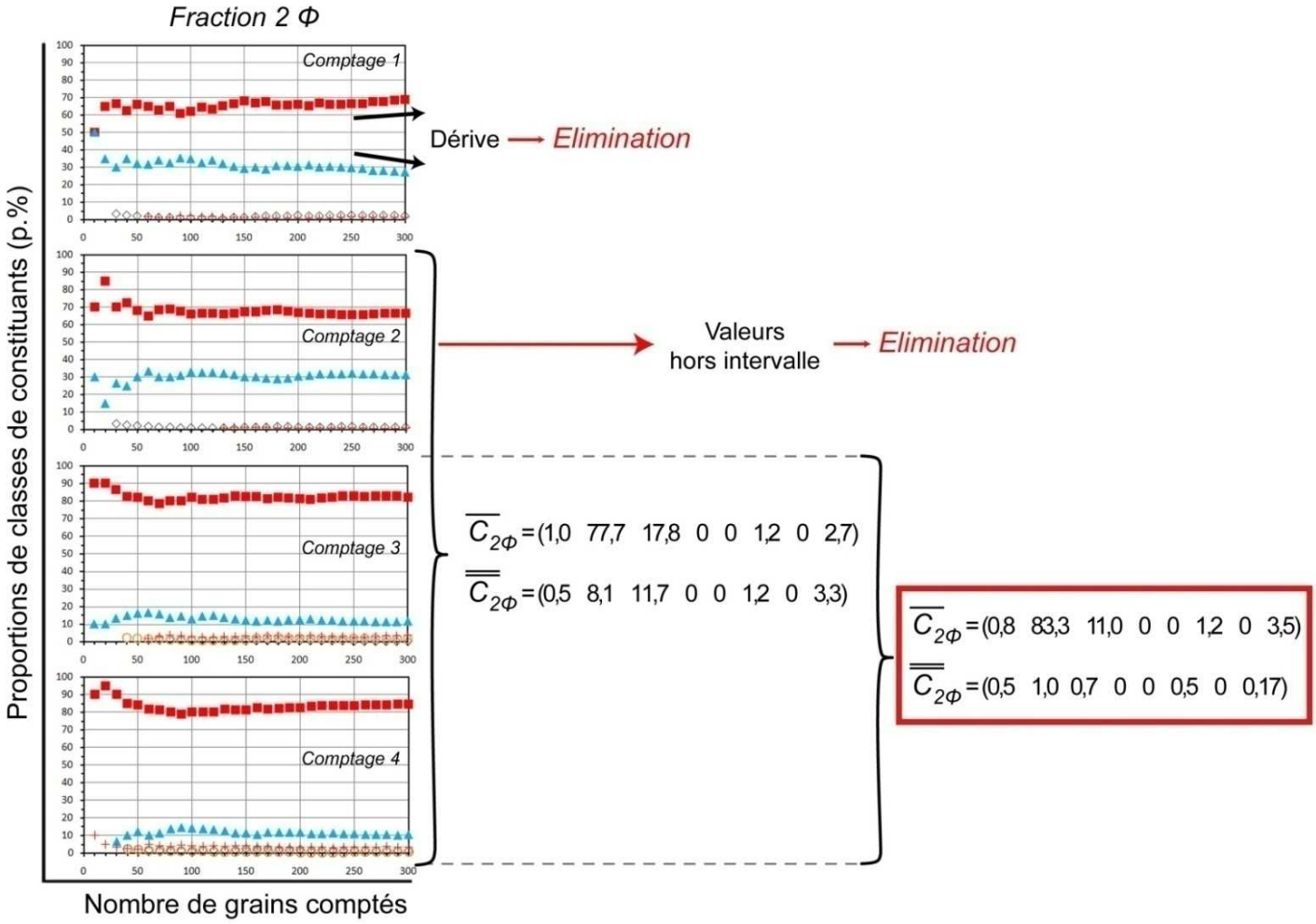


Figure 3.3 : Résultats des opérations de comptages réalisées sur la fraction 2ϕ de l'échantillon F13 et détail des étapes de pré-traitement pour le calcul d'un vecteur résultat unique.

Dans les cas où seuls deux vecteurs résultats C_i sont disponibles, les deux sont conservés pour calculer le vecteur de valeurs moyennes $\overline{C_i}$, quelque soit le vecteur d'écarts types $\overline{\overline{C_i}}$.

Pour chaque constituant *j*, un tableau des proportions en p.% est construit, dont chaque ligne représente un échantillon et chaque colonne une fraction granulométrique *i* (Tableau 3.2). Dans l'intervalle [-4,5 ; 0ϕ], chaque case correspond à la valeur unique c_{ij} obtenue pour l'échantillon à l'issue du comptage (sauf rares exceptions où le comptage a été doublé). Dans l'intervalle [0,5 ; 4,5ϕ], chaque case correspond à la valeur moyenne $\overline{c_{iJ}}$ calculée suivant le protocole précédent.

<u>Etape 3 : Interpolation des données dans les tableaux de proportions</u>

Quelques fractions granulométriques de certains échantillons n'ont pas été comptées. A l'issue de l'étape 2, certaines lignes des tableaux de proportions des classes de constituants sont donc incomplètes (cases grisées du Tableau 3.2). Ces lacunes sont comblées par interpolation des données dans la gamme granulométrique [-4,5 ; 3,5ϕ]. Pour chaque échantillon incomplet, les proportions des classes de constituants sont représentées en fonction de la granulométrie. Ces données sont interpolées par une fonction "cubic smoothing spline" à l'aide du logiciel MATLAB. Cette fonction permet de recalculer des valeurs théoriques pour les fractions granulométriques non comptées, à partir des tendances de variation des proportions des constituants avec la granulométrie.

La fraction 4ϕ et la fraction >4ϕ (résidu du tamisage) n'ont pas été comptées du fait des difficultés et incertitudes de détermination des grains dans cette gamme de taille. Je pose l'hypothèse que les proportions des classes de constituants dans ces deux fractions granulométriques sont les mêmes que celles de la fraction 3.5ϕ.

	Proportions (p.%) des classes de constituants																
S	**-4,5**	**-4**	**-3,5**	**-3**	**-2,5**	**-2**	**-1,5**	**-1**	**-0,5**	**0**	**0,5**	**1**	**1,5**	**2**	**2,5**	**3**	**3,5**
F1	100,0	100,0	100,0	99,3	97,7	95,9	92,3	83,0	67,0	59,5	53,0	66,4	70,0	74,8	93,3	84,7	79,8
F2	83,3	96,9	98,3	99,3	97,7	98,0	97,3	86,0	84,4	81,1	66,8	76,8	82,7	87,8	87,0	84,2	79,5
F3				100,0		83,3	100,0	86,4	83,3	83,3	76,2	64,5	82,5	87,2	85,6	84,3	86,2
F4				100,0	80,0	100,0	96,7	89,8	89,7	81,7	84,7	77,8	82,2	84,8	87,5	85,0	90,8
F5		100,0	100,0	96,4	98,5	96,3	96,0	90,0	86,8	80,8	82,5	77,7	82,7	83,5	87,5	87,0	84,8
F6			100,0	100,0	100,0	99,0	97,7	94,7	89,3	87,0	84,7	85,0	83,3	84,2	85,7	87,0	82,3
F7			100,0	100,0	96,9	97,7	97,7	92,0	83,3	83,7	84,0	73,6	84,3	88,0	89,9	88,5	85,8
F8						100,0	100,0	97,6	93,0	89,0	78,2	81,3	80,3	84,5	85,7	88,7	85,7
F9					100,0	100,0	97,8	97,7	93,7	87,7	82,7	84,0	85,7	81,8	86,7	85,0	81,8
F10						100,0	100,0	96,2	91,0	86,7	71,2	77,2	74,5	80,3	86,7	86,8	84,2
F11					100,0	100,0	98,0	95,3	88,3	84,0	82,2	78,0	80,7	83,8	87,8	86,3	84,2
F12				100,0	100,0	99,4	98,7	92,0	83,0	79,7	82,8	81,8	82,0	82,3	86,7	88,2	86,8
F13		100,0	92,6	96,7	97,2	99,3	96,0	88,5	80,8	63,7	59,0	63,0	80,3	75,5	86,5	78,2	82,5
F14			100,0	100,0	96,3	99,0	97,7	94,3	89,0	86,0	77,2	76,2	86,3	84,7	88,3	88,2	85,3
F15						100,0	83,3	96,7	90,0	85,1	79,2	78,3	85,8	84,1	85,4	87,0	90,5
F16				100,0	100,0	100,0	98,7	95,7	82,0	74,3	67,0	78,2	82,3	86,2	88,4	88,1	89,5
F17				100,0		100,0	100,0	96,5	90,0	85,3	80,5	75,3	79,8	82,7	88,2	88,2	88,7
F18							100,0	100,0	93,6	89,4	86,0	78,3	84,5	86,5	86,6	90,7	89,9
F19				100,0	91,3	95,9	97,7	94,7	85,0	70,0	73,0	70,4	66,2	78,8	82,8	85,0	85,0
F20	100,0	100,0	100,0	100,0	97,8	99,0	95,3	92,6	81,3	73,9	70,8	70,2	79,7	80,5	87,5	88,5	86,8
F21			100,0	93,5	99,4	98,0	96,7	94,0	82,2	70,0	71,2	77,0	86,2	87,3	86,7	88,2	83,0
F22		100,0	100,0	97,8	97,7	95,7	94,0	86,0	70,3	62,3	70,7	69,0	76,2	70,3	85,0	71,6	83,2

P	**-4,5**	**-4**	**-3,5**	**-3**	**-2,5**	**-2**	**-1,5**	**-1**	**-0,5**	**0**	**0,5**	**1**	**1,5**	**2**	**2,5**	**3**	**3,5**
F1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,1	1,2	0,8	0,5	1,2	0,5	0,6	0,5	0,5	0,0	0,8	0,3
F2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,9	1,3	0,8	0,7	0,7	1,2	0,8	0,7
F3				0,0		16,7	0,0	4,4	3,4	1,3	1,3	1,2	0,5	0,3	0,0	0,5	0,8
F4				0,0	20,0	0,0	1,6	2,3	0,7	0,3	1,3	1,3	0,7	0,7	0,5	1,7	0,8
F5		0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,7	0,3	0,7	0,8	0,5	1,3	0,8	1,2	1,3	2,2	1,7
F6			0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,0	0,7	1,0	1,0	0,5	0,8	2,3	1,2	1,5
F7			0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	0,7	1,0	0,3	0,8	0,8	0,5	0,3	1,0	1,2	1,3
F8						0,0	0,0	1,4	0,7	1,3	2,0	2,2	0,7	1,7	1,2	0,8	1,0
F9					0,0	0,0	2,2	0,3	0,7	1,0	1,2	2,0	1,0	2,0	1,8	1,7	2,5
F10						0,0	0,0	0,8	1,8	0,7	0,3	0,2	0,5	0,0	0,5	0,2	0,5
F11					0,0	0,0	0,7	0,3	0,3	0,7	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	1,0	1,2
F12				0,0	0,0	0,6	0,7	1,0	0,7	0,7	0,2	0,7	0,8	0,3	0,5	1,0	1,2
F13		0,0	3,7	0,0	1,1	0,3	0,7	0,5	0,2	0,2	1,0	0,2	1,0	1,3	0,7	3,0	0,5
F14			0,0	0,0	3,7	0,5	0,7	0,3	0,3	0,0	0,3	0,5	0,2	0,5	0,3	0,7	1,3
F15						0,0	16,7	3,3	1,7	2,5	0,5	0,3	0,7	1,0	0,5	1,2	0,0
F16				0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,3	0,5	1,3	1,0	0,6	1,0	0,3
F17						0,0	0,0	1,5	0,3	0,7	0,3	0,5	0,7	0,5	0,3	1,0	1,3
F18							0,0	0,0	0,6	0,6	1,3	0,7	0,7	0,2	0,7	0,8	0,7
F19				0,0	4,3	2,0	0,3	1,0	0,7	0,3	0,8	0,3	0,2	0,3	0,2	0,7	1,5
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,3	1,3	0,3	0,3	0,7	1,1	0,3	1,0	0,3	1,0	1,8	0,7
F21			0,0	6,5	0,0	1,3	1,0	1,7	0,9	0,0	1,0	1,7	0,3	1,0	0,3	0,3	1,3
F22		0,0	0,0	0,4	0,7	1,3	1,0	2,7	0,7	0,3	2,5	5,0	4,7	1,0	0,5	1,4	0,8

C	-4,5	-4	-3,5	-3	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
F1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,7	1,5	10,8	27,0	32,3	43,7	28,5	25,0	20,1	3,7	9,0	11,0
F2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	9,7	14,2	17,2	29,7	20,5	15,5	9,2	7,0	7,0	12,3
F3				0,0		0,0	0,0	8,7	12,5	14,2	20,8	32,7	15,0	11,0	12,4	10,5	8,3
F4				0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	8,7	17,0	13,0	18,8	15,2	12,3	7,8	8,2	5,5
F5		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	7,7	11,0	17,3	16,5	18,7	14,8	14,0	8,3	7,5	7,5
F6			0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	3,0	9,0	11,3	13,3	12,2	15,2	11,8	8,3	8,0	8,3
F7			0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	4,7	13,7	14,7	13,0	23,8	13,8	9,5	5,7	7,0	7,5
F8						0,0	0,0	1,0	6,3	9,0	16,7	15,2	17,5	11,7	9,8	8,2	8,5
F9					0,0	0,0	0,0	1,7	5,0	9,3	14,2	12,5	12,5	13,5	7,5	8,7	9,7
F10						0,0	0,0	2,3	6,5	12,3	27,0	21,3	23,5	17,0	10,3	8,3	8,5
F11					0,0	0,0	0,7	3,0	10,3	14,0	15,5	20,7	18,3	13,7	9,3	8,5	9,8
F12				0,0	0,0	0,0	0,7	5,7	13,0	17,7	15,8	17,0	16,1	15,0	10,2	8,3	6,5
F13		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	7,5	15,0	32,2	37,3	33,8	15,8	20,2	9,0	12,2	10,0
F14			0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	4,7	9,0	13,0	20,5	21,5	12,7	12,7	8,2	7,5	8,5
F15						0,0	0,0	0,0	8,0	11,5	18,0	19,5	12,5	12,9	11,0	7,5	4,7
F16				0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	16,7	25,7	30,5	19,7	14,2	11,0	8,2	6,8	6,3
F17				0,0		0,0	0,0	2,0	9,0	13,3	17,2	22,5	18,3	14,7	8,8	7,7	6,5
F18							0,0	0,0	5,8	9,3	11,5	19,5	12,8	10,7	10,0	5,7	6,1
F19				0,0	0,0	0,0	1,3	4,3	13,3	28,7	23,8	27,2	32,0	18,8	13,8	8,8	8,8
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	4,0	15,3	22,2	25,0	27,5	16,8	18,2	8,3	6,3	8,5
F21			0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	2,3	14,3	28,0	24,8	19,4	12,7	9,5	10,3	7,2	9,8
F22		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,0	9,3	25,0	34,3	23,9	22,5	17,7	26,3	10,3	21,0	10,2

D	-4,5	-4	-3,5	-3	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
F1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	1,6	1,7	1,2	0,7	0,5	0,0	0,3	0,2	0,2	0,0	0,7	0,2
F2	16,7	3,1	0,8	0,7	1,3	1,0	0,7	0,7	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0
F3				0,0		0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,0	0,3	0,3	0,2	0,0	0,2
F4				0,0	0,0	0,0	1,1	0,4	0,3	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
F5		0,0	0,0	3,6	0,0	2,3	0,7	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
F6			0,0	0,0	0,0	0,7	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F7			0,0	0,0	3,1	0,3	0,7	0,7	1,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F8						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
F9					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
F10						0,0	0,0	0,5	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F11					0,0	0,0	0,3	1,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F12				0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,7	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F13		0,0	3,7	3,3	1,7	0,3	1,3	1,3	1,7	1,0	0,0	0,0	1,5	0,1	0,8	0,3	0,0
F14			0,0	0,0	0,0	0,5	0,7	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
F15						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F16				0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F17				0,0		0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F18							0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0
F19				0,0	4,3	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	1,0	0,0	0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F21			0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,7	0,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,2		0,7	0,0
F22		0,0	0,0	0,4	1,3	1,3	2,0	0,0	1,3	1,2	0,7	0,7	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0

A	-4,5	-4	-3,5	-3	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
F1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	2,7	3,9	4,8	6,3	2,3	3,2	2,5	1,7	0,0	0,3	0,0
F2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	2,8	1,1	0,8	1,7	0,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,7
F3				0,0		0,0	0,0	0,5	0,6	1,0	0,8	1,3	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
F4				0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,7	0,7	0,2	1,5	0,8	0,3	0,0	0,0	0,0
F5		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	1,3	1,0	0,8	0,5	2,3	0,7	0,0	0,2	0,0	0,0
F6			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	1,3	1,0	0,8	1,7	0,7	0,2	0,2	0,0	0,0
F7			0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,7	1,0	1,0	1,7	1,2	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0
F8						0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	2,3	1,0	0,5	0,3	0,2	0,0	0,0
F9					0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	1,3	1,5	1,0	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0
F10						0,0	0,0	0,2	0,3	0,0	0,8	0,8	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0
F11					0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,7	1,7	0,8	0,2	0,2	0,0	0,5	0,0
F12				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,0	1,2	0,5	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0
F13		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,8	2,0	3,0	2,6	2,0	1,0	0,6	0,0	0,3	0,0
F14			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,0	1,7	1,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0
F15						0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	2,2	1,3	0,3	0,3	0,4	0,0	0,0
F16				0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3		2,0	1,5	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0
F17				0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,3	1,0	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0
F18							0,0	0,0	0,0	0,4	0,8	0,8	0,5	0,2	0,2	0,0	0,0
F19				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	1,7	1,4	0,8	0,5	0,0	0,0	0,0
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	2,0	2,1	2,3	1,3	1,2	0,2	0,2	0,2	0,0
F21			0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,3	1,8	1,3	2,3	1,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
F22		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	2,0	1,3	1,5	1,7	2,5	0,7	1,3	0,3	1,0	0,0

R	-4,5	-4	-3,5	-3	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
F1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3	1,0	1,7	2,6	3,0	4,5	7,7
F2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,5	2,2	4,2	6,5	6,5
F3				0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	1,3	1,2	1,7	4,5	4,5
F4				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	1,0	1,7	3,5	4,7	2,7
F5		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,2	2,5	3,3	6,0
F6			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	3,0	3,5	3,8	7,7
F7			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4	0,8	2,2	3,1	3,3	5,3
F8						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,3	2,3	2,0	4,2
F9					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2	2,2	3,7	4,7	6,0
F10						0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,8	2,2	2,3	4,7	6,5
F11					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,5	2,0	2,5	3,8	4,8
F12				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	2,2	2,5	2,5	5,3
F13		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	2,3	3,0	6,0	7,0
F14			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,7	2,0	3,0	3,5	4,8
F15						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7	1,7	2,7	4,2	4,7
F16				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	1,5	2,8	3,7	3,8
F17				0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,7	0,5	2,0	2,7	3,2	3,5
F18							0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,7	1,4	2,3	2,4	2,8	3,4
F19				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4	0,7	1,5	3,0	5,2	4,7
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,5	1,3	0,8	2,5	3,0	3,8
F21			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,3	0,5	1,8	2,5	3,7	5,8
F22		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,8	0,7	3,3	4,9	5,8

AA	-4,5	-4	-3,5	-3	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
F1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
F2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,5	1,3	0,3
F3				0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
F4				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,5	0,2
F5		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
F6			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
F7			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0
F8						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,5	0,8	0,3	0,5
F9					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F10						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,2	0,0	0,3
F11					0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F12				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,2
F13		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F14			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
F15						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
F16				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
F17				0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F18							0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F19				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,5	0,2	0,2
F21			0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
F22		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0

AL	-4,5	-4	-3,5	-3	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
F1	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	0,7	0,7	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F2	0,0	0,0	0,8	0,0	0,7	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F3				0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
F4				0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
F5		0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	1,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F6			0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F7			0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F8						0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F9					0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F10						0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F11					0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F12				0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F13		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F14			0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F15						0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F16				0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
F17				0,0		0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F18							0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F19				0,0	0,0	2,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
F20	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,3	1,0	1,0	1,0	0,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
F21			0,0	0,0	0,6	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	0,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
F22		0,0	0,0	1,3	0,3	1,0	0,3	0,0	1,3	0,3	0,0	0,2	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0

Tableau 3.2 : Proportions en p.% des huit classes de composants dans chaque fraction granulométriques des 22 échantillons de retombées pyroclastiques. Les cases grises claires correspondent aux fractions granulométriques non comptées, dont les valeurs ont été déterminées par interpolation à l'aide d'une fonction "spline".

3.2.A.e Apport du protocole d'analyse et importance des étapes de pré-traitement

Le protocole de comptage développé dans cette étude présente plusieurs avantages qui permettent :

1- de compter une quantité représentative de grains en évaluant la dérive du résultat en fonction du nombre de grains comptés,
2- de limiter l'effet de subjectivité de l'opérateur en doublant le comptage par un second opérateur,
3- de tendre vers un résultat reproductible en effectuant plusieurs fois le même comptage.

Malgré les précautions prises dans le protocole d'analyse, certains résultats de comptage d'une même fraction granulométrique sont faiblement reproductibles et d'autres présentent une dérive même au-delà de 300 grains (Fig. 3.3). Même si ces cas sont rares et que les résultats indiquent clairement que le protocole est fiable et robuste, de tels résultats montrent toutefois que les erreurs d'analyses ne sont pas entièrement éliminées par le protocole, en particulier dans les fractions fortement hétérogènes.

Les résultats étant donc possiblement entachés d'erreurs d'analyses, un travail de pré-traitement est indispensable. Les étapes de pré-traitement 1 et 2 permettent d'éliminer les résultats de comptage très probablement biaisés par des erreurs d'analyses (résultats montrant des valeurs extrêmes, ou une dérive au-delà des 250 grains), et d'assurer un nombre de résultats suffisants pour calculer une moyenne statistiquement représentative à l'issue de l'étape 2.

3.2.B Analyse des densités de particules

3.2.B.a Définitions

Ce que je nommerai dans la suite de ce manuscrit, une "densité de particule" ("particle density" en anglais), correspond au rapport de la masse d'un grain sur le volume du grain et de sa porosité. En pratique, nous nous intéresserons à des densités moyennes de particules :

– la densité moyenne des particules de la fraction granulométrique i, notée μ_i ;
– la densité moyenne des particules de la classe de constituants j dans la fraction granulométrique i, notée μ_{ij}.

Ces densités de particules sont respectivement définies par les équations suivantes :

$$\mu_i = m_i / v_i \quad [3.4]$$

$$\mu_{ij} = m_{ij} / v_{ij} \quad [3.5]$$

où m_i est la masse de la fraction granulométrique i, v_i le volume total de particules dans la classe granulométrique i (qui inclut le volume de solide et le volume de la porosité intra-particulaire), m_{ij} et v_{ij} sont respectivement la masse et le volume de particules de la classe de constituants j dans la fraction granulométrique i.

3.2.B.b *Mesures de densité par pycnométrie à eau*

Les densités de particules dans l'intervalle granulométrique [-2,5 ; 3ϕ], ont été mesurées par la méthode de pycnométrie à eau (parfois appelée "hydrostatic weighing" en anglais) qui s'appuie sur le principe d'Archimède. Cette méthode, peu coûteuse et rapide à mettre en œuvre, est couramment utilisée en volcanologie pour mesurer la densité de particules de grains grossiers (≤ -3ϕ) recouverts (*Houghton et Wilson, 1989 ; Taddeucci et Palladino, 2002 ; Shea et al., 2010 ; Alfano et al., 2011*). Dans la gamme de taille étudiée [-2,5 ; 3ϕ], le recouvrement des grains n'est pas nécessaire car du fait de la faible taille des vésicules (< 100 µm), la tension de surface de l'eau est suffisante pour assurer un enveloppement de la particule sans remplissage des vésicules, pourvu que les grains soient bien secs, ce qui est le cas ici (échantillons séchés à l'étuve). L'incorporation de l'eau dans la porosité des grains est donc considérée comme négligeable au cours de nos analyses et les fractions granulométriques sont simplement nettoyées à l'eau pour éliminer les poussières, puis séchées préalablement aux mesures. Des analyses par immersion dans l'eau sur des produits pyroclastiques basaltiques de plus grande taille du Stromboli suggèrent que cette propriété peut être étendue, dans certains cas, à des gammes de taille nettement plus importantes (*Bernard, 2011*).

Sélection des particules pour la mesure

Pour obtenir une quantité représentative de grains dans les fractions granulométriques en vue de la mesure de μ_i, celles-ci sont d'abord homogénéisées puis réparties suivant le même protocole que pour le comptage. Une masse de grains variable diminuant avec la fraction granulométrique (environ 10 g dans les fractions <0ϕ, jusqu'à 3 – 2 g dans les fractions 2,5 – 3ϕ), est ensuite prélevée à la cuillère au centre du disque sur toute l'épaisseur

(pour éviter de biaiser la sélection en omettant les particules lourdes, rassemblées à la base malgré l'homogénéisation).

Pour mesurer μ_{ij}, dans la fraction granulométrique considérée, une quantité représentative de particules des différentes classes de constituants doit être sélectionnée. Pour cela, les particules d'une fraction granulométrique sont séparées en fonction de leur classe de constituant. Une dizaine au minimum (dans les fractions grossières <-1ϕ) à plus d'une cinquantaine de grains (dans les fractions fines) sont ensuite sélectionnés. Dans les cas où ces quantités de grains ne peuvent être atteintes en sélectionnant les particules d'une seule fraction granulométrique (c'est généralement le cas des ponces blanches, qui sont présentes en faible quantité dans les fractions), des particules issues de différentes fractions granulométriques sont mélangées.

Les échantillons, fractions granulométriques et classes de constituants choisis pour les mesures de μ_i et μ_{ij} sont résumés dans le Tableau 3.3. Les échantillons ont été sélectionnés dans les différentes zones géographiques du dépôt (i.e. zone proximale, sous-axe, hors-axe). Les fractions granulométriques ont été choisies de sorte à représenter toute la gamme granulométrique.

Ech	Fractions granulométriques (Φ)											
	-2,5	-2	-1,5	-1	-0,5	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3
F1	$\mu_{-2,5}$			μ_{-1}			$\mu_{0,5}$				$\mu_{2,5}$	μ_3
F2	$\mu_{-2,5}$			μ_{-1}			$\mu_{0,5}$		$\mu_{1,5}$		$\mu_{2,5}$	
	$\mu_{-2,5\,S}$			$\mu_{-1\,S}$				$\mu_{1\,S}$				
	$\mu_{-2,5\,D}$		$\mu_{-1,5\to-1\,D}$									
			$\mu_{-1,5\to-1\,P}$									
F5		μ_{-2}		μ_{-1}		μ_0		μ_1		μ_2		μ_3
			$\mu_{-1,5\,S}$			$\mu_{0\,S}$						
	$\mu_{-2,5\to-1\,D}$											
	$\mu_{-2,5\to-1\,P}$											
F7	$\mu_{-2,5}$	μ_{-2}	$\mu_{-1,5}$	μ_{-1}	$\mu_{-0,5}$	μ_0	$\mu_{0,5}$	μ_1	$\mu_{0,5}$	μ_2	$\mu_{2,5}$	μ_3
			$\mu_{-1,5\to-1\,S}$									
			$\mu_{-1,5\to-1\,D}$									
			$\mu_{-1,5\to-1\,P}$									
F8		μ_{-2}		μ_{-1}		μ_0		μ_1		μ_2		μ_3
F11		μ_{-2}		μ_{-1}		μ_0		μ_1		μ_2		μ_3
				$\mu_{-1\,S}$		$\mu_{0\,S}$		$\mu_{1\,S}$				
				$\mu_{-1\,D}$	$\mu_{-0,5\to0\,D}$							
			$\mu_{-1,5\to-1\,P}$		$\mu_{-0,5\to0\,P}$							
F13		μ_{-2}		μ_{-1}		μ_0		μ_1		μ_2		μ_3
F15		μ_{-2}		μ_{-1}	$\mu_{-0,5}$	μ_0	$\mu_{0,5}$	μ_1		μ_2		μ_3

Tableau 3.3 : Echantillons, fractions granulométriques et classes de constituants sélectionnés pour les analyses de densité de particules. La notation est telle que, par exemple, $\mu_{-2,5}$ est la densité moyenne des particules de la fraction granulométrique -2,5ϕ et $\mu_{-2,5\,D}$ est la densité moyenne des Scories de la fraction granulométrique -2,5ϕ.

Protocole de mesure

Les mesures sont effectuées à l'aide de pycnomètres, verrerie de précision correspondant à un ballon et son bouchon rôdé creux surmonté d'un tube capillaire jaugé et d'une ampoule de garde. De l'eau distillée déminéralisée a été utilisée pour toutes les mesures. On procède au total à cinq pesées sur une balance de haute précision (à 10^{-4} g près) :

- pycnomètre vide et sec (M_v),
- pycnomètre rempli jusqu'au trait de jauge (M_e),
- pycnomètre vide et non sec, sans bouchon (M_2),
- pycnomètre vide, non sec, sans bouchon, contenant l'échantillon (M_g),
- pycnomètre contenant le solide et de l'eau jusqu'au trait de jauge (M_f).

On remplit le pycnomètre au maximum puis on met en place le bouchon rodé. Le surplus d'eau s'échappe par le haut du tube capillaire. A l'aide de fines bandes de papier Joseph, on absorbe l'eau du tube capillaire jusqu'à ce que le bas du ménisque soit au niveau du trait de jauge. On veille à effectuer les mesures à températures constantes pour éviter des phénomènes de dilatation de l'eau qui fausseraient le calcul final de la densité de particules. Le pycnomètre est nettoyé à l'éthanol entre deux mesures, et séché au papier Joseph. Des précautions doivent être prises pour assurer la qualité des analyses, telles qu'éviter la formation de bulles dans l'eau et maintenir le pycnomètre à une température ambiante autour de 20°C.

Détermination des densités des échantillons sélectionnés

En considérant une densité pour l'eau de 1 g/cm^3, la densité de particule de l'échantillon en g/cm^3 (μ) se calcule par le rapport de masses (en g) suivant :

$$\mu = (M_2 - M_g)/(M_e - 2M_v - M_f - M_2 - M_g) \qquad [3.6]$$

Le numérateur correspond à la masse d'échantillon dans le pycnomètre au cours de la mesure, et le dénominateur à la masse d'eau déplacée par l'incorporation de l'échantillon, c'est-à-dire à la masse d'eau présentant le même volume que le solide incorporé dans le pycnomètre.

3.2.C Analyse de la densité de solide

3.2.C.a Définition

Ce que je nommerai dans la suite de ce manuscrit, une "densité de solide" ("solid density" en anglais), correspond au rapport de la masse d'un grain sur le volume de la fraction

solide du grain, volume qui ne prend pas en compte la porosité. Nous nous intéresserons ici à la densité de solide moyenne de différentes fractions granulométriques, définie par :

$$\rho_{DRE} = m_i / v_{DRE\ i} \qquad [3.7]$$

où $v_{DRE\ i}$ est le volume de solide de la classe granulométrique i.

3.2.C.b *Mesure de densité de solide par pycnométrie hélium*

La pycnométrie hélium est une méthode basée sur le principe du déplacement de gaz et la loi des gaz parfaits, qui permet de mesurer le volume réel d'un objet poreux et de la porosité fermée non accessible au gaz (appelé "volume réel apparent"). Cette méthode est très bien adaptée à l'analyse des téphras dans la gamme de taille considérée (>1,5ϕ), car d'une part la porosité fermée est limitée dans cette gamme de taille, et d'autre part l'hélium, du fait de son faible diamètre atomique, pénètre les cavités de faibles dimensions (jusqu'à 1 Angstrom).

Le pycnomètre contient plusieurs réservoirs de volumes connus. L'échantillon est placé dans le réservoir appelé "enceinte de mesure" entrainant un déficit de volume, que l'on cherche à mesurer. Ce réservoir est rempli d'hélium, puis la pression y est mesurée. Le volume d'hélium incorporé est ensuite transféré dans un second réservoir de volume connu appelé "chambre de stockage", dans lequel la pression est à nouveau mesurée. A température constante, le produit du volume et de la pression de gaz dans l'enceinte de mesure est égal au produit du volume et de la pression de gaz dans la chambre de stockage.

Sélection des particules pour la mesure

Les mesures ont été effectuées sur des sous-échantillons de particules non broyées issues de différentes fractions granulométriques de plusieurs échantillons (Tableau 3.4). Les sous-échantillons sont séparés par quartage des fractions granulométriques jusqu'à une masse d'environ 2g.

Ech	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
3,5ϕ	■	■	□	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
2,5ϕ	□	■	■	□	■	□	□	■	□	□	□	□	■	□	□	□	□	□	□	□	□	□
1,5ϕ	□	■	□	□	■	□	□	■	□	□	□	□	■	□	□	□	□	□	□	□	□	□

Tableau 3.4 : Echantillons et fractions granulométriques sélectionnées (cases grises foncées) pour les analyses par pycnométrie hélium.

Les sous-échantillons sont ensuite lavés pour éliminer les poussières fines. Ils sont placés dans des flacons remplis d'eau puis secoués pour décoller les poussières de la surface des grains. Après un temps de décantation de quelques minutes, l'eau troublée est évacué en prenant soin de ne pas également éliminer des particules légères appartenant à la fraction granulométrique. Cette opération est répétée 3 à 4 fois.

Protocole

Les échantillons sont séchés à l'étuve préalablement aux analyses (~24h à ~150°C). Une cellule anti-élutriation est ensuite utilisée pour les analyses pour éviter que les particules ne se répandent dans l'enceinte de mesure.

Le pycnomètre est calibré pour calculer le volume de l'enceinte de mesure quand elle contient le porte échantillon et la cellule anti-élutriation vide. Chaque sous-échantillon est ensuite pesé sur une balance de précision, puis placé dans la cellule anti-élutriation et dans l'enceinte de mesure. Deux mesures de pression sont effectuées : 1) dans l'enceinte de mesure remplie d'hélium, puis 2) dans une chambre de stockage de volume connu dans laquelle l'hélium a été transféré. Ces mesures sont répétées 4 à 5 fois pour chaque sous-échantillon pour permettre une stabilisation des mesures.

Résultats des mesures et pré-traitement

Le volume réel apparent du sous-échantillon est calculé à partir des mesures de pression en se basant sur la loi des gaz parfaits. La densité de solide est obtenue en utilisant la masse du sous-échantillon. Les résultats pour un même sous-échantillon sont modérément reproductibles à la seconde décimale (ANNEXE 2).

Pour chaque sous-échantillon analysé le même protocole de pré-traitement des valeurs de volume réel apparent obtenues est mis en place :

1- élimination systématique du résultat de la première mesure,
2- calcul de la moyenne et de l'écart type des résultats des 3 à 4 mesures suivantes,
3- élimination des résultats hors de l'intervalle défini par moyenne ± écart type,
4- moyenne des résultats conservés.

Le Tableau 3.5 présente les densités de solides pour les échantillons analysés obtenues à l'issue de cette étape de pré-traitement.

Ech	Densité de solide		
	3,5ϕ	2,5ϕ	1,5ϕ
1	2,55		
2	2,62	2,60	2,62
3		2,72	
4	2,50		
5	2,54	2,59	2,51
6	2,51		
7	2,57		
8	2,59	2,60	2,57
9	2,65		
10	2,52		
11	2,56		
12	2,61		
13	2,59	2,56	2,60
14	2,57		
15	2,56		
16	2,57		
17	2,53		
18	2,49		
19	2,58		
20	2,66		
21	2,66		
22	2,58		

Tableau 3.5 : Résultats des analyses de densité de solide obtenus après pré-traitement des mesures.

3.3 Modèle de distribution des densités dans les dépôts de retombées pyroclastiques

Cette partie correspond à un article Eychenne et al. à soumettre à "Geophysical Research Letter".

Résumé

Dans le but de décrire avec précision la distribution des densités de particules dans les dépôts de retombée, nous étudions le cas du dépôt de l'éruption subplinienne d'août 2006 du Tungurahua et nous basons sur les résultats des analyses de constituants et de densités effectuées dans différents échantillons collectés latéralement dans le dépôt. Seules six classes de constituants sont considérées dans cette partie (S, P, C, D, A et R), les deux dernières classes étant minoritaires. La densité moyenne de particules dans chaque fraction granulométrique augmente avec ϕ et se stabilise autour de 2,6 g/cm^3 au-delà de 1,5 – 2ϕ. Ces variations peuvent être décrites par une loi sigmoïdale. La densité moyenne de particules dans les classes de constituants vésiculées (S et P) augmente avec ϕ entre -3 et 1ϕ, alors que la densité moyenne des particules denses (classe D) est sub-constante par rapport aux variations de la taille des grains. A partir d'une combinaison linéaire, nous déterminons les lois sigmoïdales décrivant les variations de densité des particules vésiculées et fixons à une valeur constante la densité de particules des autres classes de constituants du fait de leur homogénéité physique et chimique. Ces constantes et ces lois mathématiques continues décrivant les variations de la densité moyenne de particules dans les fractions granulométriques et dans les classes de constituants vésiculées sont utilisées pour déterminer la charge massique de chaque classe de constituant à chaque site d'échantillonnage. Nous suggérons que la loi sigmoïdale peut-être appliquée à d'autres dépôts de retombée pyroclastique, et qu'elle peut permettre d'améliorer certains travaux de modélisation numérique.

Sigmoidal particle density distributions in tephra fall deposits

Julia Eychenne[1,2,3*], Jean-Luc Le Pennec[1,2,3]

[1] *Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France*

[2] *CNRS, UMR 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

[3] *IRD, R 163, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

* Corresponding author: J.Eychenne@opgc.univ-bpclermont.fr, Tel: 0033 (0)4 73 34 67 23, Fax: 0033 (0)4 73 34 67 44

A soumettre à "Geophysical Research Letter"

Abstract

To obtain particle density distributions in tephra fall deposits we perform high-resolution componentry and particle density analyses on samples of the 2006 subplinian Tungurahua eruption, Ecuador. Six componentry classes, including pumice and scoria, are identified in our sample collection. We carried out more than 300 grain counts in all 0.5ϕ fractions from -4.5ϕ to 3.5ϕ along with water pycnometry density measurements. Results indicate that the mean particle density increases with ϕ up to a plateau at ~2.6 g/cm^3 above 1.5ϕ. The density of scoria and pumice increases between -3 and 1ϕ, while dense particle density is sub-constant with grainsize. We show that the particle density μ_i of the vesicular fractions is given by a sigmoidal law: $\mu_i = K + \beta/(1 + \alpha e^{-ri})$, where K, β, α and r are constants. These sigmoidal distributions can be used to determine the load of each componentry class and should help future eruption mass budget estimates and numerical modelling.

Keywords : Density distributions – Sigmoidal law – Componentry proportions – Volume-to-mass conversion

3.3.A ***Introduction***

Characterizing the size of explosive eruptions is important for hazard studies and requires determining the magnitude and the intensity of volcanic events in terms of volume or mass. This can be achieved from analyses of tephra deposits and numerical modelling approaches, which require documenting grainsize and particle density distribution, and tephra dispersal pattern (*Pyle, 2000; Costa et al., 2006; Barsotti and Neri, 2008*). Notably, a general description of particle density distribution in tephra fall deposit is essential to convert particle volume fractions – e.g. from componentry analyses – to mass proportions (e.g. *Taddeucci et al., 2002; Andronico et al., 2009; Araña-Salinas et al., 2010*), enabling enhanced eruption size determinations. In addition, particle density distributions, which depend on grain size and vesicularity, control terminal settling velocity and depositional patterns, and a thorough documentation of these is required to improve current numerical models (e.g. *Bonadonna and Philips, 2003; Costa et al., 2006; Barsotti and Neri, 2008*). However, a general quantitative

description of particle density distribution in tephra fall deposits is still lacking. Previous attempts considered simple distributions with constant density values in a range of grainsize (e.g. *Taddeucci et al., 2002; Costa et al., 2006; Folch et al., 2008; Andronico et al., 2009; Araña-Salinas et al., 2010*) and a linear density variation between extreme plateau values at coarse (-4 to -1ϕ) and fine (>7ϕ) grainsize end-members (*Bonadonna and Philips, 2003; Alfano et al., 2011*), a representation that has not been confirmed from extended analyses of volcanic deposits. Based on high-resolution componentry and density analyses of a sub-plinian scoria fall layer from the August 16, 2006 eruption of Tungurahua volcano, Ecuador, we show here that the density distribution of different componentry classes can be precisely described by a sigmoidal law. We infer that it is applicable to many tephra layers worldwide, and can be used for eruption size evaluation and modelling purposes.

Tungurahua is a 5023 m-high andesitic stratovolcano located in the Eastern Andean Cordillera of Ecuador (Fig. 3.4A). It is a frequently active volcano, which reawaken in 1999 after 80 years of dormancy (*Le Pennec et al., 2008*). Since then, the ongoing activity comprises phases of uneven intensity, size (VEI 1 to VEI 3) and style (strombolian, vulcanian, subplinian), while eruptive products show monotonous andesitic compositions (58-59 wt.% SiO_2 (*Samaniego et al., 2011*)). The paroxysmal phase occurred the August 16-17, 2006 and lasted for about 6 hours: a tephra column rose more than 15 km above the crater and the plume deposited a dark-toned scoria and ash fall layer to the West in the InterAndean highlands, while numerous pyroclastic scoria flows descended the flanks of the volcano (Fig.3.4B). This eruption produced a bulk tephra volume in the range of 47-67×10^6 m^3 and ranked at VEI 3 (*Eychenne et al., 2012*).

3.3.B ***Methodology***

The deposit was sampled at 22 sites (Fig. 3.4B) on flat surfaces of known area (*a*). The samples were dried in the laboratory, weighed and sieved at a 0.5ϕ interval ($\phi = -\log_2 \delta$, δ being the particle diameter in mm) in the range -4.5 – 4ϕ (*Eychenne et al., 2012*). The mass m_i of each grainsize fraction *i* was measured on a high-precision balance (resolution 10^{-2} g).

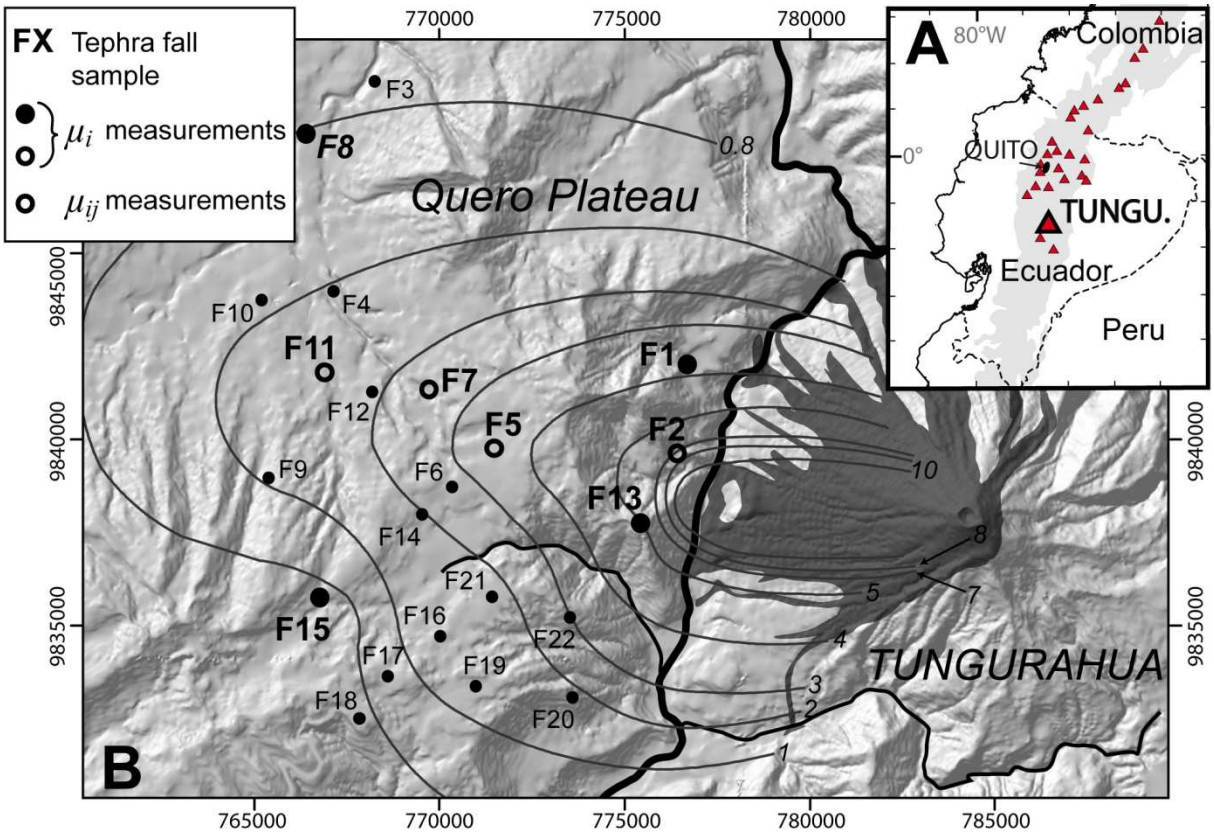


Figure 3.4 : A) Location map of Tungurahua volcano in the Andean Cordillera of Ecuador. **B)** Shaded relief map of Tungurahua edifice and the area of tephra fall (on the Quero Plateau) and pyroclastic flow (dark grey area) deposits. Isopachs are in cm (grey curves, from *Eychenne et al. (2012)*). Small dots are sampling sites for grainsize studies (F1-F22 are sample numbers), and large dots are sites of samples analysed in this study.

3.3.B.a *Componentry analyses*

Based on textural criteria (shape, colour, vesicularity), six grain classes were distinguished in our sample collection: 1) The Pumice class (P) consists of whitish, highly vesicular juvenile clasts, showing a glassy texture and sub-spherical vesicle shapes, 2) the Scoria class (S) comprises ragged, dark to brown juvenile vesicular particles, 3) the Free Crystal class (C) mainly consists of euhedral plagioclase and pyroxene, with irregular glass coating, 4) the Dense Lithic class (D) includes dark blocky, micro-crystalline non-vesicular clasts, 5) the Crystalline Aggregate class (A) consists of assemblages of plagioclase and pyroxene crystals with little or no interstitial glass, and 6) the Reddish Scoria class (R) includes sub-rounded, moderately vesicular grains with cavities and vesicles, about 100 – 50 µm in diameter, showing weathering and vapour-phase minerals on their surface.

We determine the volume proportions of the componentry classes by particle identification and counting in each grainsize fraction from -4.5ϕ to 3.5ϕ. The fraction is distributed as a circle on a flat surface, and carefully homogenized by mixing up the grains

with a thin spatula from the edge to the centre. We then isolate half of the material in a half-circle to begin particle determination and counting from its middle to its edge. The analyses are carried out to the naked eye below 0.5ϕ and under a binocular microscope at higher ϕ. Above -1ϕ, the counting operation is performed 2 to 4 times independently by two operators, depending on the stability and repetitivity of the results. Counting results in a single grainsize fraction *i* are expressed as c_{ij}, the percentage of particles (p.%) in each componentry class *j* (*j* from P to R) of the grainsize fraction *i*. For a given grainsize fraction we calculate the mean and the standard deviation of all the componentry results in p.% obtained after the counting operations. Counting results out of the interval defined by "mean ± standard deviation" are discarded for standard deviation higher than 2. Repeated counting on test-samples indicates that 250 ± 20 particle determinations are required to obtain stable componentry proportions, i.e. varying in an interval of 3% of particles. Thus, we count at least 300 grains, or the whole grainsize fraction population when it contains less than 300 grains.

3.3.B.b *Particle density measurements*

Water pycnometry is used to measure μ_i, the mean particle density in the grainsize fraction *i*, and μ_{ij}, the mean particle density in the componentry class *j* of the grainsize fraction *i*, given respectively by $\mu_i = m_i/v_i$ and $\mu_{ij} = m_{ij}/v_{ij}$, where v_i is the total particle volume in the grainsize fraction *i*, and v_{ij} and m_{ij} are the volume and the mass of particles in the componentry class *j* in the grainsize fraction *i*, respectively. The measurements were performed on a high precision balance (10^{-3} g) with 0.1 and 0.5 dm^3 boro-silicate pycnometers, using distilled and degassed water. Because of relatively high water surface tension, we assume negligible water incorporation in the clasts during pycnometric analyses, as water was observed to wrap the particle without filling the pores in the studied grainsize range (-2.5 – 3ϕ). μ_i is measured using selected grainsize fractions from 8 tephra samples collected along the main dispersal axis ("near-to-axis") and laterally on the "wings" of the deposit ("off-axis") (Fig. 3.4B). μ_{ij} is determined for pumice (μ_{iP}), scoria (μ_{iS}) and dense lithic (μ_{iD}) classes using clasts of each componentry class isolated from selected grainsize fractions in four near-to-axis tephra samples (Fig. 3.4B). For grainsize fractions with too few particles of a componentry class (e.g. pumices and dense lithics), we merge several grainsize fractions to obtain reliable pycnometry results.

3.3.C ***Results***

3.3.C.a Size-dependent componentry proportions

The results are represented as the proportions of the 6 componentry classes in p.% vs. grainsize (Fig 3.5A) for 3 near-to-axis samples (F5, F7 and F11, Fig. 3.4B), and all show similar proportion pattern : 1) S and C are dominant classes; 2) S proportions are >90 p.% in fractions coarser than -1.5ϕ and decrease with ϕ, reaching a minimum between 0 and 1ϕ, and increasing again in fine fractions up to ~ 2.5 ϕ; 3) C occurs in fractions finer than -2ϕ and displays an opposite trend to S; 4) in the studied size range A proportion is < 5 p.%, peaking between 0 and 1ϕ; 5) R occurs above 0ϕ and increases regularly with ϕ ; 6) P is sub-constant around 1 p.%; 7) D is concentrated in the coarse size range (<-2.5ϕ) for the proximal sample (F2) and shows stable proportions < 2 p.% in finer grainsizes.

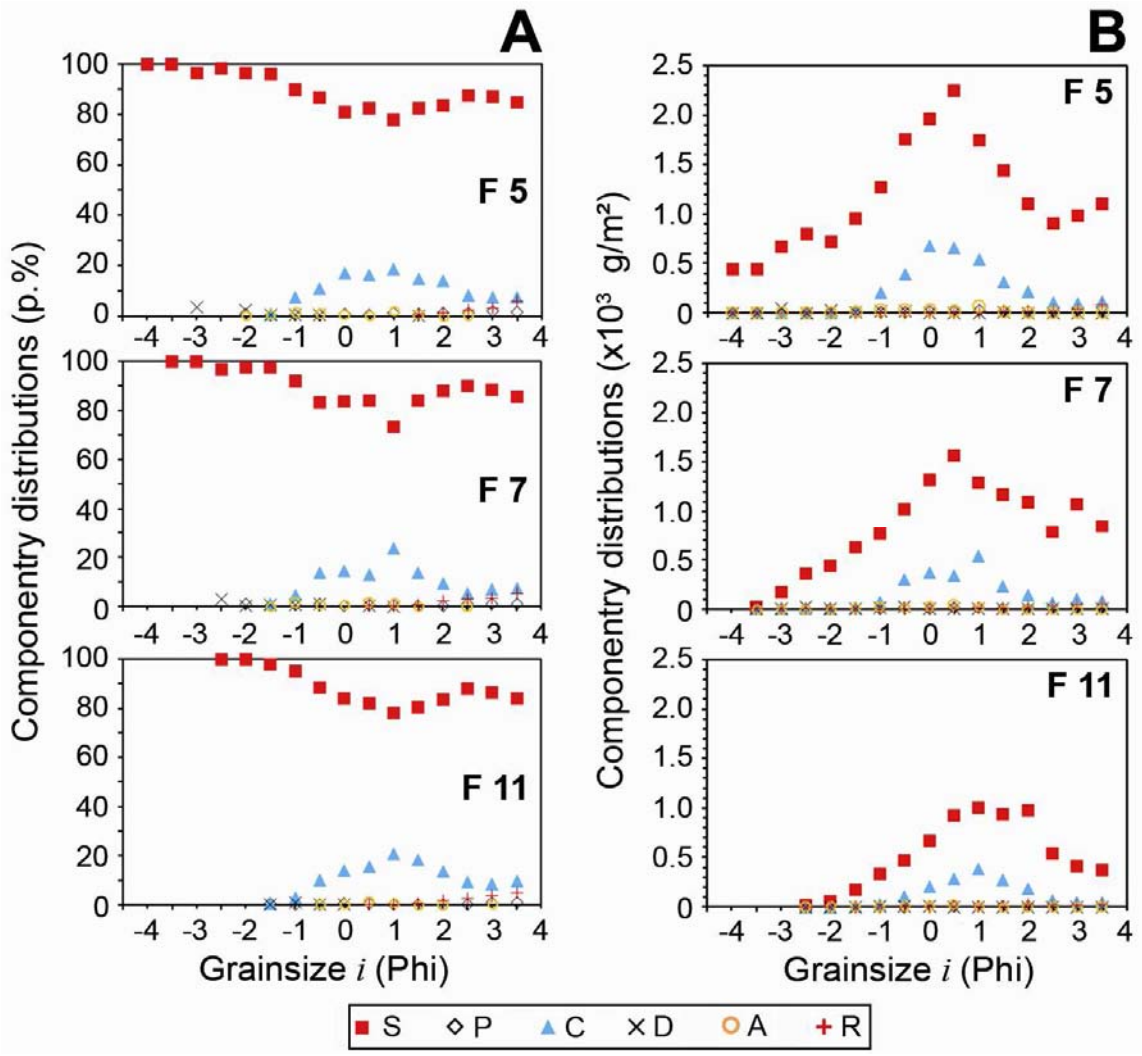


Figure 3.5 : A) Plots of componentry analyses of three near-to-axis samples (see Fig. 3.4) in percentages of particles. **B)** Componentry mass per unit area (mg/cm²) vs. grainsize, after converting the componentry proportions in p.%.

3.3.C.b *Particle densities*

In our sample collection μ_i varies with grainsize i following similar trends (Fig. 3.6A): μ_i increases with ϕ, and stabilizes near a maximum constant value above 1.5 – 2ϕ. While the samples show scattered μ_i values in the coarse size range (for instance $\mu_{-1\phi}$ is between 1.04 and 1.88 g/cm^3), the density range narrows with ϕ, and μ_i converges to a sub-constant value close to ~2.6 g/cm^3. In near-to-axis samples μ_i varies with distance from the vent: it decreases with distance in coarse grainsizes (-1, 0 and 1ϕ) and keep constant in fractions 2 and 3ϕ (Fig. 3.6B). The density measured in the classes P, S and D show (Fig. 3.6C): 1) μ_{iD} values are in the range 2.61–2.73 g/cm^3 and show no correlation to grainsize, 2) μ_{iS} increases with ϕ, 3) for each grainsize fraction $\mu_{iP} < \mu_{iS}$ by at least 0.20 g/cm^3.

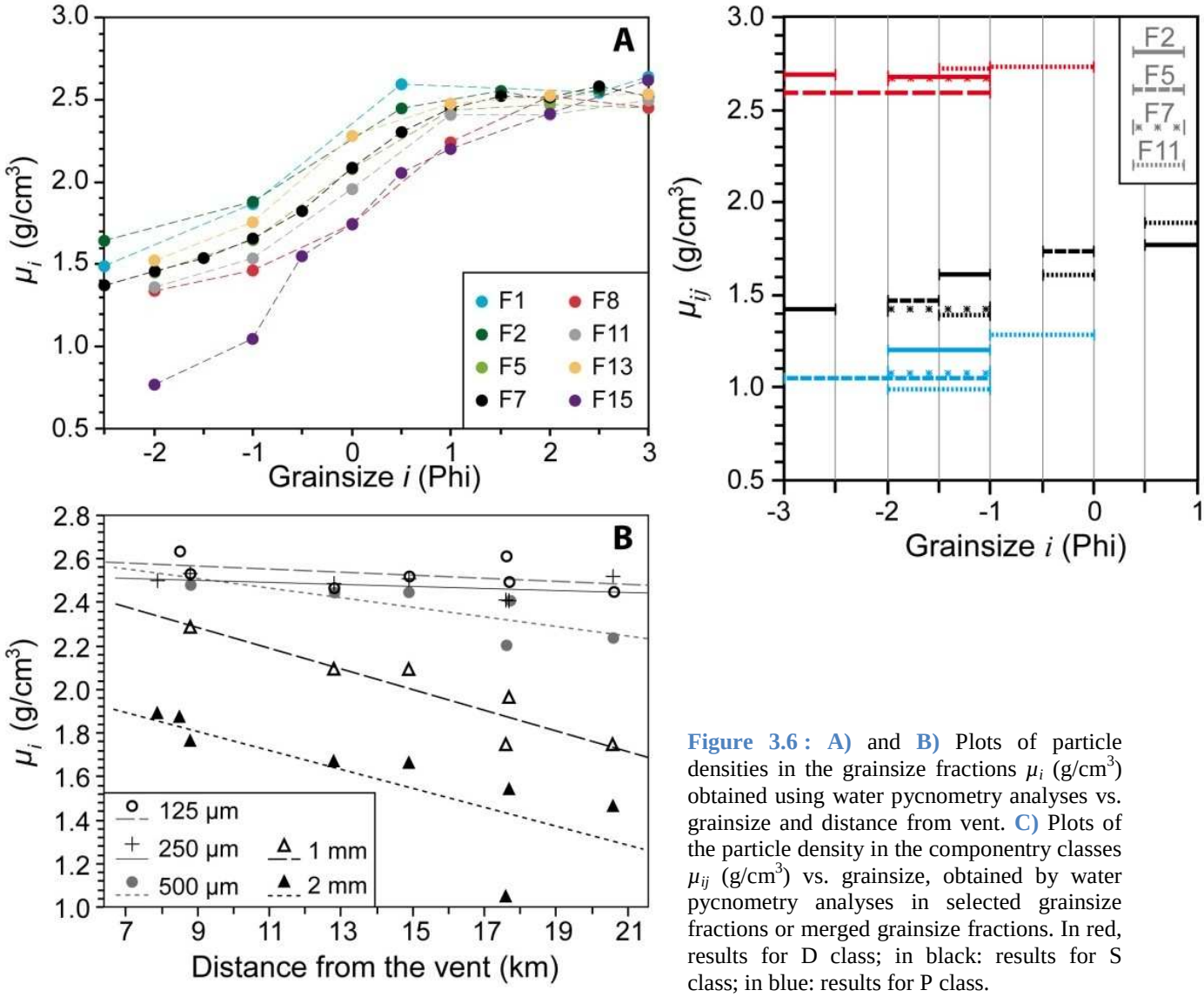


Figure 3.6 : A) and **B)** Plots of particle densities in the grainsize fractions μ_i (g/cm^3) obtained using water pycnometry analyses vs. grainsize and distance from vent. **C)** Plots of the particle density in the componentry classes μ_{ij} (g/cm^3) vs. grainsize, obtained by water pycnometry analyses in selected grainsize fractions or merged grainsize fractions. In red, results for D class; in black: results for S class; in blue: results for P class.

3.3.D ***Size-dependent particle density distributions***

In all samples the variation of μ_i vs. grainsize *i* is well fitted by a sigmoid function of the form: $\mu_i = K + \beta/(1 + \alpha e^{-ri})$, where *K*, β, α and *r* are constants (Fig. 3.7). Pycnometry analyses show that μ_{iD} results are sub-constant with grainsize (Fig. 3.6C). Because of physical and chemical grain homogeneity in D, R, C and A classes, we assume that μ_{iD}, μ_{iR}, μ_{iC} and μ_{iA} are constant within the grainsize range and independent of sampling location. For these classes we fix particle density values to 2.68, 2.60, 2.90 and 2.90 g/cm^3, respectively, based on our pycnometry results and petrological constraints (*Samaniego et al., 2011*), and additional data from the literature (*Clark, 1966*).

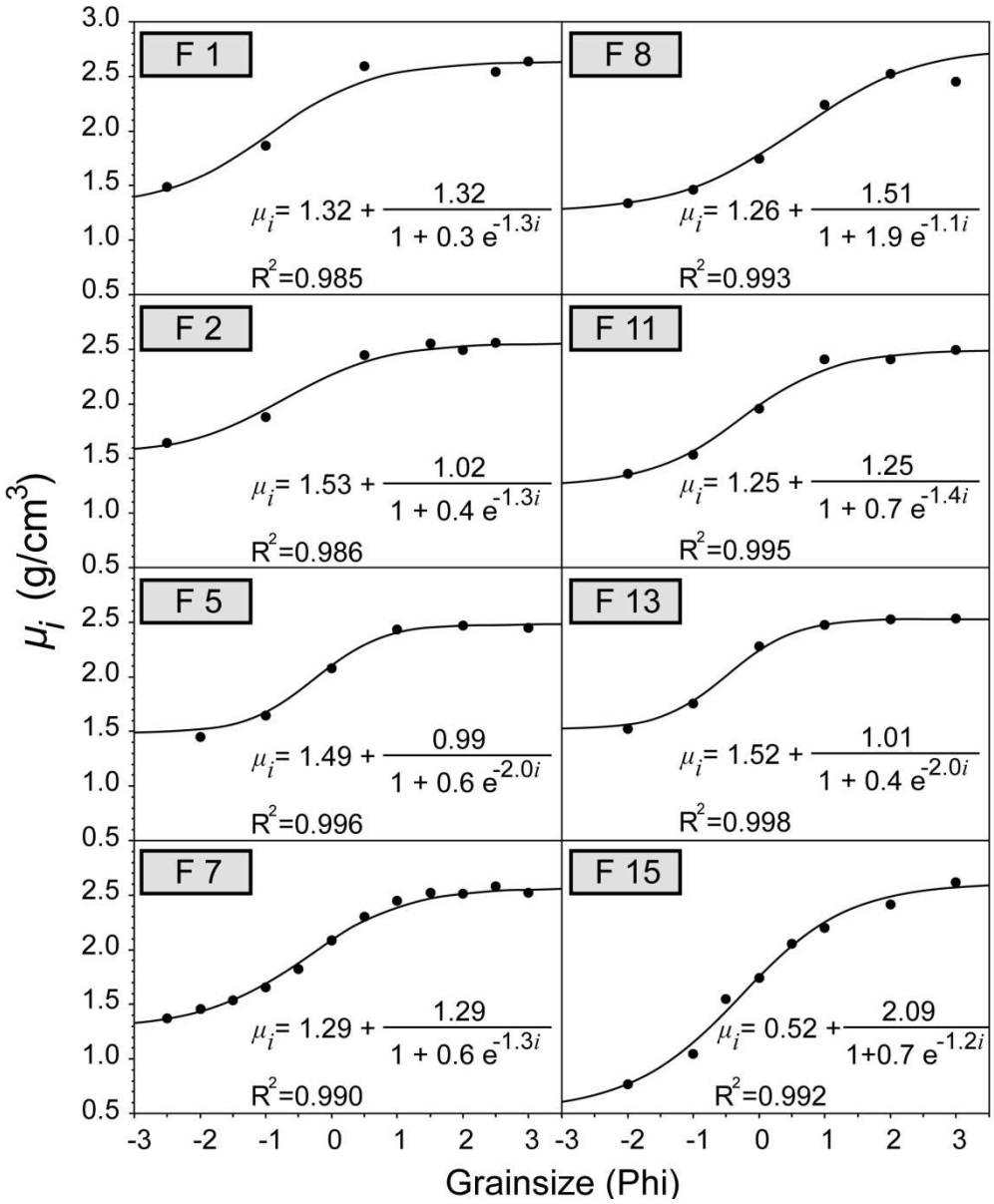


Figure 3.7 : Sigmoidal fit of μ_i variations for height tephra samples analysed in this study.

As S is by far the dominant clast population in the deposit (Fig. 3.5A), the sigmoidal pattern of μ_i vs. grainsize i (Figs. 3.6A and 3.7) is mainly controlled by μ_{iS}. Results of S density measurements show that μ_{iS} increases with grainsize i in the range -2.5 – 1ϕ (Fig. 3.6C). As no data were obtained in the fraction beyond 1.5ϕ we assume that S particles in grainsize fractions ≥ 2ϕ are mainly non-vesicular, as supported by microscope observations. We thus set the plateau density value to that of an andesitic glass (2.47 g/cm^3 (*Clark, 1966*)) and calculated a sigmoidal regression on a dataset that includes the measured densities and the plateau value beyond 1.5ϕ. Because P shares vesicular textural similarity with S, we infer that P vs. grainsize variations also display a sigmoidal pattern and use the same interpolation method with a plateau density value close to that of a pore-free rhyolitic glass (2.37 g/cm^3 (*Clark, 1966*); glass composition in P is rhyolitic according to *Samaniego et al.* (*2011*)). The reconstructed mean particle density in the grainsize fraction (μ_i') is calculated from μ_{ij}, assuming that the particles in a given grainsize fraction have similar size and using the equation $\mu_i = \sum_j c_{ij}\mu_{ij}$. The results are in good agreement with measured μ_i (Fig. 3.8).

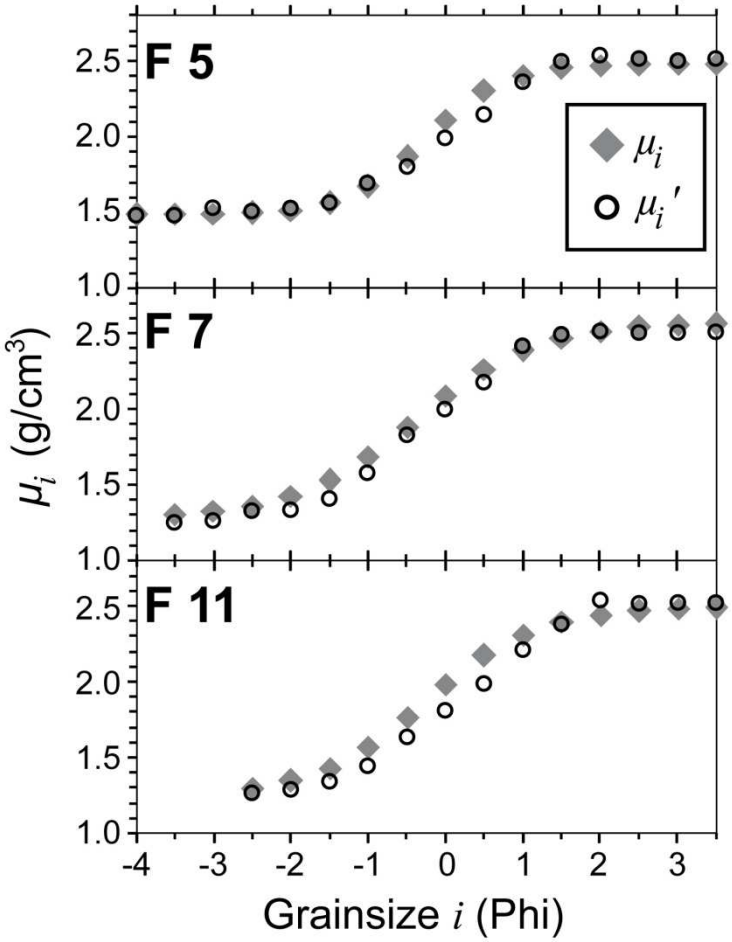


Figure 3.8 : Plot of μ_i and μ_i' (g/cm^3) vs. grainsize i (ϕ).

3.3.E ***Volume-to-mass conversion of componentry classes***

Here we use the sigmoidal law to convert componentry results from p.% to L, the mass per unit area. Assuming that all particles at each sampling site in a given size fraction have the same size, the proportion of the componentry class j in the grainsize fraction i in p.% (c_{ij}, Fig. 3.5A) can be converted to mass per unit area of the componentry class j in the grainsize fractions i (L_{ij}) using the following equation: $L_{ij} = (\mu_{ij}\, c_{ij}\, m_i)/(\mu_i\, a)$. Thus, continuous particle density distribution laws (for the grainsize fractions and the componentry classes) over the grainsize range are required for the conversion. We use the sigmoidal approach inferred above for μ_i and μ_{ij} to convert the componentry results for 3 near-to-axis samples (F5, F7 and F11, Fig. 3.4B). Fig. 3.5B illustrates the three resulting componentry distributions in terms of mass per unit area. Among the classes L_{iS} shows the highest values (maxima between 2.25×10^3 and 1.00×10^3 g/m²), which decrease away from vent. L_{iC} vary in a narrow grainsize range (-1ϕ – 2ϕ) along a bell-shaped trend whose amplitude decreases distally. The mass per unit area of other componentry classes are small and sub-constant, on the order of 1 to 600 g/m^2.

3.3.F ***Discussion and conclusion***

3.3.F.a *Origin of the sigmoidal density distribution*

The sigmoidal pattern evidence for μ_{iS} and μ_{iP} vs. grainsize i is interpreted here as a consequence of size-dependant vesicularity distributions in the vesicular clast populations: as the size of the grains is smaller than that of the vesicles, pore-free particles (e.g. glass shards and bubble walls) tend to be the dominant material. The plateau values reached by μ_{iS} and μ_{iP} in the fine size range above 1.5 – 2ϕ, at ~2.5 and ~2.4 g/cm^3, respectively, is close to the solid density of scoria and pumice elements. μ_i results denote the sigmoidal distribution of the dominant S class. μ_i plateau value (~2.6 g/cm^3) is an averaged solid density for all grains of the deposit and is higher than the scoria's solid density, implying that average densities are higher for the other componentry classes.

The sigmoidal law is thus a valuable tool to describe particle density distributions in tephra fall deposits. These findings are likely applicable to other basaltic to andesitic tephra fall deposits, in which juvenile vesicular material dominate, and the density distribution can be predicted using a sigmoidal law based on only three density measurements in the coarse

and fine size ranges (≤ -2ϕ and ≥ 2ϕ, respectively), and in the intermediate range. In multi-componentry samples the particle density distribution can be reconstructed using the equation $\mu_i = \sum_j c_{ij}\mu_{ij}$, when the mean density of the dense products and the volume fraction of vesicular and non-vesicular materials are obtainable.

3.3.F.b *Implication of the sigmoidal density distribution pattern*

Particle density data are essential to calculate particle settling velocities and are thus required in numerical ash dispersion models. Most current models use two or three particle density values increasing with ϕ (*Costa et al., 2006; Scollo et al., 2007; Folch et al., 2008*). Based on literature surveys *Bonadonna and Phillips* (*2003*) have proposed particle density models based on different chemical magma compositions, which assume constant pumice density from -4ϕ to -1ϕ, a linear increase with ϕ, and a plateau value equal to a lithic density for grainsizes >7ϕ. This study indicates that the grainsize–density relationship is better described by a sigmoidal law and the plateau value in the fine tail end-member is reached for coarser particles, around 1.5 – 2ϕ.

The empirical sigmoidal law inferred from Tungurahua' scoria fall layer offers a promising way to obtain high-resolution mass budgets for the whole August 2006 deposit and to improve magnitude-intensity determinations of the event. The density distribution pattern evidenced at Tungurahua is most likely applicable to many other tephra fall deposits, and may prove useful when revisiting mass estimates of previous tephra studies (*Taddeucci et al., 2002; Andronico et al., 2009; Araña-Salinas et al., 2010*) and improving mass budget calculations from Doppler radar signals (*Gouhier and Donnadieu, 2008; Valade and Donnadieu, 2011*).

Acknowledgements

This work is part of a PhD project by JE and has been completed in the context a project entitled "Volcanic hazards associated with open-system activity" (Action Incitative of IRD). L Gailler and A Delcamp carried out a great part of the tedious grain counting and pycnometry analysis, and are warmly acknowledged.

References

Alfano F, Bonadonna C, Delmelle P, Costantini L (2011) Insights on settling velocity from morphological observations. J Volcanol Geotherm Res 208:86-98

Andronico D, Scollo S, Cristaldi A, Ferrari F (2009) Monitoring ash emission episodes at Mt Etna : The 16 November 2006 case study. J Volcanol Geotherm Res 180:123-134

Araña-Salinas L, Siebe C, Macías JL (2010) Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. J Volcanol Geotherm Res 192: 212-231

Barsotti S, Neri A (2008) The VOL-CALPUFF model for atmospheric ash dispersal: 2. Application to the weak Mount Etna plume of July 2001. J Geophys Res 113:b03209

Bonadonna C, Phillips JC (2003) Sedimentation from strong volcanic plumes. J Geophys Res 108:B72340

Clark SP (1966) Handbook of physical constants. Geological society of America, inc.

Costa, A., G. Costa A, Macedonio G, Folch A (2006) A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes. Earth Planet Scien Let 241:634-647

Eychenne J, Le Pennec JL, Troncoso L, Gouhier M, Nedelec JM (2012) Causes and consequences of bimodal grainsize distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). Bull Volcanol 74:187-205

Folch A, Cavazzoni C, Costa A, Macedonio G (2008) An automatic procedure to forecast tephra fallout. J Volcanol Geotherm Res 177:767-777

Gouhier M, Donnadieu F (2008) Mass estimations of ejecta from Strombolian explosions by inversion of Doppler radar measurements. J Geophys Res, 113: B10202

Le Pennec J-L, Jaya D, Samaniego P, Ramón P, Moreno Yánez S, Egred J, Van der Plicht J (2008) The AD 1300-1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. J Volcanol Geotherm Res 176:70-81

Pyle DM (2000) Sizes of volcanic eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 263-269

Samaniego P, Le Pennec J-L, Robin C, Hidalgo S (2011) Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua. J Volcanol Geotherm Res 199:69-84

Scollo S, Del Carlo P, Coltelli M (2007) Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: Analysis of the deposit and plume dispersion. J Volcanol Geotherm Res 160:147-164

Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2002) Monitoring the explosive activity of the July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Italy) by ash characterization. Geophys Res Let 29:1230

Valade S, Donnadieu F (2011) Ballistics and ash plumes discriminated by Doppler radar. Geophys Res Lett 38:L22301

3.4 Discussion

3.4.A Validation du protocole de comptage

Le comptage lithologique est une technique puissante qui fournit des résultats quantitatifs riches en information. Une attention particulière doit toutefois être accordée au protocole de comptage car les erreurs d'analyses sont potentiellement nombreuses et difficilement identifiables si l'opération de comptage n'est pas répétée. Les essais et mises au point méthodologiques effectués au cours de ma thèse ont permis de mettre en évidence ces sources d'erreurs, et de proposer un protocole de comptage les minimisant en grande partie. Il apparaît essentiel d'accorder une importance particulière à l'homogénéisation des échantillons et à la sélection des grains, cette dernière étant facilitée par une répartition efficace de l'échantillon préalablement au comptage (dans notre protocole, répartition suivant un disque dont l'épaisseur est proche de celle des grains). Une optimisation des étapes d'homogénéisation et de répartition est cependant encore à travailler au regard de certains résultats moins reproductibles. Le pré-traitement des résultats de comptage est également une étape importante qui contribue à réduire l'effet des erreurs d'analyse sur les résultats obtenus.

3.4.B Validation du protocole d'analyse de pycnométrie à eau

La pycnométrie à eau est une méthode parfaitement adaptée à la mesure de densité de particule dans la gamme de taille considérée ici (de -3,0 à 3,5ϕ). Les résultats obtenus indiquent que le protocole d'analyse mis en place est robuste et que l'incorporation de l'eau dans la porosité des grains (qui aurait eu pour effet d'augmenter la densité dans la gamme grossière) est effectivement négligeable. Cette technique d'analyse est par ailleurs peu coûteuse et relativement simple et rapide à mettre en œuvre.

Les résultats des analyses de pycnométrie hélium (Tableau 3.5) sont par ailleurs en adéquation avec les valeurs de densités de solides du tout-venant déterminées à partir de la valeur asymptotique des lois sigmoïdales dans la gamme des fines (Fig. 3.6A). Malgré les incertitudes liées aux mesures, les valeurs de densité de solide obtenues par pycnométrie hélium sont dans la gamme 2,5 – 2,7 g/cm^3.

Etant donné que les analyses de pycnométrie à eau n'ont pas été répétées plusieurs fois, il est impossible de calculer les incertitudes liées aux mesures. Toutefois, la corrélation entre les valeurs de densités de particules déterminées et la répartition géographique des sites d'échantillonnage (Figs. 3.6A et 3.6B) donne une bonne confiance dans les mesures de pycnométrie à eau. Je considère donc que la seconde décimale des valeurs de densités est significative.

3.4.C ***Intérêt de la loi de distribution des densités de particules***

Le modèle sigmoïdal de variation des densités de particules avec la granulométrie que nous proposons dans ce chapitre améliore notre compréhension de la distribution de densité dans les dépôts de retombée pyroclastique. Un tel modèle continu des variations de densité de particules avec la granulométrie dans la gamme des lapilli aux cendres est essentiel dans les études portant sur l'aérodynamisme des cendres et leur vitesse de sédimentation (*Mele et al., 2011 ; Alfano et al., 2011*), la conversion de signaux radars relevés au cours d'éruptions, en masses de produits émis (*Gouhier et Donnadieu, 2008 ; Valade et Donnadieu, 2011*) et la modélisation de la dispersion des panaches volcaniques (*Sparks et al., 1992; Bursik et al., 1992; Bonadonna et al., 2002; Bonadonna and Phillips, 2003; Bonadonna et al., 2005; Costa et al., 2006; Scollo et al., 2007; Folch et al., 2008; Fero et al., 2009*). Nous avons vu aussi que ce modèle est indispensable pour convertir des données de comptage lithologique de volumes vers des masses, et l'importance de cette étape de conversion.

A ce stade il est donc possible de quantifier, en différents points du dépôt, la charge massique de chaque classe de constituant. Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, cette étape est cruciale pour pouvoir déterminer ensuite la masse totale des constituants dans le dépôt, dans le but de calculer la magnitude et l'intensité massiques de l'événement explosif d'août 2006 et d'étudier les processus de conduit (origine de la fragmentation, érosion du conduit, etc.) et leur lien avec l'explosivité exceptionnelle de cette phase éruptive.

Chapitre 4

Bilans de masse et dynamique éruptive :
approches directe et inverse

4.1 Introduction et démarche

Le premier objectif de ce chapitre est d'élaborer un protocole permettant de calculer avec précision la masse des produits émis au cours d'une éruption. Nous avons en effet vu l'importance de déterminer la magnitude et l'intensité massiques d'une éruption (cf Chapitre 1 et 3), ainsi que le débit de magma, pour la caractérisation de la taille et de la dynamique d'un événement explosif. Contrairement à la question du calcul du volume total des dépôts de retombée qui a été largement explorée (*Pyle, 1989; Fierstein and Nathenson, 1992; Rose, 1993; Fierstein and Nathenson, 1993; Bonnadonna and Houghton 2005; Sulpizio, 2005; Biass and Bonadonna, 2011*), peu d'attention a été portée dans la bibliographie aux méthodes d'estimation des masses de produits émis qui sont pourtant essentielles à la détermination de la magnitude, de l'intensité et du débit de magma. Pour évaluer la masse totale du dépôt et ainsi estimer la magnitude de l'éruption, la plupart des auteurs passent par une étape de conversion du volume total du dépôt (calculé à partir de la carte d'isopaque et de la loi d'amincissement, cf Chapitre 1) en masse, à l'aide d'une valeur constante de densité du dépôt ("bulk deposit density" en anglais). Cette valeur est parfois fixée en se basant sur des données bibliographiques (*Self et al., 1984 ; Stothers, 1984 ; Sigurdsson et Carey, 1989 ; Bourdier et al., 1997 ; McGimsey et al., 2001*), ou parfois calculée à partir de la loi reliant les charges massiques mesurées sur le terrain à l'épaisseur du dépôt (*Varekamp et al., 1984* ; *Watt et al., 2009*). Elle est plus rarement déterminée à partir de mesures effectuées sur le terrain ou en laboratoire, souvent moyennées (*Hill et al., 1998 ; Pioli et al., 2008 ; Carey et al., 2009 ; Costantini et al., 2009*). Par exemple *Hill et al.* (*1998*) mesurent une densité de 1,2 g/cm^3 à 1 km de l'évent dans le dépôt basaltique de l'éruption de 1995 de Cerro Negro. *Costantini et al.* (*2009*) mesurent des densités de dépôt variant de ~0,6 à ~0.8 g/cm^3 dans les dépôts basaltiques de Fontana Lapilli au Nicaragua. A noter que les valeurs mesurées de densité de dépôt ne sont souvent pas présentées (*Carey et al., 2009*). Cette approche basée sur la conversion du volume total du dépôt reste très approximative, quelle que soit la valeur de densité de dépôt choisie, celle-ci variant latéralement car elle dépend de la composition et de l'arrangement grain-sur-grain des particules ("packing" en anglais) qui ne sont pas uniformes dans un dépôt de retombée. La méthode la plus directe d'estimation de la masse d'un dépôt de retombée, qui n'a été que rarement employée, contourne les problèmes de conversion précédemment cités et se base sur la carte des iso-masses du dépôt (*Sarna-Wojcicki et al.,*

1981 ; Scott et McGimsey, 1994). Les techniques de calcul utilisées par ces auteurs restent cependant approximatives, et aucune loi empirique générale et transposable, comme celle aujourd'hui communément admise pour décrire l'amincissement du dépôt (*Pyle, 1989; Fierstein and Nathenson, 1992; Rose, 1993; Fierstein and Nathenson, 1993; Bonnadonna and Houghton 2005*), n'a été proposée pour décrire les variations de la masse latéralement dans le dépôt. Par ailleurs, cette méthode permet de déterminer seulement la masse totale de produits émis et non de discriminer les produits magmatiques des produits non magmatiques. L'estimation de la masse de produits magmatiques est essentielle (cf Chapitre 1) car elle se révèle dans certains cas (éruptions phéato-magmatiques par exemple) très différente de la masse totale des produits émis (*Self et al., 1989*), et la magnitude telle que définie par *Pyle* (*2000*) ne suffit alors pas à décrire de manière appropriée et à comprendre ces éruptions.

Dans de nombreux travaux (e.g. *Carey et Sigurdsson, 1989 ; Costantini et al., 2009 ; Arana-Salinas et al., 2010*), l'intensité des éruptions (débit massique) est déterminée à l'aide du modèle théorique de *Sparks* (*1986*) à partir de la valeur de la hauteur du panache (H_T), elle-même estimée à partir de la carte des isoplètes du dépôt et du modèle de *Carey et Sparks* (*1986*). Le modèle de *Sparks* (*1986*) est inspiré de celui de *Morton et al.* (*1956*) (cf Chapitre 1) et permet de relier la hauteur de panache au débit éruptif massique de l'éruption pour différentes températures de magma. Ce modèle a été comparé à des données observées de hauteurs de panaches et de débits éruptifs massiques d'éruptions historiques (*Wilson et al., 1978 ; Sparks, 1986 ; Sparks et al., 1997*) qui semblent en bon accord. Les méthodes de déterminations des paramètres dans les données utilisées ne sont cependant pas toujours claires et sont sujettes à caution : par exemple, les débits éruptifs calculés par *Carey et Sigurdsson* (*1986*) sont utilisés par *Sparks et al.* (*1997*) pour vérifier leur adéquation à la relation théorique, alors qu'ils ont préalablement été déterminés en s'appuyant sur le modèle théorique. Par ailleurs, des études récentes (e.g. *Carey et al., 2009*) montrent que des débits éruptifs calculés connaissant la durée de l'éruption à partir de la détermination de la masse du dépôt, sont sensiblement différents du résultat prédit par le modèle de *Sparks* (*1986*). Cette méthode indirecte de détermination de l'intensité d'une éruption n'est donc pas entièrement satisfaisante. Dans le cas des éruptions modernes, pour lesquelles la durée de l'éruption peut être évaluée, le calcul du débit éruptif basé sur l'estimation de la masse de produits émis au cours d'une éruption est plus cohérent.

Dans ce chapitre, je propose une méthode permettant de calculer de façon directe la masse totale des différents produits émis dans le dépôt de retombée au cours de l'éruption

d'août 2006 au Tungurahua. Cette méthode s'appuie sur un échantillonnage détaillé du dépôt, ainsi que sur les résultats des analyses de constituants et de densités de particules présentées dans le chapitre précédent, et en particulier sur la loi de variation des densités de particules avec la granulométrie (cf section 3.3). Ce travail permet de mettre en évidence pour la première fois des lois empiriques et sans doute généralisables de variation latérale de la masse des différents constituants du dépôt. Je montre également que la densité totale du dépôt varie latéralement de façon complexe, sous l'effet de nombreux paramètres, et souligne l'importance de l'arrangement des particules dans la structure interne du dépôt. Cette approche directe "sol" est comparée à une approche inverse qui s'appuie sur l'utilisation d'un modèle numérique de dispersion de panache (Tephra2), et qui permet d'évaluer avec une précision valable les paramètres éruptifs telle que la masse totale du dépôt et la hauteur de panache.

Le second objectif de ce chapitre est de préciser la dynamique de l'événement explosif d'août 2006 au Tungurahua à la lumière des données massiques obtenues. L'origine de l'explosivité exceptionnelle de l'éruption d'août 2006, dans le contexte de l'activité en système ouvert depuis 1999, n'a en effet pas été expliquée. *Samaniego et al.* (*2011*) proposent un modèle dynamique décrivant le fonctionnement du système d'alimentation au cours de la période éruptive en système ouvert, en se basant sur une étude pétrologique approfondie des produits des phases éruptives de juillet et août 2006, et leur comparaison avec des données chimiques de phases antérieures. Ce modèle suggère un réservoir magmatique à une profondeur entre 7,5 et 9,5 km au-dessous du cratère à partir de données thermo-barométriques. Tandis que les épisodes explosifs de faible intensité seraient la conséquence d'injections magmatiques profondes et répétées suivies d'un transfert rapide vers la surface, l'événement paroxysmal d'août 2006 aurait été provoqué par une injection de magma mafique plus profond, dont la température et la teneur en gaz plus élevées engendreraient un mécanisme de convection dans le réservoir et une augmentation de pression suffisante pour accroître l'explosivité. Dans ce chapitre, en s'appuyant sur la détermination des masses des différents produits émis au cours de l'éruption, je mettrai en lumière les processus qui se sont déroulés dans le conduit au cours de l'éruption. La compréhension de ces mécanismes permet d'écarter certains processus susceptibles d'être à l'origine de l'éruption. Ce chapitre correspond en partie à une publication à soumettre.

4.2 Détermination de la dynamique éruptive à partir d'une analyse haute résolution de la distribution des masses dans le dépôt de retombée

Cette partie correspond à un article Eychenne et al. en préparation.

Résumé

A partir des données de charge massique de chaque classe de constituants aux 22 sites d'échantillonnage, des cartes d'iso-masses sont construites. Ces cartes permettent d'évaluer le taux de décroissance massique des constituants latéralement dans le dépôt à partir d'une représentation des charges en fonction de la racine carrée de l'aire des iso-masses. Par intégration, la masse totale de chaque constituant dans le dépôt est déterminée. La densité de particule moyenne ainsi que la proportion représentée par le volume inter-particulaire sont quantifiées à chaque site d'échantillonnage.

Ces résultats permettent de mettre en évidence la variation de l'état de compaction du dépôt latéralement, ainsi que l'influence de la sédimentation des particules fines issues des nuages co-écoulements pyroclastiques sur la distribution latérale de la densité totale du dépôt. La distribution latérale contrastée des différentes classes de constituants démontrent l'effet de la densité des particules sur leur dispersion et leur sédimentation.

Les budgets massiques suggèrent une magnitude ~3,5, une intensité ~9,2 et un débit de magma de 350 m^3/s. Une proportion de ~98 wt.% de produits juvéniles révèle le caractère magmatique de l'éruption et suggère peu ou pas d'interactions phréato-magmatiques. Une proportion de ~0,4 wt.% de ponces plus acides par rapport au matériel juvénile andésitique démontre qu'un mélange de magma n'est pas la cause de l'explosivité. La nature et la proportion des éléments xénolithiques suggèrent une fragmentation et un comportement érosif limités aux 2 km supérieurs du conduit. L'explosivité exceptionnelle de cet événement apparaît comme une manifestation extrême d'un système alimenté de façon inconstante par des injections de magma profond.

La méthode de détermination des budgets éruptifs massiques permet d'améliorer la résolution des évaluations de la taille et de la puissance des éruptions. Elle est transposable à d'autres systèmes volcaniques.

Andesitic open-vent eruption dynamics inferred from mass distribution analyses in tephra fall deposits: the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador)

Julia Eychenne[1,2,3*], Jean-Luc Le Pennec[1,2,3] et al

[1] *Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France*

[2] *CNRS, UMR 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

[3] *IRD, R 163, Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

[4] *Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador*

* Corresponding author: J.Eychenne@opgc.univ-bpclermont.fr, Tel: 0033 (0)4 73 34 67 23, Fax: 0033 (0)4 73 34 67 44

En preparation

"Electronic supplementary material" en ANNEXE 3

Abstract

Long-lasting andesitic eruptions sometimes include strong short-lived explosive events, which can pose significant hazard in populated regions. The origin and dynamics of such violent eruptions remain poorly known and may involve a combination of different factors. Tungurahua volcano, Ecuador, reawaken in 1999 and is an example of such open-system behaviour that experienced a strong and deadly pyroclastic-flow forming event in August 2006. Inspection of the deposits suggested that the event could have been triggered by magma mixing (silicic pumices in the tephra), magma-water interaction (many xenolithic clasts in the tephra) or deep andesitic magma reinjection (based on mineral chemistry). Here we investigate these options by performing a high-resolution mass budget analysis of the tephra fall deposit. This is achieved by analysing the componentry composition and its mass distribution pattern in the layer, which allow us to document and integrate mass decay rates over wide areas. The results yield a total mass for the tephra layer of ~2 x 10^{10}kg. The pumice mass fraction is far too small (< 0.4 %) to account for the high explosivity of the 2006 event. Similarly, the xenoclastic mass fraction is small (0.2%) and suggests limited magma-water interaction. Instead, we interpret these xenoclasts as a result of upper conduit erosion at a rate of ~30 cm/hour during the paroxysm. Altogether our results support an explosive event fed by a deep gas-rich andesitic reinjection, which would have incorporated a pocket of older differentiated magma and eroded the upper conduit during the sub-plinian event. The high-resolution mass-based approach reveals useful to decipher the origin of the violent 2006 paroxysm and has potential to improve magnitude determinations of ancient eruption by considering componentry mass instead of volume. It is also applicable for monitoring purposes in the context of on-going crises at many andesitic eruptive worldwide.

4.2.A ***Introduction***

Many andesitic volcanoes at subduction plate margins can experience in the course of their evolution periods of continuous eruption during years, decades, or centuries. Such long-lived periods may include more or less intense outgassing events, extrusion of viscous lavas and domes (e.g. Colima in Mexico, Merapi in Indonesia, Arenal in Costa Rica), and explosive activity of uneven intensity (e.g. Semeru in Indonesia, Sakurajima in Japan, Sangay in Ecuador). In addition, strong explosive events of short duration may occur, with potential

generation of pyroclastic flows on the flanks and beyond. In populated areas these explosions may be highly hazardous because they take place during ongoing open-vent activity, and geochemical and geophysical precursors are commonly concealed in a background of complex seismic and degassing signals. Recent deadly and damaging examples at Arenal, Costa-Rica (e.g. 2000) (*Alvarado and Soto, 2002; Szramek et al., 2006*), Merapi, Indonesia (e.g. 2010) (*Boudon et al., 1993, Bourdier and Abdurachman, 2001; Gertisser and Keller, 2003*), Montserrat, West Indies (e.g. 1997) (*Voight et al., 2002; Giachetti et al., 2010*) and Colima, Mexico (e.g 2003) (*Savov et al., 2008*) illustrate these situations.

The andesitic Tungurahua volcano, central Ecuador, reawaked in mid-1999 and witnessed successive eruptive phases of moderate size and intensity. Seven years after the onset of the magmatic activity, a powerful pyroclastic-flow forming event occurred on August 16, 2006, killing six people and severely impacting nearby rural communities. The eruption lasted about 9 hours, with 6 hours of paroxysmal activity. A column rose up to more than 15 km above the crater and deposited a scoria fall layer to the West in the Inter-Andean highlands (*Eychenne et al., 2012*), while many pyroclastic scoria flows descended the northern, western and southern flanks of the volcano (*Kelfoun et al., 2009*). The origin and dynamics of this remarkably strong explosive event has remained unclear and basically three options were considered after a first inspection of the pyroclastic products. The presence of many silicic whitish pumice clasts in the andesitic tephra fall deposit suggested the possible occurrence of an accidental magma mixing event in the course of the open-vent andesitic eruption, thus triggering the violent August 16, 2006 explosion. On the other hand, the presence, for the first time since 1999, of abundant xenolithic clasts in the fall deposit pointed to potential energetic magma-water interactions, which could as well have caused the elevated explosivity. Alternatively, *Samaniego et al.* (*2011*) investigated the petrology of the juvenile products and inferred that the eruption was possibly triggered by injection of gas-rich andesitic magma at deep levels in the plumbing system. To appraise these hypotheses we perform here a high-resolution analysis of the eruptive mass budget, based on detailed investigations of componentry and mass distribution patterns in the tephra fall deposit. We show that the mass of the tephra layer is controlled by the proportion of each componentry class, which can be predicted from empirical laws evidenced for the first time in this work, and present an improved volume-to-mass conversion protocol to infer the size of the eruptive event. Our data highlight the influences of density-driven fractionation within the plume and

clast packing on lateral mass distribution in the deposit. These results shed new lights on eruption dynamics and conduit processes at an open-system andesitic volcano.

4.2.B ***Tungurahua volcano and the 2006 paroxysm***

4.2.B.a Geological background and recent volcanic activity

Tungurahua (5023 m a.s.l.) is a steep-sided andesitic stratovolcano located in the Eastern Andean Cordillera of Ecuador (Figs. 4.1 and 4.2A). It ranks as one of the most active volcanoes of the Northern Andes, with a recurrence rate of at least one pyroclastic flow-forming eruption per century (*Hall et al, 1999; Le Pennec et al, 2008*). More than 25,000 inhabitants live and cultivate lands on the flanks of the volcano and nearby areas, where they are frequently threatened by lahars, ash falls, acid rains and occasionally by pyroclastic flows.

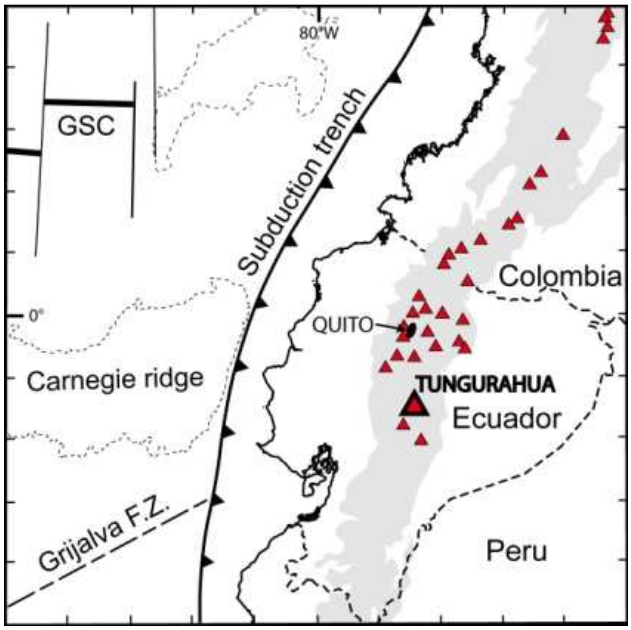


Figure 4.1 : Location map of Tungurahua volcano in Ecuador. Greyed area: Andean relief above 2000 m a.s.l. Triangles: active volcanoes. Grijalva F.Z is a major transform Fault Zone (F.Z.), and GSC is the extensional Galapagos Spreading Center.

The ongoing eruptive period, which started in 1999 after 80 years of repose, is characterized by a persistent explosive activity of uneven intensity (low to moderate) and style, punctuated by periods of quiescence and highly explosive paroxysmal phases (violent strombolian to subplinian in style). These paroxysmal events have occurred e.g. in November-December 1999, August 2001, July 2006, August 2006, February 2008, May and December 2010. A paroxysm occurred on August 16-17, 2006, one month after a first highly explosive phase on July 14, 2006, during which pyroclastic flows reached the base of the edifice. The

juvenile scoria products emitted during the whole eruptive period show homogeneous andesitic compositions (58-59 wt.% SiO_2; *Samaniego et al, 2011*). According to *Samaniego et al.* (*2011*) the 1999-ongoing open-system behaviour of Tungurahua volcano results from repetitive injections of andesitic magma batches at depth, with a notably large and gas-rich injection prior to the August 2006 paroxysm. This long-lived open-vent pattern recalls the activity witnessed at other andesitic volcanoes worldwide, e.g. Arenal in Costa Rica (*Cole et al., 2005; Szramek et al., 2006*) Merapi in Indonesia (*Camus et al., 2000; Gertisser and Keller, 2003; Charbonnier and Gertisser, 2008*), Colima in Mexico (*Saucedo et al., 2005; Varley et al., 2010*) and Sakurajima in Japan (*Yamanoi et al., 2008; Miwa et al., 2009*).

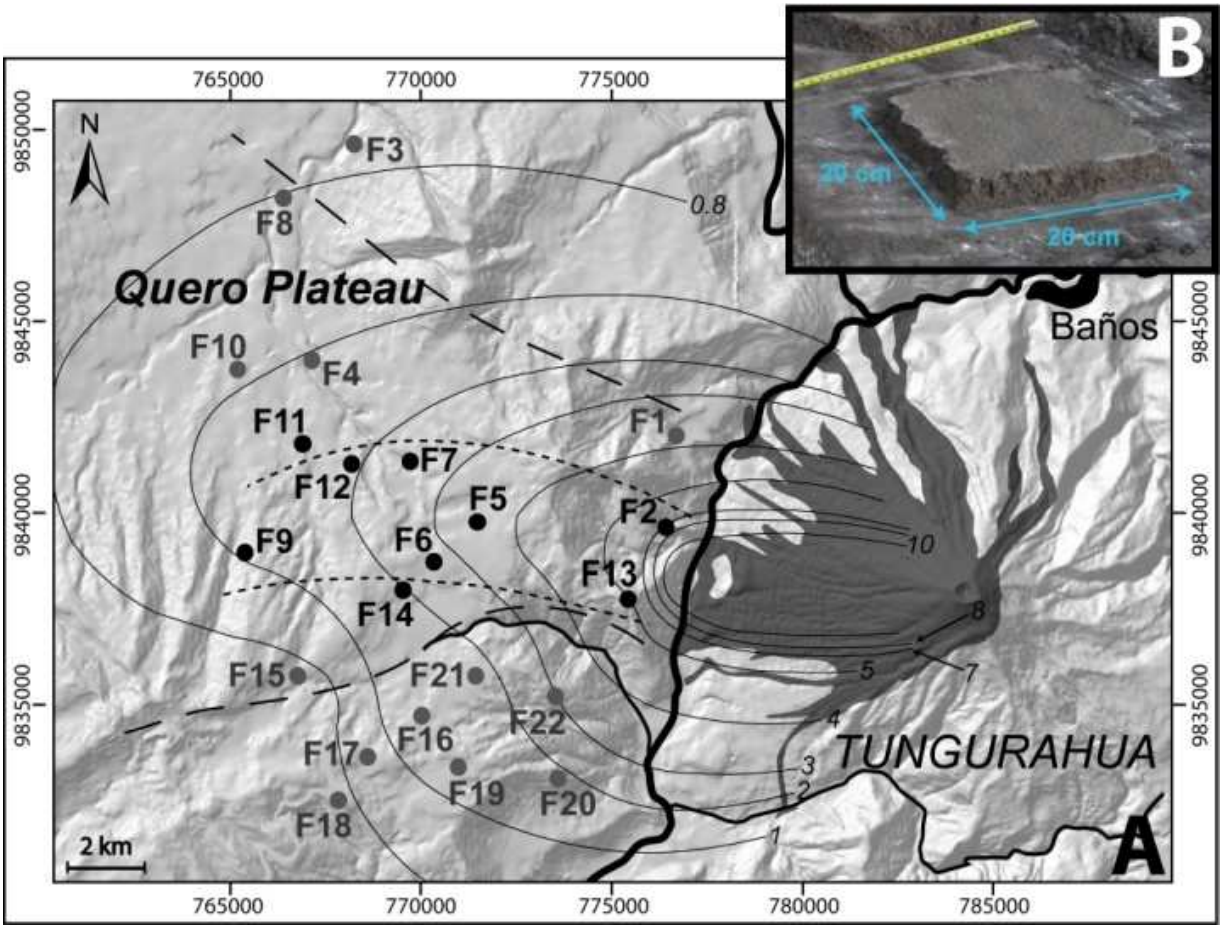


Figure 4.2 : A) Area of sampling of the tephra fall deposit. Solid lines: isopach contours of the tephra fall layer after *Eychenne et al, 2012*. Dark area: depositional area of the pyroclastic density currents. Solid dots: sampling locations. Numerical labels: sample name. Black dots: "near-to-axis" samples. Grey dots: "off-axis" samples. Area bounded by the dotted lines: area where x_{FS}>40%. Area bounded by the dashed lines: area where 40>x_{FS}>20% (after *Eychenne et al, 2012*). **B)** Example of sample collection on filed illustrating the sampling technique.

4.2.B.b *The August 16-17 2006 eruption*

After several month of low-level activity in mid-2005, the activity progressively increased from December 2005 to mid-2006. The seismic activity increased rapidly on the

morning of August 16. Sustained eruptive activity was witnessed at the crater and the first small-volume pyroclastic flows descended the north-west flank at 22:00 hours UTC (UTC=local time+5). During the next few hours the eruptive activity increased progressively and the paroxysm occurred at about 05:15 hours UTC on August 17, and lasted around 50-60 min. Powerful and persistent incandescent lava jets attained more than 1 km above the crater and numerous pyroclastic flows rushed down to the base of the edifice (*Kelfoun et al, 2009*). A sustained eruption column rose up to more than 15 km above the summit, and the plume spread to the west above the Inter-Andean valley and the Pacific Ocean (*Arellano et al, 2008; Kelfoun et al, 2009; Steffke et al, 2010; Eychenne et al, 2012*). From 07:00 hours UTC on August 17, the eruptive activity decreased abruptly and andesitic lavas flowed down the western flank of the volcano during few hours.

A bulk tephra volume in the range 47-67×10^6 m^3 and a column height of 16-18 km above the vent has been estimated from ground-based studies (*Eychenne et al, 2012*), which ranks this eruption as VEI 3. Satellite remote sensing techniques inferred a 19 km-high eruptive column (*Steffke et al., 2010*) which leads *Fee et al.* (*2010*) to estimate the eruptive phase as a VEI 4. Petrological evidences suggest that this paroxysm was triggered by a massive injection of a gas-rich andesitic magma into the deep plumbing system, which translated into rapid ascent to the surface and enhanced explosivity (*Samaniego et al., 2011*).

4.2.B.c *The August 16-17 2006 tephra fall deposit*

The tephra fall deposit occurred as a large fan west of the volcano, mainly on the Quero plateau, an area of the Inter-Andean Valley located 7 to 20 km from the volcano (Fig. 4.2A). The isopach contours are regularly sub-bilobate in shape and the tephra grain-size distribution is bimodal due to the synchronous deposition of coarse-grained lapilli and ash (from 30 mm to 90 µm) from the main plume and fine-grained ash (< 63 µm) from Co-pyroclastic flow (Co-PF) clouds (*Eychenne et al, 2012*). The weight fraction of the fine subpopulation in the bimodal grain-size distributions of samples from the tephra fall deposit was quantified using the parameter x_{FS}, which varies laterally in the deposit. x_{FS} is > 40% in the main depositional lobe, which coincides with the downwind prolongation of the pyroclastic flows (PF) depositional area on the flanks and near the base of the volcano. x_{FS} is < 20% in the secondary lobe and the “wings” of the deposit (Fig. 4.2A) (*Eychenne et al, 2012*).

4.2.C ***Methodology***

4.2.C.a Approach selected for the study

Understanding the eruptive behaviour of open-vent andesitic systems may be achieved using a number of approaches based on geochemical and geophysical techniques. Here we concentrate on the solid products emplaced during the August 2006 event, and more specifically on the tephra fallout deposited west of the volcano. Pyroclastic fall layers record many aspects of eruption phenomenology and dynamics and the study of tephra distributions, thickness, grain-size, and vesicularity has proved of utmost relevancy to infer the size and intensity of explosive volcanic eruptions (*Walker, 1973; Carey et al., 1995; Bonadonna et al., 2002; Rose et al., 2008; Andronico et al., 2009; Miwa et al., 2009; Arana-Salinas et al., 2010; Houghton et al., 2010*). In addition, tephra studies have proved useful in the context of eruptive crises, notably at basaltic volcanoes (*Taddeucci et al., 2002, 2004a; Andronico et al., 2008a, 2008b*), and componentry analyses have shown great potential in evaluating eruption type and deciphering magma-water interactions and conduit processes (*Rosi et al., 1999; Arrighi et al., 2001; Taddeucci et al., 2002; Houghton et al., 2004; Carey et al., 2007; Carey and Houghton, 2010*). Recent research has aimed at improving size determination of explosive volcanic eruptions, notably by focusing on tephra volume calculation techniques (*Pyle, 1989; Fierstein and Nathenson, 1992; Rose, 1993; Fierstein and Nathenson, 1993; Bonadonna and Houghton 2005; Sulpizio, 2005; Biass and Bonadonna, 2011*). However, eruption size assessment based solely on volume estimates can prove misleading because of strong density variations in pyroclastic deposits. Yet, obtaining accurate estimates of the erupted mass has received less attention and the volume-to-mass conversion problem remains a major issue of current volcanological research. Most previous works have made the conversion using values for the bulk density of the deposit from selected sites (*Hill et al., 1998 ; Pioli et al., 2008 ; Carey et al., 2009; Costantini et al., 2009*) or using data from the literature (*Sigurdsson and Carey, 1989; McGimsey et al., 2001*). As far as we know, no work has provided an insightful and transposable method to convert tephra volume to mass.

4.2.C.b Sampling and bulk density of the deposit

The tephra fall deposit was sampled at 22 sites upon the Quero Plateau (Fig. 4.2 and Table 4.1). The sampling protocol (Fig 4.2B) consisted in separating a portion of the deposit from flat-lying surfaces: the thickness of the isolated fraction was measured eight times, i.e. at

the four corners and at each mid-point on the four sides (Fig 4.2B), and the average was calculated. This allowed us to determine the area and the bulk volume of deposit collected at each sampling location (a and V_b, respectively). The mass (M) of the samples was then measured in the laboratory to calculate the tephra load (L), i.e. mass of tephras per unit area ($L = M/a$), and the bulk density of the deposit, ρ_b ($\rho_b = M/V_b$).

Sam.	Thick. (cm)	Distance (km)	x_{FS} (wt.%)	$Md\phi_{CS}$	L ($\times 10^3$ g/m²)	ρ_b (g/cm³)	μ_p (g/cm³)	V_b (cm³)	V_p (cm³)	V_{IP}/V_b (%)
1	3.79	8.5	21.6	-1.2	29.1	0.77	1.97	1500	586	60.9
2	7.35	7.9	57.5	-2.0	100.2	1.36	2.17	2930	1840	37.2
3	0.35	20.6	7.1	1.1	2.7	0.78	2.23	145	51	65.0
4	1.19	18.1	35.0	0.8	10.3	0.86	2.28	472	179	62.0
5	3.48	12.8	41.9	-0.1	37.2	1.07	2.19	1390	679	51.1
6	2.28	13.9	41.7	0.3	27.0	1.19	2.28	908	472	48.0
7	2.25	14.9	40.6	0.0	25.9	1.15	2.28	904	457	49.4
8	0.80	20.6	24.9	1.4	6.3	0.79	2.39	317	104	67.1
9	1.39	18.8	50.3	1.0	14.4	1.04	2.36	554	243	56.1
10	0.71	19.9	29.6	0.7	6.7	0.94	2.26	283	118	58.5
11	1.35	17.7	35.4	0.8	13.8	1.02	2.27	537	243	54.8
12	1.85	16.3	42.1	0.7	20.0	1.08	2.34	737	341	53.7
13	5.00	8.8	46.2	-0.7	63.5	1.27	2.18	747	435	41.8
14	2.04	14.7	21.5	0.2	22.4	1.10	2.30	812	389	52.1
15	0.71	17.6	27.2	1.5	7.8	1.10	2.35	70	33	53.3
16	1.43	14.6	19.1	0.7	13.4	0.94	2.26	567	235	58.5
17	0.84	16.2	22.7	1.3	7.0	0.83	2.37	333	117	64.8
18	0.64	17.3	25.2	1.5	5.0	0.79	2.43	63	20	67.5
19	1.10	14.1	14.2	0.4	9.3	0.84	2.20	438	167	61.7
20	1.81	11.7	12.0	0.1	15.4	0.85	2.15	1130	446	60.5
21	1.80	12.9	19.0	0.2	17.0	0.94	2.17	1620	705	56.4
22	2.95	11.0	14.1	-0.3	23.9	0.81	2.09	4130	1600	61.3

Tableau 4.1 : Key parameters of the samples (locations in Fig. 4.2). x_{FS} and $Md\phi_{CS}$ from *Eychenne et al, 2012*.

4.2.C.c *Componentry and density analyses*

The 22 samples were dried and sieved at a 0.5ϕ interval ($\phi = -\log_2 d$, d being the particle diameter in mm) between -4.5ϕ and 4ϕ and each grain-size fraction was weighed at a 10^{-2} g resolution (*Eychenne et al., 2012*). The mass of a given grain-size fraction i is here noted m_i. Componentry analyses were carried out using particle identification and counting in each grain-size fraction from -4.5ϕ to 3.5ϕ. The componentry classes were distinguished based on morphological and textural criterions: outline (angular, rounded, blocky, ragged or fluidal), colour, vesicularity and crystallinity. Eight classes were identified: scoriae (S), pumices (P), free crystals (C), dense lithics (D), crystalline aggregates (A), red scoriae (R), ash aggregates (AA) and altered lithics (AL) (Fig. 4.3).

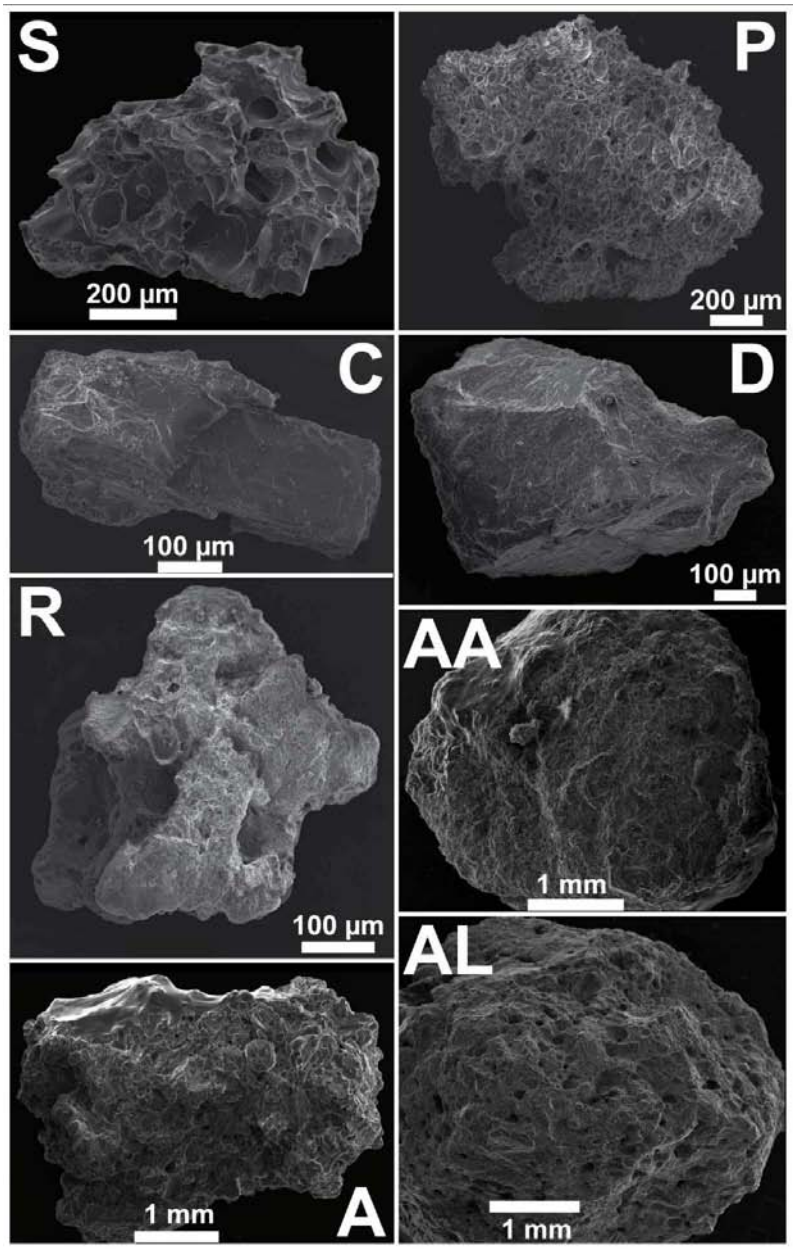


Figure 4.3 : Example of particles from the eight componentry classes identified in the August 2006 Tungurahua tephra fall layer: scoriae (S), pumices (P), free crystals (C), dense lithics (D), crystalline aggregates (A), red scoriae (R), ash aggregates (AA) and altered lithics (AL). Secondary electrons SEM images.

The Scoria class (S) comprises ragged, dark to brown juvenile particles with moderate to high vesicularity (*Houghton and Wilson, 1989*). Vesicles are rounded to elongated in shape, although particles with rounded vesicles dominate. Scoriae show a homogeneous andesitic composition (57.6-58.9 wt.% SiO_2) and a glass-rich groundmass of mostly plagioclase and pyroxene tiny acicular microlites (*Samaniego et al., 2011*). The Pumice class (P) consists of whitish, highly vesicular juvenile clasts with glassy matrix and dominantly sub-spherical bubbles. These clasts are more silica-rich than the scoriae (61.1-62.5 wt.% SiO_2; *Samaniego et al., 2011*). The Free Crystals class (C) consists dominantly of euhedral plagioclase and pyroxene, with irregular glass coating on crystal sides. The Dense Lithics class (D) includes blocky, dense, dark and non-vesiculated clasts with a microlitic texture, while the Altered

Lithics class (AL) comprises dark, slightly rounded particles showing a weathered surface. The Crystalline Aggregates (A) are magmatic assemblages of plagioclase and pyroxene crystals with little interstitial glass while the Ash Aggregates (AA) are clusters of fine, closely packed glassy particles (<63 µm). The Red Scoriae class (R) includes sub-rounded, moderately vesicular grains with large (100 – 50 µm diameter) sub-spherical vesicles, showing weathering and vapour-phase minerals on their surface.

The mean particle density in the grain-size fraction *i*, written μ_i was measured by water pycnometry analyses in the samples F1, F2, F5, F7, F8, F11, F13 and F15 (Fig. 4.2A). The mean particle densities in the componentry class S, P and D of several grain-size fractions *i*, written μ_{iS}, μ_{iP} an μ_{iD} respectively, were measured by water pycnometry analyses in the samples F2, F5, F7 and F11 (Fig. 4.2A) (*Eychenne et al., submitted*).

4.2.C.d *Mass calculation protocol*

To assess the subtotal mass of each componentry class in the deposit, we converted for each sample the results of the componentry analyses from percentages of particles (p.%) to mass per unit area following the protocol described by *Eychenne et al.* (*submitted*). This latter combines the results of the componentry analyses and particle densities measurements and provides the mass per unit area of each componentry class *j* in each grain-size fraction *i* (L_{ij}). μ_i, μ_{iS}, and μ_{iP} data used for the volume-to-mass conversion were inferred by sigmoidal interpolation of pycnometry analyses results. μ_{iD} data were obtained by averaging pycnometry analyses results, while μ_{iC}, μ_{iA}, μ_{iR}, μ_{iAL} and μ_{iAA} were calculated using different assumptions on their physical and chemical characteristics (*Eychenne et al, submitted*) (μ_i and μ_{ij} data tables are presented in Table in supplementary electronic material (ANNEXE 3).

Density distribution analyses are time-consuming and were not performed on all samples. We assumed that the density distribution in these samples is similar to that of the nearby samples analysed in the same depositional area. In addition, componentry counting was not carried out above 3.5ϕ, thus we considered that the fraction ≥ 4ϕ has a componentry composition similar to that of the 3.5ϕ fraction.

Once the conversion completed, we proceeded as follow: 1) for each sample, L_{ij} were summed over the whole grain-size range to obtain the total mass per unit area (L_j) of the class *j* in each sample (L_j), 2) L_j iso-mass contours were designed on a map for the 8 classes, 3) the mass decay rate of each componentry class is documented using a graph of L_j vs. square root

of the iso-mass area ($\sqrt{A}$) and 4) when a relationship exists between L_j and $\sqrt{A}$ ($L_j = f(\sqrt{A})$), the subtotal mass of the component in the deposit (M_j) was calculated by integration:

$$M_j = \int_0^{+\infty} L_j \, dA = \int_0^{+\infty} f(\sqrt{A}) \, dA \qquad [4.1]$$

4.2.D Results

4.2.D.a Mass per unit area and bulk density of the deposit

L values rank between 2.7×10^3 (sample F3) and 100.2×10^3 g/m² (sample F2). L correlates linearly with thickness T ($L = 1.16T$; $R^2 = 0.930$) (Fig. 4.4). The samples F2, F5-7, F9, F10-14 collected close to the main dispersal axis of the deposit (noted below "near-to-axis" samples, Fig. 4.2), and the samples collected outside this area (referred below as "off-axis" samples, Fig. 4.2) lined up on two straight lines (Fig. 4.4).

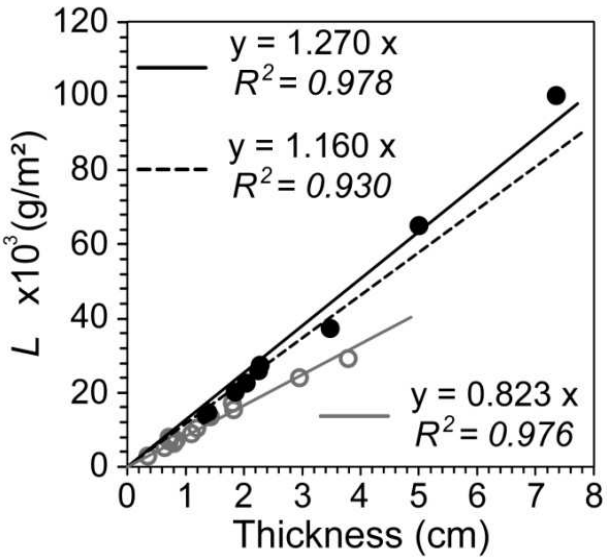


Figure 4.4 : Plot of the Mass per unit area vs. the thickness of the deposit. Black and grey open dots are "near-to-" and "off-axis" samples, respectively, as defined in Fig. 4.2. The solid, dashed and greyed lines are regressions based on all, near-to, and off-axis data, respectively.

ρ_b values are between 0.78 and 1.36 g/cm³ (Table 4.1). In the main depositional lobe, ρ_b is >1.0 g/cm³ and crudely decreases away from the vent, from 1.36 g/cm³ proximally to 1.02 g/cm³ distally (Fig. 4.5). Yet, ρ_b shows correlation neither to thickness (Fig. 4.6A), nor to distance from vent (Fig. 4.6B) or median diameter of the coarse-grained clast subpopulation (noted $Md\phi_{CS}$) (Fig. 4.6C and Table 4.1) (*Eychenne et al, 2012*). Yet a different mass distribution pattern between near- and off-axis samples is observed (Figs. 4.6A, 4.6B and 4.6C): along the main axis, ρ_b decreases with T and increases with $Md\phi$, while ρ_b shows no off-axis dependence to these parameters. ρ_b increases with the weight percentage of fines (x_{FS}) and near-to-axis samples coincide with the area of highest x_{FS} values (Fig. 4.6D).

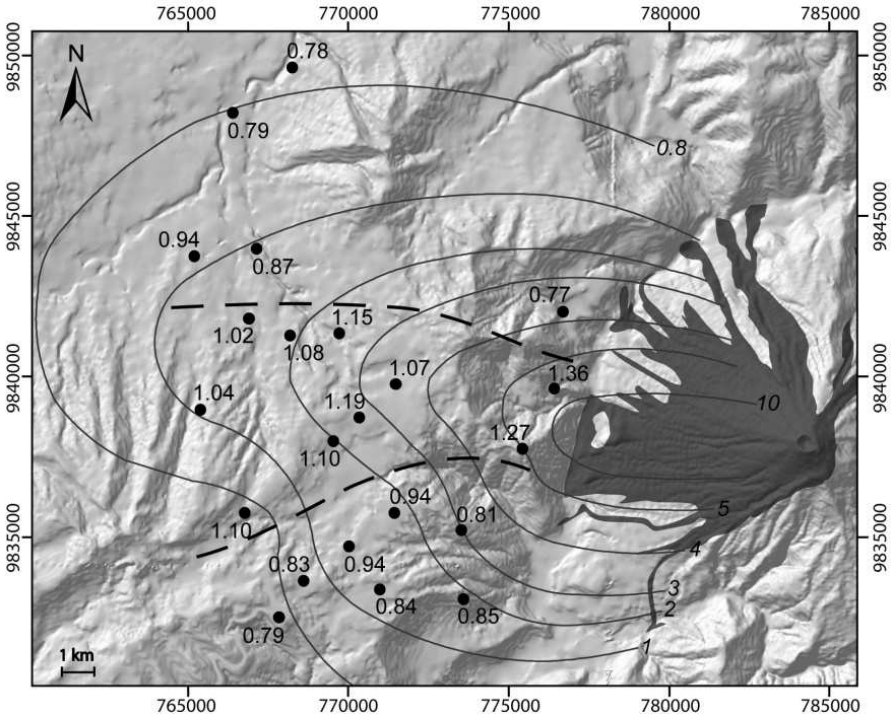


Figure 4.5 : Bulk density (g/cm^3) measured at each sampling location with isopach contours in cm indicated (solid curves). Dashed line: boundary of the area where ρ_b > 1.0 g/cm^3.

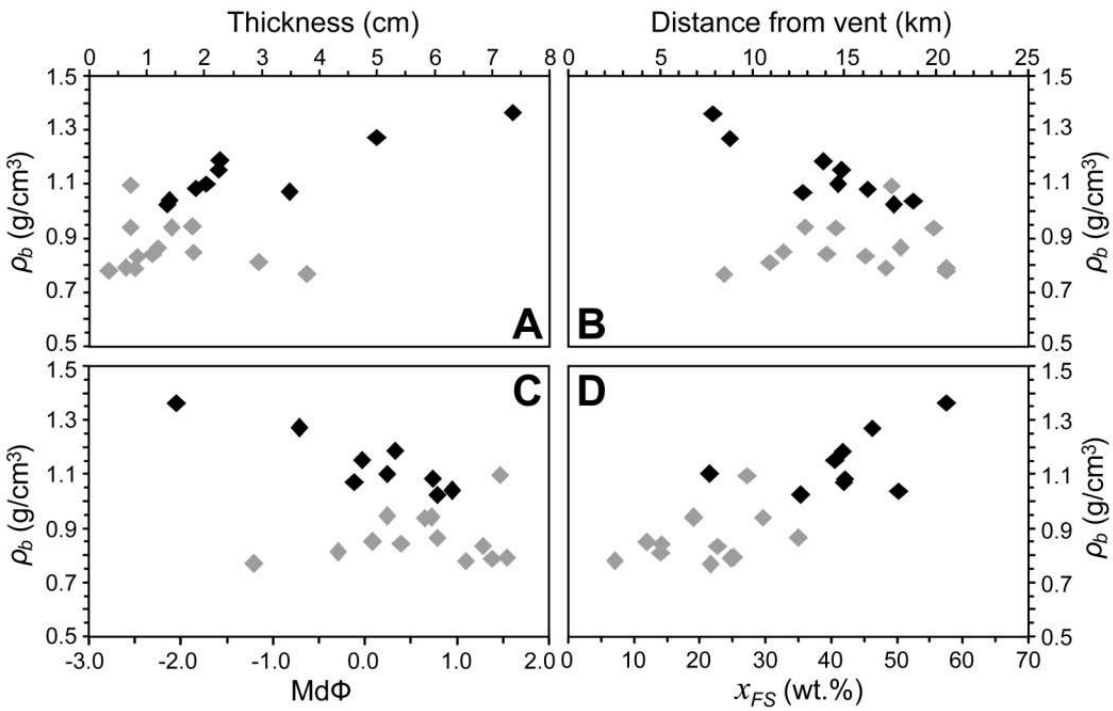


Figure 4.6 : Plots of the bulk deposit density (g/cm^3) vs. the thickness (cm) **(A)**, the distance from vent (km) **(B)**, the median diameter of the coarse grained sub-population of the deposit (ϕ) **(C)** and fine-grained proportion x_{FS} (wt.%) **(D)**. Solid and grey diamonds are "near-to-" and "off-axis" samples, respectively (Fig. 4.2).

4.2.D.b *Particle density and volumes distribution in the deposit*

μ_i data (ANNEXE 3) allow us to calculate the total volume of particles V_p in each sample ($V_p = \sum_i m_i/\rho_i$), the mean particle density μ_p ($\mu_p = M/V_p$) and the volume of the free inter-particle space V_{IP} ($V_{IP} = V_b - V_p$) (Table 4.1). μ_p correlates positively to distance from

vent and negatively to thickness and grainsize (Figs. 4.7A, 4.7B and 4.7C), but shows no correlation to x_{FS} (Fig. 4.7D). The ratio V_{IP}/V_b decreases with thickness and x_{FS} (Figs. 4.8A and 4.8D), and increases with distance from vent and $Md\phi_{CS}$ (Figs. 4.8B and 4.8C). At a similar thickness, distance or $Md\phi_{CS}$, the ratio V_{IP}/V_b is higher for off-axis samples than for near-to-axis samples (Figs. 4.8A, 4.8B and 4.8C).

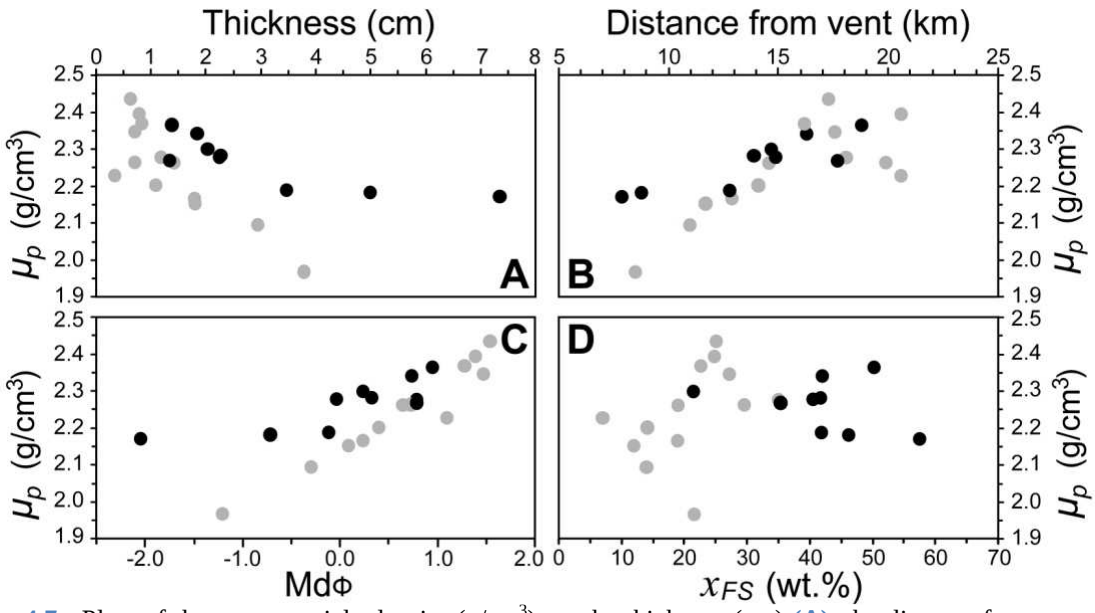


Figure 4.7 : Plots of the mean particle density (g/cm^3) vs. the thickness (cm) **(A)**, the distance from vent (km) **(B)**, the median diameter of the coarse grained sub-population of the deposit (ϕ) **(C)** and fine-grained proportion x_{FS} (wt.%) **(D)**. Solid and grey dots are "near-to-" and "off-axis" samples, respectively (Fig. 4.2).

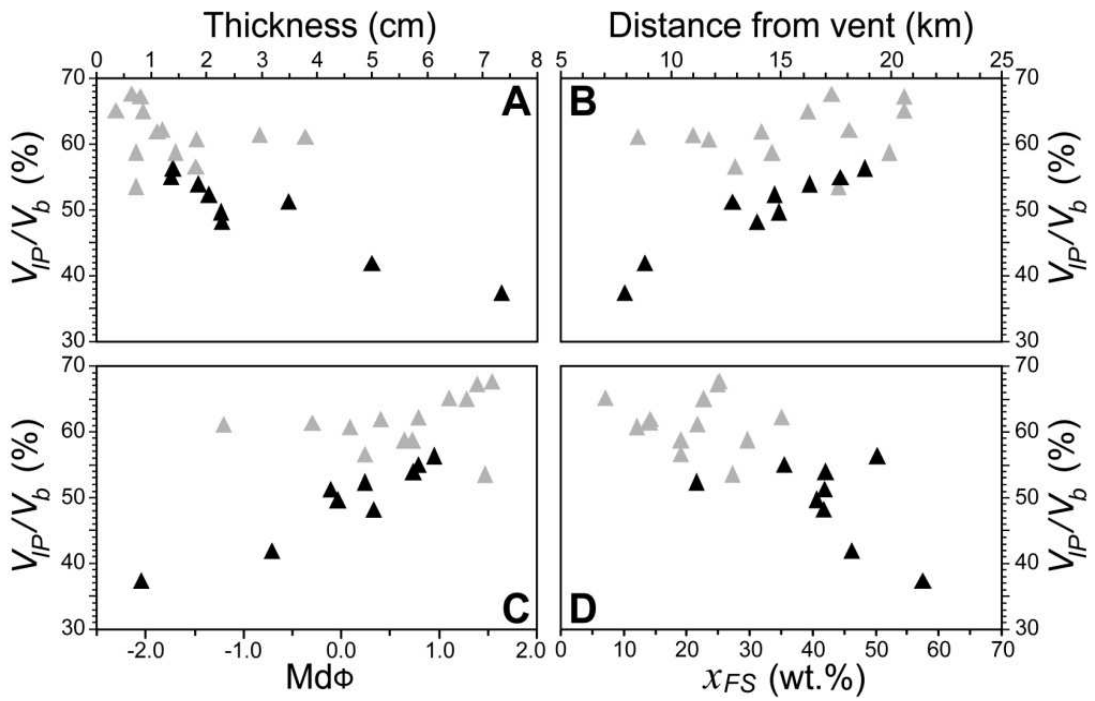


Figure 4.8 : Plots of the ratio V_{IP}/V_b the thickness (cm) **(A)**, the distance from vent (km) **(B)**, the median diameter of the coarse grained sub-population of the deposit (ϕ) **(C)** and fine-grained proportion x_{FS} (wt.%) **(D)**. Solid and grey triangles are "near-to-" and "off-axis" samples, respectively (Fig. 4.2).

4.2.D.c Lateral mass distributions of the componentry classes

The total mass per unit area of the componentry classes in each sample (L_j for j from S to RS) are reported in Table 4.2. To check for the relevancy of the conversion, we calculated the total mass per unit area of the samples ($L_{Calc.}$) by addition of L_j of all the componentry classes (Table 4.2). On a plot of $L_{Calc.}$ vs. L (Table 4.1): the data occur on a line X=Y (Fig. 4.9), thus lending strong support to our conversion protocol.

Sample	L_i (×10 g/m²)								$L_{Calc.}$ (×10³ g/m²)
	P	S	C	D	A	R	AA	AL	
1	10.1	2147.4	512.6	23.5	69.9	50.9	5.6	8.5	28.3
2	50.8	7754.9	1162.8	157.7	84.4	357.2	20.8	9.1	96.0
3	1.8	205.3	61.1	0.7	1.8	2.9	0.0	0.6	2.7
4	8.5	826.0	136.7	1.3	5.3	16.8	1.2	1.1	10.0
5	39.0	3051.5	469.2	10.6	22.4	107.3	0.4	2.3	37.0
6	32.8	2163.4	302.5	2.3	17.4	100.8	2.1	1.5	26.2
7	22.6	2111.2	311.8	5.6	15.4	74.4	0.7	2.1	25.4
8	7.2	491.7	90.9	0.8	3.8	11.3	2.3	0.1	6.1
9	25.7	1148.3	185.3	1.3	7.6	50.2	0.0	0.4	14.2
10	2.5	499.1	137.5	0.5	3.5	15.8	1.0	0.4	6.6
11	8.9	1085.4	216.4	1.6	7.0	33.3	0	0.8	13.5
12	14.9	1615.0	255.1	4.6	8.0	54.5	2.0	1.0	19.6
13	38.8	4854.2	946.3	67.7	51.9	234.8	0.0	7.5	62.0
14	14.6	1796.6	301.5	2.2	12.5	54.8	0.5	0.7	21.8
15	4.3	629.0	105.0	0.0	4.9	18.3	0.5	0.6	7.6
16	6.1	1044.3	235.9	1.6	8.4	19.7	0.4	1.8	13.2
17	4.7	544.8	115.1	0.4	3.6	12.8	0.0	0.1	6.8
18	3.5	407.0	62.2	0.2	2.0	8.9	0.0	0.1	4.8
19	5.2	663.7	230.2	2.1	8.5	10.6	0.1	1.3	9.2
20	8.2	1116.0	269.7	5.1	21.9	14.4	1.2	6.7	14.4
21	15.3	1315.1	282.6	4.7	18.9	31.4	0.1	2.6	16.7
22	34.0	1692.9	488.8	20.1	33.5	32.7	0.1	8.1	23.1

Tableau 4.2 : For each sampling locations, mass per unit area of each componentry (L_j (×10 g/m²)) and total mass per unit area calculated by addition of L_j values ($L_{Calc.}$ (×10³ g/m²)).

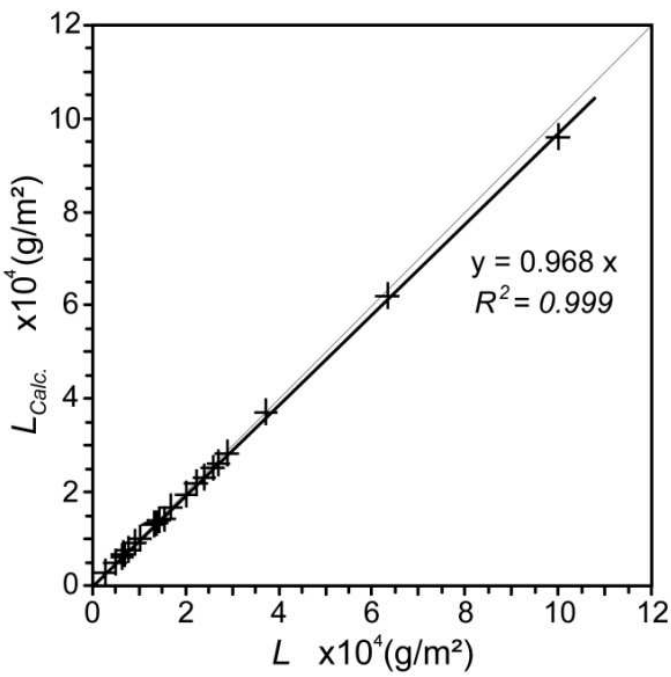


Figure 4.9 : Plot of $L_{Calc.}$ vs. L (×10⁴ g/m²). Grey line: straight line 1:1. Solid line: linear regression of the data.

Fig. 4.10 illustrates the distribution of L_j in the deposit for each componentry class. Iso-mass are contoured (Fig. 4.10) for all componentry classes but AL and AA, because of too small values. The shape of the iso-mass contours is linked to the nature of the componentry class (Fig. 4.10): 1) C, A and D contours are fairly rounded, with an aspect ratio (major vs. minor axis) of 1.7, 1.3 and 1.6 respectively, 2) S, P and R contours are strongly elongated to the West, with ratios of 2.2, 2.3 and 3.0 respectively.

A plot of L_j vs. the square root of the iso-mass area ($\sqrt{A}$) (Fig. 4.11) reveals that the data of P, C, D, A and R are well fitted by exponential laws, while S data are fitted by a multi segmented exponential-law with two breaks in slope, or by a power law (Fig. 4.11A), of the form:

$$L_j = L_{j0} \exp\left(-k\sqrt{A}\right) \qquad [4.2]$$

$$L_j = L_{jpl}\, A^{-n/2} \qquad [4.3]$$

where L_{j0} is the extrapolated mass per unit area at the vent, k is the slope of the exponential law, L_{jpl} and n are the power-law parameter and exponent, respectively (parameters and coefficient of determination R^2 are reported in Fig. 4.11).

4.2.D.d *Mass and volume of each componentry class*

Integrating the three exponential segments (Fig. 4.11B) M_S yields a subtotal mass of 1.74×10^{10} kg (Table 4.3). Using the power law mass decay rate (Fig. 4.11B) and integrating from ~2 km (calculated using the method of *Bonadonna and Houghton* (*2005*)) to 120 km (distance of the Ecuadorian coast from the volcano), M_S is 1.36×10^{10} kg (Table 4.3). M_S is thus one order of magnitude higher than M_C (1.57×10^9 kg) (Table 4.3). M_D, M_A and M_R (1.27×10^8, 1.32×10^8, 2.56×10^8 kg, respectively) are two orders of magnitude lower than M_S, while M_P (6.90×10^7 kg) is three orders of magnitude lower (Table 4.3). Because of very low values M_{AL} and M_{AA} are negligible when compared to the mass of other componentry classes.

These masses are converted to Dense Rock Equivalent (DRE) volumes for each componentry class using solid density (ρ_S) data of *Eychenne et al* (*submitted*) (Table 4.3). The resulting DRE volumes range from 7.0×10^6 m^3 for S, to 2.9×10^4 m^3 for P (Table 4.3).

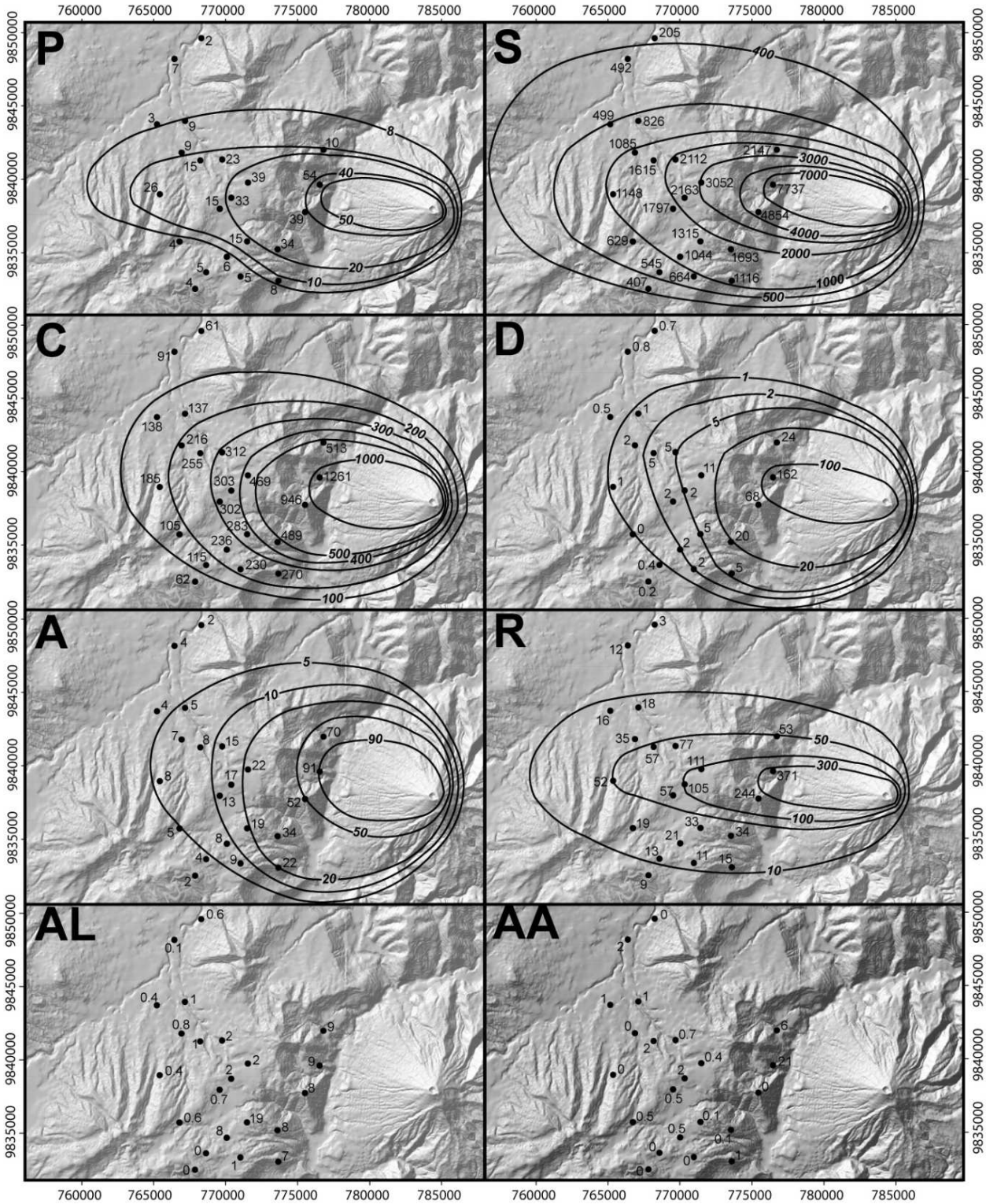


Figure 4.10 : Maps of the spatial distribution of the mass per unit area of the eight components of the deposit. Numerical labels: values of the mass per unit expressed as ×10 g/m². Solid curves: iso-mass lines.

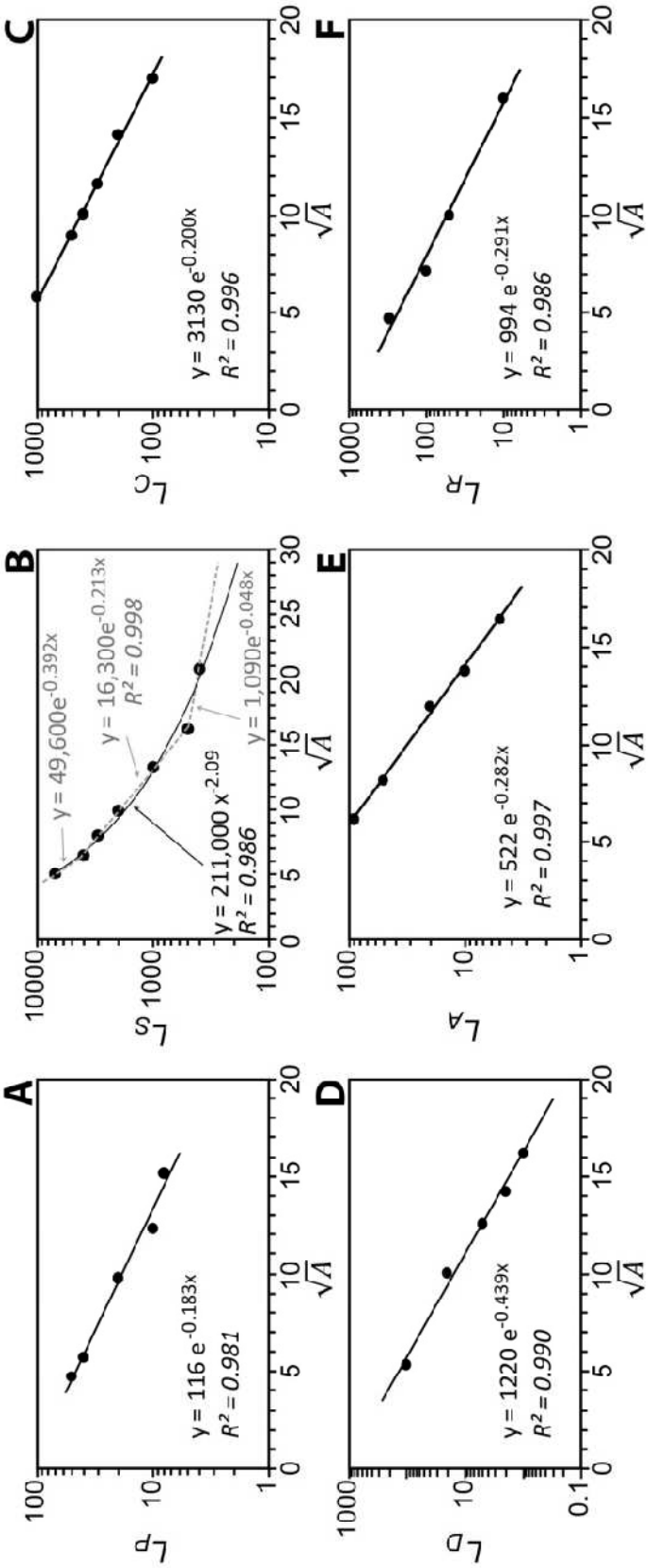


Figure 4.11 : Mass decay rates of the six major components of the deposit: **A)** Pumices, **B)** Scoriae, **C)** Free Crystals, **D)** Dense Lithics, **E)** Crystalline Aggregates and **F)** Red Scoriae. L_i expressed as ×10 g/m² and $\sqrt{A}$ in km.

Class	Math. law	M_j (kg)	ρ_S (g/cm^3)	V_{DRE} (m^3)	Proportions (vol.%)
P	EL	6.90E+07	2.40	2.87E+04	0.4
S	EL	1.74E+10	2.50	6.96E+06	90.3
	PL	1.36E+10	-	-	-
C	EL	1.57E+09	2.90	5.40E+05	7.0
D	EL	1.27E+08	2.70	4.70E+04	0.6
A	EL	1.32E+08	2.90	4.54E+04	0.6
R	EL	2.35E+08	2.60	9.02E+04	1.2
TOTAL EL		1.95E+10		7.71E+06	100.0
TOTAL PL		1.57E+10		-	

Tableau 4.3 : Subtotal mass and DRE volume of the componentry classes P, S, C, D, A and R. ρ_S values are determined according to *Eychenne et al* (*submitted*).

4.2.D.e *Magnitude and intensity*

The total mass of the tephra fall deposit (M_T) is calculated by summing the subtotal masses of each componentry class, which yields 1.95×10^{10} kg and 1.57×10^{10} kg using M_S from exponential and power laws, respectively (Table 4.3). Only M_S, M_C, M_D, M_A, M_R and M_P were included in the calculations. Nevertheless, we can reasonably neglect AL and AA classes as their contribution impacts M_T at the third or fourth figure. In addition, we assessed M_T by converting the minimum bulk volume of the tephra fall deposit (42×10^6 m^3, *Eychenne et al., 2012*), using a constant value for the bulk deposit density. This density is difficult to constrain because of lateral variations. Here we used four bulk density data for conversion (Table 4.4): 1) the mean of the 22 bulk sample density measurements (0.98 g/cm^3, Table 4.1); 2) the slope of the line correlating the mass per unit area to the thickness at each sampling location (1.16 g/cm^3, Fig. 4.4); 3) the lowest and highest measured bulk densities (0.77 g/cm^3 at location 1, and 1.36 g/cm^3 at location 2, respectively; Table 4.1). The calculated M_T are 4.1×10^{10}, 4.9×10^{10}, 3.2×10^{10} and 5.7×10^{10} kg, respectively. Thus, using the expression of *Pyle* (*2000*) (Magnitude = $\log_{10}$(erupted mass, kg) - 7), the magnitude of the eruption is between 3.3 and 3.8 (Table 4.4). Considering 6 hours of paroxysmal activity, the mass discharge rate of the August 2006 Tungurahua eruption is between 9.0×10^5 and 2.7×10^6 kg/s, yielding an intensity between 9.0 and 9.4 (Table 4.4) (Intensity = $\log_{10}$(mass eruption rate, kg/s) + 3, *Pyle et al., 2000*). The total DRE volume obtained from componentry DRE volumes, is 7.7×10^6 m^3 which translate into a DRE discharge rate (VER) of 360 m^3/s. Considering S, CL, P and A as juvenile material, the VER of non-vesiculated magma is 350 m^3/s.

		1	2	3	4	5
M_j (kg)		4.11E+10	4.87E+10	3.23E+10	5.72E+10	1.95E+10
Magnitude		3.6	3.7	3.5	3.8	3.3
		Mass eruption rate (kg/s)				
Eruption duration (h)	6	1.90E+06	2.26E+06	1.49E+06	2.65E+06	9.04E+05
		Intensity				
Eruption duration (h)	6	9.3	9.4	9.2	9.4	9.0

Tableau 4.4 : Magnitude and Intensity of the eruption calculated for 5 different total mass of the tephra layer calculated by: **1)** conversion using the mean of the 22 bulk density measurements performed over the deposit (0.98 g/cm^3, Table 4.1); **2)** conversion using the slope of the line linking the mass per unit area to the thickness at each sampling location (1.16 g/cm^3, Fig. 4.4); **3)** conversion using the lowest bulk density measured (0.77 g/cm^3 at location 1, Table 4.1), **4)** conversion using the highest bulk density measured (1.36 g/cm^3 at location 2, Table 4.1) and **5)** addition of the subtotal componentry mass (Table 4.3).

4.2.E ***Discussion***

4.2.E.a *Mass distributions in the August 2006 Tungurahua tephra fall deposit*

The mean particle density in the grain-size fractions, μ_i, varies with grain-size according to a sigmoidal trend interpreted as decreasing of scoriae vesicularity with grain-size (*Eychenne et al., submitted*). Yet, sorting of the bulk grain-size distributions improves away from the vent as median grain size decreases (*Eychenne et al., 2012*). Therefore, because of sigmoidal μ_i variations, distal samples dominantly contain dense fractions and the mean particle density in the deposit (μ_p) broadly increases away from vent (Fig. 4.7A). Thus the grain-size is correlated to the particle density distributions at the scale of the deposit.

The segmented exponential law describing S mass decay rate differs from the simple exponential fit of other componentries (Fig. 4.11). Because of their high abundance in the deposit, S mass decay rate is similar to the total (i.e. multi-componentry) thinning rate of the deposit, which is also described by an exponential law with two breaks-in-slope (*Eychenne et al, 2012*). The distances where these breaks-in-slope (BS) occur are similar: BS1 is at ~6-7 km and BS2 is at ~16-17 km (Fig. 4.11B). Thus the mass distribution of the Scoriae clast population controls the segmentation pattern of the thinning rate.

4.2.E.b *Clast packing in the August 2006 Tungurahua tephra fall deposit*

The above results on volume and mass distributions bring valuable information on clast arrangement and packing in the deposit. Complex variations of ρ_b in the deposit (see section 4.2.D.a) likely result from the interplay of several processes. Plots of the ratio V_{IP}/V_b (Fig. 4.8) suggest that the proportion of free inter-particle space in the deposit increases with

distance and ϕ. This is interpreted here as a consequence of the different particle packing. In proximal areas the deposit is coarse grained ($-2 < Md\phi_{CS} < 0\phi$) and moderately to well sorted ($1.5 < \sigma_{CS} < 2.0$, *Eychenne et al., 2012*), and particle shape is equant, a combination of factors that favour a dense packing, with small inter-particle space. The sorting improves ($\sigma_{CS} < 1.0$) in finer, more distant deposits, and ragged, elongated or platty particles shapes are consistent with looser grain packing. These findings imply that the amount of free inter-particle space has a stronger impact on bulk tephra density than the mean particle density.

We note in the graphs of V_{IP}/V_b vs. T, V_{IP}/V_b vs. d and V_{IP}/V_b vs. $Md\phi_{CS}$ (Fig. 4.8) that near-to-and off-axis samples plot along two sub-parallel trends, which suggests that packing is denser near-to-axis than off-axis. Examination of the map in Fig. 4.2 reveals that high x_{FS} data (>40%) occur below the main dispersal axis. In this area, we interpret that the high amount of Co-PF fine-grained particles filled the free space between the lapilli which settled from the main tephra plume, leading to denser grain packing. Conversely, packing is loose in areas uncontaminated by Co-PF ash, i.e. out of dispersal axis. This effect accounts for the different bulk density trends near-to-axis and off-axis (Fig. 4.6).

Ash clustering occurred sporadically during tephra sedimentation from the plume, as evidenced by ash aggregates in the deposit (Table 4.2, Fig. 4.3). However, their small amount suggests that they probably had little or no impact on grain-size distribution in the deposit.

4.2.E.c *Density-driven particle fractionation within the plume*

Fig. 4.10 reveals that the componentry density controls the shape of the iso-mass contours, thus evidencing different mass-dependant dispersion pattern within the plume. The westward elongated iso-mass curves of S, P and R point out a strong influence of the wind on the dispersal. This effect is weaker for C, A and D, as indicated by sub-circular iso-mass curves (Fig. 4.10). High density clasts are thus less influenced by wind during transport in the umbrella cloud than light particles (Pumices and Scoriae). These results illustrate a fractionation process within the plume, leading to a mass sorting of the componentries. Yet, an exponential expression fits the mass decay rates of all components (Fig. 4.11), which argues for similar transportation processes over variable particle momentum.

Our results show that size-dependant fractionation is a dominant process over density fractionation in the sedimentation mechanism: the density-driven fractionation effect appears clearly on a plot of particle density distributions vs. grain-size (*Eychenne et al., submitted*) while mean particle density in the deposit (μ_p) increases away from vent. Yet, density

fractionation is an essential process which depends on the initial componentry of the emitted products, and needs to be accounted for in numerical modelling of tephra dispersion. Indeed, previous physical model of tephra dispersion and sedimentation have considered grain-size-over density-driven fractionation (*Carey and Sparks, 1986; Sparks et al., 1992; Rose, 1993; Sparks et al., 1997; Bonadonna et al., 1998*).

4.2.E.d *Magnitude and intensity of the August 2006 eruption*

With Pyle's (2000) definitions, our results point to a mass magnitude of ~3.5 and an intensity of ~9.2, thus a VER of magma of 350 m^3/s is obtained. These results are consistent with a VEI of 3, as inferred from tephra volume estimates (*Eychenne et al., 2012*), but contrast with the VEI 4 inferred from satellite-based studies (*Fee et al., 2010; Steffke et al., 2010*). These values are significantly higher than that of violent Strombolian eruptions generally characterized by intensities between 7 and 8 (*Pyle 2000, Arrighi et al., 2001; Pioli et al., 2008*). These magnitude and intensity results support a Subplinian style, usually characterized by magnitudes of 4 and intensities in the ranges of 9 – 10 (*Bower and Woods, 1996; Cioni et al., 2000; Arrighi et al., 2001*). However, classification schemes of eruption types based on dispersion-fragmentation parameters of *Walker* (*1973*) and *Pyle* (*1989*) describe the 2006 Tungurahua eruptive phase as Plinian (*Eychenne et al., 2012*). These findings reveal the discrepancy between eruptive type inferred from dispersal and grain-size data, and mass-based eruption type appraisal, thus suggesting that current classification schemes might need to be revisited on mass-based scales.

This relatively high magnitude makes the 2006 event as the most explosive and violent phase of the ongoing eruptive period at the time we write. The size of the August 2006 event is seemingly similar to that of previous eruptions in the past millennia (*Le Pennec et al., 2008*), but significantly smaller than some pre-Columbian dacitic events, as those of ~1.2 ka BP and ~3 ka BP (*Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2006*). Yet, our results incorporate neither the ballistic tephra deposits, whose influence on explosive magnitude determination can be significant (*Valade and Donnadieu, 2011; Le Pennec et al, 2012*), nor the contribution of pyroclastic flow deposits (5 – 10×10^6 m^3 according to *Hall et al.* (*2007*) and *Kelfoun et al.* (*2009*)) and lavas (~7×10^6 m^3). These limitations illustrate the difficulty to obtain reliable eruption magnitude and intensity of a multiphased eruption when the determination is based solely on the tephra fall deposit.

The discrepancy between M_T obtained from conversion of the bulk tephra layer volume and from $\sum L_j$ raises questions about the determination method. This difference, which varies from 1.3 to 3.8×10^6 kg, might be due to the difficulty in setting a constant value of the bulk density for the conversion, although the lowest measured density (0.77 g/cm^3) still yields a total mass 0.6 times higher than M_T calculated as $\sum L_j$. The bulk volume is calculated using the same integration method as L_j (*Eychenne et al, 2012*). Yet, the thinning rate is documented at farther distances than the mass decay rates (Fig. 4.10), i.e. beyond 20 km. This distal mass decay rate likely translate into a steeper slope of the outermost mass decay segment, notwithstanding that distal ash particles are denser (Fig. 4.7). This would lead to under-estimate the total tephra mass.

4.2.E.e *Plumbing system and conduit processes inferred from componentry masses*

The mass decay rates allow us to unfold density-driven fractionation effects at the scale of the whole layer, and to infer high-resolution eruptive mass budgets of each class at the vent. In turn, these estimates offer relevant information on the shallow plumbing system and conduit processes, which have remained poorly known at Tungurahua.

Pumices, Scoriae, and most Free Crystals and Crystal Aggregates (Fig. 4.3) are juvenile materials which represent 98 % of the erupted mass and a DRE volume of 7.6×10^6 m^3 (98 % of the total DRE volume). This high juvenile content supports a magmatic origin for the eruption, and suggests little or no phreatic influence on the overall explosivity. Pumices amounts to 0.4 % of the DRE tephra fall layer volume (Table 4.3), a small fraction which contrasts with the high proportion appraised at first sight in the field soon after the eruption. This very small silicic fraction indicates that magma mixing was not the cause of the remarkably high explosivity of the August 2006 event, in a context of open-vent behaviour since 1999. The silicic pumice fraction might represent an isolated body of cooling and crystallizing magma, stocked at depth as a small-size residual batch from previous historical or pre-historical eruptions.

Dense Lithics and Reddish Scoriae are non-juvenile products which represent 1.8 % of the total mass of tephra and a DRE volume of 1.4×10^5 m^3. The surface texture of the Reddish Scoriae suggests an origin from the hydrothermal system surrounding the active conduit. This componentry class has been frequently reported in Tungurahua's ash fall deposits since the beginning of the magmatic activity in 1999, although in fairly limited proportions (e.g. ~4 vol.% in the August 2001 ash fall layer; *Le Pennec et al., 2012*). The dark

angular lithics have not been described prior to the 2006 eruption. We propose that these unaltered xenoclasts were incorporated during eruption from eroding conduit walls inside the volcanic edifice. Notably, the absence of xenoclastic material from the metamorphic basement, which is known from seismic tomography data to rise up to 3 km a.s.l. inside the volcano (*Molina et al., 2005*), suggests that fragmentation and conduit erosion occurred in the upper ~2 km of the plumbing system. Seismological monitoring in the course of the ongoing eruptive period reveals that most long period (LP) events source location are concentrated along a narrow vertical pipe below the crater (*Kumagai et al., 2011*). Repeated airborne observations of the active vent inside Tungurahua's crater indicate that the diameter of the vent is on the order of 10 m. Given the DRE volume of the non-juvenile products (D and R : 1.5×10^{5} m^3) and assuming a 2 km-high, 10 m-diameter cylinder-shaped conduit and uniform erosion rate over the whole length of the conduit, yields an average erosion velocity of 8.6×10^{-5} m/s (or 31 cm/h) for the 6 hour-long paroxysm. It is likely, however, that erosion occurred chiefly in the very upper levels of the conduit where fragmentation and jet ejection occurred (e.g. *Fierstein et al., 1997*).

4.2.F ***Conclusion***

A detailed investigation of the August 2006 Tungurahua deposit reveals the subtle mass structuration of a scoria fall layer, and brings new lights on the origin of a subplinian event in the context of an open-system activity. Our high-resolution analyses of componentry dispersal and weight distributions document regular componentry-dependant mass decay rates, which allows integration over wide areas and size ranges. As a result, we show that the mass fraction of silicic pumice is much too small (<0.4% of total juvenile mass) to explain the elevated August 2006 explosivity by massive magma mixing at depth in the system. In addition, density distribution patterns of the juvenile fraction point to a violent eruptive style essentially driven by magmatic processes, consistent with the modest mass fraction of xenolitic materials, which suggests minor or no magma-water interaction contributing to the explosivity. Conversely, our results lend support to those of the petrological investigation (*Samaniego al., 2011*), and depict the on-going Tungurahua activity as an andesitic open-system frequently fed by injections of deep magma batches that rise to the surface on a timescale of weeks to a few months. Gas-rich batches of larger size are highly mobile and their rapid ascent can cause local remobilisation of older differentiated magma pockets in the

plumbing system, enhanced erosion of the upper conduit, and trigger violent eruptive styles at the vent. The 2006 paroxysm should thus be regarded as an extreme event in the continuous size-frequency spectra of the successive eruptive phases witnessed since 1999.

Importantly, our approach reveals that a mass budget analysis offers a significantly different view of the eruption processes compared to volume-based assessment inferred from field inspection of tephra deposits. In addition, the approach is applicable in the context of eruptive crises, as it allows with a few reasonable assumptions rapid and fairly accurate mass and eruption size determinations, without requiring a close approach to the active vents. Compared to classical volume-to-mass conversions obtained using a single bulk deposit density, this approach yields improvements for magnitude - intensity estimates, as it accounts for uneven density distribution in the deposit beyond the sampling area.

These conclusions raise concerns in terms of volcano monitoring at Tungurahua because such infrequent but dangerous paroxysms are preceded by unclear geophysical and geochemical precursors, whose interpretation is difficult in the context of a continuously active system. Notably, the deep origin of this eruptive behaviour poses serious problems in terms of evacuation decision in areas where populations are threatened by pyroclastic flows. These outcomes are most likely applicable to other hazardous explosive andesitic edifices worldwide, where strong eruptive phases occur during long-lived mild intensity eruptions. Such situations are known to occur e.g. at Colima in Mexico (*Saucedo et al., 2005; Savov et al., 2008*), Merapi and Semeru in Indonesia (*Gertisser et al., 2011*), Sangay in Ecuador (*Monzier et al., 1999*), and should motivate future research to get better understanding of volcanic processes and precursors of sudden violent eruptive phases at permanently active andesitic volcanoes.

References

Alvarado GE, Soto GJ (2002) Pyroclastic flow generated by cráter-wall collapse and outpouring of the lava pool of Arenal Volcano, Costa Rica. Bull Volcanol 63:557-568

Andronico D, Cristaldi A, Scollo S (2008a) The 4–5 September 2007 lava fountain at South-East Crater of Mt Etna, Italy. J Volcanol Geotherm Res 173:325-328

Andronico D, Scollo S, Cristaldi A, Caruso S (2008b) The 2002–03 Etna explosive activity: tephra dispersal and features of the deposit. J Geophys Res 113:B04209

Andronico D, Scollo S, Cristaldi A, Ferrari F (2009) Monitoring ash emission episodes at Mt Etna : The 16 November 2006 case study. J Volcan Geotherm Res 180:123-134

Arana-Salinas L, Siebe C, Macías JL (2010) Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. J Volcan Geotherm Res 192:212-231

Arellano S, Hall M, Samaniego P, Le Pennec J-L, Ruiz A, Molina I, Yepes H (2008) Degassing patterns of Tungurahua volcano (Ecuador) during the 1999-2006 eruptive period, inferred from remote spectroscopic measurements of SO2 emissions. J Volcan Geotherm Res 176:151-162

Arrighi S, Principe C, Rosi M (2001) Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. Bull Volcanol 63:126-150

Biass S, Bonadonna C (2011) A quantitative uncertainty assessment of eruptive parameters derived from tephra deposits: the example of two large eruptions of Cotopaxi volcano, Ecuador. Bull Volcanol 73:73-90

Bonadonna C, Ernst GGJ, Sparks RSJ (1998) Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. J Volcan Geotherm Res 81: 173-187

Bonadonna C, Mayberry GC, Calder ES, Sparks RSJ, Choux C, Jackson P, Lejeune AM, Loughlin SC, Norton GE, Rose WI, Ryan G, Young SR (2002) Tephra fallout in the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (eds) The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, pp 483-516

Bonadonna C, Houghton BF (2005) Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. Bull Volcanol 67:441-456

Boudon G, Camus G, Gourgaud A, Lajoie J (1993) The 1984 nuées ardentes deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms. Bull Volcanol 55:327-342

Bourdier J-L, Abdurachman EK (2001) Decoupling of small-volume pyroclastic flows and related hazards at Merapi volcano, Indonesia. Bull Volcanol 63:309-325

Bower SM, Woods AW (1996) On the dispersal of clasts from volcanic craters during small explosive eruptions. J Volcanol Geotherm Res 73:19-32

Carey S, Sparks RSJ (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bull Volcanol 48:109-125

Carey S, Gardner J, Sigurdsson H (1995) The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. J Volcanol Geotherm Res 66:185-202

Carey RJ, Houghton BF, Sable JE, Wilson CJN (2007) Contrasting grain size and componentry in complex proximal deposits of the 1886 Tarawera basaltic Plinian eruption. Bull Volcanol 69:903-926

Carey RJ, Houghton BF, Thordarson T (2009) Tephra dispersal and eruption dynamics of wet and dry phases of the 1875 eruption of Askja Volcano, Iceland. Bull Volcanol 72:259-278

Carey RJ, Houghton BF (2010) "Inheritance": An influence on the particle size of pyroclastic deposits. Geology 38:347-350

Charbonnier SJ, Gertisser R (2008) Field observations and surface characteristics of pristine block-and-ash flow deposits from the 2006 eruption of Merapi Volcano, Java, Indonesia. J Volcanol Geotherm Res 177:971-982

Cioni R, Marianelli P, Santacroce R, Sbrana A (2000) Plinian and subplinian eruptions. In : Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, New-York, pp 477-494

Cole PD, Fernandez E, Duarte E, Duncan AM (2005) Explosive activity and generation mechanisms of pyroclastic flows at Arenal volcano, Costa Rica between 1987 and 2001. Bull Volcanol 67:695-716

Costantini L, Bonadonna C, Houghton B, Wehrmann H (2009) New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. Bull Volcanol 71:337-355

Durant AJ, Rose WI (2009) Sedimentological constraints on hydrometeor-enhanced particle deposition: 1992 Eruptions of Crater Peak, Alaska. J Volcanol Geotherm Res 186:40-59

Durant AJ, Rose WI, Sarna-Wojcicki AM, Carey S, Volentik ACM (2009) Hydrometeor-enhanced tephra sedimentation: Constraints from the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens J Geophys Res 114:B03204

Eychenne J, Le Pennec JL (to submit) Sigmoidal particle density distributions in fallout deposits

Eychenne J, Le Pennec J-L, Troncoso L, Gouhier M, Nedelec J-M (2012) Causes and consequences of bimodal grainsize distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). Bull Volcanol DOI: 10.1007/s00445-011-0517-5

Fee D, Garces M, Steffke A (2010) Infrasound from Tungurahua Volcano 2006-2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. J Volcanol Geotherm Res 193:67-81

Fierstein J, Nathenson M (1992) Another look at the calculation of fallout tephra volumes. Bull Volcanol 54:156-167

Fierstein J, Nathenson M (1993) Reply to Comment by WI Rose. Bull Volcanol 55:375-378

Fierstein J, Houghton BF, Wilson CJN, Hildreth W (1997) Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). J Volcanol Geotherm Res 76:215-227

Gertisser, R., J. Keller, 2003. Temporal variations in magma composition at Merapi (Central Java, Indonesia): magmatic cycles during the past 2000 years of explosive activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 123, 1 – 23

Gertisser R, Charbonnier SJ, Troll VR, Keller J, Preece K, Chadwick JP, Barclay J, Herd RA (2011) Merapi (Java, Indonesia): anatomy of a killer volcano. Geology Today 27:57-62

Giachetti T, Druitt TH, Burgisser A, Arbaret L, Galven C (2010) Bubble nucleation, growth and coalescence during the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. J Volcanol Geotherm Res 193:215-231

Hall M, Robin C, Beate B, Mothes P, Monzier M (1999) Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. J Volcan Geotherm Res 91:1-21

Hall M, Mothes P, Ramon P, Arellano S, Barba D, Palacios P (2007) Dense pyroclastic flows of the 16-17 august 2006 Eruption of Tungurahua Volcano, Ecuador, AGU Joint Assembly, Acapulco, Mexico

Hill BE, Connor CB, Jarzemba MS, La Femina PC, Navarro M, Strauch W (1998) 1995 eruptions of Cerro Negro volcano, Nicaragua, and risk assessment for future eruptions. GSA Bull 110:1231-1241

Houghton BF, Wilson CJN, Del Carlo P, Coltelli M, Sable JE, Carey R (2004) The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. J Volcanol Geotherm Res 137:1-14

Kelfoun K, Samaniego P, Palacios P, Barba D (2009) Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). Bull Volcanol 71:1057-1075

Kumagai H, Placios P, Ruiz M, Yepes H, Kozono T (2011) Ascending seismic source during an explosive eruption at Tungurahua volcano, Ecuador. Geophy Res Let 38:L01306

Le Pennec J-L, Hall ML, Robin C, Bartomioli E (2006) Tungurahua volcano - Late Holocene activity. Field Guide A1. IAVCEI (Editor), Fourth International Conference "Cities on Volcanoes", Quito, Ecuador

Le Pennec J-L, Jaya D, Samaniego P, Ramón P, Moreno Yánez S, Egred J, Van der Plicht J (2008) The AD 1300-1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. J Volcan Geotherm Res 176:70-81

Le Pennec J-L, Ruiz GA, Ramon P, Palacios E, Mothes P, Yepes H (2012) Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999-2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. J Volcan Geotherm Res DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2011.06.011

McGimsey RG, Neal CA, Riley CM (2001) Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of tephra-fall deposits from the 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mt. Spurr volcano, Alaska. USGS report 01-370

Miwa T, Toramaru A, Igushi M (2009) Correlations of volcanic ash texture with explosion earthquakes from vulcanian eruptions at Sakurajima volcano, Japan. J Volcan Geotherm Res 184:473-486

Molina I, Kumagai H, Le Pennec J-L, Hall M (2005) Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. J Volcan Geotherm Res 147:144-156

Monzier M, Robin C, Samaniego P, Hall ML, Cotten J, Mothes P, Arnaud N (1999) Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. J Volcanol Geotherm Res 90:49-79

Pioli L, Erlund E, Johnson E, Cashman K, Wallace P, Rosi M, Granados HD (2008) Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943-1952 (Mexico). Earth Planet Scien Let 271:359-368

Pyle DM (1989) The thickness, volume and grain-size of tephra fall deposits. Bull Volcanol 51:1-15

Pyle DM (2000) Sizes of volcanic eruptions. In: Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 263-269

Rose WI (1993) Comment on 'another look at the calculation of fallout tephra volumes' by Judy Fierstein and Manuel Nathenson. Bull Volcanol 55:372-374

Rose WI, Bluth GJS, Schneider DJ, Ernst GGJ, Riley CM, Henderson LJ, McGimsey RG (2001) Observations of Volcanic Clouds in Their First Few Days of Atmospheric Residence: The 1992 Eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. J Geology 109 :677–694

Rose WI, Self S, Murrow P, Bonadonna C, Durant A, Ernst GGJ (2008) Nature and significance of small volume fall deposits at composite volcanoes: Insights from the October 14, 1974 Fuego eruption, Guatemala. Bull Volcanol 70:1043-1067

Rose WI, Durant AJ (2009a) El Chichon volcano, April 4, 1982: volcanic cloud history and fine ash fallout. Natural Hazards 51: 363-374

Rose WI, Durant AJ (2009b) Fine ash content of explosive eruptions. J Volcan Geotherm Res 186:32-39

Rosi M, Vezzoli L, Castelmenzano A, Grieco G (1999) Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy). J Volcan Geotherm Res 91:179-198

Samaniego P, Le Pennec J-L, Robin C, Hidalgo S (2011) Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua. J Volcan Geotherm Res 199:69-84

Sarna-Wojcicki AM, Shipley S, Waitt Jr RB, Dzurisin D,Woods SH (1981) Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D. (Eds.) The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. US Geol Surv Prof Pap 1250:577– 600

Saucedo R, Macias JL, Sheridan MF, Bursik MI, Komorowski JC (2005) Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. J Volcanol Geotherm Res 139:103-115

Savov IP, Luhr J, Navarro-Ochoa C (2008) Petrology and geochemistry of lava and ash erupted from Volcán Colima, Mexico, during 1998–2005. J Volcanol Geotherm Res 174:241-256

Szramek L, Gardner JE, Larsen J (2006) Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal Volcano, Costa Rica. J Volcanol Geotherm Res 157:182-201

Sigurdsson H, Carey S (1989) Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora Volcano. Bull Volcanol 51:243–270.

Sparks RSJ, Bursik MI, Ablay GJ, Thomas RME, Carey SN (1992) Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. Bull Volcanol 54:685-695

Sparks RSJ, Bursik MI, Carey SN, Gilbert JS, Glaze L, Sigurdsson H, Woods AW (1997) Volcanic plumes. John Wiley and Sons.

Steffke AM, Fee D, Garces M, Harris A (2010) Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. J Volcan Geotherm Res 193:143-160.

Sulpizio R (2005) Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra fall deposits. J Volcan Geotherm Res 145:315-336

Szramek L, Gardner JE, Larsen J (2006) Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal Volcano, Costa Rica. J Volcanol Geotherm Res 157:182-201

Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2002) Monitoring the explosive activity of the July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Italy) by ash characterization. Geophys Res Let 29:1230

Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2004a) Conduit processes during the July–August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles. J Volcanol Geotherm Res 137:33–54.

Valade S, Donnadieu F (2011) Ballistics and ash plumes discriminated by Doppler radar. Geophys Res Lett 38:L22301

Varley N, Arambula-Mendoza R, Reyes-Davila G, Sanderson R, Stevenson J (2010) Generation of Vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico. J Volcanol Geotherm Res 198:45-56

Voight B, Komorowski J-C, Norton GE, Belousov AB, Belousova M, Boudon G, Francis PW, Franz W, Heinrich P, Sparks RSJ, Young SR (2002) The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (eds) The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, pp 363-407

Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme. Geol Rundsch 62:431-446

Yamanoi Y, Takeuchi S, Okumura S, Nakashima S, Yokoyama T (2008) Color measurements of volcanic ash deposits from three different styles of summit activity at Sakurajima volcano, Japan: Conduit processes recorded in color of volcanic ash. J Volcanol Geotherm Res 178:81-93

4.3 Implications de l'analyse haute-résolution des masses dans les dépôts de retombée

4.3.A ***Variabilité du facteur de conversion volume-masse***

Les résultats de l'analyse de distribution des masses dans le dépôt révèlent une hétérogénéité latérale forte. La densité du dépôt suit en particulier des tendances de variations différentes sous l'axe et hors axe (Figs. 4.5 et 4.6). Cette variabilité est liée à la complexité des processus pouvant affecter la densité du dépôt. Dans le cas du dépôt d'août 2006 au Tungurahua, la syn-sédimentation des particules fines provenant des nuages co-écoulements pyroclastiques modifie la compacité (disposition des grains dans le dépôt) dans le lobe principal, entrainant une augmentation de la densité dans cette zone. Par ailleurs la sédimentation des particules fines, plus denses car moins vésiculées (cf section 4.2.E.a), participe également à la hausse de la densité dans le lobe principal, créant une importante hétérogénéité de densité entre les zones sous-axes et hors-axes. De nombreux processus au cours du transport des particules dans le panache peuvent engendrer une sédimentation précoce de particules fines ("rain-flushing", agrégations etc. ; cf Chapitre 2). Ces phénomènes affectant le panache de dispersion de façon aléatoire spatialement, ils mènent à un dépôt hétérogène en masse, comme celui étudié ici.

La densité du dépôt est donc un paramètre trop variable pour que l'on puisse convertir directement le volume total du dépôt en masse totale. Nous avons vu dans la section précédente la difficulté de choisir une valeur de densité du dépôt pour l'utiliser comme facteur de conversion et son impact sur la masse calculée. La moyenne des mesures de densités n'est pas représentative des variations spatiales de ce paramètre. La valeur de la pente de la droite de régression dans le diagramme charge massique vs. épaisseur (Fig. 4.4) n'est pas plus adéquate, car on observe clairement deux tendances différentes pour les points sous-axes et hors-axes. La conversion volume-masse est donc une méthode inappropriée pour quantifier de façon précise la masse totale du dépôt. Il est indispensable de s'appuyer sur une méthode qui tient compte des distributions spatiales des masses, comme celle proposée par *Sarna-Wojcicki et al.* (*1981*) et *Scott et McGimsey* (*1994*). La méthode proposée dans ce chapitre est plus complète, du fait qu'elle permet de quantifier la masse de chaque constituant du dépôt et d'étudier leur distribution latérale.

4.3.B Intérêts des lois empiriques de décroissance des masses

Les lois de décroissance latérale des charges massiques (Figs. 4.11 et 4.12) mises en évidence dans cette étude pour les différents constituants du dépôt présentent un double intérêt. Elles permettent d'abord le calcul précis et direct de la masse totale de ces constituants dans le dépôt, en prenant en compte la variabilité de leur concentration latérale. Elles permettent ensuite de décrire la distribution latérale de ces constituants dans le dépôt, et ainsi de souligner le comportement des particules au cours de leur dispersion et leur sédimentation. La Fig. 4.12 révèle par exemple un fractionnement des particules en fonction de leur densité : pour une abondance environ équivalente, les particules denses (D et A) présentent une décroissance rapide (pente abrupte) qui indique qu'elles sédimentent plus tôt que les particules légères, comme P, qui présentent un taux de décroissance très lent suggérant que leur flottabilité dans l'atmosphère est relativement élevée.

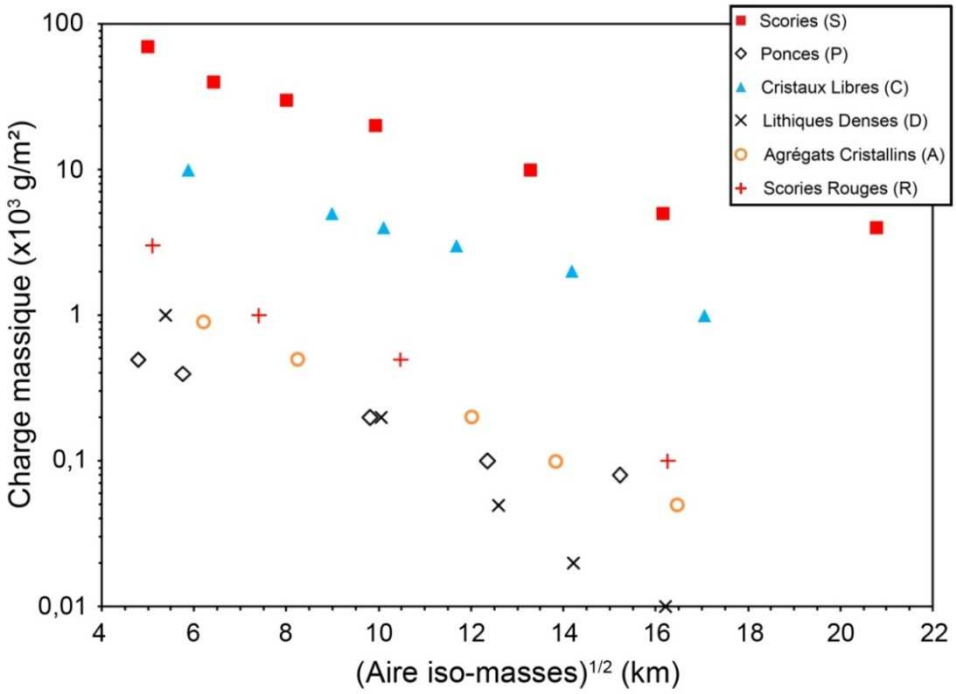


Figure 4.12 : Taux de décroissance des six constituants majeurs du dépôt (S, P, C, D, A et R).

Comme nous l'avons noté plus haut, la forme exponentielle multi-segmentée de la loi de décroissance des charges massiques des scories (Fig. 4.12) est très similaire à celle de la loi d'amincissement du dépôt (Fig. 4 de la publication du Chapitre 2). La segmentation de la loi d'amincissement du dépôt résulte du changement du comportement de sédimentation des particules avec la diminution de leur taille, dû au changement du nombre de Reynolds (*Rose, 1993 ; Bonadonna et al., 1998*). Ces changements de comportement de sédimentation

affectent la loi de décroissance de la charge massique tout comme celle de l'épaisseur. Les lois mises en évidence ici sont donc transposables à d'autres dépôts de retombée.

On peut également s'interroger sur l'origine de la non-segmentation des lois de décroissance des constituants autres que les scories. En effet, de même que les scories, ces particules sont a priori sujettes aux changements de comportement de sédimentation avec la variation de leur taille. La faible variation latérale des charges massiques de ces constituants ne permet pas de tracer autant d'iso-masses que pour les scories (Fig. 4.12). De ce fait, leur loi de décroissance ne représente que la partie intermédiaire du dépôt, et il est donc probable que les autres segments ne soient pas documentés par nos méthodes, car en dehors de cette zone. Un échantillonnage plus distal aurait sans doute permis d'imager un autre segment, à la pente plus faible, pour ces constituants. L'absence de ce segment entraine une sous-estimation de la masse.

4.3.C ***Méthode directe de calcul du débit de magma***

La méthode de quantification des masses proposée dans ce chapitre permet de déterminer facilement et précisément la masse de produits magmatiques et de ce fait le débit de magma. Pour cela, il suffit d'effectuer en différents points géographiques une analyse de constituants basée sur la détermination de deux classes de grains : les éléments magmatiques et les éléments non-magmatiques. En suivant ensuite la démarche présentée dans ce chapitre et le chapitre précédent, il est possible de déterminer :

- la loi de variations de la densité de particule des éléments magmatiques en fonction de la granulométrie en la modélisant par une loi sigmoïdale (cf section 3.3.D),
- la charge massique en éléments magmatiques en différents points du dépôt par conversion des résultats de l'analyse de constituants (cf section 3.3.E),
- la loi de décroissance de la charge massique des éléments magmatiques à partir de la carte d'iso-masse de ces éléments (cf section 4.2.D.c),
- la masse totale d'éléments magmatiques par intégration de la loi de décroissance précédemment citée (cf section 4.2.D.d).

On pourrait ainsi proposer un nouvel indice d'intensité basé sur le débit massique de magma, à partir de la formule proposée par *Pyle* (*2000*) :

$$Intensité\ magmatique = Im = \log(Débit\ massique\ de\ magma\ (kg/s)) + 3 \qquad [4.4]$$

4.3.D ***Calcul du débit de magma avec le modèle de Sparks***

Comme cela a été dit dans l'introduction de ce chapitre, de nombreux auteurs (e.g. *Carey et Sigurdsson, 1989 ; Carey et al., 2009 ; Costantini et al., 2009 ; Arana-Salinas et al., 2010*) se basent sur le diagramme de *Sparks* (*1986*) (Fig. 4.13) pour déterminer l'intensité de l'éruption, en se basant sur la hauteur de panache évaluée à partir de la carte des isoplètes (*Carey et Sparks, 1986 ; Pyle, 1989*). Dans le cas du dépôt de l'éruption d'août 2006 au Tungurahua, une divergence apparaît entre l'intensité estimée à partir du modèle de Sparks et celle déterminée à partir de l'étude des dépôts. En se basant sur le modèle de Sparks et en se plaçant dans des conditions atmosphériques tropicales, pour la hauteur de panache estimée dans le Chapitre 2 (16 à 18 km au-dessus du cratère), le débit massique théorique devrait être entre ~9×10^6 kg/s (pour une température de magma de 1000°C) et ~6×10^6 kg/s (pour une température de magma de 400°C) (Fig. 4.13). D'après le débit massique calculé dans ce chapitre (0,9 à $2{,}6\times10^6$ kg/s), la hauteur du panache devrait être entre ~6 et 10 km (Fig. 4.13).

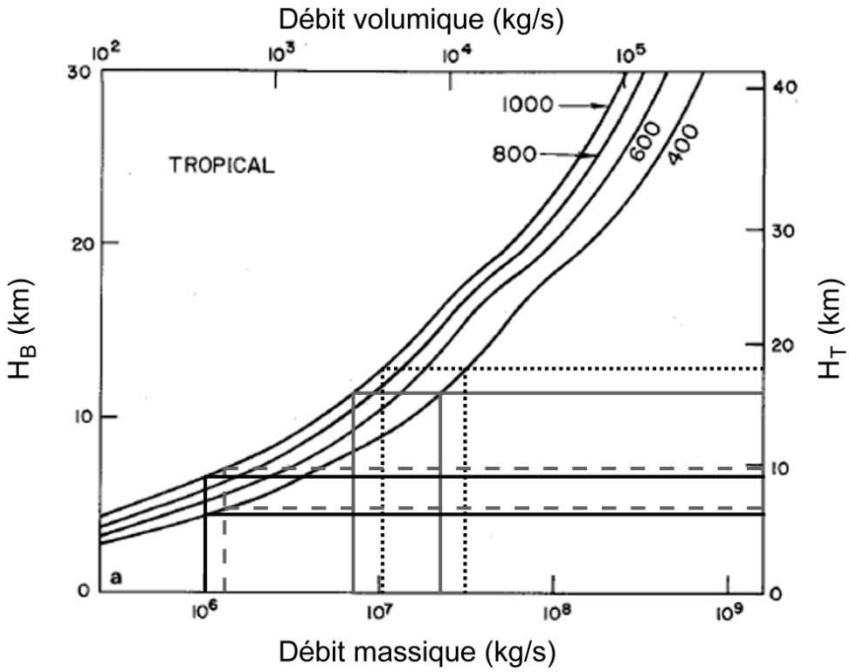


Figure 4.13 : Variation de la hauteur de panache (Hb et HT) en fonction du débit massique te volumique en climat tropical pour différentes températures de magma (en °C), d'après *Sparks* (*1986*). Représentation des valeurs estimées pour le cas du Tungurahua.

Carey et al. (*2009*) rapportent également, pour le dépôt de l'éruption de 1875 du volcan Askja (Islande), que le débit massique déterminé à partir d'une étude des dépôts est presque d'un ordre de grandeur inférieur à celui déduit du diagramme de *Sparks* (*1986*).

4.4 Reconstitution des paramètres éruptifs par inversion d'un modèle numérique de dispersion de panache : implications pour l'étude d'aléas

Cette partie présente les résultats de tests de modélisation numérique de la dispersion et sédimentation des particules au cours de l'éruption d'août 2006 du Tungurahua. L'objectif de ces tests est de comparer les paramètres éruptifs (masse totale du dépôt pyroclastique, hauteur du panache…) calculés dans les parties précédentes à partir des données de terrain, à ceux déduits de la modélisation numérique, dans le but in fine d'apprécier l'intérêt de la modélisation numérique pour l'étude d'aléas au Tungurahua.

Nous avons choisi d'utiliser le modèle TEPHRA2, en collaboration avec Costanza Bonadonna (Université de Genève, UNIGE). Ce modèle est en effet très utilisé pour l'étude d'aléas, en particulier en Equateur ou des travaux ont été menés sur d'autres volcans (e.g. Cotopaxi, Reventador (*Bourquin et al., 2011*)).

4.4.A ***Présentation du modèle tephra2***

TEPHRA2 est un modèle numérique de dispersion des particules dans l'atmosphère et de sédimentation (*Bonadonna et al., 2005 ; Connor et Connor, 2006*). Il permet d'une part de prédire la charge massique de particules déposées en un point géographique suite à un événement éruptif dont les paramètres éruptifs et atmosphériques sont connus (en mode direct), mais également de recalculer les paramètres éruptifs et atmosphériques d'une éruption passée et les caractéristiques granulométriques du dépôt engendré, à partir de mesures ponctuelles de charges massiques (en mode inversion). TEPHRA2 est principalement utilisé pour l'étude d'aléas, car il permet de calculer une probabilité d'accumulation en un lieu donné en faisant varier les scénarios éruptifs et les conditions atmosphériques (*Bonadonna et al., 2005, Bonadonna, 2006*).

Il s'agit d'un modèle eulérien d'advection-diffusion qui décrit la diffusion, le transport et la sédimentation des particules à partir de la solution analytique de l'équation de conservation de la masse (*Suzuki., 1983 ; Armienti et al., 1988*) en considérant l'émission instantanée des particules à partir d'un point source. Ce point source est défini par son altitude

dans la colonne éruptive et les particules sont considérées comme sphériques avec une vitesse de sédimentation variant avec le nombre de Reynolds. L'atmosphère est divisée en strates horizontales, chacune d'elle étant caractérisée par une vitesse et une direction de vent constante. Les particules se dispersent sub-horizontalement dans l'atmosphère sous les effets combinés du vent, de l'étalement gravitaire du panache et de la diffusion atmosphérique. Les particules grossières, pour lesquelles la turbulence atmosphérique est considérée comme négligeable, présentent une faible durée de chute et le paramètre de diffusion atmosphérique est décrit par la loi de Fick, qui relie linéairement la durée de chute au paramètre de diffusion atmosphérique. Les particules fines (<1 mm) ont une durée de chute supérieure à l'heure, et le paramètre de diffusion atmosphérique varie alors avec la durée de chute suivant une loi puissance (*Suzuki, 1983*).

En mode direct, le modèle calcule, en différents points géographiques, la charge massique de particules et leur distribution granulométrique, à partir d'un ensemble de paramètres (caractéristiques des particules, paramètres éruptifs et de sédimentation), d'une grille géographique et d'un modèle de profil de vent. Le tableau 4.5 décrit les paramètres d'entrée et de sortie du modèle en mode direct. Ce mode permet donc de prédire les conséquences sédimentaires d'une éruption de taille donnée dans des conditions atmosphériques connues, ou de calculer des cartes de probabilité d'accumulation en faisant varier les scénarios éruptifs.

L'inversion calcule par itération la combinaison de paramètres éruptifs et de sédimentation qui, d'après le modèle physique d'advection-diffusion de TEPHRA2, explique le mieux les valeurs de charges massiques obtenues d'après les données de terrain (Tableau 4.6). La gamme de variation possible de ces paramètres est précisée en entrée. Chaque inversion fournit donc un résultat unique, dont la capacité à reproduire les données est évaluée par un résidu (RMSE) :

$$RMSE = \sqrt{\sum_{a=1}^{N} \frac{(Lc_a - Lm_a)^2}{Lm_a}} \qquad [4.5]$$

où N est le nombre total de mesures de terrain, Lm_a est la charge massique mesurée sur le terrain au point a et Lc_a est la charge massique calculée par l'inversion au point a.

Mode direct	
Données d'entrée	Données de sortie
Paramètres éruptifs : *- coordonnées UTM du volcan* *- altitude de l'évent (m a.s.l.)* *- masse du dépôt de retombée (kg)* *- distribution granulométrique totale du dépôt (min, max, Mdϕ, σ)* *- hauteur du panache au-dessus du cratère (m)* *- rapport de l'épaisseur de la zone d'étalement gravitaire du panache par rapport à la hauteur du panache (ratio panache)* *- pas d'échantillonnage de la colonne éruptive* Caractéristiques des particules : *- densité de particule des lithiques (kg/m^3)* *- densité de particule des ponces/scories (kg/m^3)* Paramètres de sédimentation : *- seuil de durée de chute au-delà duquel on passe de la loi de Fick à la loi puissance pour décrire la diffusion (s)* *- coefficient de diffusion utilisé dans la loi de Fick (m²/s)* *- constante d'Eddy utilisée dans la loi puissance (m²/s)* Modèle numérique de terrain décrivant la zone de sédimentation Modèle de vents décrivant les vitesses et direction de vents à différentes altitudes dans l'atmosphère	A chaque point géographique défini par le MNT : *- charge massique des particules (kg/m²)* *- distribution granulométrique des particules (min, max, Mdϕ, σ)*

Tableau 4.5 : Paramètres d'entrée et de sortie du modèle direct TEPHRA2.

Mode inversion	
Données d'entrée	Données de sortie
Tableau de données présentant la charge massique de particules en différents points géographiques du dépôt (UTM points, charge massique (kg/m²)) **Valeurs fixes :** *- coordonnées UTM du volcan* *- altitude de l'évent (m a.s.l.)* *- densité de particules des lithiques (kg/m^3)* *- densité de particule des ponces/scories (kg/m^3)* *- min et max de la distribution granulométrique totale du dépôt (phi)* *- pas d'échantillonnage de la colonne éruptive* **Gammes de variation :** Paramètres éruptifs : *- hauteur du panache au-dessus du cratère (m)* *- masse du dépôt de retombée (kg)* *- Mdϕ et σ de la distribution granulométrique totale du dépôt* *- ratio panache* Paramètres de sédimentation : *- seuil de durée de chute au-delà duquel on passe de la loi de Fick à la loi puissance pour décrire la diffusion (s)* *- coefficient de diffusion utilisé dans la loi de Fick (m²/s)* *- constante d'Eddy utilisée dans la loi puissance (m²/s)* Vitesse et direction du vent	Paramètres éruptifs : *- masse du dépôt de retombée (kg)* *- distribution granulométrique totale du dépôt (min, max, Mdϕ, σ)* *- hauteur du panache au-dessus du cratère (m)* *- panache ratio* Paramètres de sédimentation : *- seuil de durée de chute au-delà duquel on passe de la loi de Fick à la loi puissance pour décrire la diffusion (s)* *- coefficient de diffusion utilisé dans la loi de Fick (m²/s)* *- constante d'Eddy utilisé dans la loi puissance (m²/s)*

Tableau 4.6 : Paramètres d'entrée et de sortie du modèle d'inversion TEPHRA2.

Pour éviter les minimums locaux quand on cherche à explorer les solutions dans de larges espaces de possibles, plusieurs séries d'inversions sont effectuées en initialisant chaque inversion avec une combinaison différente de paramètres, choisie au hasard. Chaque inversion mène à une solution optimisée légèrement différente. En étudiant comment varient les résidus en fonction des combinaisons de paramètres proposées, on peut repérer les minimums locaux et mettre en évidence la solution menant au plus faible résidu.

4.4.B Démarche de l'étude

Dans le cadre de cette étude le modèle a été utilisé en mode inversion, dans le but de comparer les paramètres éruptifs (hauteur de panache, masse du dépôt de retombée, distribution granulométrique…) calculés par inversion, aux paramètres éruptifs calculés à partir des données de terrain (cf sections 2.2 et 4.2).

Une inversion multiple est effectuée dans un premier temps pour calculer la combinaison "hauteur de panache – masse dépôt" qui, d'après le modèle physique de TEPHRA2, explique le mieux notre catalogue de données de terrain.

Des inversions individuelles sont ensuite calculées en contrôlant les paramètres d'entrée et en spécifiant des gammes de variations étroites pour éviter les minimums locaux. Ces inversions individuelles ont pour but d'estimer plus précisément les paramètres autres que la hauteur de panache et la masse du dépôt de retombée, et en particulier la granulométrie du dépôt. La cohérence des résultats obtenus est vérifiée en comparant les charges massiques mesurées sur le terrain aux charges massiques calculées par le modèle en mode direct aux mêmes points géographiques.

Les gammes de variation des données en entrée des inversions sont déterminées en fonction des résultats obtenus par l'étude sédimentologique du dépôt (cf Chapitre 2) et l'étude haute résolution de répartition des masses (cf section 4.2). Le tableau de charges massiques (Tableau 4.7) regroupe :

- 22 sites où la charge massique a été mesurée suivant le protocole décrit dans la section 4.2.C (échantillonnage d'un parallélépipède de dimensions connues sur le terrain puis pesée au laboratoire);
- 37 sites où seule l'épaisseur a été mesurée sur le terrain (Fig. 1 de la publication de la section 2.2) : la charge massique est calculée par conversion de l'épaisseur à partir d'une valeur de densité du dépôt similaire à celle mesurée au point le plus proche.

Coordonnées UTM		Charge massique (kg/m²)
X	Y	
776681	9841976	29,1
776416	9839600	100,2
768261	9849616	2,7
767139	9843956	10,3
771469	9839734	37,2
770323	9838700	27,0
769701	9841314	25,9
766408	9848198	6,3
765393	9838940	14,4
765203	9843728	6,7
766895	9841782	13,8
768190	9841254	20,0
775412	9837718	65,0
769533	9837938	22,4
766750	9835702	7,8
770009	9834660	13,4
768594	9833600	7,0
767830	9832468	5,0
770958	9833310	8,8
773566	9833020	15,4
771414	9835712	17,0
773510	9835168	23,9
764382	*9897626*	*0,4*
768342	*9884859*	*0,4*
763208	*9862177*	*2,7*
760491	*9858878*	*2,6*
758143	*9857280*	*2,4*
756818	*9856458*	*3,2*
753539	*9856836*	*3,8*
751327	*9856568*	*3,8*

Coordonnées UTM		Charge massique (kg/m²)
X	Y	
749297	*9853090*	*2,4*
743385	*9851328*	*3,5*
720602	*9844683*	*2,4*
723699	*9833387*	*2,0*
721743	*9827692*	*2,0*
760411	*9850384*	*3,2*
760216	*9843158*	*4,8*
754792	*9835811*	*4,8*
757972	*9820648*	*1,6*
755451	*9817678*	*1,6*
747673	*9811565*	*1,2*
746409	*9822455*	*2,2*
719834	*9814463*	*1,2*
767107	*9847894*	*6,3*
767939	*9838267*	*15,8*
769760	*9835938*	*11,9*
771714	*9839630*	*28,5*
774027	*9844062*	*16,7*
776877	*9841518*	*46,1*
776567	*9838944*	*136,3*
776555	*9837229*	*104,3*
776527	*9835843*	*57,2*
775363	*9832780*	*22,5*
775327	*9826425*	*3,6*
775950	*9828842*	*5,6*
779795	*9832071*	*10,6*
769995	*9833868*	*10,4*
771414	*9833020*	*14,4*
778430	*9840620*	*76,3*

Tableau 4.7 : Tableau de charges massiques (kg/m²) spécifié en entrée des inversions. En italique : points où la charge massique a été calculée par conversion de l'épaisseur.

4.4.C ***Inversion multiple***

4.4.C.a Configuration

Les gammes de variation des paramètres spécifiées en entrée de l'inversion multiple sont présentées dans le Tableau 4.8.

Les gammes de variation des paramètres relatifs à la distribution granulométrique totale du dépôt (Mdϕ et σ) sont fixées de sorte à englober les caractéristiques des sous-populations grossières, mais également celles des distributions granulométriques non déconvoluées. A ce stade, on estime donc très peu les paramètres granulométriques pour laisser à l'inversion toute liberté dans la détermination de ces paramètres.

Valeurs fixes :		
- coordonnées UTM du volcan	VENT_NORTHING	9837972
	VENT_EASTING	784176
- altitude de l'évent (m a.s.l.)		5023
- densité de particule des lithiques (kg/m^3)		2500
- densité de particule des ponces/scories (kg/m^3)		600
- min et max de la distribution granulométrique totale du dépôt (phi)		-5 10
- pas d'échantillonnage de la colonne éruptive		100
Gammes de variation :		
Paramètres éruptifs :		
- hauteur du panache au-dessus du cratère (m)	10000	35000
- masse du dépôt de retombée (kg)	$1\times10^{8,5}$	$1\times10^{12,5}$
- Mdϕ de la distribution granulométrique totale du dépôt	-0,5	3,0
- σ de la distribution granulométrique totale du dépôt	0,85	4,3
- ratio panache	0,01	0,4
Paramètres de sédimentation :		
- seuil de durée de chute au-delà duquel on passe de la loi de Fick à la loi puissance pour décrire la diffusion (s)	1	5000
- coefficient de diffusion utilisé dans la loi de Fick (m²/s)	0,1	8000
- constante d'Eddy utilisée dans la loi puissance (m²/s)	0,04	0,04
Vitesse du vent	7,0	11,0
Direction du vent	225	315

Tableau 4.8 : Paramètres de configuration de l'inversion multiple.

4.4.C.b Résultats

325 inversions ont été effectuées dans le cadre de cette inversion multiple. La valeur des résidus de chaque inversion est représentée en fonction de la combinaison "hauteur de panache – masse dépôt" obtenue en sortie (Fig. 4.14).

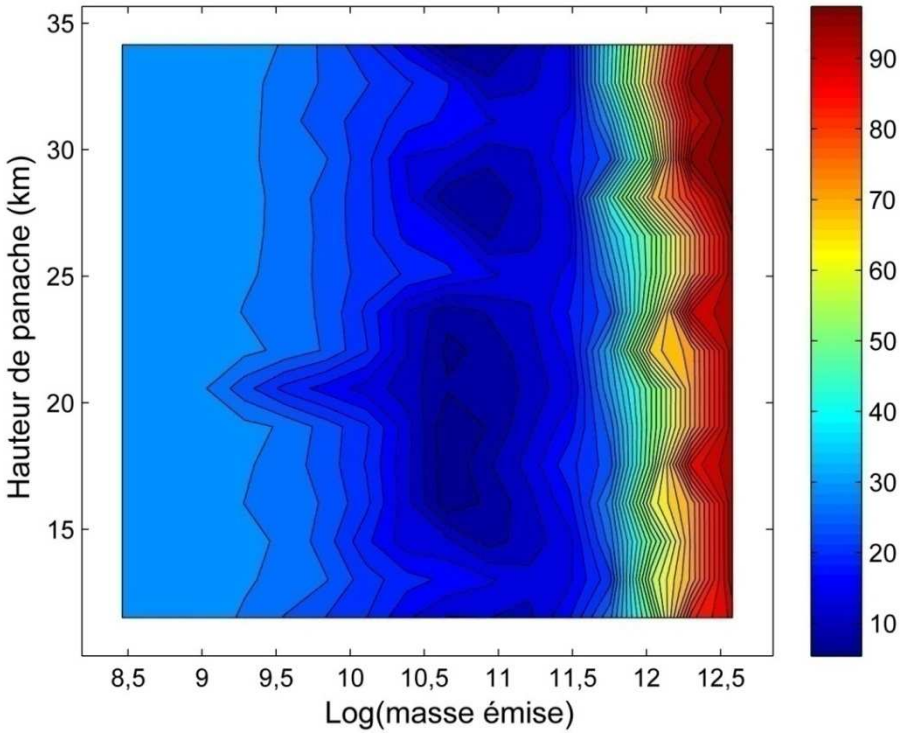


Figure 4.14 : Espace des solutions de l'inversion multiple : les champs colorés représentent les valeurs du résidu en fonction des combinaisons "hauteur de panache – masse dépôt" obtenues en sortie de l'inversion. Les meilleures solutions sont représentées en bleu foncé. L'axe coloré représente les variations du RMSE.

Ces résultats indiquent qu'il existe plusieurs combinaisons "hauteur de panache – masse dépôt" présentant un résidu faible, dans un intervalle restreint de masses, mais un très large intervalle de hauteurs de panache. Les six meilleures solutions sont présentées dans le Tableau 4.9.

Masse dépôt ($\times 10^9$ kg)	**Hauteur panache (km)**	**Mdϕ**	**RMSE**
45,6	19,0	1,4	4,75
45,3	20,1	0,6	4,78
45,8	17,9	1,5	4,81
45,6	22,3	0,6	4,84
63,9	18,0	0,8	4,90
45,5	15,9	1,4	4,91

Tableau 4.9 : Les six meilleures solutions de l'inversion multiple. Hauteurs de panache au-dessus du cratère.

Les résultats de l'inversion multiple sont assez proches des résultats obtenus au cours de mes travaux de thèse à partir de l'étude des dépôts (masse du dépôt de retombée entre 2 et 6×10^{10} et hauteur de panache de 16-18 km au-dessus du cratère).

4.4.D ***Inversions individuelles***

Les inversions individuelles ont été effectuées dans le but de préciser les paramètres granulométriques en contrôlant les paramètres d'entrée. Je présenterai ici 4 inversions particulières qui illustrent le mieux les variations des combinaisons de résultats en fonction des paramètres granulométriques.

Les paramètres d'entrée choisis pour ces inversions sont précisés dans le Tableau 4.10. Les gammes de variations de la hauteur de panache et de la masse du dépôt ont été choisies en fonction du résultat de l'inversion multiple et autours des valeurs issues de l'étude du dépôt. Les gammes de variations des paramètres granulométriques sont plus ou moins larges pour obtenir différents espaces de solutions, et sont basées sur : 1) les distributions réelles des populations grossières identifiées dans le dépôt et 2) les distributions granulométriques du dépôt non déconvoluées (cf Chapitre 2).

Numéro de l'inversion	**21**		**22**		**23**		**24**	
Valeurs fixes :								
- densité lithiques (kg/m^3)	2500		2500		2500		2500	
- densité scories (kg/m^3)	600		600		600		600	
- min et max distr. granulo. (phi)	-5	10	-5	6	-5	6	-5	10
Gammes de variation :								
Paramètres éruptifs :								
- hauteur panache (km)	13	17	13	17	13	17	13	17
- masse dépôt (kg)	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{10}	1×10^{11}	1×10^{10}	1×10^{11}
- Mdϕ	-2,0	1,5	-1,0	1,0	-2,0	3,0	-2,0	3,0
- σ	0,8	2,1	0,8	1,8	0,5	2,5	0,5	2,5

Tableau 4.10 : Gammes de variation des paramètres spécifiées en entrée de quatre inversions individuelles. Les paramètres non résumés ici sont ceux pour lesquels les gammes de variations sont les mêmes qu'en entrée de l'inversion multiple.

Les résultats de ces quatre inversions (Tableau 4.11) montrent que :

1- le modèle est sensible avant tout aux bornes de la distribution granulométrique qui contrôlent les caractéristiques granulométriques : les inversions 22 et 23, pour un même min/max de la distribution granulométrique et des gammes de variations différentes de *Mdϕ* et σ, convergent quasiment vers la même solution,

2- les meilleures solutions obtenues (22 et 23) présentent des distributions granulométriques relativement grossières (entre -5 et 6ϕ, *Mdϕ* autour de 0ϕ et σ moyen ~1,5), une masse de $4{,}29\times10^{10}$ kg et une hauteur de panache de 15,6 km.

Numéro de l'inversion	**21**		**22**		**23**		**24**	
RMSE	**6,37**		**4,96**		**4,96**		**6,37**	
Paramètres éruptifs :								
- masse dépôt (kg)	$4{,}86\times10^{10}$		$4{,}29\times10^{10}$		$4{,}29\times10^{10}$		$4{,}86\times10^{10}$	
- hauteur panache (km)	16,9		15,6		15,6		16,9	
- min et max distr. granulo. (phi)	-5	10	-5	6	-5	6	-5	10
- Mdϕ	0,3		0,0		0,5		1,3	
- σ	1,6		1,1		1,2		1,7	
- panache ratio	0,24		0,27		0,27		0,24	
Paramètres de sédimentation :								
- seuil durée chute (s)	203		2307,1		2307,1		203	
- coef. diffusion (m²/s)	5537,5		615,3		615,3		5537,5	
- constante d'Eddy (m²/s)	0,04		0,04		0,04		0,04	

Tableau 4.11 : Résultats des quatre inversions individuelles dont les paramètres d'entrée sont spécifiés dans le Tableau X.

Les charges massiques modélisées au cours de ces inversions sont comparées aux charges massiques obtenues à partir des échantillons et mesures de terrain (Fig. 4.15). Malgré un bon accord, on peut noter que le modèle a tendance à surestimer les charges massiques faibles, donc distales et/ou hors-axe. Ceci peut résulter de la difficulté du modèle à ajuster les valeurs de charges massiques à la fois aux endroits où la sédimentation de particules fines ne provenant pas du panache est importante, et aux endroits où les particules sont essentiellement issues du panache.

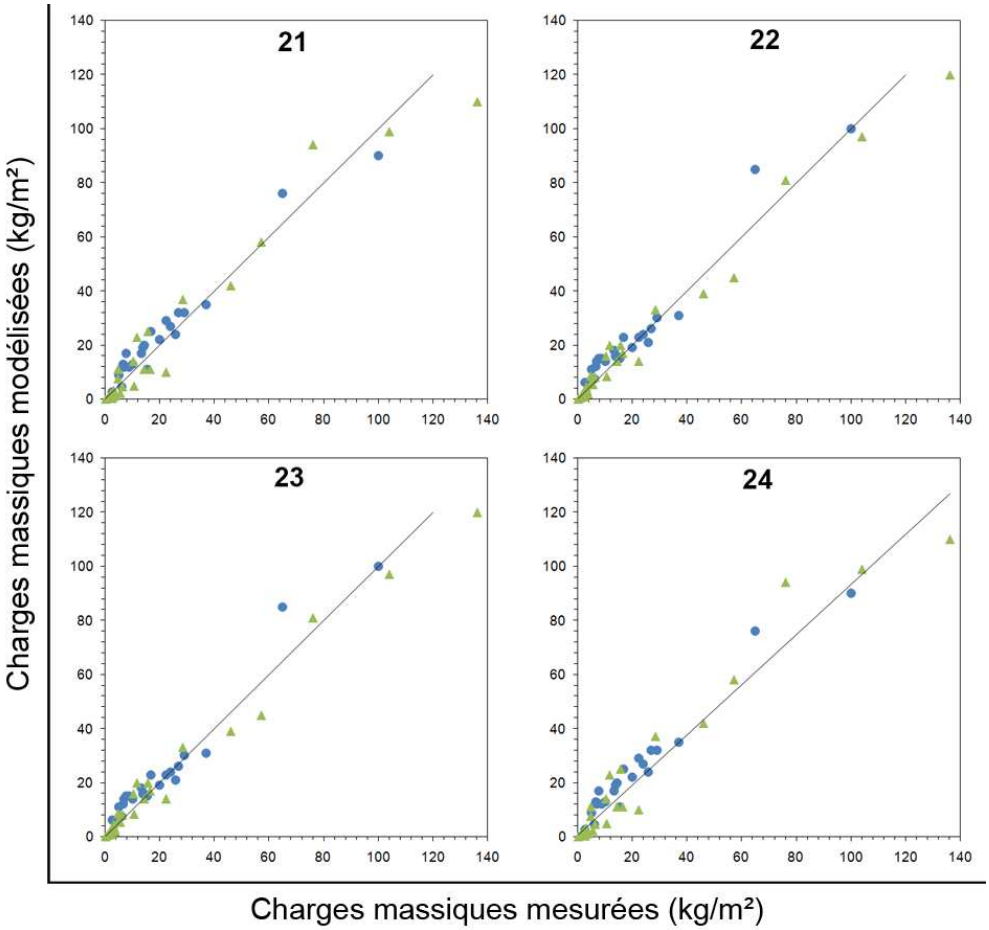


Figure 4.15 : Comparaison des charges massiques réelles mesurées sur le terrain (Tableau 4.7) et des charges massiques modélisées au cours des quatre inversions (Tableaux 4.10 et 4.11) aux points d'échantillonnages. En bleu les points d'échantillonnages, en vert les points où seule l'épaisseur a été mesurée.

4.4.E ***Conclusion***

Les paramètres éruptifs déterminés par inversion des données "sols" avec Tephra2 sont très proches de ceux déterminés à partir de l'analyse des dépôts, en particulier la hauteur de panache et la masse du dépôt. L'inversion multiple se révèle très efficace pour évaluer cette combinaison de paramètre, en particulier quand les conditions éruptives sont mal connues et qu'il est donc nécessaire d'explorer un large espace de possibles.

Le modèle est plus sensible aux limites de la distribution granulométrique qu'à ses caractéristiques intrinsèques (médiane et sorting). Toutefois, dans la gamme que je cherche à explorer (écart entre les distributions granulométriques du dépôt non déconvoluées et les distributions des sous-populations grossières), les variations de la distribution granulométrique n'ont pas un impact majeur.

La comparaison, aux mêmes sites, des charges massiques modélisées aux charges massiques mesurées semble indiquer un léger écart de comportement entre les sites proximaux et distaux, qui est interprété ici comme la conséquence de la présence dans le dépôt d'une sous-population non originaire du panache. Malgré cela, l'accord entre les charges massiques modélisées et mesurées est tout à fait acceptable.

Ce modèle est donc adapté à l'étude d'aléas au Tungurahua, et peut permettre de prédire la quantité de tephra déposée en un lieu, pour un scénario éruptif donné, avec une précision convenable. Tephra2 pourrait également être utilisé dans le but d'évaluer avec une précision raisonnable la masse totale de produits émis au cours de la période éruptive en système ouvert, à condition de disposer d'une documentation exhaustive des dépôts (masses par unité d'aire).

Chapitre 5

Analyses morphologiques quantitatives
des particules:
résultats préliminaires et implications

5.1 Introduction et démarche

La morphologie et l'état de surface des particules des dépôts de retombée pyroclastique, qui ont été faiblement modifiés au cours du transport, reflètent les mécanismes de fragmentation du magma et les processus à l'œuvre dans le conduit au cours de l'ascension du magma vers la surface (e.g. *Buttner et al., 1999; Cioni et al., 2008; 2011*). La classification de la morphologie de ces particules permet d'évaluer le style d'une éruption (e.g. *Taddeucci et al., 2002; 2004a; 2004b*), la viscosité du magma ou encore le degré d'interaction du magma avec de l'eau. La morphologie des particules permet également d'étudier les processus de dispersion, en particulier de calculer des vitesses de sédimentation (*Riley et al., 2003 ; Coltelli et al., 2008; Alfano et al., 2011*).

Plusieurs méthodes d'étude qualitative ou quantitative de la morphologie des particules ont été proposées en volcanologie. L'imagerie des particules en mode électrons secondaires au Microscope Electronique à Balayage (MEB) permet d'étudier l'état de surface des particules (*Komorowski et al., 1991 ; Buttner et al., 1999*). De nombreuses études s'appuient également sur l'imagerie MEB pour obtenir de nombreuses images de particules, traitées ensuite avec un logiciel approprié qui permet d'évaluer la géométrie et la morphologie de ces particules en calculant des paramètres descriptifs (*Dellino et La Volpe, 1996b ; Perugini et al., 2002 ; Riley et al., 2003 ; Cioni et al., 2008 ; Coltelli et al., 2008*). Cette méthode permet d'acquérir des données quantitatives, mais nécessite des étapes de traitement d'images (seuillage etc.) non automatisées et très coûteuses en temps, qui sont généralement effectuées grains par grains à l'aide de logiciels de retouches. Il existe également des méthodes permettant de quantifier, via des calculateurs divers, l'état de surface des particules imagées au MEB, qui ont permis de discriminer différents processus de fragmentation (*Ersoy et al., 2006 ;2007*).

Ces différentes approches, bien qu'intéressantes, présentent de nombreuses limites : 1) elles sont très fastidieuses et prennent beaucoup de temps du fait des nombreuses étapes intermédiaires (acquisition d'images, traitement, calcul, etc.), 2) la représentativité des résultats n'est pas toujours assurée, car le nombre de grains analysés est souvent faible (moins d'une centaine voire d'une cinquantaine), 3) la préparation des échantillons pour l'analyse MEB est délicate car les grains doivent être disposés sur le support adéquat dans un état de dispersion permettant d'imager le contour de chaque particule (donc évite les contact grains-

grains). Dans l'objectif de pouvoir effectuer des analyses morphologiques quantitatives en routine en contexte d'activité sub-persistante, j'ai recherché une approche qui pallie les faiblesses des méthodes antérieures, c'est-à-dire qui permette des analyses quantitatives, rapides, sur de grandes populations de grains. Une méthodologie a donc été développée à partir du nouvel instrument Morphologi G3 développé par Malvern, qui présente de nombreux avantages.

Dans ce chapitre je présenterai les résultats préliminaires de deux approches d'analyses morphologiques : une approche qualitative basée sur l'imagerie MEB et une approche quantitative basée sur l'utilisation de l'outil Morphologi G3.

5.2 Méthodologie

Dans le cadre de cette étude, deux méthodes d'analyses morphologiques ont été déployées. La première méthode consiste à imager les particules au MEB en électrons secondaires. Cette méthode, qui permet de visualiser les particules en perspective, est utilisée ici dans le but d'étudier qualitativement l'état de surface, la texture et la morphologie des grains. La seconde méthode s'appuie sur l'utilisation de l'outil Morphologi G3 de Malvern qui permet de mesurer automatiquement les caractéristiques morphologiques et géométriques en deux dimensions d'une grande quantité de grains. Cette méthode fournit donc des résultats quantitatifs sur une grande population de grains, qui seront exploités ici de façon préliminaire pour mettre en évidence les tendances de variation de la forme des particules dans le dépôt.

5.2.A ***Choix et préparation des échantillons***

Les analyses MEB et G3 ont été effectuées sur différentes fractions granulométriques de 10 échantillons au total (Tableau 5.1). Ces échantillons ont été choisis en fonction de leur position géographique dans le dépôt (i.e. position proximale, sous-axe et hors axe ; Fig. 5.1).

Ech.	**2 mm**	**355 µm**	**250 µm**	**180 µm**	**125 µm**	**90 µm**	**<90 µm**
	-1 ϕ	**1,5 ϕ**	**2 ϕ**	**2,5 ϕ**	**3 ϕ**	**3,5 ϕ**	**>3,5 ϕ**
1				MEB G3	MEB	MEB G3	
2	G3	G3		MEB G3	MEB	MEB G3	
5		G3		MEB G3	MEB	G3	
8		G3		MEB G3	MEB	G3	
11		G3				G3	
12		MEB G3	MEB	MEB G3	MEB	MEB G3	
13		G3		MEB G3	MEB	G3	
15		G3		G3		G3	
16		G3		G3		G3	
21		G3		G3		G3	G3

Tableau 5.1 : Récapitulatif des échantillons et fractions granulométriques analysés par approches MEB et Morphologi G3.

Les grains sont d'abord sélectionnés à la spatule dans un échantillon préalablement homogénéisé, puis placés dans un pilulier rempli d'eau. Le pilulier est secoué puis passé 30 s

au bain à ultrasons pour favoriser la mise en suspension des poussières fines qui adhérent souvent à la surface des particules. Cette opération est effectuée 3 fois. Après le 3ème bain à ultrasons, le pilulier est secoué une dernière fois, puis laissé décanté ~20 mn. L'eau troublée est ensuite évacuée et le pilulier contenant les grains est placé à l'étuve ~12h à ~80°C.

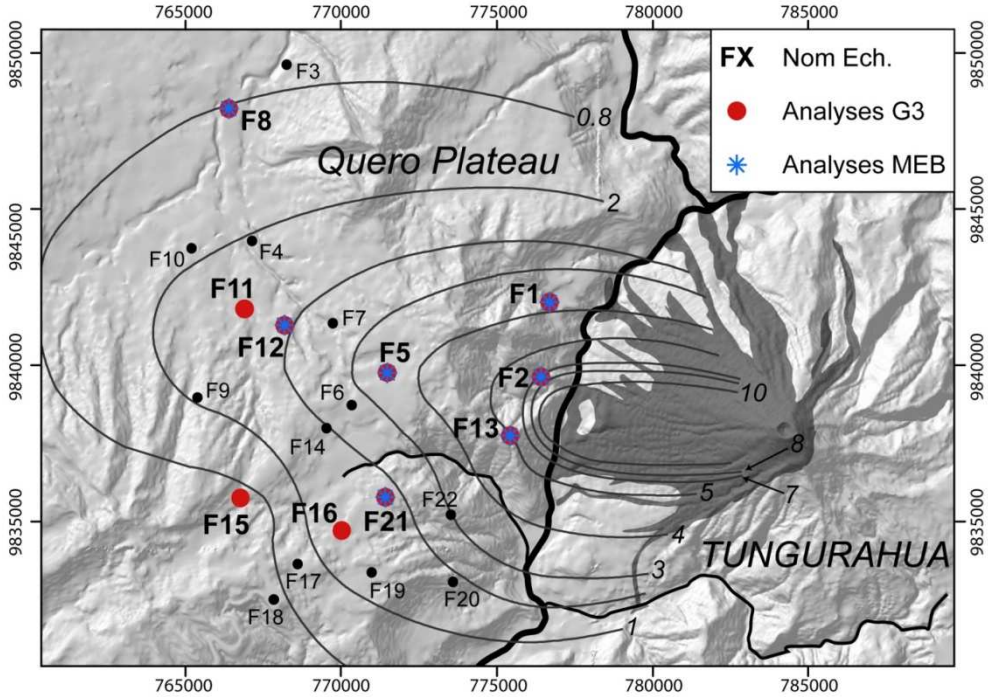


Figure 5.1 : Position dans le dépôt des échantillons analysés par approches MEB et Morphologi G3.

5.2.B Acquisition d'images MEB

5.2.B.a Protocole d'analyses d'échantillons non séparés

Après homogénéisation des grains dans le pilulier, ceux-ci sont dispersés sur un plot en époxy surmonté d'une surface autocollante, puis métallisés. Les particules sont observées au MEB en mode électrons secondaires (puissance du faisceau : 15kV, grossissements : 20 à 3000 fois). Trois types d'images sont acquis :1) larges plages de grains (grossissement minimum), 2) grains individuels, 3) détails de surface des grains.

5.2.B.b Protocole d'analyse des classes de constituants

Des analyses MEB ont également été menées sur des particules issues des huit classes de constituants identifiées dans le dépôt. Plusieurs particules de chaque type ont été séparées dans différentes fractions granulométriques (de 0 à 2ϕ), lavées, passées au bain à ultrasons puis séchées à l'étuve suivant le même protocole pour les échantillons non séparés. Les grains

sont ensuite déposés à la pince sur une surface autocollante surmontant un plot en époxy, puis métallisés. Deux types d'images sont ensuite acquis :1) grains individuels et 2) détails de surface.

5.2.C ***Analyses morphologiques quantitatives par Morphologi G3***

5.2.C.a Description et fonctionnement de l'outil Morphologi G3

Description :

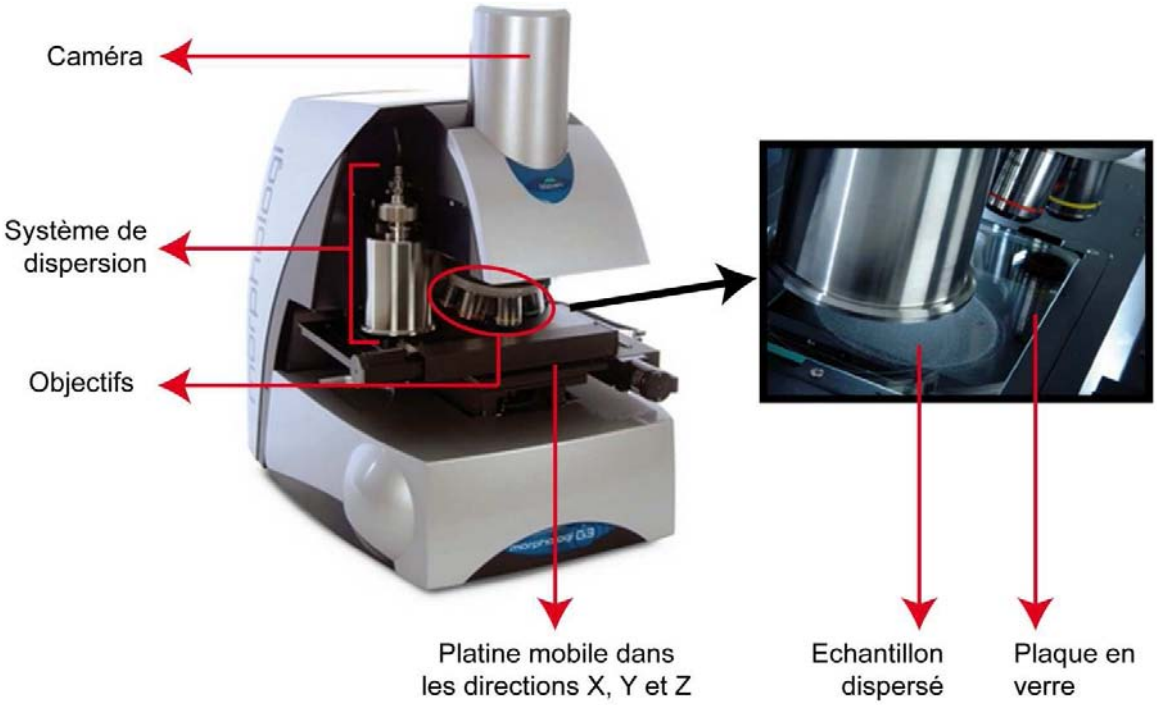


Figure 5.2 : Description de l'outil Morphologi G3 de Malvern et de ses composants.

Le Morphologi G3 est un analyseur automatique de particules en voie sèche développé par Malvern qui permet une analyse des particules de 0,5 µm à 10 mm. Il s'agit d'un outil intégré qui se compose de (Fig. 5.2):

– un système optique Nikon CFI 60 comprenant six objectifs de grossissements 1×, 2,5×, 5×, 10×, 20× et 50×, sur lequel est montée une caméra numérique ;
– une plaque en verre 180×110 mm parfaitement plane montée sur une platine motorisée permettant son déplacement dans les directions X, Y et Z d'un système de coordonnées orthonormé ;
– un système de dispersion de poudres sèches qui par le biais d'une impulsion instantanée d'air comprimé permet une séparation efficace des grains et un état de dispersion optimal

sur la plaque en verre ; la pression d'injection, le temps d'injection et le temps de décantation sont contrôlés par l'opérateur ;

– un logiciel de traitement qui : 1) archive les images des particules et mémorise leurs coordonnées (x ; y) sur la plaque, 2) recombine et traite les images, et calcule les paramètres de forme, 3) effectue une analyse statistique des données, supervisée ou non.

Principe d'acquisition des images :

Le Morphologi G3 peut scanner entièrement la plaque en verre et ainsi analyser des milliers, voire plusieurs centaines de milliers de particules. La plaque se décale d'un pas régulier dans les directions X et Y et la caméra enregistre un cliché de la plaque à chaque pas. Lorsque l'échantillon dispersé le nécessite (écart type de la distribution granulométrique élevé), la plaque est scannée plusieurs fois à des grossissements différents. En fonction du grossissement choisi, la durée nécessaire pour balayer entièrement la plaque varie d'une dizaine à une vingtaine de minutes.

Le logiciel associé à l'outil permet : 1) une recombinaison des particules décomposées sur plusieurs clichés, et 2) un recouvrement automatique des mesures à différents grossissements. L'opérateur configure lui-même la procédure opératoire : paramètres de dispersion, d'analyse et de prétraitement des données. Chaque étape de l'analyse peut être contrôlée par l'opérateur qui a accès aux clichés de la plaque en temps réel.

Principe de traitement des images :

Les images acquises apparaissent en niveau de gris et sont pixellisées. La résolution varie en fonction du grossissement utilisé pour l'analyse. Le choix du grossissement pour l'analyse est donc essentiel. Le seuillage automatique de l'image pixellisée crée une image monochrome (noire) de la particule. La forme de la particule ainsi extraite permet la détermination de paramètres géométriques et morphologiques descriptifs. Ces paramètres sont listés dans le Tableau 5.2 et les méthodes de calcul sont décrites en ANNEXE 4.

Les paramètres "Aspect Ratio", "élongation", "circularité", "convexité" et "solidité" varient entre 0 et 1. Le paramètre d'élongation mesure la forme plus ou moins ronde d'une particule, et plus la particule est allongée, plus il tend vers 1. Le paramètre de circularité mesure également la forme plus ou moins arrondie d'une particule mais prend en compte aussi l'irrégularité du contour. Par exemple, une particule trapue présentant un contour très irrégulier aurait une faible élongation et une faible circularité, alors que la même particule avec un contour lisse aurait une faible élongation mais une forte circularité. Les paramètres de

convexité et de solidité mesurent la tendance de la particule à être plus ou moins concave, c'est-à-dire l'irrégularité de son contour. Plus la particule est convexe, plus ils tendent vers 1.

Paramètres de forme	Description
Aire (pixels)	Nombre de pixels décrivant la surface de la particule
Aire (µm²)	Aire en µm² de la surface de la particule
Longueur (µm)	Longueur maximale des projections sur l'axe principal (axe de rotation avec énergie minimale) de toutes les lignes possibles passant entre deux points du périmètre.
Largeur (µm)	Longueur maximale des projections sur l'axe secondaire (axe perpendiculaire à l'axe principal passant par le barycentre) de toutes les lignes possibles passant entre deux points du périmètre.
Distance max (µm)	Longueur maximale trouvée dans la particule (=diamètre de corde maximal)
Diamètre CE (µm)	Diamètre du cercle ayant la même surface que la particule
Volume SE (µm³)	Volume de la sphère de diamètre CE
Périmètre (µm)	Longueur totale du contour de la particule
"Aspect Ratio"	Rapport de la largeur sur la longueur
Elongation	1 – Aspect Ratio
Circularité	Rapport du périmètre du cercle équivalent sur le périmètre de la particule
Convexité	Rapport du périmètre de l'enveloppe convexe (équivalente à un élastique tendu autour de la particule) sur le périmètre de la particule
Solidité	Rapport de l'aire de la particule sur l'aire délimitée par l'enveloppe convexe.

Tableau 5.2 : Paramètres descriptifs de la géométrie et de la morphologie des particules calculés automatiquement par l'outil Morphologi G3 et considérés dans cette étude.

5.2.C.b Protocole d'analyse des échantillons

Dans le cadre de mon travail, les analyses par Morphologi G3 ont été effectuées sur des fractions granulométriques préalablement séparées (cf Chapitre 2). Le protocole opératoire est établi après quelques tests à chaque changement de fraction granulométrique car il varie légèrement d'une fraction granulométrique à une autre, en particulier le volume à disperser, le grossissement nécessaire et la surface à balayer.

Dispersion :

A l'aide de cuillères de volumes standardisés, un volume donné d'échantillon est prélevé dans le pilulier après homogénéisation. Ce volume varie de ~19 mm^3 pour la fraction 0ϕ à ~7 mm^3 pour la fraction >4ϕ. L'échantillon est ensuite réparti sur la plaque en verre à l'aide du système de dispersion (pression de 1 bar, temps d'injection de 1 s, temps de décantation de 20 s) (Fig. 5.3). Un contrôle à l'œil nu de la qualité de la dispersion permet de séparer des grains agglomérés et d'éliminer des impuretés.

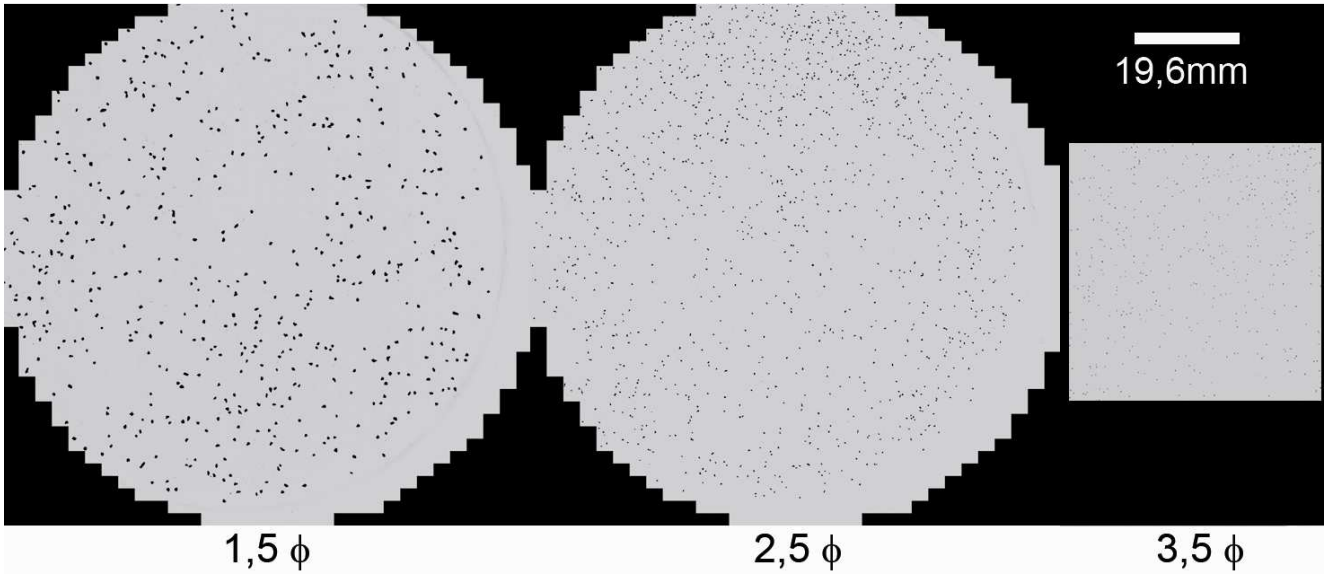


Figure 5.3 : Exemple d'état de dispersion de trois échantillons de granulométrie différente (1,5, 2,5 et 3,5ϕ).

Analyse :

Une série d'observations de la plaque permet de choisir l'objectif utilisé pour l'analyse : 1) fraction -1ϕ, grossissement 1×, 2) fractions 1,5 et 2,5ϕ, grossissement 2,5×, 3) fractions 3,5ϕ, grossissement 5×, 4) fraction >3,5ϕ, grossissement 10×. Etant donné que l'analyse s'effectue sur des fractions granulométriques séparées au demi ϕ, il n'est nécessaire de parcourir la plaque qu'une seule fois au grossissement adéquat.

La zone de dispersion ne couvre pas toute la surface de la plaque. Cette zone est entièrement balayée pour les fractions 1,5 et 2,5ϕ. Pour les fractions 3,5 et >3,5ϕ, une zone plus restreinte, qui contient un nombre suffisant de grains, est balayée. L'intensité lumineuse est calibrée automatiquement avant chaque début d'analyse et reste constante au cours du balayage de la plaque. Le balayage de la plaque s'effectue automatiquement sans intervention de l'opérateur. Entre chaque analyse, la plaque en verre et l'enceinte de dispersion sont dépoussiérées à sec.

5.2.C.c Protocole de pré-traitement

A l'issue de l'analyse, les résultats bruts obtenus sont : 1) l'image et les coordonnées de chaque particule sur la plaque (Fig. 5.4), 2) la valeur des paramètres de forme pour chaque particule.

Figure 5.4 : Exemples d'images de particules de tailles différentes (1,5 et 2,5ϕ), pixellisées et en niveaux de gris, obtenues à l'issue de l'analyse. Grossissement 2,5×.

La résolution des images obtenues est la suivante : 1) fraction -1ϕ : ~0,13 pixels/µm², 2) fractions 1,5 et 2,5ϕ : ~0,8 pixels/µm², 3) fraction 3,5ϕ : ~3,3 pixels/µm², 4) fraction >3,5ϕ : ~13 pixels/µm².

Une étape de pré-traitement est réalisée immédiatement après l'analyse en utilisant le logiciel associé à l'outil Morphologi G3. Il s'agit d'une étape de tri des données qui permet d'éliminer les poussières (fragments de taille sensiblement inférieure à celle des particules dans la fraction granulométrique considérée), les particules imagées sur différents clichés recombinées de façon inappropriée, et les agglomérats (particules mal séparées au cours de la dispersion). Ce tri est effectué par l'opérateur en visualisant et classant les images des particules en fonction de certains paramètres de formes (taille, circularité, solidité, convexité, etc.), ce qui permet de repérer aisément ces différents types de particules.

Une fois cette étape de prétraitement effectuée, les fichiers de données (valeurs des paramètres de forme pour chaque particule conservée) sont exportés puis traités sous Excel.

5.3 Quelques résultats

Les analyses morphologiques qualitatives et quantitatives ont permis d'acquérir une quantité considérable de données. Pour traiter ces données, il aurait été nécessaire d'effectuer des analyses statistiques qui n'ont pas pu être menées dans le cadre de cette thèse. Je présenterai néanmoins dans cette partie quelques résultats préliminaires qui mettent en évidence l'intérêt et les implications d'une telle méthode.

5.3.A Caractéristiques des classes de constituants

Les images MEB ont été traitées qualitativement pour mettre en évidence certaines caractéristiques de la morphologie ou de l'état de surface des grains. Les images MEB acquises sur différents grains issus des huit classes de constituants distinguées dans le dépôt (cf Chapitre 3) révèlent que (Figs. 5.5 et 5.6) :

- les scories (S) présentent des textures fluidales et une vésiculation arrondie à très étirée ;
- les ponces (P) sont extrêmement vésiculées et présentent donc une forme très irrégulière ;
- les scories rouges (R) sont entièrement micro-cristallisées (au moins en surface) ;
- les cristaux libres (C) sont généralement en partie recouverts de verre ce qui tend à régulariser leur forme anguleuse ;
- les agrégats de cristaux (A) sont liés par du verre vésiculé ;
- les lithiques denses (D) ont une forme légèrement émoussée et présentent quelques cavités (taille ~10 µm) ;
- les lithiques altérés (AL) ont une surface accidentée et rugueuse ;
- les agrégats cendreux (AA) ont une forme très émoussée et arrondie et apparaissent non poreux.

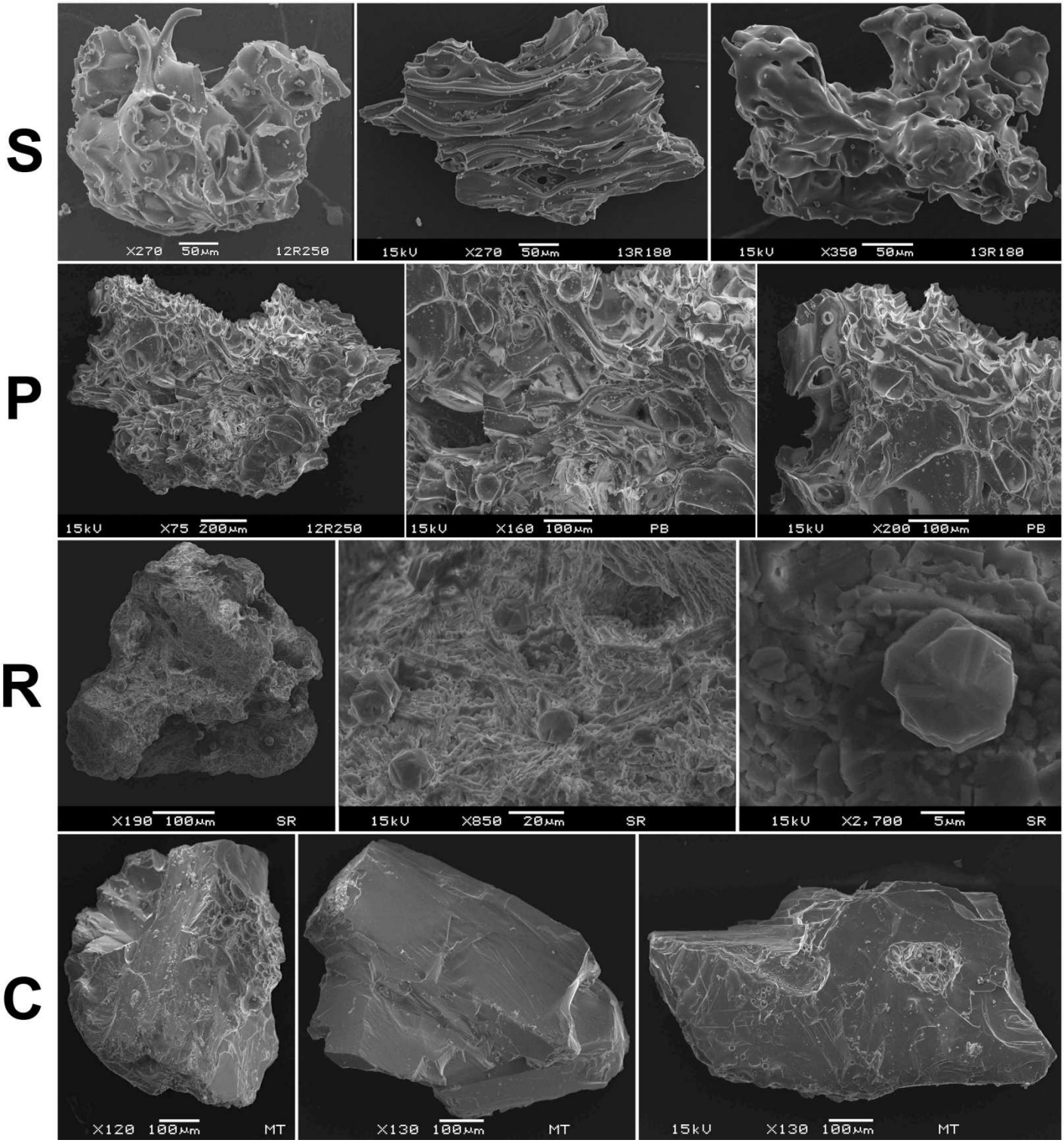


Figure 5.5 : Images de particules et de détails de surface de grains issus des classes de constituants (S) scories, (P) ponces blanches, (R) scories rouges et (C) cristaux libres. Images MEB en électrons secondaires.

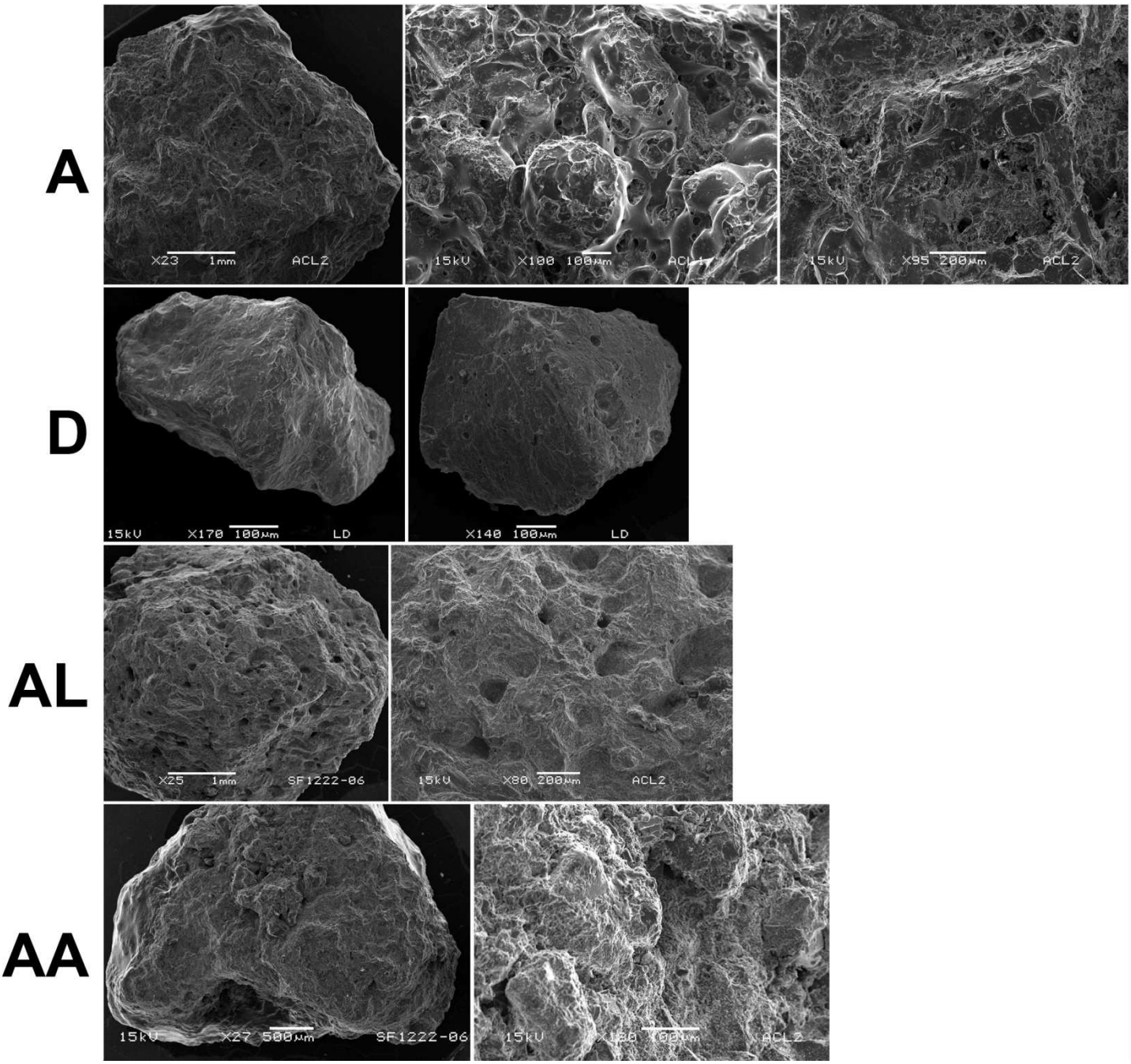


Figure 5.6 : Images de particules et de détails de surface de grains issus des classes de constituants (A) agrégats de cristaux, (D) lithiques denses, (AL) lithiques altérés et (AA) agrégats de cendres. Images MEB en électrons secondaires.

5.3.B ***Morphologie des particules dans différentes fractions granulométriques***

Les Figs. 5.7, 5.8, 5.9 et 5.10 présentent des images de particules classées en fonction du paramètre “longueur” (Tableau 5.2), acquises au cours des analyses par Morphologi G3. Ces particules sont issues de différentes fractions granulométriques (-1, 1,5, 2,5 et 3,5ϕ) de 3 échantillons (F2, F11 et F15).

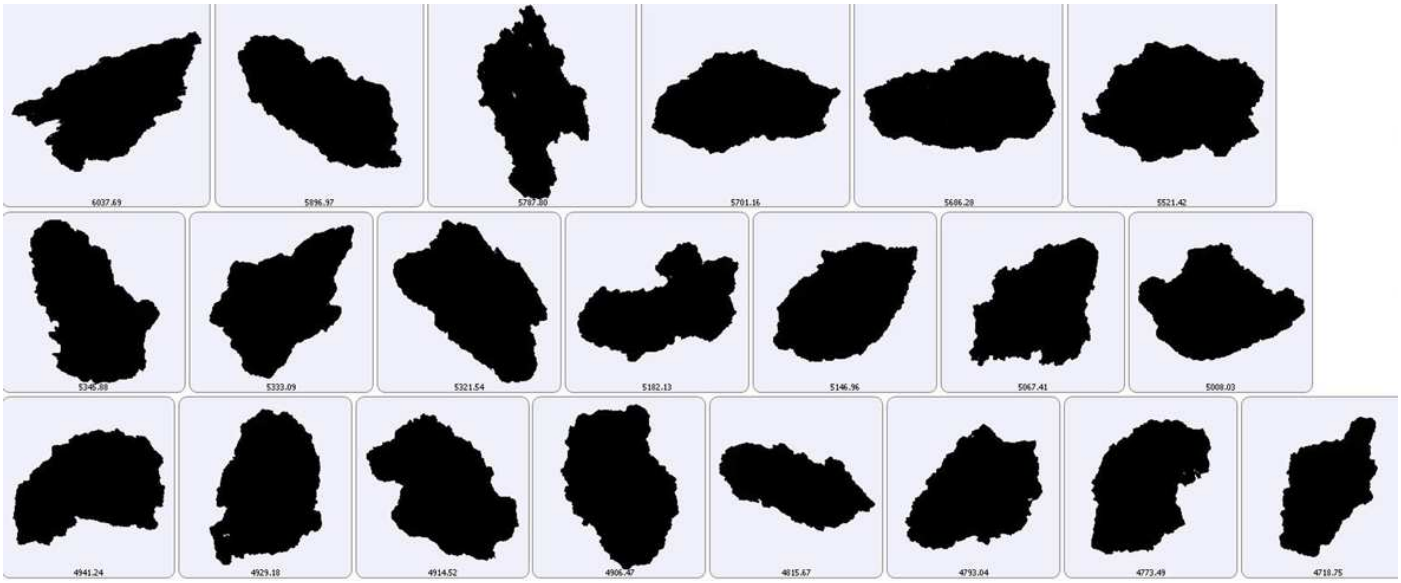


Figure 5.7 : Images de particules en niveaux de gris acquises au cours des analyses par Morphologi G3 de la fraction -1ϕ de l’échantillon F2. Les images sont classées en fonction du paramètre “longueur” (en µm).

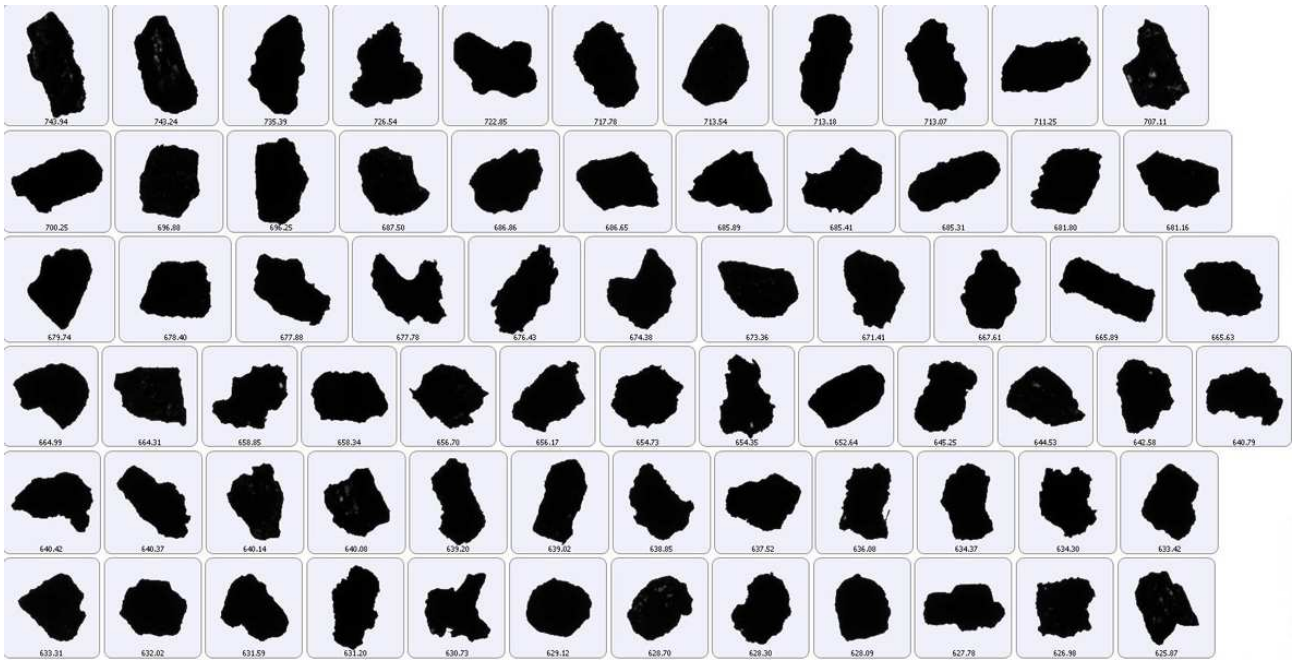


Figure 5.8 : Images de particules en niveaux de gris acquises au cours des analyses par Morphologi G3 de la fraction 1,5ϕ de l’échantillon F11. Les images sont classées en fonction du paramètre “longueur” (en µm).

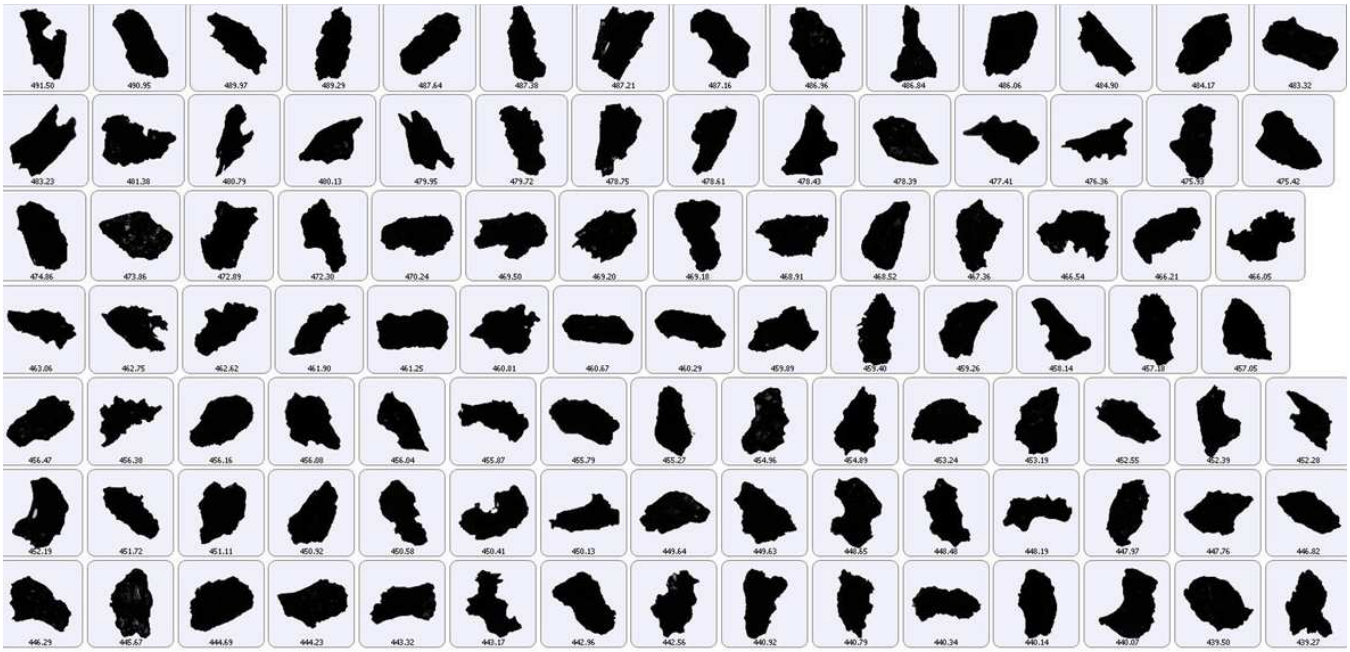


Figure 5.9 : Images de particules en niveaux de gris acquises au cours des analyses par Morphologi G3 de la fraction 2,5ϕ de l'échantillon F15. Les images sont classées en fonction du paramètre "longueur" (en µm).

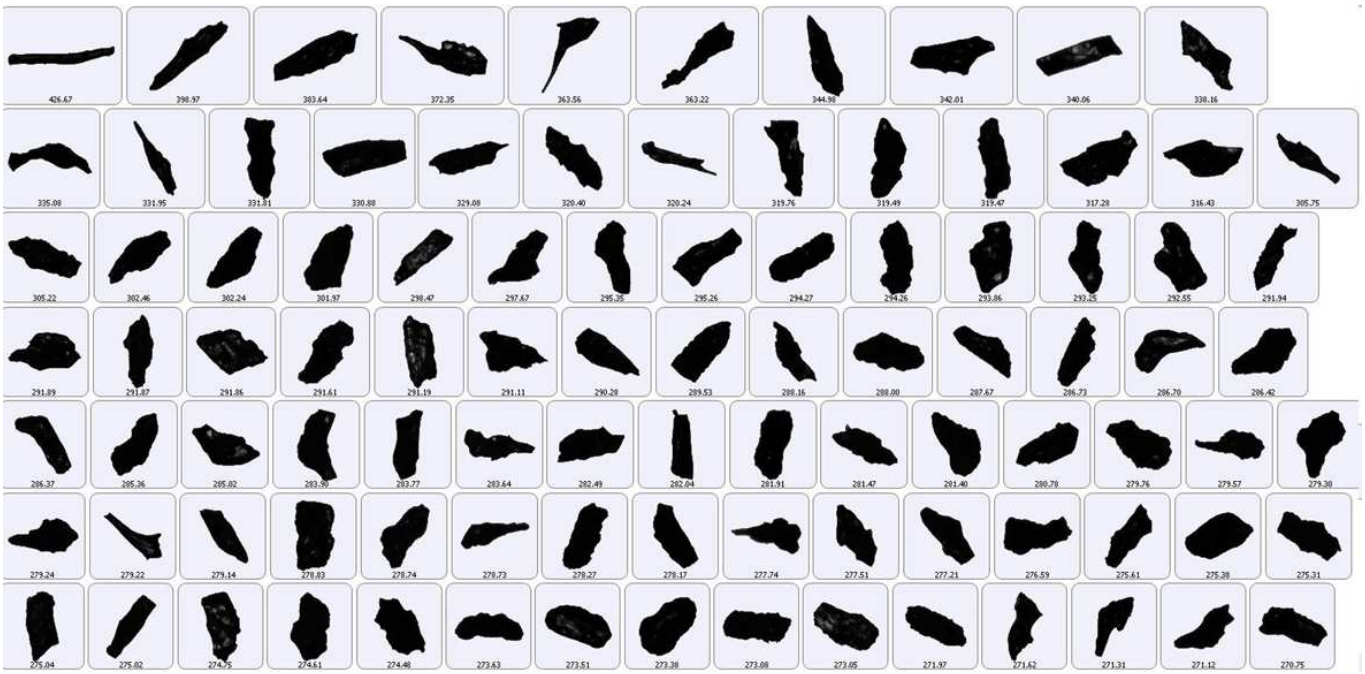


Figure 5.10 : Images de particules en niveaux de gris acquises au cours des analyses par Morphologi G3 de la fraction 3,5ϕ de l'échantillon F11. Les images sont classées en fonction du paramètre "longueur" (en µm).

Les images des Figs. 5.7 à 5.10 montrent la grande variabilité morphologique des particules dans le dépôt. Dans les fractions granulométriques fines (3,5ϕ), on remarque la présence de particules très fluidales, caractérisées par des formes étirées, un bombement central et des extrémités aiguës et allongées. La fraction -1ϕ contient des particules présentant des contours très irréguliers mais des formes trapues, alors que les fractions plus fines (en

particulier 2,5 et 3,5ϕ) contiennent des particules aux formes globalement plus étirées et au contour plus régulier.

5.3.C Variations des paramètres de forme

Dans cette partie je m'intéresse aux paramètres de circularité, élongation, convexité et solidité, à partir des résultats de l'analyse par Morphologi G3 de différentes fractions granulométriques des échantillons F1, F2, F5 et F12. Le Tableau 5.3 présente le nombre de particules analysées et conservées dans chaque fraction, ainsi que le minimum, le maximum et la moyenne des mesures de circularité, élongation, convexité et solidité effectuées.

Ech.	Fraction	Nb part.	Circularité			Elongation			Convexité			Solidité		
			Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.
F1	3,5ϕ	**1275**	0,421	0,970	0,807	0,001	0,894	0,342	0,643	0,998	0,942	0,609	0,990	0,901
	2,5ϕ	**1509**	0,405	0,967	0,827	0,001	0,715	0,270	0,689	0,993	0,925	0,489	0,990	0,912
F2	3,5ϕ	**754**	0,374	0,957	0,830	0,012	0,902	0,303	0,725	0,994	0,944	0,587	0,990	0,913
	2,5ϕ	**1360**	0,522	0,958	0,839	0,001	0,818	0,256	0,737	0,997	0,933	0,657	0,985	0,919
	1,5ϕ	**611**	0,512	0,936	0,813	0,003	0,678	0,246	0,610	0,983	0,900	0,762	0,976	0,915
	-1ϕ	**213**	0,587	0,879	0,758	0,010	0,544	0,245	0,715	0,967	0,841	0,804	0,964	0,907
F5	3,5ϕ	**506**	0,437	0,953	0,838	0,001	0,713	0,279	0,736	0,996	0,944	0,457	0,987	0,916
	2,5ϕ	**1155**	0,566	0,963	0,834	0,008	0,654	0,278	0,749	0,989	0,930	0,703	0,986	0,919
	1,5ϕ	**512**	0,537	0,947	0,818	0,002	0,688	0,251	0,722	0,977	0,902	0,772	0,974	0,919
F12	3,5ϕ	**629**	0,579	0,964	0,840	0,001	0,740	0,274	0,696	0,993	0,941	0,718	0,991	0,918
	2,5ϕ	**1211**	0,429	0,954	0,821	0,001	0,760	0,266	0,680	0,991	0,919	0,635	0,985	0,910
	1,5ϕ	**630**	0,576	0,940	0,800	0,002	0,716	0,267	0,724	0,980	0,890	0,718	0,977	0,911

Tableau 5.3 : Résumé et synthèse des mesures de paramètres de formes (circularité, élongation, convexité et solidité) effectuées par Morphologi G3 sur différentes fractions granulométriques des échantillons F1, F2, F5 et F12. "Nb part." = nombres de particules conservées à l'issu des analyses et du prétraitement des données.

Malgré des gammes de variations relativement larges de la circularité et de l'élongation, les moyennes de ces deux paramètres sur l'ensemble des mesures conservées varient dans des intervalles restreints d'une fraction granulométrique et d'un échantillon à l'autre : la circularité moyenne est ~0,8 et l'élongation moyenne ~0,3. La convexité et la solidité varient quant à elles dans des gammes plus restreintes, et leurs moyennes sont respectivement ~0,9 et ~0,91. La solidité moyenne varie à la troisième décimale autour de la valeur 0,91.

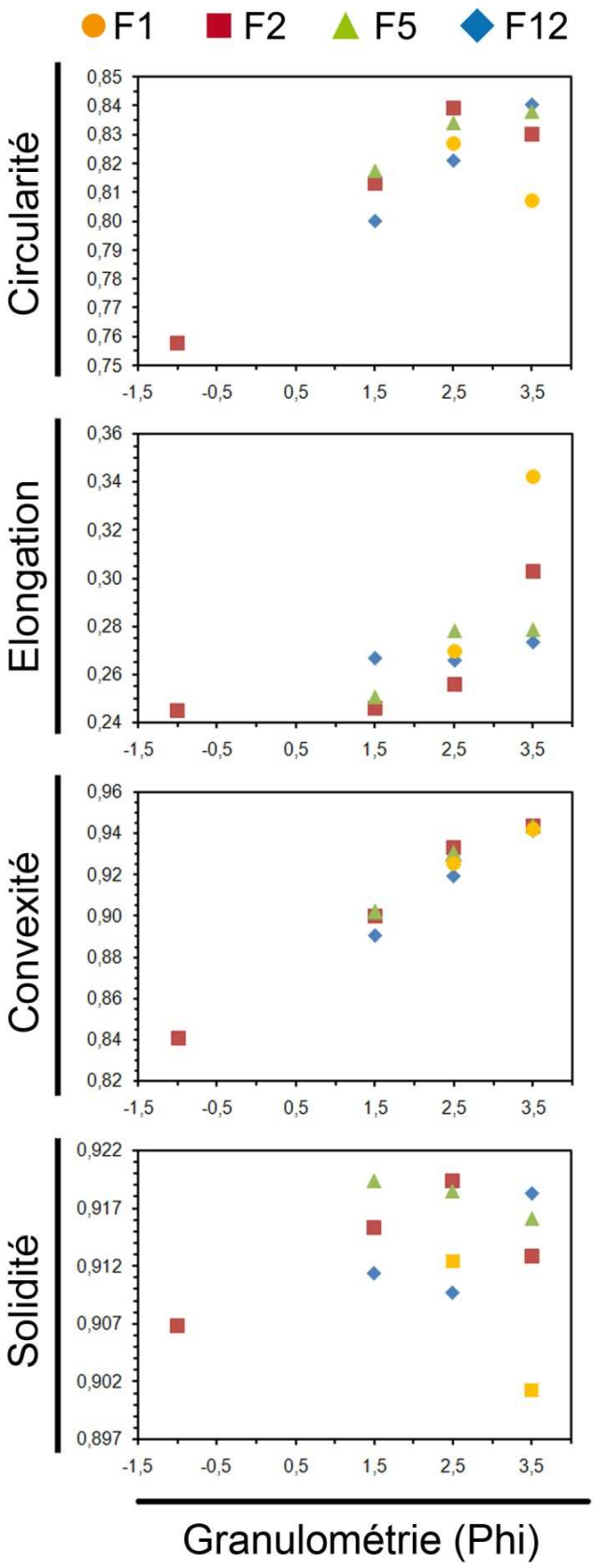


Figure 5.11 : Graphes représentant les variations en fonction de la granulométrie des moyennes des mesures de circularité, élongation, convexité et solidité dans différentes fractions granulométriques des échantillons F1, F2, F5 et F12.

Les moyennes des paramètres de circularité, élongation, convexité et solidité dans ces différentes fractions sont représentées pour les quatre échantillons dans la Fig. 5.11 en fonction de la granulométrie. La circularité moyenne augmente globalement avec la diminution de la taille des grains, sauf dans les deux échantillons proximaux F1 et F2 où la circularité diminue entre les fractions granulométriques 2,5 et 3,5ϕ. L'élongation moyenne varie peu dans les fractions granulométriques des échantillons F5 et F12 (entre 0,251 et 0,279), alors qu'elle augmente entre les fractions granulo-métriques 2,5 et 3,5ϕ dans les deux échantillons proximaux F1 et F2 (respectivement jusqu'à 0,342 et 0,303 dans la fraction 3,5ϕ). Dans l'échantillon F2, qui est le mieux documenté, l'élongation moyenne semble augmenter de façon exponentielle. La convexité moyenne augmente quasi-linéairement avec ϕ dans tous les échantillons. La solidité moyenne ne varie pas suivant une tendance claire avec la granulométrie. On observe une diminution de la solidité dans les fractions fines à partir de 1,5 – 2,5ϕ, sauf dans l'échantillon F12 où elle augmente entre 2,5 et 3,5ϕ. Dans l'échantillon F2, la solidité moyenne augmente entre les fractions -1 et 2,5ϕ.

5.4 Implications et perspectives

5.4.A ***Variations de la morphologie des particules dans le dépôt : implications pour la compréhension des processus de fragmentation***

Bien que préliminaires, ces résultats (Tableau 5.3 et Figs. 5.7 à 5.11) apportent un éclairage pertinent sur la compréhension des processus de fragmentation à l'œuvre lors de l'éruption d'août 2006 au Tungurahua. Les particules sont en moyenne plus arrondies ou plus régulières dans les fractions fines (Fig. 5.11). Les particules des fractions fines (>2,5ϕ) des échantillons proximaux sont pourtant en moyenne plus allongées (Fig. 5.11). Cette dernière tendance peut être interprétée comme un enrichissement de ces échantillons en cristaux libres, qui présentent en général des habitus prismatiques (pyroxènes et plagioclases), par rapport aux échantillons distaux. Les variations de la convexité indiquent une diminution de la concavité avec la diminution de la taille des grains (Fig. 5.11). Les variations de la solidité moyenne sont difficilement interprétables, du fait du faible intervalle dans lequel elle varie (de 0,901 à 0,919) (Fig. 5.11). Elles témoignent toutefois d'une décorrélation des paramètres de solidité et de convexité.

Les images de particules obtenues (Figs. 5.7 à 5.10), montrent que les particules évoluent vers une forme moins trapue et un contour plus régulier avec la diminution de leur taille. Ces résultats sont en accord avec les variations des paramètres de forme, en particulier de la convexité. Ils corroborent également les hypothèses émises au Chapitre 4 pour expliquer les variations de l'état de compaction du dépôt : la diminution de la densité du dépôt (ρ_b) distalement résulte de l'augmentation du volume inter-particulaire dans un dépôt de granulométrie de plus en plus fine, constitué donc de particules aux formes allongées et aiguës qui ne favorisent pas un arrangement grain sur grain efficace, c'est-à-dire minimisant l'espace inter-particulaire.

Ces images (Figs. 5.7 à 5.10) témoignent également d'un dépôt de signature nettement magmatique : les contours irréguliers des particules indiquent une vésiculation élevée plus ou moins isotrope, les formes trapues irrégulières ou fluidales attestent d'une fragmentation magmatique, et non phréato-magmatique. La présence de grains à la texture fluidales indique également une faible viscosité du magma.

5.4.B Perspectives de la méthode d'analyse morphologique quantitative

Ces premiers résultats montrent déjà le potentiel considérable de la méthode développée ici. L'outil Morphologi G3 permet une analyse de qualité, beaucoup plus rapide que les protocoles usuels d'analyses quantitatives, qui passent par l'acquisition d'images MEB et un traitement semi-automatique de ces images. Les points forts de cet outil sont : 1) l'efficacité du système de dispersion qui assure des conditions optimales d'analyse, 2) la quantité de grains qu'il est possible d'imager au cours d'une analyse (plusieurs centaines à plusieurs milliers), ce qui assure la représentativité des résultats, 3) la rapidité de l'analyse : l'analyse, le traitement des images et le calcul des paramètres de formes dans une fraction granulométrique d'un échantillon préalablement séparé peuvent être effectués en moins de 20 minutes. L'opérateur peut développer lui-même le protocole d'analyse et contrôle les différentes étapes d'analyse. Il peut visualiser et ré-examiner les particules sur la plaque une fois que les paramètres de forme ont été mesurés. Les images acquises permettent de visualiser très clairement la forme des particules, et la pixellisation des images ne "floute" pas le contour des particules. Cette méthode d'analyse quantitative ouvre donc de nouvelles possibilités pour des études morphologiques quantitatives quasiment en temps réel des dépôts de retombées dans le cadre d'une activité sub-permanente.

Pour pousser plus avant l'interprétation de ces données il faudrait pouvoir discriminer des groupes de particules dans chaque échantillon analysé et mettre ainsi en évidence des tendances claires de variation de forme dans le dépôt. Pour cela, il serait nécessaire d'utiliser des méthodes d'analyse statistique exploratoire de sorte à classer les particules analysées suivant le meilleur descripteur de leur morphologie (une combinaison des paramètres de formes mesurés).

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

6.1 Origine et dynamique du paroxysme explosif d'août 2006 au Tungurahua : implications pour la compréhension des systèmes ouverts andésitiques

Les résultats acquis au cours de cette thèse apportent des réponses aux nombreuses questions soulevées par l'apparition du paroxysme violent d'août 2006 au Tungurahua, sept ans après le début de l'activité magmatique. La documentation de la dynamique éruptive de cet événement hautement explosif apporte de nouvelles connaissances quant aux mécanismes à l'origine de l'éruption et aux processus de conduit et de sub-surface. Ces conclusions permettent d'interpréter certains aspects du fonctionnement en système ouvert andésitique au Tungurahua, notamment la particularité du paroxysme explosif dans la période d'activité depuis 1999. La compréhension du fonctionnement de ce volcan permet de tirer quelques conclusions sur la problématique plus générale du volcanisme andésitique en système ouvert, en revenant aux exemples présentés dans le Chapitre 1.

Dynamique de l'éruption :

Ce paroxysme explosif a produit un dépôt de retombée d'un volume total minimal de ~42×10^6 m^3 et de masse totale minimale ~2×10^{10} kg. Considérant une durée d'éruption de 6 heures, le débit éruptif massique est ~1×10^6 kg/s et le débit éruptif de magma est ~350 m^3/s (volume DRE). En prenant en compte le dépôt de retombée uniquement, la magnitude et l'intensité massiques de cet événement éruptif sont respectivement ~3,5 et ~9,2. Cette éruption correspond à un événement VEI 3 d'après la classification de *Newhall et Self* (*1982*). D'après les classifications de *Walker* (*1973*) et *Pyle* (*1989*), cette éruption est de type sub-plinien. La magnitude et l'intensité déterminées ainsi que la large dominance de matériel magmatique dans le dépôt (~98 wt.%) corroborent cette évaluation. Cette phase éruptive présente une magnitude proche de celles des phases de 1999 (entre 3,2 et 3,6) et de 2001 (~3,2) (*Le Pennec et al., 2012*), mais une intensité supérieure, l'intensité de la phase de 2001 étant estimée à ~7, et la phase de 1999 ayant duré 6 semaines (*Le Pennec et al., 2012*). La taille de la phase d'août 2006 est en revanche similaire à celle d'éruptions ayant eu lieu au Tungurahua au cours du dernier millénaire (*Le Pennec et al., 2008*), mais significativement

inférieure à la taille des événements dacitiques précolombiens de ~1,2 ka BP et ~3 ka BP (*Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2006*).

Le niveau de fragmentation de l'éruption d'août 2006 semble être localisé dans les deux derniers kilomètres du conduit, comme l'indique l'absence d'éléments xénoclastiques du socle, qui remonte jusqu'à 3 km a.s.l. dans l'édifice volcanique. La nature et la proportion des constituants du dépôt montrent le caractère faiblement érosif de cette éruption (vitesse d'excavation ~$8{,}6\times10^{-5}$ m/s sur les 2 km supérieurs de conduit).

Origine de l'éruption et processus de conduit :

Le caractère nettement magmatique de cette éruption est démontré par l'abondance de matériel juvénile dans le dépôt de retombée (~98 wt.%), la présence de grains de texture fluidale, et la vésicularité élevée des produits, comme en témoignent leur morphologie irrégulière et les distributions sigmoïdales de densité. A la lumière de ces résultats, l'hypothèse d'une interaction eau-magma comme déclencheur de l'éruption d'août 2006 du Tungurahua et moteur de l'explosivité exceptionnelle, comme cela a été proposée pour expliquer le régime explosif à Colima en 2005 (*Savov et al., 2008*), peut être écartée. En outre la faible proportion de ponces plus acides par rapport aux scories andésitiques (~0,4 vol.%) n'est pas en accord avec une hypothèse de mélange magmatique comme cause de l'éruption. Par ailleurs, une fermeture temporaire du système par un "bouchon" dégazé au sommet du conduit semble improbable ici, étant donné les multiples manifestations éruptives de faible et moyenne intensités entre l'éruption majeure du 14 juillet et celle du 16 août 2006, et l'augmentation progressive de l'intensité de l'activité éruptive entre le début de la phase du 16 août 2006 et de son paroxysme environ 12h plus tard. Ces résultats et ces observations indiquent donc que le paroxysme s'est produit alors que le conduit était ouvert, et que cet événement explosif ne correspond pas à un style vulcanien tel que défini au Sakurajima (*Morrissey et Mastin, 2000 ; Yamanoi et al., 2008 ; Miwa et al., 2009*), à l'Arénal (*Cole et al., 2005 ; Valade et al., 2012*) ou à Colima (*Saucedo et al., 2005 ; Savov et al., 2008 ; Varley et al., 2010*), comme la conséquence d'une fermeture temporaire du conduit par un bouchon de lave dégazée engendrant une surpression dans le conduit qui cause l'explosion.

Dynamique du paroxysme explosif dans la période éruptive en système ouvert :

Les résultats des travaux menés au cours de cette thèse montrent donc que le paroxysme explosif d'août 2006, dans le contexte d'une période d'activité en système ouvert

depuis 1999, n'est pas "accidentel", dans le sens qu'il n'est pas provoqué par des événements externes et/ou de sub-surface. Cette éruption semble donc avoir été déclenchée par des mécanismes profonds, tels qu'une injection de magma plus basique, ce qui s'accorde avec les conclusions de *Samaniego et al.* (*2011*), basées sur l'étude pétrologique des produits magmatiques. Ces auteurs proposent que des injections répétées de magma profond – mises en évidence par des données thermo-barométriques et les textures de déséquilibre des plagioclases et des pyroxènes – sont à l'origine de l'activité intermittente. Cet événement paroxysmal semble avoir été provoqué par les mêmes processus profonds que les autres événements de plus faible intensité (phases intermittentes entre 1999 et 2005, *Samaniego et al., 2011*). Ce paroxysme explosif est donc singulier en termes de taille et de puissance par rapport aux autres événements explosifs ayant eu lieu au cours de cette période d'activité (1999-en cours), mais ne l'est pas en termes de mécanismes déclencheurs. Il s'intègre donc dans cette période d'activité comme une manifestation éruptive extrême d'un système volcanique alimenté de façon inconstante par des injections de volumes variables de magma plus ou moins profond. Une telle taille et puissance d'éruption est par ailleurs courante au Tungurahua au cours des 3 derniers millénaires, ces éruptions se produisant en moyenne environ une fois par siècle (*Le Pennec et al., 2008*).

Le caractère inconstant de l'alimentation du système du Tungurahua depuis 1999 gouverne donc le caractère fluctuant de l'activité, et l'explosivité exceptionnelle de l'événement d'août 2006 est la conséquence d'une injection massive de magma riche en volatils. Cette conclusion rejoint celle de *Streck et al.* (*2002*) qui, à partir de l'étude pétrologique des produits éruptifs de l'Arénal, ont montré que des injections répétées de magma plus basique se produisent dans le réservoir du volcan, engendrant l'activité irrégulière et sub-persistante qui le caractérise.

Par ailleurs, le caractère très ouvert du conduit, la présence de particules à la texture fluidale qui indiquent une faible viscosité du magma, le taux d'érosion relativement faible, et le type de manifestations éruptives observées au cours de l'éruption (jet de laves soutenus de presque 1 km de hauteur et projections balistiques qui ont probablement nourri les écoulements pyroclastiques) rappellent un comportement de volcanisme basaltique et un style strombolien à strombolien violent e.g. éruption de 1974 de Fuego (*Rose et al., 2008 ; Lyons et al., 2010*), éruptions de Paricutin (*Pioli et al., 2008*), éruptions de 2001 et 2002-2003 de l'Etna (*Andronico et al., 2005 ; Scollo et al., 2007 ; Andronico et al., 2008b, 2009a*). En cela, le comportement en système ouvert du Tungurahua est assez proche des systèmes ouverts

basaltiques. Les mécanismes de transferts de gaz et de magma, et les processus de fragmentation liés à l'événement paroxysmal du Tungurahua peuvent être explorés en se basant sur les modèles développés pour les systèmes basaltiques. Pour cela, il serait pertinent d'effectuer une étude texturale des produits éruptifs des événements de juillet et août 2006, visant à quantifier leur cristallinité et leur vésicularité.

Implications pour la compréhension des systèmes ouverts andésitiques

Les résultats présentés dans cette thèse suggèrent que l'activité du Tungurahua depuis 1999 est caractérisée par un conduit très ouvert, une lave peu visqueuse et un dégazage par le biais d'explosions de faibles à fortes intensités, stromboliennes à sub-pliniennes. L'ensemble de l'activité est contrôlée par une alimentation inconstante et intermittente du réservoir magmatique. Le fonctionnement du Tungurahua ne peut pas être facilement extrapolé au fonctionnement des autres systèmes ouverts andésitiques. L'activité en système ouvert non paroxysmale des quatre volcans détaillés dans le Chapitre 1 révèle une large diversité de manifestations éruptives et de dégazage :

– au Merapi et à Colima, des phases explosives (émission de panaches plus ou moins chargés en cendres et projections balistiques) alternent avec des phases de croissance et de déstabilisation de dômes (*Voight et al., 2000 ; Gertisser et Keller, 2003 ; Saucedo et al., 2005 ; Savov et al., 2008 ; Gertisser et al., 2011*),
– au Sakurajima, les périodes d'émission continue de gaz et de cendres sont interrompues par des explosions brèves stromboliennes à vulcaniennes (*Lane et Gilbert, 1992 ; Nogami et al., 2006 ; Yamanoi et al., 2008 ; Miwa et al., 2009*),
– à l'Arénal, des explosions intermittentes brèves et non soutenues (panaches plus ou moins chargés en cendres et projections balistiques) accompagnent l'extrusion sub-persistante de coulées de lave visqueuse (*Cole et al., 2005 ; Szramek et al., 2003 ; Valade et al., 2012*).

A Colima ou Merapi, la croissance de dômes ou de coulées visqueuses traduisent un dégazage lent et passif (*Hammer et al., 2000 ; Le Pennec et al., 2001 ; Savov et al., 2008*). Un tel comportement éruptif diffère fortement de l'activité qui caractérise le Tungurahua, ce qui peut-être relié à une différence de viscosité des laves. Une telle différence de rhéologie, pour des magmas de composition similaire en roche totale, peut-être expliquée par leur cristallinité très contrastée : la cristallinité des produits explosifs du Tungurahua est < 20 vol.% (5 à 20 vol% de phénocristaux dans les bombes et blocs juvéniles, et les téphras de retombée (*Samaniego et al., 2011*)), alors qu'à Merapi et Colima la cristallinité des produits éruptifs

atteint 70 vol.% et 40 vol.% respectivement, et la composition du verre est rhyolitique (*Camus et al., 2000 ; Hammer et al., 2000 ; Le Pennec et al., 2001 ; Mora et al., 2002*). Au Merapi, la nature dégazée du magma et la cristallinité élevée peuvent être expliquées par une faible vitesse de transfert du magma vers la surface (*Le Pennec et al., 2001*). Le taux d'extrusion de lave varie en moyenne autour de 0,04 m^3/s (*Siswowidjoyo et al., 1995*), jusqu'à 0,3 à ~1 m^3/s en période de croissance de dôme rapide au cours des phases paroxysmales (*Hammer et al., 2000 ; Charbonnier et Gertisser, 2008*). En période d'activité non paroxysmale, le transfert du magma vers la surface se fait donc plus rapidement au système ouvert Tungurahua, qu'aux systèmes ouverts Merapi et Colima.

L'activité de l'Arénal et du Sakurajima est intermédiaire entre le type d'activité observée au Tungurahua d'une part, et à Merapi et Colima d'autre part, et fluctue en terme de dynamique au cours du temps. La formation d'un bouchon dégazé colmatant le sommet du conduit éruptif et engendrant les éruptions vulcaniennes du Sakurajima et de l'Arénal (*Morrissey et Mastin, 2000 ; Cole et al., 2005 ; Valade et al., 2012*) correspond à un mécanisme éruptif intermédiaire entre les éruptions purement stromboliennes du Tungurahua (l'occurrence d'explosions vulcaniennes au cours de la période éruptive 1999-actuel au Tungurahua est extrêmement rare (*Le Pennec, 2009*)), et les éruptions effusives d'extrusions de dôme du Merapi et du Colima. Le comportement éruptif hors paroxysme de l'Arénal et du Sakurajima témoignent de vitesse de transfert de magma plus lente qu'au Tungurahua. Par ailleurs à l'Arénal, l'étude minéralogique des produits de l'éruption plinienne de 1968 et de phases d'intensité plus modérée entre 1974 et 2004, couplée à des expériences de décompression, ont montré que les modalités de dégazage ont changé entre l'éruption de 1968 et les phases suivantes, en réponse à une diminution de la vitesse d'ascension dans le conduit (*Sramzek et al., 2006*).

La diversité de comportements éruptifs observée au cours du temps au Sakurajima et à l'Arénal, rappelle la diversité de type d'activité des systèmes ouverts andésitiques, et en particulier des cinq volcans discutés ici. Cette diversité traduit une grande variabilité des modalités de dégazage et de transfert du magma. On peut proposer une classification de l'activité éruptive des systèmes ouverts andésitiques en différents types, en se basant sur la phénoménologie de l'activité de base (hors paroxysmes) et les connaissances disponibles sur les modalités de transfert et de dégazage du magma :

– le premier type d'activité est celui définit par la période éruptive 1999-actuel du Tungurahua, qui est caractérisé par un conduit très ouvert, une lave peu visqueuse et une

activité strombolienne à strombolien violent (*Le Pennec, 2009 ; Samaniego et al., 2011 ; Le Pennec et al., 2012*) ; cette activité rappelle les systèmes ouverts basaltiques et traduit une coalescence efficace des bulles en profondeur et un transfert rapide du magma vers la surface ;

- le second type correspond à l'activité du Merapi depuis le XIXième siècle et celle du Colima depuis 1991, qui sont caractérisées par des épisodes d'extrusion de dôme à des vitesses variables, et de déstabilisation de dôme (*Voight et al., 2000 ; Mora et al., 2002 ; Savovo et al., 2008 ; Gertisser et al., 2011*); cette activité est corrélée à une vitesse d'ascension du magma vers la surface très lente et à une viscosité élevée du magma, qui permettent un dégazage passif le long du conduit (*Le Pennec et al., 2001*);
- le troisième type consiste en une activité intermédiaire et fluctuante, comme celle de l'Arénal depuis 1968 et du Sakurajima depuis 1955, au cours de laquelle le style éruptif varie depuis du strombolien jusqu'à du vulcanien, probablement en conséquence à une variation de la vitesse d'ascension du magma (*Szramek et al., 2006 ;Yamanoi et al., 2008 ; Miwa et al., 2009 ; Valade et al., 2012*).

Ces variations de la vitesse d'ascension du magma d'un volcan à un autre (e.g. Tungurahua vs. Merapi) peuvent être reliées aux variations de la vitesse d'ascension du magma à un même volcan au cours de l'activité en système ouvert (e.g. activité de routine vs. paroxysmes) (*Streck et al., 2002 ; Samaniego et al., 2011 ; résultats de cette étude*). Les variations du volume et de la profondeur du magma injecté de façon intermittente dans le système d'alimentation des systèmes ouverts andésitiques contrôlent donc probablement le type d'activité de base de ces volcans et le déclenchement de paroxysmes explosifs. L'origine de ces réinjections profondes et répétées de magma durant de longues périodes de temps est à explorer et est sans doute à relier à la géodynamique des zones de subductions.

Pour explorer l'origine des paroxysmes explosifs des autres systèmes ouverts andésitiques (Merapi 2010 par exemple), et confirmer ou non l'hypothèse que ces paroxysmes sont, comme au Tungurahua, engendrés par des manifestations profondes et guidés par le comportement des gaz qui induisent une accélération du magma dans le conduit, il serait envisageable d'utiliser la méthode développée dans cette thèse de détermination des budgets éruptifs massiques. Cette méthode pourrait en effet permettre de mettre en évidence des processus accidentels déclencheurs de l'éruption.

6.2 Avancées méthodologiques

Ce travail de thèse a permis de développer différentes méthodes innovantes et robustes d'analyse de téphras des dépôts de retombée, qui s'avèrent transposables à d'autres systèmes ouverts andésitiques et sont applicables en contexte de crise ou d'activité fluctuante de longue durée. En effet elles sont rapides, relativement simples à mettre en œuvre et suffisamment précises pour caractériser (mécanismes de dispersion et de sédimentation, style) et quantifier (budgets, magnitude et intensité) les phases éruptives. Ces méthodes d'étude des téphras et des cendres de retombée permettent un suivi de l'activité éruptive sans requérir un échantillonnage dans des zones à risques, i.e. à proximité du cratère, et représentent donc un outil précieux de surveillance qui complètent les méthodes géophysiques et géochimiques.

Méthode de détermination des budgets éruptifs massiques :

Les résultats précédents montrent l'intérêt de la méthode de détermination des budgets éruptifs massiques pour comprendre la dynamique des paroxysmes explosifs d'autres systèmes ouverts andésitiques, mais également pour décrire les différentes phases explosives qui se produisent au cours d'une période d'activité en système ouvert, dans un but de surveillance. L'estimation des budgets massiques permet en effet d'améliorer la compréhension des processus éruptifs et de conduit, et l'évaluation de la taille et de la puissance des éruptions car : 1) l'approche massique permet d'appréhender de façon précise la quantité de produits émis, et les indices de magnitude et d'intensité massiques donnent une idée plus fidèle que le VEI pour caractériser la taille et la puissance d'une éruption ; 2) l'estimation de la masse totale d'éléments magmatiques dans le dépôt permet d'évaluer le débit éruptif de magma, ce qui est essentiel pour discriminer les éruptions phréato-magmatiques des éruptions magmatiques.

Pour appliquer cette méthode de détermination à un dépôt de retombée il est nécessaire de connaître : 1) la proportion des différents constituants du dépôt (analyse de constituants) en différents sites, et 2) la loi de distribution des densités de particules en fonction de la granulométrie dans le dépôt et dans les différentes classes de constituants (qui peuvent être estimées à partir de la méthode détaillée au Chapitre 3 et résumée ci-après). Après avoir calculé la charge massique de chaque classe de constituants en différents points

du dépôt par conversion des résultats de l'analyse de constituants, cette méthode permet d'évaluer la loi de décroissance massique de chaque constituant dans le dépôt. Il est alors possible de déterminer la masse totale de chaque classe de constituants par intégration de leur loi de décroissance massique. Les débits éruptifs massiques total et de magma peuvent facilement être estimés ensuite, connaissant la durée de l'éruption.

Méthodes d'analyse granulométrique :

Le protocole de recombinaison de données granulométriques issues du tamisage mécanique dans la gamme grossière (de -5 à 4ϕ) et de la diffraction laser dans la gamme fine (de 3 à 10ϕ), permet de reconstituer des distributions granulométriques continues entre -5 et 10ϕ. Ces distributions granulométriques apportent une vision détaillée et complète de la répartition des tailles de grain dans le dépôt. Un protocole de déconvolution basé sur l'algorithme LOGN_2D est proposé pour analyser les distributions granulométriques polymodales. Ce protocole permet de séparer différentes sous-populations en fonction du nombre de modes identifiés dans les distributions, et de quantifier leur proportion en masse latéralement dans le dépôt. Ces méthodes d'analyse granulométrique permettent de mettre en évidence, de discriminer et de caractériser des populations d'origines différentes au sein d'un même dépôt, et ainsi de mieux identifier les mécanismes de transport et de sédimentation.

Méthode d'analyse de constituants :

La méthode d'analyse de constituants développée ici, s'appuie sur un protocole de comptage de particules robuste et standardisé, et un protocole de pré-traitement qui permet de minimiser l'impact des erreurs d'analyses sur le résultat. Les essais de développement du protocole de comptage ont montré que : 1) l'homogénéisation des échantillons et la sélection du grain conditionnent la représentativité du comptage, 2) compter 300 grains suffit à assurer la représentativité du comptage à condition que l'homogénéisation préalable de l'échantillon ait été efficace, 3) répéter le comptage par un deuxième opérateur est appréciable dans les fractions ≥ 0,5ϕ, 4) les classes de constituants doivent être établies au préalable par une étude exhaustive des échantillons, et les critères d'identification des particules doivent être clairs et précis pour éviter une dérive subjective des critères de sélection par l'opérateur. Les étapes d'homogénéisation de l'échantillon et de sélection des grains gagneraient à être encore optimisées.

Méthode de détermination des distributions de densité de particules dans les dépôts de retombée :

Des analyses de densités de particules par pycnométrie à eau dans différentes fractions granulométriques et classes de constituants ont montré qu'une loi empirique de forme sigmoïdale décrit les variations, en fonction de la granulométrie, de la densité de particule moyenne dans les échantillons et dans les classes de constituants vésiculées. Ces variations sont interprétées comme la conséquence de la variation de la taille des vésicules par rapport à la taille des grains. Cette loi sigmoïdale peut donc décrire les distributions de densité moyenne de particule d'autres dépôts de retombée dominés par des éléments vésiculés. Cette loi peut être établie en mesurant seulement la densité de particule des échantillons considérés dans la gamme grossière ($\leq -2\phi$, pycnométrie à eau) et la gamme fine ($\geq 2\phi$, pycnométrie à eau ou hélium).

Méthode d'analyse quantitative par Morphologi G3 :

Cette méthode est basée sur l'utilisation de l'outil Morphologi G3 de Malvern qui permet une analyse quantitative automatique de la morphologie des particules (calcul de paramètres descriptifs de la géométrie et de la morphologie) sur de grandes populations de grains. Cet outil intégré assure des analyses quantitatives représentatives en un temps limité, et ouvre de nouvelles possibilités pour une analyse de routine en contexte de crise éruptive ou en période d'activité sub-permanente.

6.3 Implications et perspectives

Intérêt de la méthode de détermination des budgets éruptifs massiques dans le contexte d'une période éruptive en système ouvert :

La méthode de détermination des budgets éruptifs massiques développée dans le cadre de ce travail peut s'appliquer au suivi des phases d'émission de cendres de faible et de moyenne intensité en période éruptive en système ouvert. Un tel suivi à l'aide de cette méthode nécessite : 1) un échantillonnage régulier et stratégique des dépôts de retombée de cendres, et 2) l'analyse des constituants et la détermination de la loi de densité dans les échantillons, à chaque échantillonnage. La mise en place de collecteurs de cendres, comme cela a été effectué au Tungurahua à différents sites dans la zone de dispersion de cendre favorisée par les vents dominants, pourrait permettre un échantillonnage régulier et rapide. Pour assurer un échantillonnage optimal, il est nécessaire de choisir le nombre, la position géographique des collecteurs, ainsi que l'intervalle de temps de collecte les plus adaptés. Les intervalles de collecte peuvent varier au cours de la période éruptive en fonction de l'activité du volcan. Le nombre de collecteur doit être faible (<10), pour permettre ensuite un traitement des données rapide. Ils pourraient être situés le long de l'axe préférentiel de dispersion des cendres en position proximale, médiane, et distale, et dans les zones latérales du dépôt en position médiane et distale. Un collecteur sur le flanc ouest du volcan est aussi souhaitable, en particulier pour permettre le suivi des phases de faible intensité. Pour permettre une analyse efficace et rapide des échantillons, les classes de constituants considérées doivent bien choisies et leur nombre limité. Par exemple il peut être suffisant d'étudier la proportion d'éléments magmatiques vs. non magmatiques. La loi de distribution de densité peut être également évaluée à partir de la méthode résumée dans la section précédente (deux mesures suffisent). Le traitement des données pour déterminer in fine les budgets éruptifs massiques gagnerait à être automatisé. Une perspective de mon travail de thèse est de développer une application qui effectuerait automatiquement les différentes étapes de conversion, estimation des lois de décroissance massique et intégration.

L'utilisation d'une telle méthode permettrait donc, pour chaque phase éruptive accompagnée d'une émission de cendre dans l'intervalle de temps 1999-actuel : 1) d'en déterminer la magnitude et l'intensité massiques, 2) d'évaluer la proportion d'éléments magmatiques émis et le débit de magma, 3) d'estimer la nature et la proportion des produits

émis pour apporter des contraintes sur les processus de conduit (vésiculation et cristallinité du magma, profondeur de la fragmentation, érosion, etc.). Ce suivi “sol” des phases éruptives pourrait participer à évaluer l’importance de la phase dans le contexte d’activité, et de mettre en évidence la survenue d’événements singulier ou non.

Améliorations à envisager :

Dans le cadre de cette thèse, seul le dépôt de retombée est pris en compte dans l’estimation de la magnitude et de l’intensité massiques. Le volume des écoulements pyroclastiques est pourtant ~5 – 10×10^6 m^3 (*Hall et al., 2007 ; Kelfoun et al., 2009*) et celui des coulées de lave ~7×10^6 m^3. On ignore par ailleurs la proportion d’éléments juvéniles dans les écoulements pyroclastiques. La quantité de matériel balistique peut également représenter une proportion élevée des produits émis. *Le Pennec et al.* (*2012*) montrent par exemple qu’au cours de l’éruption d’août 2001, le volume de balistique est approximativement le même que le volume du dépôt de retombée, et que la masse de balistiques est supérieure à la masse du dépôt. Ces résultats montrent qu’il est donc essentiel de déterminer la quantité de matériel juvénile mis en place par les écoulements pyroclastiques, les coulées de laves et les projections balistiques, et de quantifier leur impact sur la détermination finale de la magnitude et de l’intensité. Cette question est particulièrement sensible dans le cas d’éruptions de taille et de style intermédiaire, comme c’est souvent le cas des phases éruptives en période d’activité en système ouvert, au cours desquelles les éventuels écoulements pyroclastiques sont de taille moyenne et les projections balistiques particulièrement intenses (e.g. Tungurahua (*Le Pennec et al., 2012*), Arénal (*Valade et Donnadieu, 2011*), Sakurajima (*Miwa et al., 2009*)).

Pour améliorer la précision de la détermination des budgets éruptifs, il serait nécessaire de développer un protocole permettant de quantifier séparément les masses des particules issues de la sédimentation depuis le panache éruptif et les masses des particules issues des nuages co-écoulements pyroclastiques. En effet, si l’impact de ce processus de syn-sédimentation sur l’épaisseur et la granulométrie du dépôt a été étudié, ce n’est pas le cas de l’impact sur la masse. Au vu des proportions massiques de particules fines mises en place latéralement dans le dépôt, il est probable que cet impact ne soit pas négligeable. Pour quantifier la masse totale de cette population de particules fines, il serait par exemple envisageable de développer un algorithme de déconvolution des distributions de charge massique des différents constituants avec la granulométrie.

Références bibliographiques

A

Alfano F, Bonadonna C, Volentik ACM, Connor CB, Watt SFL, Pyle DM, Connor LJ (2010) Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008,Chaitén eruption, Chile. Bull Volcanol 73:613–630

Alfano F, Bonadonna C, Delmelle P, Costantini L (2011) Insights on settling velocity from morphological observations. J Volcanol Geotherm Res 208:86-98

Alidibirov M, Dingwell DB (2000) Three fragmentation mechanisms for highly viscous magma under rapid decompression. J Volcanol Geotherm Res 100:413-421

Allard P, Behncke B, D'Amico S, Neri M, Gambino S (2006) Mount Etna 1993-2005: Anatomy of an evolving eruptive cycle. Earth Sci Rev 78:85-114

Alparone S, Andronico D, Sgroi T, Ferrari F, Lodato L, Reitano D (2007) Alert system to mitigate tephra fallout hazards at Mt Etna volcano, Italy. Nat Hazards 43:333–350

Alvarado GE, Soto GJ (2002) Pyroclastic flow generated by cráter-wall collapse and outpouring of the lava pool of Arenal Volcano, Costa Rica. Bull Volcanol 63:557-568

Andronico D, Branca S, Calvari S, Burton MR, Caltabiano T, Corsaro RA, Del Carlo P, Garfì G, Lodato L, Miraglia L, Murè F, Neri M, Pecora E, Pompilio M, Salerno G, Spampinato L (2005) A multi-disciplinary study of the 2002–03 Etna eruption: insights for a complex plumbing system. Bull Volcanol 67:314–330

Andronico D, Cristaldi A, Scollo S (2008a) The 4–5 September 2007 lava fountain at South-East Crater of Mt Etna, Italy. J Volcanol Geotherm Res 173:325-328

Andronico D, Scollo S, Cristaldi A, Caruso S (2008b) The 2002–03 Etna explosive activity: tephra dispersal and features of the deposit. J Geophys Res 113:B04209

Andronico D, Cristaldi A, Del Carlo P, Taddeucci J (2009a) Shifting styles of basaltic explosive activity during the 2002-03 eruption of Mt. Etna, Italy. J Volcanol Geotherm Res 180:110-122

Andronico D, Scollo S, Cristaldi A, Ferrari F (2009b) Monitoring ash emission episodes at Mt Etna : The 16 November 2006 case study. J Volcanol Geotherm Res 180:123-134

Araña-Salinas L, Siebe C, Macías JL (2010) Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. J Volcanol Geotherm Res 192: 212-231

Arellano S, Hall M, Samaniego P, Le Pennec J-L, Ruiz A, Molina I, Yepes H (2008) Degassing patterns of Tungurahua volcano (Ecuador) during the 1999-2006 eruptive period, inferred from remote spectroscopic measurements of SO2 emissions. J Volcanol Geotherm Res 176:151-162

Armienti P, Macedonio G, Pareschi MT (1988) A numerical-model for simulation of tephra transport and deposition - applications to May 18, 1980, Mount-St-Helens eruption. J Geophys Res 93:6463–6476

Arrighi S, Principe C, Rosi M (2001) Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. Bull Volcanol 63:126-150

B

Barberi F, Coltelli M, Ferrara G, Innocenti F, Navarro JM, Santacroce R (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geological Magazine 125:1-14

Barberi F, Coltelli M, Frullani A, Rosi M (1995) Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. J Volcanol Geotherm Res 69:217–239

Barragan R, Geist D, Hall ML, Larson P, Kurz M (1998) Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. Earth Planet Sci Lett 154:153-166

Barsotti S, Neri A (2008) The VOL-CALPUFF model for atmospheric ash dispersal: 2. Application to the weak Mount Etna plume of July 2001. J Geophys Res 113:b03209

Bernard J (2011) Cartographie, classification morphologique, distribution de densité et analyses texturales de bombes pyroclastiques issues d'explosions majeures récentes du Stromboli. Mémoire de Master2R, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, 50p.

Biass S, Bonadonna C (2011) A quantitative uncertainty assessment of eruptive parameters derived from tephra deposits: the example of two large eruptions of Cotopaxi volcano, Ecuador. Bull Volcanol 73:73-90

Bonadonna C, Ernst GGJ, Sparks RSJ (1998) Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. J Volcanol Geotherm Res 81: 173-187

Bonadonna C, Mayberry GC, Calder ES, Sparks RSJ, Choux C, Jackson P, Lejeune AM, Loughlin SC, Norton GE, Rose WI, Ryan G, Young SR (2002) Tephra fallout in the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (eds) The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, pp 483-516

Bonadonna C, Phillips JC (2003) Sedimentation from strong volcanic plumes. J Geophys Res 108:B72340

Bonadonna C, Houghton BF (2005) Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. Bull Volcanol 67:441-456

Bonadonna C, Connor CB, Houghton BF, Connor L, Byrne M, Laing A, Hincks TK (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersal: Hazards assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. J Geophys Res 110:B03203

Bonadonna C (2006) Probabilistic modelling of tephra dispersion. In Mader HM, Coles SG, Connor CB, Connor LJ Statistics in Volcanology. Special publications of IAVCEI pp 243-259

Bonadonna C, Genco R, Gouhier M, Pistolesi M, Alfano F, Cioni R, Hoskuldsson A, Ripepe M (2011) Tephra sedimentation during the 2010 Eyjafjallajökull eruption (Iceland) from deposit, radar and satellite observations. J Geophys Res doi: 112:B12202

Boudon G, Camus G, Gourgaud A, Lajoie J (1993) The 1984 nuées ardentes deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms. Bull Volcanol 55:327-342

Bourdier J-L, Pratomo I, Thouret J-C, Boudon G, Vincent PM (1997) Observations, stratigraphy and eruptive processes of the 1990 eruption of Kelut volcano, Indonesia. J Volcanol Geotherm Res 79:181-203

Bourdier J-L, Abdurachman EK (2001) Decoupling of small-volume pyroclastic flows and related hazards at Merapi volcano, Indonesia. Bull Volcanol 63:309-325

Bourdon E, Eissen J-P, Monzier M, Robin C, Martin H, Hall ML (2002) Adakitic-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean North Volcanic Zone. J Petrology 43:199-217.

Bourdon E, Eissen J-P, Gutscher MA, Monzier M, Hall ML, Cotton J (2003) Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). Earth Planet Sci Lett 205:123-138

Bourquin J, Samaniego P, Ramón P, Bonadonna C, Kelfoun K, Vallejo S, Hall P, Mothes P, Le Pennec J-L, Yepes H (2011) Mapa de los Peligros Potenciales del Volcán Reventador (1:50.000). firstédition. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito et IRD

Bower SM, Woods AW (1996) On the dispersal of clasts from volcanic craters during small explosive eruptions. J Volcanol Geotherm Res 73:19-32

Brazier S, Sparks RSJ, Carey SN, Sigurdsson H, Westgate JA (1983) Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. Nature 301:115-119

Bryant JA, Yogodzinski GM, Hall ML, Lewicki JL, Bailey DG (2006) Geochemical constraints on the origin of volcanics rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. J Petrol 47 :1147–1175

Burgisser A, Gardner JE (2005) Experimental constraints on degassing and permeability in volcanic conduit flow. Bull Volcanol 67:42-56

Bursik MI, Sparks RSJ, Gilbert JS, Carey SN (1992) Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo a plinian deposit, Sao Miguel (Azores). Bull Volcanol 54:329-344

Burton M, Allard P, Mure F, La Spina A (2007) Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven Strombolian explosive activity. Science 317:227-230

Büttner R, Dellino P, Zimanowski B (1999) Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. Nature 401:688-690

C

Camus G, Gourgaud A, Mossand-Berthommier P-C, Vincent P-M (2000) Merapi (Central Java, Indonesia): An outline of the structural and magmatological evolution, with a special emphasis to the major pyroclastic events. J Volcanol Geotherm Res 100:139-163

Carey RJ, Houghton BF (2010) "Inheritance": An influence on the particle size of pyroclastic deposits. Geology 38:347-350

Carey RJ, Houghton BF, Sable JE, Wilson CJN (2007) Contrasting grain size and componentry in complex proximal deposits of the 1886 Tarawera basaltic Plinian eruption. Bull Volcanol 69:903-926

Carey RJ, Houghton BF, Thordarson T (2009) Tephra dispersal and eruption dynamics of wet and dry phases of the 1875 eruption of Askja Volcano, Iceland. Bull Volcanol 72:259-278

Carey RJ, Houghton BF (2010) "Inheritance": An influence on the particle size of pyroclastic deposits. Geology 38:347-350

Carey SN, Sigurdsson H (1982) Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano. J Geophys Res 87:7061–7072

Carey S, Sparks RSJ (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bull Volcanol 48:109-125

Carey S, Sigurdsson H (1989) The intensity of plinian eruptions. Bull Volcanol 51:28-40

Carey S, Gardner J, Sigurdsson H (1995) The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. J Volcanol Geotherm Res 66:185-202

Cashman KV, Sturtevant B, Papale P, Navon O (2000) Magmatic fragmentation. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 421-430

Charbonnier SJ, Gertisser R (2008) Field observations and surface characteristics of pristine block-and-ash flow deposits from the 2006 eruption of Merapi Volcano, Java, Indonesia. J Volcanol Geotherm Res 177:971-982

Chiaradia M, Müntener O, Beate B, Fontignie D (2009) Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. Contrib Mineral Petrol 158:563-588

Clark SP (1966) Handbook of physical constants. Geological society of America, inc.

Cioni R, Marianelli P, Santacroce R, Sbrana A (2000) Plinian and subplinian eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 477-494

Cioni R, D'Oriano C, Bertagnini A (2008) Fingerprinting ash deposits of small scale eruptions by their physical and textural features. J Volcanol Geotherm Res 177:277-287

Cioni R, Bertagnini A, Andronico D, Cole PD, Mundula F (2011) The 512 AD eruption of Vesuvius: complex dynamics of a small scale subplinian event. Bull Volcanol 73:789-810

Cole PD, Fernandez E, Duarte E, Duncan AM (2005) Explosive activity and generation mechanisms of pyroclastic flows at Arenal volcano, Costa Rica between 1987 and 2001. Bull Volcanol 67:695-716

Coltelli M, Del Carlo P, Vezzoli L (1998) Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. Geology 36:1095-1098

Coltelli M, Del Carlo P, Vezzoli L (2000a) Stratigraphic constraints for explosive activity in the past 100 ka at Etna volcano, Italy. Int J Earth Sciences 89:665-677

Coltelli M, Del Carlo P, Pompilio M (2000b) Etna: eruptive activity in 1996. Acta Vulcanol 12:63–67

Coltelli M, Miraglia L, Scollo S (2008) Characterization of shape and terminal velocity of tephra particles erupted during the 2002 eruption of Etna volcano, Italy. Bull Volcanol 70:1103-1112

Connor CB, Powell L, Strauch W, Navarro M, Urbina O, Rose WI (1993) The 1992 eruption of Cerro Negro, Nicaragua: An example of Plinian-style activity at a small basaltic cinder cone. EOS, Trans Am Geophys Union **74** 43 p. 640 (abstract).

Connor LJ, Connor CB (2006) Inversion is a key to dispersion: understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout. In Mader HM, Coles SG, Connor CB, Connor LJ Statistics in Volcanology. Special publications of IAVCEI pp 231-242

Costa A, Macedonio G, Folch A (2006) A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes. Earth Planet Scien Let 241:634-647

Costantini L, Bonadonna C, Houghton B, Wehrmann H (2009) New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. Bull Volcanol 71:337-355

D

Dartevelle S, Ernst GGJ, Stix J, Bernard A (2002) Origin of the Mount Pinatubo climactic eruption cloud: Implications for volcanic hazards and atmospheric impacts. Geology 30:663-666

Dellino P, La Volpe L (1996a) Cluster analysis on ash particles morphology features to discriminate fragmentation dynamics in explosive eruptions. Acta Vulcanol 8:31-39

Dellino P, La Volpe L (1996b) Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits. The case of Monte Pilato – Rocche Rosse eruptions, Lipari (Aolian islands, Italy) J Volcanol Geotherm Res 71:13-29

D'Oriano C, Cioni R, Bertagnini A, Andronico D, Cole PD (2011) Dynamics of ash-dominated eruptions at Vesuvius: the post-512 AD AS1a event. Bull Volcanol 73:699-715

Durant AJ, Rose WI (2009) Sedimentological constraints on hydrometeor-enhanced particle deposition: 1992 Eruptions of Crater Peak, Alaska. J Volcanol Geotherm Res 186:40-59

Durant AJ, Rose WI, Sarna-Wojcicki AM, Carey S, Volentik ACM (2009) Hydrometeor-enhanced tephra sedimentation: Constraints from the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens J Geophys Res 114:B03204

E

Ego F, Sébrier M, Lavenu A, Yepes H, Egues A (1996) Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. Tectonophysics 259:101–116 doi:10.1016/ 0040-1951(95)00075-5.

Eichelberger JC, Carrigan CR, Westrich HR, Price RH (1986) Non-explosive silicic volcanism. Nature 323:598-602

Eichelberger JC (1995) Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. Annu Rev Earth Planet Sci 23:41-63

Ernst GGJ, Davis JP, Sparks RSJ (1994) Bifurcation of volcanic plumes in a crosswind. Bull Volcanol 56:159-169

Ernst GGJ, Sparks RSJ, Carey SN, Bursik MI (1996) Sedimentation from turbulent jets and plumes. J Geophys Res 101:5575–5589.

Ersoy O, Chinga G, Aydar E, Gourgaud A, Cubukcu HE, Ulusoy I (2006) Texture discrimination of volcanic ashes from different fragmentation mechanisms: A case study, Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey. Comp Geoscien 32:936-946

Ersoy O, Gourgaud A, Aydar E, Chinga G, Thouret J-C (2007) Quantitative scanning-electron microscope analysis of volcanic ash surfaces: Application to the 1982-1983 Galunggung eruption (Indonesia). GSA Bull 119:743-752

Evans JR, Huntoon JE, Rose WI, Varley NR, Stevenson JA (2009) Particle sizes of andesitic ash fallout from vertical eruptions and co-pyroclastic flow clouds, Volcan de Colima, Mexico. Geology 37:935-938

Eychenne J, Le Pennec JL, Troncoso L, Gouhier M, Nedelec JM (2012) Causes and consequences of bimodal grainsize distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). Bull Volcanol 74:187-205

F

Fagents SA, Wilson L (1993) Explosive volcanic eruptions—VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. Geophys J Int 113:359-370

Fee D, Garces M, Steffke A (2010) Infrasound from Tungurahua Volcano 2006-2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. J Volcanol Geotherm Res 193:67-81

Fero J, Carey SN, Merrill JT (2009) Simulating the dispersal of tephra from the 1991 Pinatubo eruption: implications for the formation of widespread ash layers. J Volcanol Geotherm Res 186:120-131

Fierstein J, Nathenson M (1992) Another look at the calculation of fallout tephra volumes. Bull Volcanol 54:156-167

Fierstein J, Nathenson M (1993) Reply to Comment by WI Rose. Bull Volcanol 55:375-378

Fierstein J, Houghton BF, Wilson CJN, Hildreth W (1997) Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). J Volcanol Geotherm Res 76:215-227

Fierstein J, Houghton BF, Wilson CJN, Hildreth W (1997) Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 Novarupta eruption (Alaska). J Volcanol Geotherm Res 76:215–227

Fisher R (1964) Maximum Size, Median Diameter, and Sorting of Tephra. J Geophys Res 69:341-355

Folch A, Felpeto A (2005) A coupled model for dispersal of tephra during sustained explosive eruptions. J Volcanol Geotherm Res 145:337-349

Folch A, Cavazzoni C, Costa A, Macedonio G (2008) An automatic procedure to forecast tephra fallout. J Volcanol Geotherm Res 177:767-777

Freundt A, Schmincke H (1992) Abrasion in pyroclastic flows. Geologische Rundschau 81:383-389

Freundt A, Wilson CJN, Carey SN (2000) Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 581-599

G

Gardner JE, Thomas RME, Jaupart C, Tait S (1996) Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. Bull Volcanol 58:144-162

Garrison JM, Davidson JP (2003) Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. Geology 31:565-568

Gavilanes-Ruiz JC, Cuevas-Muñiz A, Varley N, Gwynne G, Stevenson J, Saucedo-Girón R, Pérez-Pérez A, Aboukhalil M, Cortés-Cortés A (2009) Exploring the factors that influence the perception of risk: The case of Volcán de Colima, Mexico. J Volcanol Geotherm Res 186:238-252

Gertisser R, Keller J (2003) Temporal variations in magma composition at Merapi (Central Java, Indonesia): magmatic cycles during the past 2000 years of explosive activity. J Volcanol Geotherm Res 123:1 – 23

Gertisser R, Charbonnier SJ, Troll VR, Keller J, Preece K, Chadwick JP, Barclay J, Herd RA (2011) Merapi (Java, Indonesia): anatomy of a killer volcano. Geology Today 27:57-62

Giachetti T, Druitt TH, Burgisser A, Arbaret L, Galven C (2010) Bubble nucleation, growth and coalescence during the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. J Volcanol Geotherm Res 193:215-231

Gilbert JS, Lane SJ (1994) The origin or accretionary lapilli. Bull Volcanol 56:398-411

Gonnermann HM, Manga M (2003) Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. Nature 426:432-435

Gouhier M, Donnadieu F (2008) Mass estimations of ejecta from Strombolian explosions by inversion of Doppler radar measurements. J Geophys Res, 113: B10202

Gourgaud A, Thouret J-C, Bourdier J-L (2000) Stratigraphy and textural characteristics of the 1982-83 tephra of Galunggung volcano (Indonesia): implications for volcanic hazards. J Volcanol Geotherm Res 104:169-186

Guillier B, Chatelain J-L, Jaillard E, Yepes H, Poupinet G, Fels J-F (2001) Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central northern Ecuador (South America). Geophys Res Lett 28:3749–3752 doi:10.1029/2001GL013257.

Gutscher M-A, Malavieille J, Lallemand S, Collot J-Y (1999) Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. Earth Planet Sci Lett 168:255-270

H

Hall ML, Vera R (1985) La actividad volcanic del volcan Tungurahua: sus peligros y sus riesgos volcanicos. Revista Politecnica, Quito, 141 pp

Hall M, Robin C, Beate B, Mothes P, Monzier M (1999) Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. J Volcanol Geotherm Res 91:1-21

Hall M, Mothes P, Ramon P, Arellano S, Barba D, Palacios P (2007) Dense pyroclastic flows of the 16-17 august 2006 Eruption of Tungurahua Volcano, Ecuador, AGU Joint Assembly, Acapulco, Mexico

Hall M L, Samaniego P, Le Pennec J-L, Johnson J (2008) Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. J Volcanol Geotherm Res 176:1-6

Hammer JE, Cashman KV, Voight B (2000) Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lavas. J Volcanol Geotherm Res 100:165–192

Head JW, Wilson L (1987) Lava Fountain Heights at Pu'u 'O'o, Kilauea, Hawaii: Indicators of Amount and Variations of Exsolved Magma Volatiles. J Geophys Res 92:13715-13719

Hidalgo S, Monzier M, Martin H, Chazot G, Eissen J-P, Cotten J (2007) Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador) J Volcanol Geotherm Res 159:366-392

Hill BE, Connor CB, Jarzemba MS, La Femina PC, Navarro M, Strauch W (1998) 1995 eruptions of Cerro Negro volcano, Nicaragua, and risk assessment for future eruptions. GSA Bull 110:1231-1241

Hoffer G, Eissen J-P, Beate B, Bourdon E, Fornari M, Cotton J (2008) Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. J Volcanol Geotherm Res 176:107-118

Houghton BF, Wilson CJN (1989) A vesicularity index for pyroclastic deposits. Bull Volcanol 51:451-462

Houghton BF, Smith RT (1993) Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. Bull Volcanol 55:414-420

Houghton BF, Wilson CJN, Pyle DM (2000) Pyroclastic Fall Deposits. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 555-570

Houghton BF, Wilson CJN, Fierstein J, Hildreth W (2004) Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. Bull Volcanol 66:95-133

I

Iguchi M, Yakiwara H, Tameguri T, Hendrasto M, Hirabayashi J-I (2008) Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes. J Volcanol Geotherm Res 178:1-9

Inman DL (1952) Measures for decribing the size distribution of sediments. J Sedim Res 22:125-145

Ishihara K (1985) Dynamical analysis of volcanic explosion. J Geodyn 3:327–349

J

Jaya D, Le Pennec J-L, Troncoso L, Samaniego P (2003) Depositos y magnitud de un evento explosivo mayor asociato al colapso del volcan Tungurahua en el Holoceno. Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito, Extended abstracts volume, 82-84

Jaya D (2004) El colapso del volcan Tungurahua en el Holocene superior : analisis de estabilidad y dinamismos explosivos asociados. Tesis de grado, Escuela Politecnica Nacional, Quito, 141 pp

K

Kelfoun K, Samaniego P, Palacios P, Barba D (2009) Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). Bull Volcanol 71:1057-1075

Kellogg JN, Vega V (1995) Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. Spec Pap Geol Soc Am 295:75–90.

Kendrick E, Bevis M, Smalley R, Brooks B, Vargas RB, Lauría E, Fortes LPS (2003) The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. J South Am Earth Sci 16:125–131

Klug C, Cashman KV (1996) Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. Bull Volcanol 58:87-100

Komorowski J-C, Glicken HX, Sheridan MF (1991) Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris-avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. Geology 19:261-264

Komorowski J-C, Legendre Y, Caron B, Boudon C (2008) Reconstruction and analysis of sub-plinian tephra dispersal during the 1530 A.D. Soufrière (Guadeloupe) eruption: Implications for scenario definition and hazards assessment. J Volcanol Geotherm Res 178:491-515

Koyaguchi T, Mitani NK (2005) A theoretical model for fragmentation of viscous bubbly magmas in shock tubes. J Geophys Res 11:B10202

Kueppers U, Scheu B, Spieler O, Dingwell DB (2006) Fragmentation efficiency of explosive volcanic eruptions: A study of experimentally generated pyroclasts. J Volcanol Geotherm Res 153:125-135

Kumagai H, Placios P, Ruiz M, Yepes H, Kozono T (2011) Ascending seismic source during an explosive eruption at Tungurahua volcano, Ecuador. Geophy Res Let 38:L01306

L

Lane SJ, Gilbert JS (1992) Electric potential gradient changes during explosive activity at Sakurajima volcano, Japan. Bull Volcanol 54:590-594

Lane SJ, Gilbert JS, Hilton M (1993) The aerodynamic behaviour of volcanic aggregates. Bull Volcanol 55:481–488

Lautze NC, Houghton BF (2006) Linking variable explosion style and magma textures during 2002 at Stromboli volcano, Italy. Bull Volcanol 69:445-460

Lautze NC, Houghton BF (2008) Single explosions at Stromboli in 2002: use of clast microtextures to map physical diversity across a fragmentation zone. J Volcanol Geotherm Res 170:262–268

Le Pennec J-L, Hermitte D, Dana I, Pezard P, Coulon C, Cochemé J-J, Mulyadi E, Ollagnier F, Revest C (2001) Electrical conductivity and pore-space topology of Merapi lavas: implications for the degassing of porphyritic andesite magmas. Geophys Res Lett 28:4283-4286

Le Pennec J-L, Samaniego P, Eissen J-P, Hall ML, Mothes P, Ramón P, Robin C, Monzier M, Egred J, Molina I, Yepes H (2005) Los peligros volcánicos asociados con el volcán Tungurahua. Livre de la série « los peligros volcánicos » Edition cooperación editora nacional, Quito, 115 pages

Le Pennec J-L, Hall ML, Robin C, Bartomioli E (2006) Tungurahua volcano - Late Holocene activity. Field Guide A1. IAVCEI (Editor), Fourth International Conference "Cities on Volcanoes", Quito, Ecuador

Le Pennec J-L, Jaya D, Samaniego P, Ramón P, Moreno Yánez S, Egred J, Van der Plicht J (2008) The AD 1300-1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. J Volcanol Geotherm Res 176:70-81

Le Pennec JL (2009) Processus et Aléas Volcaniques. Chronologie, magnitude et style des éruptions explosives. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, 2 volumes

Le Pennec J-L, Ruiz AG, Eissen J-P, Hall ML, Fornari M (2011) Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. J Volcanol Geotherm Res 206:121-135

Le Pennec J-L, Ruiz GA, Ramon P, Palacios E, Mothes P, Yepes H (2012) Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999-2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. J Volcanol Geotherm Res DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2011.06.011

Le Voyer M, Rose-Koga EF, Laubier M, Schiano P (2008) Petrogenesis of arc lavas from the Rucu Pichincha and Pan de Azucar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace element, and

boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions. Geoch Geophys Geosyst doi:10.1029/2008GC002173

Le Voyer M (2009) Rôle des fluides dans la genèse des magmas d'arcs : analyses in situ des éléments volatils et des isotopes du bore dans les inclusions magmatiques des olivines primitives. Mémoire de Thèse, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, 276 pp

Litherland M, Egüez A (1993) Mapa geologic de la Republica del Ecuador, 1/1000000. British Geological Survey (Keyworth, Nottingham) and CODIGEM (Quito, Ecuador), Quito

Lyons JL, Waite GP, Rose WI, Chigna G (2010) Patterns in open vent, strombolian behavior at Fuego volcano, Guatemala, 2005–2007. Bull Volcanol 72:1-5

M

Macedonio G, Pareschi MT, Santacroce R (1988) A numerical simulation of the Plinian fall phase of 79 A.D. eruption of Vesuvius. J Geophys Res 93:14817– 14827

Macedonio G, Costa A, Longo A (2005) A computer model for volcanic ash fallout and assessment of subsequent hazard. Comput Geosci 31:837– 845

Mader HM, Zhang Y, Phillips JC, Sparks RSJ, Sturtevant B, Stolper E (1994) Experimental simulations of explosive degassing of magma. Nature 372:85–88

Manchuel K, Régnier M, Béthoux N, Font Y, Sallarès V, Diaz J, Yepes H (2011) New insights on the interseismic active deformation along the North Ecudorian-South Colombian (NESC) margin. Tectonics 30:TC4003

Mangan MT, Cashman KV (1996) The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains. J Volcanol Geotherm Res 73:1-18

Maria A, Carey S (2007) Quantitative discrimination of magma fragmentation and pyroclastic processes using the fractal spectrum technique. J Volcanol Geotherm Res 161:234-246

Martel C, Dingwell DB, Spieler O, Pichavant M, Wilke M (2000) Fragmentation of foamed silicic melts: an experimental study. Earth Planet Sci Lett 178:47-58

Martin-Del Pozzo AL, González-Morán T, Espinasa-Pereña R, Butron MA, Reyes M (2008) Characterization of the recent ash emissions at Popocatepetl Volcano, Mexico. J Volcanol Geotherm Res 170:61-75

McGimsey RG, Neal CA, Riley CM (2001) Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of tephra-fall deposits from the 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mt. Spurr volcano, Alaska. USGS report 01-370

Mele D, Dellino P, Sulpizio R, Braia G (2011) A systematic investigation on the aerodynamics of ash particles. J Volcanol Geotherm Res 203:1-11

Melson WG, Sáenz R (1973) Volume, energy and cyclicity of eruptions of Arenal volcano, Costa Rica. Bull Volcanol 37(3):416–437

Miwa T, Toramaru A, Igushi M (2009) Correlations of volcanic ash texture with explosion earthquakes from vulcanian eruptions at Sakurajima volcano, Japan. J Volcanol Geotherm Res 184:473-486

Miyabuchi Y, Ikebe S-I, Watanabe K (2008) Geological constraints on the 2003-2005 ash emissions from the Nakadake crater lake, Aso Volcano, Japan. J Volcanol Geophys Res 178:169-183

Molina CI, Ruiz MC (2004a) Precursores de la actividad sismica en el Volcan Tungurahua. Investigaciones en Geociencias, coedition IRD/IG-EPN/Corporacion Editora Nacional, Quito, 1:128-136

Molina CI, Ruiz MC (2004b) Estudio temporal de las frecuencias del tremor volcanico del Tungurahua. Investigaciones en Geociencias, coedition IRD/IG-EPN/Corporacion Editora Nacional, Quito, 1:137-143

Molina I, Kumagai H, Le Pennec J-L, Hall M (2005) Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. J Volcanol Geotherm Res 147:144-156

Monzier M, Robin C, Eissen J-P, Cotton J (1997) Geochemistry vs. Seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). J Volcanol Geotherm Res 78:1-29

Monzier M, Robin C, Samaniego P, Hall ML, Cotten J, Mothes P, Arnaud N (1999) Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. J Volcanol Geotherm Res 90:49-79

Moore JG, Melson WG (1969) Nuées Ardentes of the 1968 Eruption of Mayon Volcano, Philippines. Bull Volcanol 33:600-620

Mora J-C, Macias JL, Saucedo R, Orlando A, Manetti P, Vaselli O (2002) Petrology of the 1998-2000 products of Volca¤n de Colima, Mexico. J Volcanol Geotherm Res 117:195-212

Morrissey MM, Mastin LG (2000) Vulcanian eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 463-475

Morton B, Taylor GL, Turner JS (1956) Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous source. Proc R Soc 234:1–23

N

Nawotniak SEK, Bursik M (2010) Subplinian fall deposits of Inyo Craters, CA. J Volcanol Geotherm Res 198:433-446

Newhall CG, Self S (1982) Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. J Geophys Res 87:1231-1238

Nicholson RS, Gardner JE, Neal CA (2011) Variations in eruption style during the 1931 A.D. eruption of Aniakchak volcano, Alaska. J Volcanol Geotherm Res 207:69-82

Nocquet JM, Mothes P, Alvarado A (2009) Geodesia, geodinamica y ciclo sismico en Ecuador, in Geologia y Geofisica Marina y Terrestre del Ecuador. Edited by JY Collot et al, pp 83–95, INOCAR, Guayaquil, Ecuador.

Nogami K, Iguchi M, Ishihara K, Hirabayashi J-I, Miki D (2006) Behavior of fluorine and chlorine in volcanic ash of Sakurajima volcano, Japan in the sequence of its eruptive activity. Earth Planets Space 58:595-600

P

Parfitt EA, Wilson L (1994) The 1983-86 Pu'u 'O'o eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: a study of dike geometry and eruption mechanism for a long-lived eruption. J Volcanol Geotherm Res 59:179-205

Parfitt EA, Wilson L, Neal CA (1995) Factors influencing the height of Hawaiian lava fountains: implications for the use of fountain height as an indicator of magma gas content. Bull Volcanol 57:440–450

Parfitt EA, Wilson L (1999) A Plinian treatment of fallout from Hawaiian lava fountains. J Volcanol Geotherm Res 88:67–75

Perugini D, Poli G, Prosperini N (2002) Morphometric analysis of magmatic enclaves: a tool for understanding magma vesiculation and ascent. Lithos 61:225-235

Perugini D, Speziali A, Caricchi L, Kueppers U (2011) Application of fractal fragmentation theory to natural pyroclastic deposits: Insights into volcanic explosivity of the Valentano scoria cone (Italy). J Volcanol Geotherm Res 202:200-210

Pioli L, Erlund E, Johnson E, Cashman K, Wallace P, Rosi M, Granados HD (2008) Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943-1952 (Mexico). Earth Planet Scien Let 271:359-368

Pistolesi M, Rosi M, Cioni R, Cashman KV, Rossotti A, Aguilera E (2011) Physical volcanology of the post-twelfth-century activity at Cotopaxi volcano, Ecuador: Behavior of an andesitic central volcano. GSA Bull 123:1193-1215

Pyle DM (1989) The thickness, volume and grain-size of tephra fall deposits. Bull Volcanol 51:1-15

Pyle DM (2000) Sizes of volcanic eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp 263-269

R

Riley CM, Rose WI, Bluth GJS (2003) Quantitative shape measurements of distal volcanic ash. J Geophys Res 108:2504

Robin C, Hall ML, Jimenez M, Monzier M, Escobar P (1997) Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with constrasting eruptive styles and magmatic suites. J South American Earth Sciences 10:345-359

Robin C, EissenJ-P, Samaniego P, Martin H, Hall M, Cotton J (2009) Evolution of the late Pleistocene Mojanda-Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakite involvement in mantle sources. Bull Volcanol 71:233-258

Robin C, Samaniego P, Le Pennec J-L, Fornari M, Mothes P, Van Der Plicht J (2010) New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). Bull Volcanol 72:1109-1129

Roggensack K, Hervig RL, McKnight SB, Williams SN (1997) Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: Influence of volatiles on eruptive style. Science 277:1639-1642

Rose WI, Bonis S, Stoiber R, Keller M, Bickford T (1973) Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. Bull Volcanol 37:338-364

Rose WI (1993) Comment on 'another look at the calculation of fallout tephra volumes' by Judy Fierstein and Manuel Nathenson. Bull Volcanol 55:372-374

Rose WI, Bluth GJS, Ernst GGJ (2000) Integrating retrievals of volcanic cloud characteristics from satellite remote sensors: a summary. Phil Trans R Soc Lond A 358:1585-1606

Rose WI, Bluth GJS, Schneider DJ, Ernst GGJ, Riley CM, Henderson LJ, McGimsey RG (2001) Observations of Volcanic Clouds in Their First Few Days of Atmospheric Residence: The 1992 Eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. The Journal of Geology 109 :677–694

Rose WI, Self S, Murrow P, Bonadonna C, Durant A, Ernst GGJ (2008) Nature and significance of small volume fall deposits at composite volcanoes: Insights from the October 14, 1974 Fuego eruption, Guatemala. Bull Volcanol 70:1043-1067

Rose WI, Durant AJ (2009a) El Chichon volcano, April 4, 1982: volcanic cloud history and fine ash fallout. Natural Hazards 51:363-374

Rose WI, Durant AJ (2009b) Fine ash content of explosive eruptions. J Volcanol Geotherm Res 186:32-39

Rose WI, Durant AJ (2011) Fate of volcanic ash: Aggregation and fallout. Geology 39:895-896

Rosi M, Vezzoli L, Castelmenzano A, Grieco G (1999) Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy). J Volcanol Geotherm Res 91:179-198

Rosi M, Bertagnini A, Harris AJL, Pioli L, Pistolesi M, Ripepe M (2006) A case history of paroxysmal explosion at Stromboli: Timing and dynamics of the April 5, 2003 event. Earth Planet Scien Lett 243:594-606

Ruiz AG, Le Pennec J-L, Hall ML, Eissen J-P, Barba D (2003) Sintesis estratigrafica del complejo volcanico Imbabura. Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN Quito, pp. 19–22.

Rust AC, Cashman KV (2011) Permeability controls on expansion and size distributions of pyroclasts. J Geophys Res 116:B11202

S

Samaniego P, Martin H, Robin C, Monzier M (2002) Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. Geology 30:967-970

Samaniego P, Martin H, Monzier M, Robin C, Fornari M, Eissen J-P, Cotton J (2005) Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). J Petrol 46:2225-2252

Samaniego P, Le Pennec J-L, Robin C, Hidalgo S (2011) Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua. J Volcanol Geotherm Res 199:69-84

Sarna-Wojcicki AM, Shipley S, Waitt Jr RB, Dzurisin D,Woods SH (1981) Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D. (Eds.) The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. US Geol Surv Prof Pap 1250:577– 600

Saucedo R, Macias JL, Sheridan MF, Bursik MI, Komorowski JC (2005) Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. J Volcanol Geotherm Res 139:103-115

Savov IP, Luhr J, Navarro-Ochoa C (2008) Petrology and geochemistry of lava and ash erupted from Volcán Colima, Mexico, during 1998–2005. J Volcanol Geotherm Res 174:241-256

Schneider DJ, Rose WI, Coke LR, Bluth GJS (1999) Early evolution of a stratigraphic volcanic eruption cloud as observed with TOMS and AVHRR. J Geophys Res 104:4037-4050

Schumacher R, Schmincke HU (1995) Models for the origin of accretionary lapilli. Bull Volcanol 56:626-639

Scollo S, Del Carlo P, Coltelli M (2007) Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: Analysis of the deposit and plume dispersion. J Volcanol Geotherm Res 160:147-164

Scott WE, McGimsey RG (1994) Character, mass, distribution, and origin of tephra-fall deposits of the 1989-1990 eruption of redoubt volcano, south-central Alaska. J Volcanol Geotherm Res 62:251-272

Self S, Rampino MR, Newton MS, Wolff JA (1984) Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. Geology 12:659–663

Self S, Rampino MR, Carr MJ (1989) A reappraisal of the 1835 eruption of Cosigüina and its atmospheric impact. Bull Volcanol 52:57-65

Shea T, Gurioli L, Larsen JF, Houghton BF, Hammer JE, Cashman KV (2010) Linking experimental and natural vesicle textures in Vesuvius 79AD white pumice. J Volcanol Geotherm Res 192:69-84

Sigurdsson H, Carey S (1989) Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora Volcano. Bull Volcanol 51:243–270

Siswowidjoyo S, Suryo I, Yokoyama I (1995) Magma eruption rates of Merapi volcano, central Java, Indonesia, during one century (1890-1992). Bull Volcanol 57:111-116

Sparks RSJ, Self S, Walker GPL (1973) Products of Ignimbrite Eruptions. Geology 1:115-118

Sparks RSJ (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. Bull Volcanol 41:1–9

Sparks RSJ, Bursik MI, Ablay GJ, Thomas RME, Carey SN (1992) Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. Bull Volcanol 54:685-695

Sparks RSJ, Bursik MI, Carey SN, Gilbert JS, Glaze L, Sigurdsson H, Woods AW (1997) Volcanic plumes. John Wiley and Sons.

Steffke AM, Fee D, Garces M, Harris A (2010) Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. J Volcanol Geotherm Res 193:143-160

Stix J, Torres R, Narváez M, Cortés G, Raigosa J, Gómez D, Castonguay R (1997) A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia. J Volcanol Geotherm Res 77:285 – 303

Stothers RB (1984) The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. Science 224 :1191– 1198

Streck MJ, Dungan MA, Malavassi E, Reagan MK, Bussy F (2002) The role of basalt replenishment in the generation of basaltic andesites of the ongoing activity at Arenal Volcano, Costa Rica; evidence from clinopyroxene and spinel. Bull Volcanol 64:316–327

Sulpizio R (2005) Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. J Volcanol Geotherm Res 145:315-336

Suzuki T (1983) A theoretical model for dispersion of tephra. In: Arc Volcanism: Physics and Tectonics, edited by Shimozuru D and Yokoyama I, pp. 93–113, Terra Sci, Tokyo

Suzuki Y, Gardner JE, Larsen JF (2007) Experimental constraints on syneruptive magma ascent related to the phreatomagmatic phase of the 2000AD eruption of Usu volcano, Japan. Bull Volcanol 69:423-444

Szramek L, Gardner JE, Larsen J (2006) Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal Volcano, Costa Rica. J Volcanol Geotherm Res 157:182-201

T

Taddeucci J, Palladino DM (2002) Particle size-density relationships in pyroclastic deposits: inferences for emplacement processes. Bull Vocanol 64:273-284

Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2002) Monitoring the explosive activity of the July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Italy) by ash characterization. Geophys Res Let 29:1230

Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2004a) Conduit processes during the July–August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles. J Volcanol Geotherm Res 137:33–54.

Taddeucci J, Spieler O, Kennedy B, Pompilio M, Dingwell DB, Scarlato P (2004b) Experimental and analytical modeling of basaltic ash explosions at Mt. Etna, Italy, 2001. J Geophys Res 109:B08203

Taddeucci J, Scarlato P, Montanaro C, Cimarelli C, Del Bello E, Freda C, Andronico D, Gudmundsson MT, Dingwell DB (2011) Aggregation-dominated ash settling from the Eyjafjallajökull volcanic cloud illuminated by field and laboratory high-speed imaging. Geology 39:891-894

Taylor PS (1969) Soluble material on volcanic ash. Unpublished MA Thesis, Dartmouth College, Hanover, N. H

Telling J, Dufek J (2012) An experimental evaluation of ash aggregation in explosive volcanic eruptions. J Volcanol Geotherm Res 209-210:1-8

Trenkamp R, Kellogg JN, Freymueller JT, Mora HP (2002) Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. J South Am Earth Sci 15:157–171 doi:10.1016/S0895-9811(02)00018-4

U

Urai M, Ishizuka Y (2011) Advantages and challenges of space-borne remote sensing for Volcanic Explosivity Index (VEI): the 2009 eruption of Sarychev Peak on Matua Island, Kuril Islands, Russia. J Volcanol Geotherm Res 208:163-168

V

Valade S, Donnadieu F, Lesage P, Mora MM, Harris A, Alvarado GE (2012) Explosion mechanisms at Arenal volcano, Costa Rica: an interpretation from integration of seismic and Doppler radar data. J Geophys Res 117:B01309

Valade S, Donnadieu F (2011) Ballistics and ash plumes discriminated by Doppler radar. Geophys Res Lett 38:L22301

Varekamp JC, Luhr JF, Prestegaard KL (1984) The 1982 eruptions of El Chichon Volcano (Chiapas, Mexico): character of the eruptions, ash-fall deposits, and gasphase. J Volcanol Geotherm Res 23:39-68

Varley N, Arambula-Mendoza R, Reyes-Davila G, Sanderson R, Stevenson J (2010) Generation of Vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico. J Volcanol Geotherm Res 198:45-56

Vergniolle et Mangan (2000) Hawaiian and strombolian eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, pp 447-461

Villemant B, Boudon G (1998) Transition from dome-forming to plinian eruptive styles controlled by H_2O and Cl degassing. Nature 392:65-69

Voight B, Constantine EK, Siswowidjoyo S, Torley R (2000) Historical eruptions of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia, 1768-1998. J Volcanol Geotherm Res 100:69-138

Voight B, Komorowski J-C, Norton GE, Belousov AB, Belousova M, Boudon G, Francis PW, Franz W, Heinrich P, Sparks RSJ, Young SR (2002) The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (eds) The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, pp 363-407

W

Wadge G, Oramas Dorta D, Cole P (2006) The magma budget of Volcán Arenal, Costa Rica from 1980 to 2004. J Volcanol Geotherm Res 157:60–74

Walker GPL (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. J Geology 79:696-714

Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme. Geol Rundsch 62:431-446

Walker GPL (1981a) Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. J Volcanol Geotherm Res 9:395-407

Walker GPL (1981b) Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. J Volcanol Geotherm Res 11:81-92

Walker GPL (1981c) Plinian eruptions and their products. Bull Volcano144:223-240

Walker GPL, Self S, Wilson L (1984) Tarawera, 1886, New Zealand - a basaltic Plinian fissure eruption. J Volcanol Geotherm Res 21:61-78

Watt SFL, Pyle DM, Mather TA, Martin RS, Matthews NE (2009) Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. J Geophys Res 114:B04207

Williams SN (1983) Plinian airfall deposits of basaltic composition. Geology 11:211-214

Williams-Jones G, Stix J, Heiligmann M, Barquero J, Fernandez E, Gonzalez ED (2001) A model of degassing and seismicity at Arenal Volcano, Costa Rica. J Volcanol Geotherm Res 108:121-139

Wilson L. (1976) Explosive volcanic eruptions III. Plinian eruption columns. Geophys J R Astron Soc 45:543–556

Wilson L, Sparks RSJ, Huang TC, Watkins ND (1978) The Control of Volcanic Column Heights by Eruption Energetics and Dynamics. J Geophys Res 83:7B1126

Wilson L (1980) Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. J Volcanol Geotherm Res 8:297-313

Wilson L, Head J (1981) Morphology and rheology of pyroclastic flows and their deposits, and guidelines for future observations. In Lipman and Mullineau (Eds); The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. US Geol Surv 513-524

Wilson L, Walker GP (1987) Explosive volcanic eruptions VI. Ejecta dispersal in Plinian eruptions: The control eruption conditions and atmospheric properties. Geophys J R Astron Soc 89:657– 679.

Witt C, Bourgois J, Michaud F, Ordoñez M, Jiménez N, Sosson M (2006) Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. Tectonics 25:TC3017

Wohletz KH (1986) Explosive magma-water interaction: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. Bull Volcanol 48:245-264

Wohletz KH, Sheridan MF, Brown WK (1989) Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. J Geophys Res 94:15703-15721

Woods AW, Bursik MI (1991) Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. Bull Volcanol 53:559– 570

Woods AW, Koyaguchi T (1994) Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. Nature 370:641-644

Woods AW, Holasek RE, Self S (1995) Wind-driven dispersal of volcanic ash plumes and its control on the thermal structure of the plume-top. Bull Volcanol 57:283-292

Y

Yamanoi Y, Takeuchi S, Okumura S, Nakashima S, Yokoyama T (2008) Color measurements of volcanic ash deposits from three different styles of summit activity at Sakurajima volcano, Japan: Conduit processes recorded in color of volcanic ash. J Volcanol Geotherm Res 178:81-93.

Z

Zimanowski B, Büttner R, Lorenz V, Häfele H-G (1997) Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. J Geophys Res 102:803-814

ANNEXE 1

Epaisseurs et échantillons

Electronic supplementary material

Eychenne et al., 2012

Thickness measurements and samples collected in the PFall layer. Projected coordinates system: PSAD_1956_UTM_Zone 17S

UTM coordinates X	Y	Thickness (cm)	Sample
776681	9841976	3.8	F1
776416	9839600	7.4	F2
768261	9849616	0.4	F3
767139	9843956	1.2	F4
771469	9839734	3.5	F5
770323	9838700	2.3	F6
769701	9841314	2.3	F7
766408	9848198	0.8	F8
765393	9838940	1.4	F9
765203	9843728	0.7	F10
766895	9841782	1.4	F11
768190	9841254	1.9	F12
775412	9837718	5.0	F13
769533	9837938	2.0	F14
766750	9835702	0.7	F15
770009	9834660	1.4	F16
768594	9833600	0.8	F17
767830	9832468	0.6	F18
770958	9833310	1.1	F19
773566	9833020	1.8	F20
771414	9835712	1.8	F21
773510	9835168	3.0	F22
764382	9897626	0.05	-
768342	9884859	0.05	-
763208	9862177	0.3	-
760491	9858878	0.3	-
758143	9857280	0.3	-
756818	9856458	0.4	-
753539	9856836	0.5	-
751327	9856568	0.5	-
749297	9853090	0.3	-
743385	9851328	0.4	-
720602	9844683	0.3	-
723699	9833387	0.3	-
721743	9827692	0.3	-
760411	9850384	0.4	-
760216	9843158	0.6	-
754792	9835811	0.6	-
757972	9820648	0.2	-

755451	9817678	0.2	-
747673	9811565	0.2	-
746409	9822455	0.3	-
719834	9814463	0.2	-
767107	9847894	0.8	-
767939	9838267	1.5	-
769760	9835938	1.3	-
771714	9839630	2.7	-
774027	9844062	1.9	-
776877	9841518	6.0	-
776567	9838944	10.0	-
776555	9837229	7.7	-
776527	9835843	4.2	-
775363	9832780	2.7	-
775327	9826425	0.5	-
775950	9828842	0.7	-
779795	9832071	1.3	-
769995	9833868	1.2	-
771414	9833020	1.8	-
778430	9840620	5.6	-

ANNEXE 2

Résultats des analyses de pycnométrie hélium

Résultats des analyses de pycnométrie hélium dans trois fractions granulométriques. “M (g)” est la masse d’échantillon sélectionné pour la mesure. “P2” et “P3” sont les pressions (en kg/cm²) de gaz dans l’enceinte de mesure et la chambre de stockage respectivement. Colonne “Vol. ech (cm^3)” calculée à partir des deux mesures de pression, et connaissant les volumes de l’enceinte de mesure vide et de la chambre de stockage. Cases “Moyenne” et “écart type” calculées à partir des résultats des analyses surlignées en jaune et rose. Case “Moy. Finale” calculée à partir des résultats des analyses surlignées en jaune et correspondant aux valeurs dans l’intervalle défini par “Moyenne” ±“écart type”.

Fraction granulométrique 1,5 ϕ

Ech 2	M (g)	2,3164	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,125	4,998	0,561	
17,128	4,963	0,894	
17,125	4,961	0,905	
17,166	4,976	0,879	
17,118	4,962	0,876	
		0,889	Moyennes
		0,013	Ecart type
		0,883	**Moy. Finale**

Ech 5	M (g)	2,1070	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,149	5,011	0,507	
17,127	4,969	0,836	
17,135	4,972	0,830	
17,132	4,97	0,841	
		0,836	Moyennes
		0,005	Ecart type
		0,838	**Moy. Finale**

Ech 8	M (g)	1,9700	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,136	5,016	0,424	
17,204	5,000	0,762	
17,107	4,970	0,771	
17,122	4,975	0,767	
17,118	4,975	0,755	
		0,764	Moyennes
		0,007	Ecart type
		0,767	**Moy. Finale**

Ech 13	M (g)	1,9535	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,166	5,024	0,433	
17,107	4,974	0,734	
17,129	4,978	0,758	
17,098	4,97	0,746	
17,125	4,976	0,766	
		0,751	Moyennes
		0,014	Ecart type
		0,752	**Moy. Finale**

Fraction granulométrique 2,5 ϕ

Ech 2	M (g)	2,2319
P2	P3	Vol. ech (cm^3)
17,067	4,971	0,651
17,049	4,946	0,834
17,047	4,943	0,856
17,045	4,942	0,860
17,043	4,941	0,863
		0,853 Moyennes
		0,013 Ecart type
		0,860 Moy. Finale

Ech 3	M (g)	2,5190
P2	P3	Vol. ech (cm^3)
17,052	4,958	0,730
17,038	4,933	0,924
17,037	4,932	0,931
17,036	4,932	0,928
		0,928 Moyennes
		0,003 Ecart type
		0,928 Moy. Finale

Ech 5	M (g)	2,1752
P2	P3	Vol. ech (cm^3)
17,078	4,974	0,653
17,060	4,950	0,827
17,056	4,948	0,834
17,052	4,946	0,842
17,049	4,945	0,843
		0,837 Moyennes
		0,007 Ecart type
		0,840 Moy. Finale

Ech 8	M (g)	2,2375
P2	P3	Vol. ech (cm^3)
17,061	4,968	0,662
17,044	4,944	0,838
17,039	4,938	0,880
17,038	4,939	0,868
17,040	4,941	0,855
		0,860 Moyennes
		0,018 Ecart type
		0,862 Moy. Finale

Ech 13	M (g)	1,9772
P2	P3	Vol. ech (cm^3)
17,049	4,973	0,581
17,036	4,951	0,751
17,034	4,948	0,773
17,036	4,949	0,769
		0,764 Moyennes
		0,012 Ecart type
		0,771 Moy. Finale

Fraction granulométrique 3,5 ϕ

Ech 1	M (g)	2,1957	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,074	4,97	0,679	
17,051	4,943	0,867	
17,051	4,944	0,858	
17,050	4,943	0,864	
17,051	4,944	0,858	
		0,862	Moyenne
		0,005	Ecart Type
		0,860	**Moy. Finale**

Ech 2	M (g)	2,3467	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,069	4,967	0,693	
17,049	4,942	0,871	
17,048	4,940	0,887	
17,045	4,936	0,916	
17,045	4,937	0,906	
		0,895	Moyenne
		0,020	Ecart type
		0,896	**Moy. Finale**

Ech 3	M (g)	0,5170	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,055	5,033	0,034	
17,043	5,011	0,208	
17,036	5,007	0,225	
17,035	5,004	0,251	
17,038	5,006	0,240	
		0,231	Moyenne
		0,019	Ecart type
		0,233	**Moy. Finale**

Ech 4	M (g)	2,1293	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,040	4,941	0,855	
17,038	4,940	0,859	
17,042	4,945	0,823	
17,039	4,942	0,843	
		0,845	Moyenne
		0,016	Ecart type
		0,852	**Moy. Finale**

Ech 5	M (g)	2,1467	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,060	4,971	0,631	
17,043	4,947	0,808	
17,036	4,941	0,844	
17,039	4,942	0,843	
		0,832	Moyennes
		0,021	Ecart type
		0,844	**Moy. Finale**

Ech 6	M (g)	2,0461	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,054	4,966	0,661	
17,038	4,948	0,784	
17,040	4,946	0,809	
17,038	4,944	0,822	
		0,805	Moyennes
		0,019	Ecart type
		0,815	**Moy. Finale**

Ech 7	M (g)	2,0950	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,053	4,968	0,639	
17,041	4,946	0,811	
17,036	4,944	0,816	
17,036	4,941	0,844	
		0,824	Moyennes
		0,018	Ecart type
		0,814	**Moy. Finale**

Ech 8	M (g)	2,0069	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,061	4,975	0,596	
17,042	4,950	0,777	
17,044	4,951	0,773	
17,041	4,948	0,793	
		0,781	Moyennes
		0,010	Ecart type
		0,775	**Moy. Finale**

Ech 9	M (g)	2,3610	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,072	4,964	0,730	
17,054	4,942	0,885	
17,054	4,940	0,903	
17,049	4,940	0,889	
17,047	4,936	0,921	
		0,900	Moyennes
		0,016	Ecart type
		0,892	**Moy. Finale**

Ech 10	M (g)	2,0945	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,052	4,965	0,665	
17,039	4,946	0,806	
17,038	4,943	0,831	
17,039	4,943	0,834	
		0,823	Moyennes
		0,015	Ecart type
		0,832	**Moy. Finale**

Ech 11	M (g)	2,1363	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,053	4,966	0,658	
17,039	4,943	0,834	
17,038	4,944	0,822	
17,036	4,942	0,835	
		0,830	Moyennes
		0,007	Ecart type
		0,834	**Moy. Finale**

Ech 12	M (g)	2,4615	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,060	4,958	0,752	
17,040	4,933	0,930	
17,039	4,931	0,945	
17,034	4,928	0,960	
		0,945	Moyennes
		0,015	Ecart type
		0,945	**Moy. Finale**

Ech 13	M (g)	2,2428	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,083	4,971	0,695	
17,062	4,947	0,860	
17,059	4,944	0,880	
17,060	4,946	0,864	
17,056	4,944	0,872	
		0,869	Moyennes
		0,009	Ecart type
		0,865	**Moy. Finale**

Ech 14	M (g)	2,1807	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,063	4,97	0,649	
17,046	4,946	0,825	
17,044	4,943	0,848	
17,045	4,943	0,850	
		0,841	Moyennes
		0,014	Ecart type
		0,849	**Moy. Finale**

Ech 15	M (g)	2,3902	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,056	4,963	0,695	
17,035	4,936	0,888	
17,032	4,932	0,917	
17,032	4,930	0,935	
17,529	5,077	0,944	
		0,921	Moyennes
		0,025	Ecart type
		0,932	**Moy. Finale**

Ech 16	M (g)	2,0935	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,064	4,971	0,642	
17,044	4,947	0,810	
17,043	4,944	0,836	
17,043	4,946	0,817	
		0,821	Moyennes
		0,013	Ecart type
		0,814	**Moy. Finale**

Ech 17	M (g)	2,1905	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,063	4,970	0,649	
17,049	4,947	0,824	
17,046	4,943	0,853	
17,044	4,940	0,876	
		0,851	Moyennes
		0,026	Ecart type
		0,864	**Moy. Finale**

Ech 18	M (g)	2,0609	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,053	4,948	0,826	
17,050	4,947	0,827	
17,052	4,946	0,842	
17,049	4,946	0,834	
		0,832	Moyennes
		0,007	Ecart type
		0,829	**Moy. Finale**

Ech 19	M (g)	2,5128	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,061	4,96	0,736	
17,044	4,934	0,931	
17,037	4,929	0,959	
17,035	4,926	0,981	
17,066	4,935	0,983	
		0,963	Moyennes
		0,024	Ecart type
		0,974	**Moy. Finale**

Ech 20	M (g)	2,0242	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,062	4,977	0,580	
17,044	4,952	0,764	
17,043	4,952	0,761	
17,044	4,951	0,773	
		0,766	Moyennes
		0,006	Ecart type
		0,762	**Moy. Finale**

Ech 21	M (g)	2,2516	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,054	4,971	0,614	
17,040	4,947	0,799	
17,039	4,941	0,852	
17,038	4,942	0,840	
		0,831	Moyennes
		0,028	Ecart type
		0,846	**Moy. Finale**

Ech 22	M (g)	2,1812	
P2	P3	Vol. ech (cm^3)	
17,064	4,966	0,689	
17,047	4,944	0,847	
17,045	4,944	0,841	
17,046	4,943	0,853	
		0,847	Moyennes
		0,006	Ecart type
		0,847	**Moy. Finale**

ANNEXE 3

Tableaux de densités de particules

Densités moyennes des particules dans les fractions granulométriques, notées μ_i.

En gras : valeurs mesurées par pycnométrie hélium.

Echantillons 1, 2, 5, 7, 8, 11, 13, 14 : les valeurs mesurées ont été interpolées sur l'ensemble de la gamme granulométrique avec une loi sigmoidale.

Autres échantillons : on leur alloue une distribution de densités similaire à celle d'un échantillon proche (dans la même zone géographique) et aux caractéristiques granulométriques ressemblantes.

Samples	**μ_i (g/cm^3)**																
	-4.5ϕ	**-4ϕ**	**-3.5ϕ**	**-3ϕ**	**-2.5ϕ**	**-2ϕ**	**-1.5ϕ**	**-1ϕ**	**-0.5ϕ**	**0ϕ**	**0.5ϕ**	**1ϕ**	**1.5ϕ**	**2ϕ**	**2.5ϕ**	**3ϕ**	**3.5ϕ**
1	1.33	1.34	**1.36**	1.40	**1.47**	1.58	1.74	**1.94**	2.15	2.33	**2.46**	2.53	2.58	2.60	**2.62**	**2.63**	2.63
2	1.54	1.55	**1.56**	1.58	**1.62**	1.69	1.80	**1.95**	2.11	2.26	**2.38**	2.46	**2.50**	**2.53**	**2.54**	**2.55**	2.55
3				1.29		1.34	1.40	1.48	1.61	1.78	1.98	2.18	2.36	2.51	2.60	2.67	2.71
4				1.27	1.30	1.35	1.43	1.57	1.76	1.98	2.17	2.31	2.39	2.44	2.47	2.48	2.49
5		1.49	1.49	1.49	1.50	**1.52**	1.57	**1.67**	1.87	**2.11**	2.30	**2.41**	2.45	**2.47**	2.48	**2.48**	2.48
6			1.31	1.33	1.36	1.43	1.53	1.69	1.88	2.09	2.26	2.39	2.47	2.52	2.54	2.56	2.56
7			1.31	**1.33**	**1.36**	**1.43**	**1.53**	**1.69**	**1.88**	**2.09**	**2.26**	**2.39**	**2.47**	**2.52**	**2.54**	**2.56**	2.56
8						1.34	1.40	**1.48**	1.61	**1.78**	1.98	**2.18**	2.36	**2.51**	2.60	**2.67**	2.71
9					1.30	1.35	1.43	1.57	1.76	1.98	2.17	2.31	2.39	2.44	2.47	2.48	2.49
10						1.34	1.40	1.48	1.61	1.78	1.98	2.18	2.36	2.51	2.60	2.67	2.71
11					1.30	**1.35**	1.43	**1.57**	1.76	**1.98**	2.17	**2.31**	2.39	**2.44**	2.47	**2.48**	2.49
12				1.33	1.36	1.43	1.53	1.69	1.88	2.09	2.26	2.39	2.47	2.52	2.54	2.56	2.56
13		1.52	1.52	1.52	1.54	**1.56**	1.63	**1.77**	2.00	**2.24**	2.40	**2.48**	2.51	**2.52**	2.53	**2.53**	2.53
14			1.31	1.33	1.36	1.43	1.53	1.69	1.88	2.09	2.26	2.39	2.47	2.52	2.54	2.56	2.56
15						**0.76**	0.92	1.15	**1.44**	**1.75**	**2.03**	**2.25**	2.39	**2.49**	2.54	**2.57**	2.59
16				1.33	1.36	1.43	1.53	1.69	1.88	2.09	2.26	2.39	2.47	2.52	2.54	2.56	2.56
17				1.29		1.34	1.40	1.48	1.61	1.78	1.98	2.18	2.36	2.51	2.60	2.67	2.71
18							1.40	1.48	1.61	1.78	1.98	2.18	2.36	2.51	2.60	2.67	2.71
19				1.33	1.36	1.43	1.53	1.69	1.88	2.09	2.26	2.39	2.47	2.52	2.54	2.56	2.56
20	1.52	1.52	1.52	1.52	1.54	1.56	1.63	1.77	2.00	2.24	2.40	2.48	2.51	2.52	2.53	2.53	2.53
21			1.31	1.33	1.36	1.43	1.53	1.69	1.88	2.09	2.26	2.39	2.47	2.52	2.54	2.56	2.56
22		1.52	1.52	1.52	1.54	1.56	1.63	1.77	2.00	2.24	2.40	2.48	2.51	2.52	2.53	2.53	2.53

Densités moyennes de particules de la classe de constituants *P* (ponces) dans les fractions granulométriques, notées μ_{iP}

Echantillons 2, 5, 7, 11 : les valeurs mesurées ont été interpolées sur l'ensemble de la gamme granulométrique avec une loi sigmoidale.

Autres échantillons : on leur alloue une distribution de densités similaire à celle d'un échantillon proche (dans la même zone géographique) et aux caractéristiques granulométriques ressemblantes.

Samples	μ_{iP} **(g/cm^3)**																
	-4.5ϕ	**-4ϕ**	**-3.5ϕ**	**-3ϕ**	**-2.5ϕ**	**-2ϕ**	**-1.5ϕ**	**-1ϕ**	**-0.5ϕ**	**0ϕ**	**0.5ϕ**	**1ϕ**	**1.5ϕ**	**2ϕ**	**2.5ϕ**	**3ϕ**	**3.5ϕ**
1	0.95	0.96	0.97	0.98	1.01	1.06	1.14	1.26	1.44	1.67	1.92	2.14	2.31	2.37	2.37	2.37	2.37
2	0.95	0.96	0.97	0.98	1.01	1.06	1.14	1.26	1.44	1.67	1.92	2.14	2.31	2.37	2.37	2.37	2.37
3	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
4	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
5	0.95	0.95	0.96	0.97	0.98	1.02	1.08	1.18	1.34	1.56	1.83	2.08	2.28	2.37	2.37	2.37	2.37
6	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	3.37
7	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
8	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
9	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
10	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
11	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
12	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
13	0.00	0.96	0.97	0.98	1.01	1.06	1.14	1.26	1.44	1.67	1.92	2.14	2.31	2.37	2.37	2.37	2.37
14	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
15	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
16	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
17	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
18	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.97	1.00	1.06	1.17	1.37	1.67	1.99	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
19	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
20	0.95	0.96	0.97	0.98	1.01	1.06	1.14	1.26	1.44	1.67	1.92	2.14	2.31	2.37	2.37	2.37	2.37
21	0.00	0.00	0.95	0.95	0.96	0.98	1.02	1.12	1.31	1.59	1.90	2.13	2.26	2.37	2.37	2.37	2.37
22	0.95	0.96	0.97	0.98	1.01	1.06	1.14	1.26	1.44	1.67	1.92	2.14	2.31	2.37	2.37	2.37	2.37

Densités moyennes de particules de la classe de constituants *S* (scories) dans les fractions granulométriques, notées μ_{iS}

Echantillons 2, 5, 7, 11 : les valeurs mesurées ont été interpolées sur l'ensemble de la gamme granulométrique avec une loi sigmoidale.

Autres échantillons : on leur alloue une distribution de densités similaire à celle d'un échantillon proche (dans la même zone géographique) et aux caractéristiques granulométriques ressemblantes.

Samples	μ_{iS} **(g/cm^3)**																
	-4.5ϕ	**-4ϕ**	**-3.5ϕ**	**-3ϕ**	**-2.5ϕ**	**-2ϕ**	**-1.5ϕ**	**-1ϕ**	**-0.5ϕ**	**0ϕ**	**0.5ϕ**	**1ϕ**	**1.5ϕ**	**2ϕ**	**2.5ϕ**	**3ϕ**	**3.5ϕ**
1	1.49	1.49	1.49	1.49	1.50	1.51	1.53	1.56	1.61	1.69	1.81	1.98	2.19	2.47	2.47	2.47	2.47
2	1.49	1.49	1.49	1.49	1.50	1.51	1.53	1.56	1.61	1.69	1.81	1.98	2.19	2.47	2.47	2.47	2.47
3	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
4	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
5	1.48	1.49	1.49	1.49	1.49	1.50	1.53	1.57	1.65	1.79	2.00	2.23	2.42	2.47	2.47	2.47	2.47
6	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
7	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
8	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
9	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
10	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
11	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
12	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
13	0.00	1.49	1.49	1.49	1.50	1.51	1.53	1.56	1.61	1.69	1.81	1.98	2.19	2.47	2.47	2.47	2.47
14	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
15	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
16	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
17	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
18	0.00	0.00	1.25	1.25	1.27	1.29	1.32	1.38	1.48	1.61	1.80	2.02	2.26	2.47	2.47	2.47	2.47
19	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
20	1.49	1.49	1.49	1.49	1.50	1.51	1.53	1.56	1.61	1.69	1.81	1.98	2.19	2.47	2.47	2.47	2.47
21	0.00	0.00	1.25	1.26	1.28	1.32	1.38	1.49	1.63	1.83	2.05	2.26	2.43	2.47	2.47	2.47	2.47
22	1.49	1.49	1.49	1.49	1.50	1.51	1.53	1.56	1.61	1.69	1.81	1.98	2.19	2.47	2.47	2.47	2.47

Densités moyennes de particules de la classe de constituants *AA* (agrégats cendreux) dans les fractions granulométriques, notées μ_{iAA}

Les valeurs allouées sont celles de la densité moyenne de particules dans la fraction granulométrique 3.5ϕ, en se basant sur l'hypothèse que les agrégats cendreux sont constitués de particules de taille ~3.5ϕ et ne présentent pas de porosité inter-particulaire.

Samples	**μ_{iAA} (g/cm^3)**															
	-4.5ϕ	**-4ϕ**	**-3.5ϕ**	**-3ϕ**	**-2.5ϕ**	**-2ϕ**	**-1.5ϕ**	**-1ϕ**	**-0.5ϕ**	**0ϕ**	**0.5ϕ**	**1ϕ**	**1.5ϕ**	**2ϕ**	**2.5ϕ**	**3ϕ**	**3.5ϕ**
1											2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63	2.63
2											2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56
3											2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45
4											2.49	2.49	2.49	2.49	2.49	2.49	2.49
5											2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46
6											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
7											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
8											2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45
9											2.49	2.49	2.49	2.49	2.49	2.49	2.49
10											2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45
11											2.49	2.49	2.49	2.49	2.49	2.49	2.49
12											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
13											2.53	2.53	2.53	2.53	2.53	2.53	2.53
14											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
15											2.61	2.61	2.61	2.61	2.61	2.61	2.61
16											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
17											2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45
18											2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45
19											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
20											2.53	2.53	2.53	2.53	2.53	2.53	2.53
21											2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52	2.52
22											2.53	2.53	2.53	2.53	2.53	2.53	2.53

Densités moyennes de particules des classes de constituants *C* (cristaux libres), *D* (lithiques denses), *A* (agrégats de cristaux), *R* (scories rouges) et AL (lithiques altérés) dans les fractions granulométriques,

Classe de constituants	μ_j **(g/cm^3)**
C	2.90
D	2.68
A	2.90
R	2.60
AL	2.60

ANNEXE 4

Paramètres descriptifs de la morphologie et de la géométrie des particules
calculés par l'outil Morphologi G3

Définition des paramètres descriptifs de la morphologie et de la géométrie des particules (paramètres de formes) calculés par l'outil Morpholgi G3 de Malvern

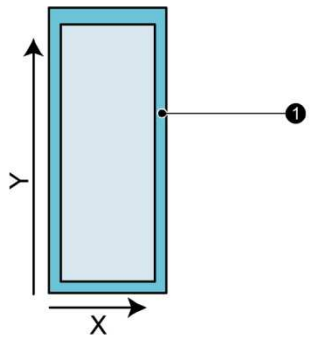
Documentation Malvern

This technical note provides definitions of the Morphological Parameters used in the Morphologi Software. The parameters are:

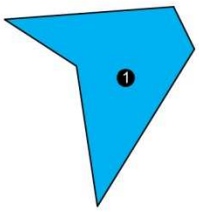
- **Id** – as objects are detected during the scan they are assigned this as a unique identifier. It represents the order in which they were found. Each frame is scanned vertically and successive frames are acquired in the Y direction then in the X direction.

Id = *1..N* where *N* = total particles found.

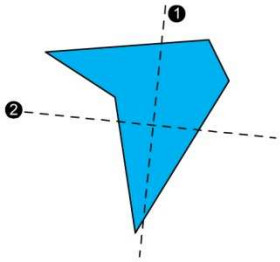
- **Centre X or Y position** – the position of the object's centre of mass relative to the nominal front left side of the slide. This is slightly different from the physical border of the slide due to the extra clearance ① built into the scanning software. Distances are reported in µm.



- **Area (pixels), Area (microns)** – the area is the visual projected area ① of the particle. This is reported in both pixels and in microns (µm).

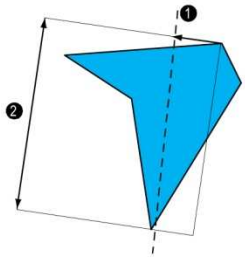


- **Major Axis (°)** – the graphic below shows the Major Axis ① and the minor axis ②. The parameter is the angle of the Major Axis from a horizontal line. The Major Axis, also termed the *orientation*, and minor axis are reported in degrees and can take values between 0° and 180°. In the example below the Major Axis = 95°.

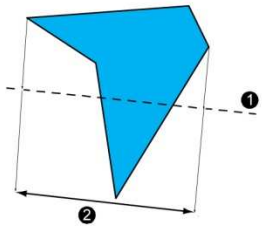


The Major Axis passes through the centre of mass of the object at an orientation corresponding to the minimum rotational energy of the shape. The minor axis passes through the centre of mass at right angles to the Major Axis.

- **Length** – all possible lines between two points on the perimeter are projected onto the Major Axis ① of the particle as shown below. The longest of these projections is the length ② of the particle:



- **Width** – all possible lines between two points on the perimeter are projected onto the minor axis ① of the particle as shown below. The longest of these projections is the Width ②:



- **Aspect Ratio** – this is the ratio of the Width to the Length of the particle (Width and Length are defined above). It is calculated as:

$$Aspect\ Ratio = \frac{Width}{Length}$$

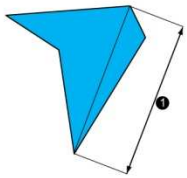
Aspect Ratio values are in the range 0 to 1. A rod, for example, would typically have a low Aspect Ratio.

- **Elongation** – this is 1-Aspect Ratio. It is calculated as:

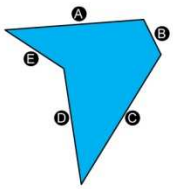
$$Elongation = 1 - \frac{Width}{Length}$$

Elongation values range from 0 to 1. A rod, for example, has a high Elongation.

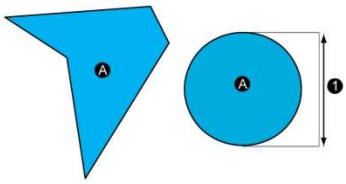
- **Max. Distance** – this is the furthest distance ① between any two points of the particle. Max. Distance, which is also known as the *maximal Feret diameter* or *caliper length*, is reported in µm.



- **Perimeter** – the total length of the object boundary in µm, calculated by summing the length of the boundary pixels. This includes an adjustment to take account of direction changes. The perimeter below is Ⓐ + Ⓑ + Ⓒ + Ⓓ+ Ⓔ:



- **CE Diameter** – the diameter ① of a circle with the same area Ⓐ as the projected area of the particle image, shown below:



Here Particle area Ⓐ = Circle area Ⓐ. CE Diameter is reported in µm.

- **Circularity** – the ratio of the circumference of a circle equal to the object's projected area to the perimeter of the object. This is calculated as:

$$Circularity = \frac{2 \times \sqrt{\pi \times Area}}{Perimeter}$$

As described earlier in this chapter, a perfect circle has Circularity of 1.0, while a very narrow elongated object has a Circularity close to 0.

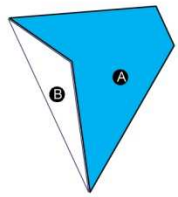
- **HS (High Sensitivity) Circularity** – the ratio of the object's projected area to the square of the perimeter of the object. This is calculated as:

$$HS\ Circularity = \frac{4 \times \pi \times Area}{Perimeter^2}$$

This is equivalent to squaring the numerator and denominator of the Circularity calculation to obtain a more sensitive measure when comparing particles of similar circularity. It is sometimes termed *compactness*.

A perfect circle has an HS Circularity of 1.0 while a narrow rod has an HS Circularity close to 0.

- **Convexity** – the perimeter of the convex hull of the object divided by its perimeter. The convex hull can be seen as the border created by an imaginary rubber band wrapped around the object. In the diagram below Ⓑ is the added "convexity area" of the particle Ⓐ surrounded by the convex hull:



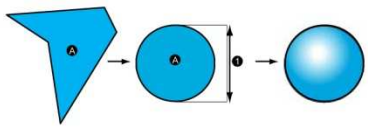
$$Convexity = \frac{Perimeter\ of\ A + B}{Perimeter\ of\ A}$$

The Convexity values are in the range 0 (least convex) to 1 (most convex). The Convexity is a measure of how "spiky" a particle is.

- **Solidity** – the object area divided by the area enclosed by the convex hull (see above).

$$Solidity = \frac{A}{A + B}$$

- **SE Volume** – the Spherical Equivalent (SE) Volume. This is the volume of a sphere with the same CE Diameter (see above) as the object:



The SE volume, measured in µm^3, is calculated as:

$$Volume = \frac{\pi \times CE\ Diameter^3}{6}$$