



HAL
open science

Etude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques : analyse sédimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place

Benjamin Bernard

► **To cite this version:**

Benjamin Bernard. Etude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques : analyse sédimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place. Géologie appliquée. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2008. Français. NNT : . tel-00422614

HAL Id: tel-00422614

<https://theses.hal.science/tel-00422614>

Submitted on 7 Oct 2009

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 (DU): 1863

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 583

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie

par

Benjamin BERNARD

Diplômé d'Études Approfondies

ÉTUDE DES DÉPÔTS D'AVALANCHES DE DÉBRIS VOLCANIQUES :
ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE D'EXEMPLES NATURELS
ET IDENTIFICATION DES MÉCANISMES DE MISE EN PLACE

Soutenue publiquement le 17 octobre 2008, devant la commission d'examen :

T. DRUITT	Professeur, Université Blaise Pascal	Président
J.-C. KOMOROWSKI	Physicien Adjoint, IPG de Paris	Rapporteur
J.-L. SCHNEIDER	Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
P. NEHLIG	Docteur, BRGM d'Orléans	Examineur
A. TIBALDI	Professeur, Université de Milan	Examineur
B. VAN WYK DE VRIES	Professeur, Université Blaise Pascal	Directeur de thèse

Remerciements

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une Bourse de Doctorant Ingénieur (BDI) financée par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et de la région Auvergne au sein du laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. Les missions de terrains (Équateur-Pérou 2006 ; Chili 2007) ont été financés par le CNRS, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et le programme ECOS Sud (CONYCIT et Université Paris 13). Le CNRS et l'École Doctorale de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand ont subventionné ma participation à plusieurs congrès (Cities On Volcanoes 4 à Quito, Équateur, 2006 ; Cities on Volcanoes 5 à Shimabara, Japon, 2007). J'ai eu l'occasion de rencontrer et de travailler avec un grand nombre de personnes, scientifiques ou non, pendant ces trois ans de thèse et je tiens à les remercier pour leur aide et leur soutien.

En premier lieu je remercie Benjamin van Wyk de Vries pour avoir été un directeur attentif, intéressé et impliqué dans mon travail tout en me laissant suffisamment d'espace pour développer mes propres idées. Il m'a notamment appris que réfléchir autour d'une bière bien fraîche peut être plus productif qu'une après-midi de bureau.

Un remerciement sincère à tous les membres du jury pour avoir accepté de juger mon travail et pour avoir participé activement à la petite journée de terrain sur les affleurements de Perrier. Jean-Christophe Komorowski et Jean-Luc Schneider ont rédigé des rapports dont les critiques et les observations ont permis d'améliorer le manuscrit original.

Hervé Leyrit, tu me connais maintenant depuis plus de 8 ans et c'est toi qui m'as fait découvrir le volcanisme et sa complexité. Je te remercie pour ton soutien et ta confiance, une des clefs de ma réussite. Je sais que tu as glissé certaines de tes idées dans ce manuscrit et j'espère que tu en seras satisfait.

Daniel Andrade, merci pour m'avoir supporté sur le terrain en Équateur mais aussi en France. Tu es un vrai compagnon avec qui j'aime travailler mais qui sait aussi se ménager des moments de détente, sportifs ou festifs.

Un grand merci à toutes les personnes qui m'ont accueilli lors de mes missions de terrain. Je tiens à remercier particulièrement les chercheurs de l'IRD, Jean-Philippe Eissen, Jean-Luc Le Pennec, Claude Robin et Olivier Roche qui m'ont aidé autant financièrement que scientifiquement. Merci au personnel de l'Institut Géophysique de Quito, notamment Diego Barba qui m'a aidé sur le terrain mais aussi pour le traitement d'échantillons. Je remercie Jersy Mariño, Marco Rivera, et Vicentina Cruz de l'INGEMMET et Victor Ituzaca pour m'avoir fait découvrir quelques volcans du Pérou. Je tiens aussi à remercier Jorge Clavero (SERNAGEOMIN) au Chili pour sa pédagogie en volcanologie de terrain. Un remerciement spécial pour Angelo Castruccio qui m'a accueilli chez lui et m'a permis de connaître un peu la ville de Santiago.

Je remercie l'ensemble du personnel du Laboratoire Magmas et Volcans pour son accueil et notamment le groupe de volcanologie avec lequel j'ai eu de nombreux et fructueux échanges. Je remercie en particulier Jean-Marc Hénot pour son aide au MEB, Jean-Claude Besson pour m'avoir accueilli au Centre de Recherche Appliqué, Catherine Deniel et Karine David pour m'avoir fourni à volonté de l'eau distillée pour mes essais de sédimentométrie et de mesure de densité. Un remerciement spécial pour Ken Koga avec qui j'ai eu le plaisir de faire un peu d'enseignement.

Bien sûr je n'oublie pas les thésards, passés ou présents, du laboratoire. Un remerciement spécial pour un bureau spécial, merci à Sarah, Marion et Ahmed. Ensuite je peux égrener les prénoms (parfois les surnoms ils se reconnaîtront) : Géraldine, Dr Nick, Erwan, Bikett, Scratch, Kiwi, Yann, Anaïs, Audrey, Pépé, Mathieu, Guillaume, Laurence, Seb, Jean-Hub, Célia, Aude, Giacomo, Carolina et Beto, Bergrún et j'espère ne pas en oublier (mais il y a des chances !!!). Je remercie aussi les géographes et les étudiants de géologie pour les matchs de foot indispensables pour ne pas surchauffer en période de rédaction.

Mes remerciements ne seraient pas complets si je n'y intégrais pas ma famille toujours présente et mes amis (Ptit Bato, Mikael et Emilie, Arno et Helena, Baudelaire et Tamara, Fafa et Romain, Hichem et Mélanie, Nico, Javier...). Un très grand merci à Mamounette pour avoir corrigé mes nombreuses fautes de français. Je remercie aussi la famille Hidalgo-Trujillo qui m'a accueilli avec beaucoup de chaleur en Équateur. Bien entendu, la meilleure pour la fin : merci Silvana...

Résumé

La compréhension des mécanismes d'écoulements des avalanches de débris volcaniques est essentielle pour l'évaluation des risques volcaniques. L'étude de la séquence épicastique de Perrier (France) illustre la difficulté de distinguer les dépôts d'avalanches de débris (DADs) de leurs produits dérivés. L'étude des DADs du Chimborazo (Équateur) et du Ticsani (Pérou) met en évidence la magnitude de ces événements et permet de reconstruire les conditions ayant entraîné leur déstabilisation. L'analyse sédimentologique de plusieurs DADs suggère que les avalanches de débris s'écoulent comme un « plug » divisé en domaines sur une semelle lubrifiée. La présence de confinement se traduit par la transition entre un régime de déformation extensif et compressif dans l'écoulement. L'intense cisaillement à sa base permet l'incorporation de substratum par abrasion et probablement par fluidisation. Un modèle statistique, basé sur les données de la littérature, permet l'estimation rapide de cet aléa.

Mots clefs : dépôt d'avalanche de débris ; volcan ; effondrement sectoriel ; Chimborazo ; Monts Dore ; Ticsani ; sédimentologie ; modèle d'écoulement.

Abstract: Understanding volcanic debris avalanche flow mechanisms is critical for assessing this volcanic hazard. The study of Perrier epiclastic sequence (France) illustrates the difficulty to distinguish debris avalanche deposits (DADs) from their derived products. Analysis of Chimborazo (Ecuador) and Ticsani (Peru) DADs highlight the magnitude of such event and help to reconstruct the initial conditions that generate the destabilisation. Sedimentological study of several DADs suggest that debris avalanches flow as a plug divided in domains on a fine lubricating basal layer. The presence of containment induces transition between extensive and compressive strain regime in the flow. Intense shearing at the avalanche base induces incorporation of substratum by abrasion and probably fluidisation. A statistical model, based on literature data, permits to make a rapid estimation of this hazard.

Keywords: debris avalanche deposit; volcano; sector collapse; Chimborazo; Monts Dore; Ticsani; sedimentology; flow model.

Table des matières

Remerciements	1
Résumé	3
Table des matières	5
Liste des figures	11
Liste des tableaux	17
Glossaire	19
Introduction	21
Chapitre 1 – Les dépôts d’avalanches de débris volcaniques : faits, idées et lacunes	23
1.1 Découverte des dépôts d’avalanches de débris volcaniques	24
1.1.1 Témoins de l’effondrement sectoriel	25
1.1.2 Comportements observés lors de la mise en place de l’avalanche de débris	26
1.1.3 Définitions et classification des phénomènes	28
1.1.3.1 <i>Effondrement sectoriel volcanique</i>	28
1.1.3.2 <i>Avalanche de débris volcanique</i>	29
1.2 Description de la cicatrice et origine de l’effondrement sectoriel	30
1.2.1 Caractéristiques des cicatrices d’effondrements sectoriels	30
1.2.1.1 <i>Forme et dimensions de la cicatrice</i>	30
1.2.1.2 <i>Distinction avec les autres dépressions présentes sur les volcans</i>	31
1.2.2 Causes de l’effondrement sectoriel	32
1.2.2.1 <i>Fragilité de l’édifice volcanique et évènement déclencheur de l’effondrement sectoriel</i>	33
1.2.2.2 <i>Influence des mécanismes de fragilisation sur la forme et la direction de l’effondrement sectoriel</i>	36
1.2.2.3 <i>Abondance et fréquence des effondrements sectoriels volcaniques</i>	38
1.2.3 Exemples d’effondrement sectoriels volcaniques historiques et préhistoriques.....	39
1.2.3.1 <i>Mount St. Helens, 18 mai 1980</i>	39
1.2.3.2 <i>Bandai, 15 juillet 1888</i>	40

1.2.3.3 <i>Mayuyama, 21 mai 1792</i>	40
1.2.3.4 <i>Socompa, 7500 ans BP</i>	41
1.3 Caractéristiques des dépôts d'avalanches de débris volcaniques	42
1.3.1 Dimensions et formes des dépôts.....	42
1.3.2 Faciès des dépôts	43
1.3.2.1 <i>Terminologie des composants des dépôts</i>	43
1.3.2.2 <i>Variétés de faciès</i>	45
1.3.3 Structures des dépôts	46
1.3.3.1 <i>Les bases de dépôts d'avalanches de débris</i>	47
1.3.3.2 <i>Structures internes des dépôts</i>	48
1.3.3.3 <i>Morphologies de surface</i>	50
1.4 Problématiques de l'étude	52
1.4.1 Quelques statistiques sur les avalanches de débris volcaniques.....	52
1.4.2 Modèles de mise en place des dépôts avalanches de débris volcaniques	56
 Chapitre 2 – Méthodologie de l'étude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques	 59
2.1 Cartographie des dépôts d'avalanches de débris volcaniques	59
2.1.1 Identification de la zone source et des dépôts.....	59
2.1.2 Dimensions et caractéristiques cartographiques de la zone source.....	61
2.1.2.1 <i>Dimensions de la cicatrice d'effondrement sectoriel</i>	61
2.1.2.2 <i>Formes de la cicatrice d'effondrement sectoriel</i>	63
2.1.3 Dimensions et caractéristiques cartographiques des dépôts.....	64
2.1.3.1 <i>Dimensions des dépôts d'avalanches de débris</i>	65
2.1.3.2 <i>Caractéristiques de la phase de transport</i>	66
2.1.3.3 <i>Formes des dépôts d'avalanches de débris</i>	68
2.2 Étude sédimentologique des dépôts d'avalanches de débris	70
2.2.1 Caractérisation des faciès des dépôts d'avalanches de débris sur le terrain	71
2.2.2 Mesures de la masse volumique des éléments des dépôts d'avalanche de débris	72
2.2.2.1 <i>Choix des méthodes</i>	72
2.2.2.2 <i>Mesure de la masse volumique des clastes > -4 φ (16 mm) par immersion</i>	73
2.2.2.3 <i>Mesure de la masse volumique des clastes < 4 φ (63 μm) par pycnomètre à eau</i>	74
2.2.3 Analyse granulométrique des blocs d'avalanche de débris.....	75
2.2.3.1 <i>Choix des méthodes</i>	75
2.2.3.2 <i>Fenêtre de 1 m²</i>	76
2.2.3.3 <i>Tamissage à sec</i>	79
2.2.3.4 <i>Sédimentométrie</i>	80

2.2.3.5 <i>Présentation des paramètres statistiques</i>	82
2.2.4 Analyse granulométrique du faciès mélangé	84
2.2.5 Forme et texture de surface des grains	84
2.2.5.1 <i>Paramètres caractérisant la forme des particules</i>	85
2.2.5.2 <i>Texture de surface des grains</i>	86
2.2.6 Analyse structurale du dépôt.....	87
2.2.6.1 <i>Base des dépôts d'avalanches et structures internes</i>	87
2.2.6.2 <i>Morphologies de surface</i>	88
Chapitre 3 – Distinction entre les dépôts d'avalanches de débris volcaniques et ces produits de remaniement : la séquence de Perrier (Massif Central français)	91
Abstract	93
3.1 Introduction	94
3.1.1 Volcanic debris avalanche deposit characteristics and reworking processes	94
3.1.2 Geological hazards on inactive volcanoes	95
3.1.3 Objectives.....	96
3.1.4 Methodology	98
3.1.5 The Monts Dore Volcano.....	99
3.2 Perrier deposits	100
3.2.1 Geologic context of the Perrier sector	100
3.2.2 Spatial extent of the Perrier units	101
3.2.3 Stratigraphy	101
3.2.4 Facies description of units.....	103
3.2.4.1 <i>U1</i>	103
3.2.4.2 <i>U2 and U3</i>	105
3.2.4.3 <i>U4</i>	105
3.2.4.4 <i>L1 and L2</i>	107
3.3 Structural analysis	107
3.3.1 Basal contacts	107
3.3.1.1 <i>U1</i>	107
3.3.1.2 <i>U2 and U3</i>	108
3.3.1.3 <i>U4</i>	108
3.3.1.4 <i>L1 an L2</i>	109
3.3.2 Internal structures.....	111
3.3.2.1 <i>U1, U2 and U3</i>	111
3.3.2.2 <i>U4</i>	111

3.3.2.3 L1	113
3.4 Discussion	113
3.4.1 Volcanic cohesive debris flow deposits vs. debris avalanche deposits	113
3.4.2 Implications for Perrier sequence.....	116
3.4.3 Landslides and hazard assessment for Perrier.....	117
3.5 Conclusions	119
Acknowledgments.....	119
Chapitre 4 – Étude du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo, Équateur	121
4.1 The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms	122
4.1.1. Résumé en français	122
4.2 Étude sédimentologique du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo.....	131
4.2.1 Étude sédimentologique du faciès à blocs dérivés de l’édifice volcanique (FBE)	131
4.2.1.1 Étude lithologique.....	132
4.2.1.2 Analyse granulométrique	139
4.2.1.3 Analyse des formes, des imbrications et des textures de surface des clastes.....	153
4.2.2 Étude du faciès mélangé.....	162
4.2.2.1 Analyse granulométrique	163
4.2.2.2 Forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m ²	165
4.3 Principaux résultats de l’étude du DAD du Chimborazo.....	168
4.3.1 Dimensions et origine de l’évènement	168
4.3.2 Informations sur les mécanismes de mise en place des avalanches de débris	170
Chapitre 5 – Étude de plusieurs dépôts d’avalanches de débris volcaniques 173	
5.1. Le Ticsani au Pérou.....	173
5.1.1. Présentation du volcan Ticsani	173
5.1.2 Le DAD du Ticsani dans la littérature.....	174
5.1.3 Cartographie du DAD du Ticsani et des dépôts du Río Tambo.....	174
5.1.3.1 Le DAD du Ticsani ancien.....	176
5.1.3.2 Le(s ?) DAD(s ?) du Ticsani récent.....	183
5.1.3.3 Le DAD du Río Tambo	185
5.1.3.4 Le DAD non volcanique du Río Tambo	187
5.2 Présentation des cibles secondaires	189
5.2.1 L’Imbabura en Équateur.....	189

5.2.1.1	<i>Présentation du volcan Imbabura</i>	189
5.2.1.2	<i>Le DAD de l'Imbabura</i>	189
5.2.2	Le Parinacota au Chili	191
5.2.2.1	<i>Présentation du volcan Parinacota</i>	191
5.2.2.2	<i>Le DAD du Parinacota</i>	192
5.2.3	La Taapaca au Chili	193
5.2.3.1	<i>Présentation du volcan Taapaca</i>	193
5.2.3.2	<i>Les DADs du Taapaca</i>	193
5.3	Comparaison entre les dépôts d'avalanches de débris étudiés	195
5.3.1	Faciès des dépôts d'avalanche de débris	195
5.3.2	Étude lithologique et granulométrique.....	196
5.3.3	Forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m ²	199
5.3.4	Structures de base	200
5.3.5	Structures internes	202
5.3.6	Morphologies de surfaces	206
5.3.7	Dimensions des dépôts d'avalanches de débris.....	208
Chapitre 6	– Discussion générale	211
6.1	Méthodologie de l'étude	211
6.1.1	Identification et cartographie	211
6.1.1.1	<i>La cicatrice d'effondrement sectoriel</i>	212
6.1.1.2	<i>Les dépôts d'avalanches de débris</i>	213
6.1.1.3	<i>Dimensions des avalanches de débris</i>	214
6.1.2	Méthode d'analyse des dépôts	216
6.1.2.1	<i>Mesure de la masse volumique des clastes</i>	216
6.1.2.2	<i>Granulométrie</i>	216
6.1.2.3	<i>Forme et texture des grains</i>	217
6.1.2.4	<i>Étude des structures des dépôts</i>	218
6.2	Effondrements sectoriels et avalanche de débris	218
6.2.1	Origine(s) des effondrements sectoriels	218
6.2.1.1	<i>Effondrement sectoriel du Chimborazo 50-60 ka</i>	219
6.2.1.2	<i>Effondrement sectoriel du Ticsani ancien</i>	220
6.2.2	Modèle(s) d'écoulement des avalanches de débris.....	221
6.2.2.1	<i>Précisions sur quelques processus</i>	222
6.2.2.2	<i>Modèle(s) d'écoulement des avalanches de débris</i>	224
6.3	Modèle statistique des effondrements sectoriels et des avalanches de débris volcaniques	226

6.3.1 Modèle statistique d'effondrement sectoriel.....	227
6.3.2 Modèle statistique d'avalanche de débris	229
Conclusions et perspectives	231
A) Identification et cartographie des dépôts d'avalanches de débris	231
B) Modèle d'écoulement des avalanches de débris volcaniques	232
C) Comment améliorer la compréhension de cet aléa volcanique majeur ?	232
Références	235
Annexe I Volcanic Debris Avalanche Database terminology.....	253
Annexe II Protocole de traitement numérique des fenêtres 1m²	263
Annexe III Photographs of Perrier units	267
Annexe IV Dessin des fenêtres 1 m² du faciès à blocs issus de l'édifice du DAD du Chimborazo	273
Annexe IV Histogramme de répartition granulométrique des échantillons du faciès à blocs issus de l'édifice du DAD du Chimborazo	281

Liste des figures

Chapitre 1 – Les dépôts d’avalanches de débris volcaniques : faits, idées et lacunes	23
Figure 1.1 Image de relief ombré de la région du volcan Tata Sabaya (TS ; 5 430 m s.n.m.).	23
1.1 Découverte des dépôts d’avalanches de débris volcaniques	24
Figure 1.2 Les trois étapes idéalisées de la formation des dépôts d’avalanches de débris (DADs) en coupe.....	24
Figure 1.3 Coupe schématique du Mount St. Helens illustrant l’intrusion du cryptodôme et l’effondrement sectoriel en trois ruptures rétrogrades (Moore and Albee, 1981).	25
Figure 1.4 Exemple de modélisation numérique de l’avalanche de débris du Socompa, 7500 ans BP (Kelfoun and Druitt, 2005).	27
Figure 1.5 Classification des phénomènes épivolcaniques en fonction de la cohésion et de la teneur en eau.	29
1.2 Description de la cicatrice et origine de l’effondrement sectoriel	30
Figure 1.6 Exemples des différents types de dépressions présentes sur les volcans.....	32
Figure 1.7 Illustration des principaux facteurs de la fragilité de l’édifice volcanique à long terme (A) et des facteurs d’instabilité à court terme (B).	35
Figure 1.8 Relations entre la tectonique locale et la direction d’effondrement sectoriel (Lagmay <i>et al.</i> , 2000).	37
Figure 1.9 (A) Abondance de volcans avec effondrement sectoriel en fonction de la hauteur des édifices, Andes Centrales (Francis and Wells, 1988) et (B) âge des effondrements sectoriels du volcan Shiveluch, Kamchatka (données de Ponomareva <i>et al.</i> 2006).	38
Figure 1.10 Photographie de la cicatrice d’effondrement sectoriel de 1792 du Mayuyama, Japon. 41	41
1.3 Caractéristiques des dépôts d’avalanches de débris volcaniques	42
Figure 1.11 Éléments de description d’un dépôt d’avalanche de débris.	44
Figure 1.12 Exemples de faciès caractéristiques dans (A) le DAD de l’Imbabura (Équateur) et (B) le DAD du Parinacota (Chili).	46
Figure 1.13 Schéma d’un contact de base du DAD du Cantal (Schneider and Fisher, 1998).	48
Figure 1.14 Jigsaw cracks dans un bloc d’andésite à amphibole dans le dépôt d’avalanche de débris du Chimborazo, Équateur.....	49
Figure 1.15 (A) Formes et (B à E) nature des principales morphologies de surfaces dans les DADs en coupe.....	51
1.4 Problématiques de l’étude.....	52
Figure 1.16 Graphiques de corrélation entre les différents paramètres cartographiques des DADs volcaniques continentaux.	54

Figure 1.17 Graphiques de corrélation entre H/L, A_D et V_D pour les DADs volcaniques continentaux.	55
Figure 1.18 Modèle d'écoulement de type Plug flow (Takarada <i>et al.</i> , 1999).....	58
Chapitre 2 – Méthodologie de l'étude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques.....	59
2.1 Cartographie des dépôts d'avalanches de débris volcaniques	59
Figure 2.1 Arbre de décision quant à l'origine d'un affleurement en terrain volcanique.....	60
Figure 2.2 Caractéristiques géométriques de la cicatrice d'effondrement sectoriel.	62
Figure 2.3 Formes schématiques des cicatrices d'effondrements sectoriels volcaniques.	64
Figure 2.4 Schéma (A) en vue aérienne et (B) en coupe d'un DAD avec les paramètres décrivant le dépôt et la phase de transport.....	67
Figure 2.5 Formes des dépôts d'avalanches de débris en vue aérienne.	70
2.2 Étude sédimentologique des dépôts d'avalanches de débris.....	70
Figure 2.6 (A) Photographie et (B) dessin des faciès d'un affleurement en région distale du dépôt d'avalanche de débris de l'Imbabura, Équateur.....	71
Figure 2.7 Photographie et schéma du dispositif permettant la mesure de la masse volumique des clastes $> -4 \phi$ (16 mm) par immersion.	73
Figure 2.8 Photographie et schéma du dispositif de mesure de la masse volumique des clastes $< 4 \phi$ (63 μ m) par pycnomètre à eau.....	75
Figure 2.9 Traitement des photographies numériques des cadres 1 m ²	78
Figure 2.10 Photographie d'une colonne vibrante de tamis rangés par taille de maille croissante.	80
Figure 2.11 Photographie d'un essai de sédimentométrie.....	81
Figure 2.12 Courbe cumulative présentant des éléments nécessaires au calcul des paramètres graphiques statistiques.....	82
Figure 2.13 Illustration du coefficient de dissymétrie graphique SkG.	83
Figure 2.14 Charte d'estimation visuelle de la sphéricité et de l'arrondi de Krumbein and Sloss (1963).	86
Figure 2.15 Image d'un grain de l'échantillon RB066 GRB au MEB en mode électrons secondaires (15 kV, x 1 500).	87
Figure 2.16 Exemple d'une fenêtre 1 m ² pour calculer l'imbrication 2D des clastes.	88
Chapitre 3 – Distinction entre les dépôts d'avalanches de débris volcaniques et ces produits de remaniement : la séquence de Perrier (Massif Central français)	91
3.1 Introduction.....	94
Figure 3.1 Schematic diagram illustrating the generation of volcanic sector collapse, debris avalanches and collapse-induced debris flows.	95

Figure 3.2 (A) Shaded relief image of Monts Dore Volcano area (SRTM3 N45E002 and N45E003) and location in the French Massif Central volcanic province (modified from Nehlig <i>et al.</i> , 2003); (B) Perrier and le Cheix unit distribution (modified from Cantagrel and Briot, 1990).....	96
Figure 3.3 Photographs of the Perrier Plateau, with the epiclastic sequence outcrops well exposed by the troglodytic dwellings.	97
3.2 Perrier deposits	100
Figure 3.4 (A) panorama of the Perrier Plateau, (B) drawing with a vertical exaggeration of 2	101
Figure 3.5 Schematic stratigraphic column of Perrier Plateau.....	103
Figure 3.6 Perrier deposit typical facies with (A) a large block of consolidated pumice layer within U1, and (B) U4 and stretched pumice blocks within L1.	104
Figure 3.7 Section showing different kinds of voids observed in the epiclastic deposits of the Perrier Plateau.	104
3.3 Structural analysis	107
Figure 3.8 Basal contacts of Perrier units.	110
Figure 3.9 Internal structures observed in Perrier epivolcanic deposits.	112
3.4 Discussion	113
Figure 3.10 Simplified geological map of the Perrier Plateau with extent of recent landslides.	118
Chapitre 4 – Étude du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo, Équateur	121
4.2 Étude sédimentologique du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo.....	131
Figure 4.1 Carte d’échantillonnage du FBE du DAD du Chimborazo.....	132
Figure 4.2 Comptages à la loupe binoculaire sur les fractions de 2 ϕ (entre 250 et 500 μm) avec identification clastes (lithiques/minéraux blancs/minéraux noirs).	133
Figure 4.3 (A) Graphique représentant la masse volumique des fractions < 4 ϕ (< 63 μm) en fonction de la masse volumique des fractions > - 4 ϕ (> 16 mm) et (B) interpolation avec les groupes lithologiques.	137
Figure 4.4 Carte des lithologies du DAD du Chimborazo.	138
Figure 4.5 Dessin des fenêtres 1 m ² dans deux blocs du DAD du Chimborazo..	140
Figure 4.6 Diagrammes de corrélation entre le contenu des fenêtres 1 m ² , la lithologie et la distance parcourue.....	141
Figure 4.7 (A) Courbes lissés de l’abondance cumulée des clastes (en wt.%) pour les fractions comprises entre -5 et 4 ϕ des échantillons du FBE et (B) et (C) détail pour les blocs du groupe [A1] et [C] classés par distance parcourue croissante	143
Figure 4.8 (A) Courbes lissés de l’abondance cumulée des clastes (en wt.%) pour les fractions inférieures 4 ϕ des échantillons du FBE et (B) et (C) détail pour les blocs du groupe [A1] et [C] classés par distance parcourue croissante.	144
Figure 4.9 Exemples de répartition granulométrique des échantillons du DAD du Chimborazo... ..	146
Figure 4.10 Diagramme ternaire de la part de gravier ($\emptyset > -1 \phi$), la part de sable (4 $\phi < \emptyset < -1 \phi$) et la part de silt + argile ($\emptyset < 4 \phi$).	147

Figure 4.11 Analyse bivariée des paramètres statistiques graphiques des échantillons du FBE du DAD du Chimborazo..	149
Figure 4.12 Modélisation des données granulométriques de l'échantillon RB001 GRA à l'aide du logiciel SFT de Ken Wohletz..	150
Figure 4.13 Diagrammes représentant (A) la dispersion moyenne en fonction du mode moyen et (B) le mode moyen en fonction de la distance parcourue.....	151
Figure 4.14 Représentation graphique de la valeur moyenne des paramètres de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m ² du FBE du DAD du Chimborazo.....	153
Figure 4.15 Exemple de traitement de l'imbrication partielle des clastes dans les blocs du FBE du DAD du Chimborazo (RB001 GRB)..	155
Figure 4.16 Imbrication partielle pour l'affleurement RB001.....	156
Figure 4.17 Imbrication partielle pour l'affleurement RB066.....	156
Figure 4.18 Imbrication partielle pour l'affleurement RB031.....	157
Figure 4.19 Diagramme représentant les paramètres de forme des grains (lithiques et minéraux libres) au refus de 2 φ en fonction de la distance parcourue des échantillons du FBE du DAD du Chimborazo.	159
Figure 4.20 Images MEB des grains du FBE du DAD du Chimborazo.....	160
Figure 4.21 Images MEB montrant des microcracks dans (A) un lithique de l'échantillon RB066 GRA (lave) et (B) dans un plagioclase calcique de l'échantillon RB066 GRC (dépôt pyroclastique).	161
Figure 4.22 Images MEB de texture de surface type hackly.	161
Figure 4.23 Images MEB de fractures courbées ou en escalier dans (A) un pyroxène de l'échantillon RB023 GRA (dépôt pyroclastique) et (B) un pyroxène de l'échantillon RB066 GRA (lave).....	162
Figure 4.24 Localisation des échantillons de faciès mélangé sur la carte du DAD du Chimborazo.	163
Figure 4.25 Diagramme ternaire représentant les résultats de l'analyse granulométrique du FM du DAD du Chimborazo.	164
Figure 4.26 Abondance (A) des classes granulométriques et (B) des composants du FM en fonction de la distance parcourue.	165
Figure 4.27 Représentation graphique de la valeur moyenne des paramètres de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m ² du FM du DAD du Chimborazo.	166

Chapitre 5 – Étude de plusieurs dépôts d'avalanches de débris volcaniques 173

5.1. Le Ticsani au Pérou..... 173

Figure 5.1 Image Landsat Thematic Mapper de la zone du Ticsani – Río Tambo avec localisation des points de vue et des affleurements.	175
Figure 5.2 (A) Panorama de la cicatrice d'effondrement sectorielle du Ticsani ancien et (B) Stries glaciaires sur les parois de la cicatrice d'effondrement sectorielle du Ticsani ancien (TI003).	176
Figure 5.3 Photographies de la région de Calacoa.....	177
Figure 5.4 Photographies de (A) la séquence des dépôts vue de l'autre côté du Río Tambo face à Yaral et (B) d'une portion de DAD du Ticsani ancien perchée sur les calcaires jurassiques fortement plissés.	178

Figure 5.5 Photographies (A) du contact entre le DAD du Ticsani ancien et le DAD du Río Tambo et (B) de l’affleurement TI077 montrant le même contact.....	179
Figure 5.6 (A) Mélange partiel entre les faciès à blocs issus de l’édifice (FBE) altéré et lavique (TI030). (B) Faciès mélangé (FM) à la base du DAD du Ticsani ancien contenant des blocs de faciès à blocs volcaniques altéré (TI077).....	183
Figure 5.7 Photographie du DAD du Ticsani récent dans (A) la région de San Cristobal (TI005) et (B) la région de Soquesane (TI006).....	184
Figure 5.8 Photographies de (A) le faciès mélangé du DAD du Río Tambo contenant des blocs d’andésite basique (TI077), (B) la surface à hummock et (C) l’affleurement de cinérite près de Yaral (TI072).....	186
Figure 5.9 Photographie (A) du DAD non volcanique du Rio Tambo recouvert par des cinérites et (B) de l’affleurement TI084 de conglomérats affectés par une intense cataclase.....	187
Figure 5.10 Carte de synthèse des dépôts d’avalanche de débris de la région du Ticsani et du Rio Tambo drapée sur une image de relief ombré de la zone.....	188
5.2 Présentation des cibles secondaires	189
Figure 5.11 Carte géologique simplifiée de l’Imbabura (Daniel Andrade, pers. com.).....	190
Figure 5.12 Carrière dans le DAD de l’Imbabura montrant un faciès à blocs issus de l’édifice (coulées de laves et dépôts pyroclastiques) recoupé par des injections de faciès mélangé.....	190
Figure 5.13 Photographie du Parinacota avec en premier plan la surface mamelonnée de son dépôt d’avalanche de débris.....	191
Figure 5.14 Image satellite Landsat Thematic Mapper de la région de Nevados de Payachata avec le DAD du Parinacota en pointillés blancs (Clavero <i>et al.</i> , 2002).....	192
Figure 5.15 Vue sur le Taapaca avec en premier plan à gauche la ville de Putre, en premier plan à droite la surface mamelonnée du DAD de Socapave aussi visible en second plan.....	193
Figure 5.16 Image de relief ombré de la région de Putre avec la cartographie indifférenciée des DADs et des cicatrices d’effondrement sectoriel du volcan Taapaca selon Clavero et al. (2004c).....	194
5.3 Comparaison entre les dépôts d’avalanches de débris étudiés	195
Figure 5.17 Graphique représentant la masse volumique des fractions $< 4 \phi$ ($< 63 \mu\text{m}$) en fonction de la masse volumique des fractions $> 4 \phi$ ($> 16 \text{mm}$).....	197
Figure 5.18 Analyse bivariée des paramètres statistiques graphiques de Folk and Ward (1957) pour les échantillons des DADs (faciès à blocs volcaniques) du Chimborazo et du Taapaca (unité Socapave).....	198
Figure 5.19 Analyse bivariée représentant (A) le diamètre minimum des particules T_p en fonction de leur diamètre maximum L_p et (B) le rapport d’aplatissement des particules RA_p en fonction de leur rapport d’élongation RE_p	199
Figure 5.20 Photographies des contacts de base de (A) le DAD du Ticsani ancien sur un dépôt d’ignimbrite et (B) et (C) le DAD du Parinacota sur des dépôts fluvio-glaciaires et des cinérites.....	201
Figure 5.21 Photographies de (A) jigsaw cracks dans le DAD du Ticsani ancien et (B) d’un cisaillement de faible pente dans le DAD du Chimborazo.....	203
Figure 5.22 Photographies de (A) et (B) figures de boudinages dans les DADs du Chimborazo et de l’Imbabura respectivement et (C) de mélange partiel entre blocs dans le DAD du Taapaca (unité Socapave).....	204

Figure 5.23 Photographies d'injections (A) de faciès mélangé dans le DAD du Ticsani récent de San Cristobal, (B) de cendres fines dans le DAD de l'Imbabura et (C) d'ignimbrite et de faciès mélangé dans le DAD du Chimborazo. (D) Dessin de la photographie (C).....	205
Figure 5.24 Photographies de hummocks (A) en région proximale et (B) médiane du DAD du Taapaca et (C) d'une carrière dans un hummock du DAD du Chimborazo..	207
Chapitre 6 – Discussion générale	211
6.2 Effondrements sectoriels et avalanche de débris	218
Figure 6.1 Schéma des volcans (A) Chimborazo et (B) Ticsani avant leur effondrement sectoriel. La cicatrice d'effondrement sectoriel apparaît en pointillé.....	221
Figure 6.2 Schéma simplifié d'un exemple de DAD (A) en coupe et (B) en plan..	225
6.3 Modèle statistique des effondrements sectoriels et des avalanches de débris volcaniques	226
Figure 6.3 Histogramme de fréquence du paramètre sans dimension $V_D^{1/3}/H_{\text{cône}}$ dans la littérature (n = 54).	228

Liste des tableaux

Chapitre 1 – Les dépôts d’avalanches de débris volcaniques : faits, idées et lacunes	23
1.1 Découverte des dépôts d’avalanches de débris volcaniques	24
Tableau 1.1 Classification des mouvements de terrain gravitaires de Varnes (1978).....	28
1.4 Problématiques de l’étude	52
Tableau 1.2 Dimensions des avalanches de débris volcaniques continentales.	53
Tableau 1.3 Indices de mobilité des avalanches de débris volcaniques continentales.	53
Chapitre 2 – Méthodologie de l’étude des dépôts d’avalanches de débris volcaniques	59
2.1 Cartographie des dépôts d’avalanches de débris volcaniques	59
Tableau 2.1 Récapitulatif des paramètres mesurés sur la cicatrice d’effondrement sectoriel, le dépôt d’avalanche de débris et l’avalanche de débris.	68
Chapitre 3 – Distinction entre les dépôts d’avalanches de débris volcaniques et ces produits de remaniement : la séquence de Perrier (Massif Central français)	91
3.2 Perrier deposits	100
Table 3.1 Lithological data for large clast, intermediate clast and matrix fraction.	106
3.4 Discussion	113
Table 3.2 Debris flow and debris avalanche deposit key characteristics that can be used for distinguishing origin.	116
Chapitre 4 – Étude du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo, Équateur	121
4.2 Étude sédimentologique du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo	131
Tableau 4.1 Synthèse des résultats d’analyse des masses volumiques des fractions < 4 ϕ (< 63 μm) et des fractions > - 4 ϕ (> 16 mm) des blocs du FBE.	136
Tableau 4.2 Synthèse des statistiques graphique d’Inman (1952) et de Folk and Ward (1957) pour les échantillons du FBE du Chimborazo	147
Tableau 4.3 Synthèse des résultats de la modélisation des données granulométriques du FBE du Chimborazo.	152
Tableau 4.4 Synthèse des résultats de l’étude de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m^2 du FBE du DAD du Chimborazo.	154

Tableau 4.5 Synthèse des mesures de sphéricité et d'arrondi sur les grains (au refus à 2 ϕ) du FBE du DAD du Chimborazo.	158
Tableau 4.6 Données granulométriques du FM du DAD du Chimborazo.	164
Tableau 4.7 Synthèse des résultats de l'étude de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m ² du FM du DAD du Chimborazo.	167
4.3 Principaux résultats de l'étude du DAD du Chimborazo.....	168
Tableau 4.8 Récapitulatif des dimensions de l'effondrement sectoriel et l'avalanche de débris du Chimborazo.	169
 Chapitre 5 – Étude de plusieurs dépôts d'avalanches de débris volcaniques	173
5.1. Le Ticsani au Pérou.....	173
Tableau 5.1 Récapitulatif des dimensions du DAD du Ticsani ancien.....	181
5.3 Comparaison entre les dépôts d'avalanches de débris étudiés	195
Tableau 5.2 Récapitulatif des observations réalisées sur les faciès des différentes cibles avec une estimation de leur représentativité dans le dépôt.....	195
Tableau 5.3 Récapitulatif des résultats de la cartographie des DADs du Chimborazo et du Ticsani ancien.	208
 Chapitre 6 – Discussion générale	211
6.3 Modèle statistique des effondrements sectoriels et des avalanches de débris volcaniques	226
Tableau 6.1 Estimation de l'intervalle de récurrence des effondrements sectoriels pour un volcan en fonction du volume du dépôt et de la probabilité d'effondrement (PE).	228
Tableau 6.2 Charte empirique d'estimation des coefficients de correction (CC1 pour H et L ; CC2 en italique pour A _D) en fonction de la pente du bassin de réception et du confinement latéral.....	230
Tableau 6.3 Exemple de l'utilisation du modèle statistique sur le volcan Parinacota. V _D , L, H et A _D sont les données de Clavero <i>et al.</i> (2002).	230

Glossaire

- **Effondrement sectoriel (sector collapse)** : soudaine déstabilisation gravitaire d'une partie de l'édifice volcanique laissant une cicatrice dite « caldera d'avalanche » ou cicatrice d'effondrement sectoriel.
- **Cicatrice d'effondrement sectoriel (CES)** : dépression limitée par des murs fortement pentus et ouverte sur un côté qui témoigne d'un effondrement sectoriel.
- **Avalanche de débris volcanique (volcanic debris avalanche)** : écoulement gravitaire en masse, rapide et sous-saturé en eau d'un volume important de produits volcaniques.
- **Dépôt d'avalanche de débris (DAD)** : brèches épiciastiques, très peu triées, hétérogènes et hétérométriques issues de l'effondrement sectoriel d'un volcan.
- **Écoulement de débris volcanique (volcanic debris flow)** : écoulement saturé en eau charriant une grande quantité de débris volcaniques.
- **Glissement de terrain (landslide)** : mouvement gravitaire de sol et de roche qui garde une certaine cohésion. Le terme « Glissement de roche (rockslide) » est utilisé pour décrire la phase initiale d'une avalanche de débris (= effondrement sectoriel).
- **Caldera d'effondrement (collapse caldera)** : dépression circulaire à rectangulaire issue de l'effondrement du toit de la chambre magmatique.
- **Caldera d'érosion (erosion caldera)** : dépression issue de l'érosion glaciaire ou fluviale.
- **Bloc d'avalanche de débris (BAD) (debris avalanche block)** : fragment ou panneau cohérent, non consolidé ou faiblement consolidé issu de l'édifice source ou du substratum transporté dans l'avalanche de débris sans perdre ses structures originales (e.g. stratification).

- **Grain (élément, claste) :** fragment de roche de toute taille qui restera intacte pendant tout le processus d'analyse (échantillonnage, tamisage à sec, immersion dans l'eau).
- **Faciès à blocs issus de l'édifice volcanique (FBE) (edifice-derived facies) :** les éléments de ce faciès proviennent de la source de l'effondrement.
- **Faciès à blocs issus du substratum (FBS) (substratum-derived facies) :** les éléments de ce faciès proviennent du substratum de l'écoulement.
- **Faciès mélangé (FM) (mixed facies) :** mélange d'éléments provenant de la source et du substratum englobés par une matrice dont l'origine est ambiguë.
- **Surface à hummocks :** topographie mamelonnée typique des DADs.
- **Fracturation en puzzle (jigsaw cracking) :** fracturation discontinue dans toutes les directions avec un peu de dilatation mais sans séparation ni mélange, typique des DADs.
- **Granulométrie :** détermination du diamètre (\emptyset en mm) des grains
- **Granularité :** répartition dimensionnelle des grains dans les dépôts
- **Unité φ (Phi) :** unité communément utilisé dans les représentations de résultats d'analyse granulométrique où :

$$\varphi = -\log_2 \emptyset = -\frac{\ln \emptyset}{\ln 2}$$

$$\emptyset = 2^{-\varphi}$$

- **Classe granulométrique :** définie entre deux tailles de grains

Note : un glossaire des termes anglais est disponible dans l'Annexe I

Introduction

La compréhension des volcans et des phénomènes volcaniques est un sujet d'intérêt majeur depuis l'antiquité. Malgré les croyances et les mythes, certains philosophes grecs puis romains ont très tôt tenté d'exprimer la nature du volcanisme avec les connaissances de l'époque. Avec Pline le Jeune apparaît l'un des premiers écrits de volcanologie descriptive lors de l'éruption du Vésuve AD 79. Depuis une large variété de phénomènes volcaniques a été reconnue. Certains ont été observés en de nombreuses occasions comme les coulées de lave (Hawaï, la Réunion...) ou les coulées pyroclastiques (Unzen, la Soufrière de Montserrat...). D'autres sont plus rares et/ou laissent peu de témoins comme les grandes éruptions ignimbritiques. Les avalanches de débris volcaniques sont issues de l'effondrement/glissement d'une grande partie d'un édifice volcanique. Elles font donc partie de la phénoménologie épivolcanique c'est-à-dire liées ou non à une activité volcanique mais issue d'un volcan comme les coulées de débris volcaniques. Les avalanches de débris sont rares à l'échelle d'une vie humaine mais sont maintenant reconnues comme un phénomène récurrent dans l'histoire des volcans.

La compréhension des mécanismes de transport et de dépôt des avalanches de débris (DADs) volcaniques, outre l'intérêt scientifique, a pour application principale l'identification des zones pouvant être affectée par ce phénomène dans le monde. Comme le montrent les données de la littérature, il existe de fortes variations dans le comportement observé ou déduit des événements passés. Aujourd'hui, le développement des modèles numériques (e.g. VolcFlow, Titan2D) visant à reproduire et, peut-être bientôt, prévoir de tels écoulements nécessite des preuves géologiques nombreuses et solides. Ce travail de doctorat a donc pour objectif général de mettre à disposition ces arguments pour appréhender les processus de mise en place des avalanches de débris volcaniques.

La reconnaissance et la cartographie des dépôts d'avalanches de débris volcaniques est la première étape permettant l'étude du phénomène. Dans ce cadre, le premier chapitre de cette thèse synthétise les observations réalisées depuis plus de 30 ans sur ces dépôts et leurs interprétations. De plus, il permet de mettre en lumière les lacunes de la littérature. Malgré les indices de terrain présentés dans ce premier chapitre, il semble encore nécessaire de préciser

l'identification des DADs volcanique et notamment leur distinction avec les écoulements de débris volcanique. Ce thème est l'objet d'une partie du second et du troisième chapitre.

Le second point qui semble insatisfaisant dans la littérature sur les DADs est la qualité, la représentativité et la comparabilité des données cartographiques sur ce phénomène. En effet, beaucoup d'auteurs négligent les définitions des paramètres cartographiques et n'évaluent pas la précision de leurs données. En collaboration avec une équipe de spécialistes de l'étude des DADs, nous proposons donc une standardisation des paramètres descriptifs (essentiellement cartographiques mais aussi dans le domaine de la terminologie) pour mettre en place une base de données accessible sur internet (Annexe I). Ce sujet est développé dans le second chapitre et l'utilisation des données est discutée dans le sixième chapitre.

Le troisième objectif de ce travail est d'étudier plusieurs exemples de DADs en utilisant des méthodes d'analyse similaires. D'une part, la cartographie de ces exemples permettra d'accroître la base de données sur les DADs. D'autre part, la comparaison entre des dépôts où nous aurons recherché de manière similaire les évidences des processus en jeu à différentes échelles lors du transport et du dépôt devrait nous permettre de préciser les mécanismes de mise en place des avalanches de débris volcaniques. Les nouvelles données acquises par ce travail permettront de valider un modèle d'écoulement ou au contraire de pointer du doigt la difficulté de généraliser un phénomène aussi complexe. Ce sujet est traité dans les chapitres 3, 4 et 5 et discuté dans le sixième chapitre.

Ce manuscrit comprend 293 pages, 104 figures, 20 tableaux, 175 références bibliographiques et 5 annexes.

Chapitre 1 – Les dépôts d’avalanches de débris volcaniques : faits, idées et lacunes

Cette thèse s’intéresse à l’étude des dépôts d’avalanches de débris (DADs) volcaniques (fig. 1.1). Ce premier chapitre présente une synthèse bibliographique des observations réalisées sur le sujet (les faits) et traite aussi des concepts qui sont utilisés pour expliquer l’origine de ces dépôts et de leurs caractéristiques (les idées). Cette distinction entre l’information et l’interprétation permet de mettre en évidence certaines déficiences qui empêchent une compréhension entière du phénomène. Ces lacunes peuvent être dues au manque d’information ou à la multiplicité des idées qui expliquent les faits. Dans cette partie, certains termes sont traduits en anglais pour justifier leur utilisation et en faciliter la lecture. Plusieurs définitions et paramètres inclus dans ce chapitre sont issus d’une réflexion entre plusieurs chercheurs pour créer une base de données sur les DADs volcaniques (Dufresne *et al.*, 2008). Certains de ces paramètres, notamment ceux utilisés pour la description des dimensions des DADs et de leur source, seront illustrés dans le second chapitre.

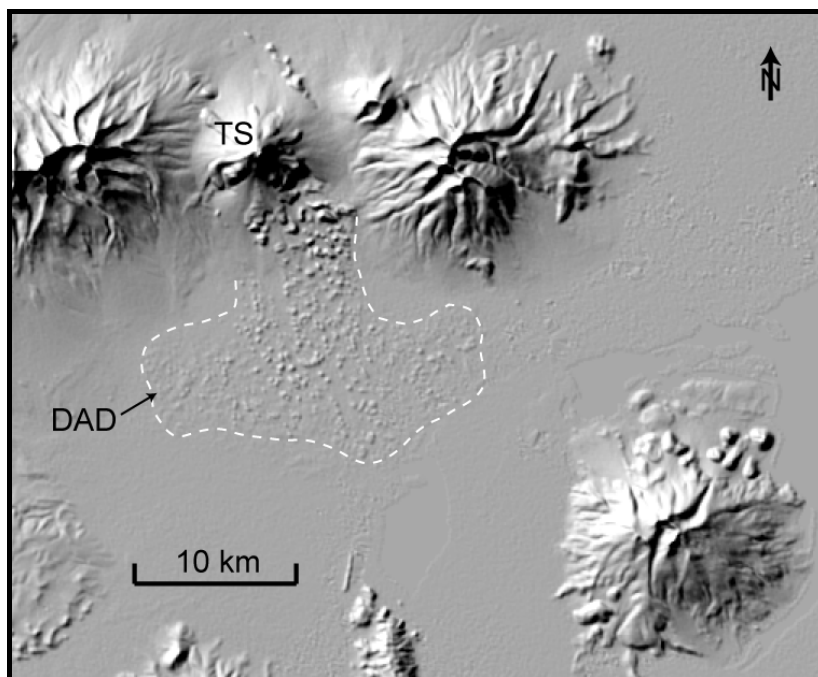


Figure 1.1 Image de relief ombré de la région du volcan Tata Sabaya (TS ; 5 430 m s.n.m.). Le dépôt d’avalanche de débris du Tata Sabaya (contour en pointillés blancs), daté vers la fin du Pléistocène, couvre une superficie de plus de 300 km² (de Silva *et al.*, 1993). La surface mamelonnée du dépôt (surface à hummocks) est une des principales caractéristiques des DADs. Cette image a été créée à partir du SRTM3 S20W069 (résolution 90 m, source : <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/>).

1.1 Découverte des dépôts d'avalanches de débris volcaniques

Pendant longtemps, et encore aujourd'hui, les DADs volcaniques ont été confondus avec d'autres dépôts comme les moraines, les coulées de laves, les dépôts d'écoulements de débris ou d'écoulements pyroclastiques (Ui *et al.*, 2000). Certains auteurs les ont distingués du reste dès les années 1940, notamment en Indonésie et au Japon (Bemmelen, 1947; Mizuno, 1964; Nakamura, 1978), mais c'est l'observation de l'effondrement sectoriel du Mount St. Helens (Washington, États-Unis d'Amérique) en mai 1980 qui a fourni une référence pour l'interprétation de dépôts similaires de part le monde (Siebert, 1984). Les effondrements sectoriels récents des volcans Bezymianny (1956) et Shiveluch (1964) ont tout d'abord été interprétés comme de puissantes explosions latérales (blasts) (Gorshkov, 1959; Gorshkov, 1963; Gorshkov and Dubik, 1970). Ces événements n'ont pu être observés directement mais la comparaison des dépôts avec ceux du Mount St. Helens a permis de les requalifier comme effondrements sectoriels associés à l'intrusion d'un cryptodôme (Belousov, 1995). Grâce à l'observation de la série de photographies de Gary Rosenquist du Mount St. Helens (Voight, 1981), il a été possible de distinguer trois étapes décrivant la formation des DADs (fig. 1.2) : (1) l'initiation sous la forme d'un glissement de roche (rockslide) ou effondrement sectoriel (sector collapse) ; (2) le transport principalement sous la forme d'avalanche de débris (debris avalanche) ; (3) le dépôt en masse de l'écoulement.

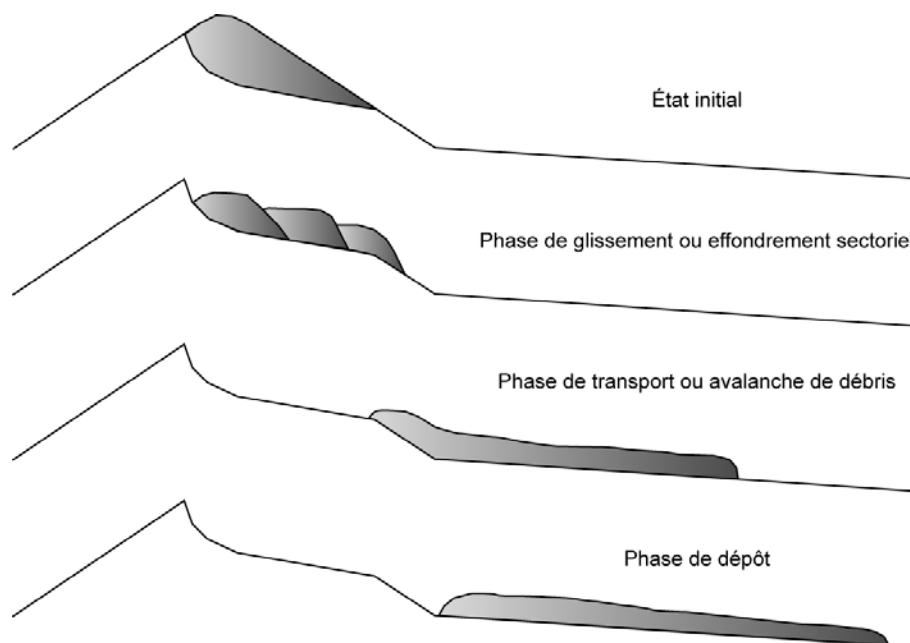


Figure 1.2 Les trois étapes idéalisées de la formation des dépôts d'avalanches de débris (DADs) en coupe. L'état initial correspond à la forme du volcan avant effondrement sectoriel sur laquelle a été surimposé le volume manquant après l'effondrement.

1.1.1 Témoins de l'effondrement sectoriel

Les photographies du Mount St. Helens en 1980 ont révélé que son effondrement sectoriel était composé de trois ruptures rétrogrades d'un volume total de 2,3 km³ (fig. 1.3). Dans cet exemple, le premier bloc a glissé sur près de 700 m en moins de 26 secondes avant de se transformer en avalanche de débris (Voight, 1981).

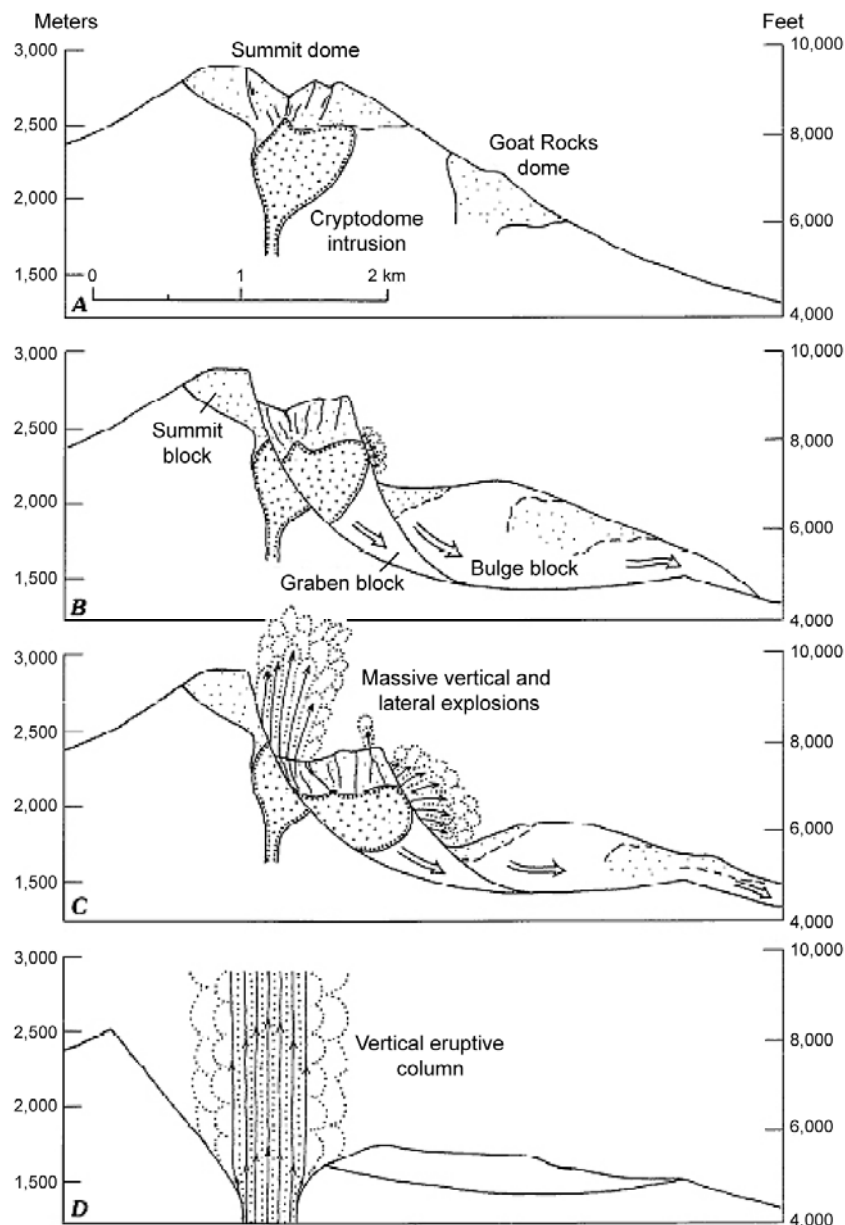


Figure 1.3 Coupe schématique du Mount St. Helens illustrant l'intrusion du cryptodôme et l'effondrement sectoriel en trois ruptures rétrogrades (Moore and Albee, 1981). La déstabilisation du flanc de l'édifice entraîne une décompression rapide du cryptodôme (B) sous la forme d'une explosion latérale puissante qui détruisit 600 km².

La cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) ou « caldera d'avalanche » est une évidence géomorphologique de l'occurrence d'un tel évènement dans l'histoire du volcan. Le DAD est le résultat de la transformation plus ou moins complète de l'effondrement sectoriel en avalanche de débris et de son dépôt (Siebert, 1984). Les témoignages d'effondrements sectoriels volcaniques étant rares, les structures et les dépôts laissés par ces évènements sont utilisés pour comprendre et caractériser le phénomène. Les modélisations analogiques et numériques d'effondrements sectoriels permettent de tester et confirmer les interprétations de ces structures.

1.1.2 Comportements observés lors de la mise en place de l'avalanche de débris

L'expression « mise en place » comprend les étapes de transport et de dépôt de l'avalanche de débris. Les témoignages directs d'avalanche de débris sont très rares car même dans le cas du Mount St. Helens, la puissante explosion latérale (ou blast) qui a directement suivie l'effondrement sectoriel a masqué l'avalanche aux observateurs (Stoffel and Stoffel, 1980). Si l'on assimile les avalanches de débris volcaniques aux avalanches de débris non volcaniques (sturzstrom), les témoignages sont plus nombreux et font alors état d'un écoulement se comportant comme un fluide (Hsü, 1978). En se basant sur la trace sismique de l'avalanche de débris du Mount St. Helens, Voight et al. (1981) ont calculé un temps de transport de 10 minutes soit une vitesse moyenne de 43 m.s^{-1} sur les 26 km de trajet.

De même que l'écoulement, la phase de dépôt des avalanches de débris volcaniques a rarement été observé directement (e.g. Soufrière Hills, 1997, Voight *et al.*, 2002) ainsi ses particularités sont déduites des dépôts eux-mêmes (Glicken, 1991). La caractérisation du comportement des avalanches de débris comprend l'étude des dépôts sur le terrain et l'analyse statistique des dimensions de ces évènements pour en explorer le comportement. Les modélisations analogiques et numériques (fig. 1.4) permettent également dans ce cas de tester les hypothèses et de préciser l'influence d'un certain nombre de paramètres sur le phénomène.

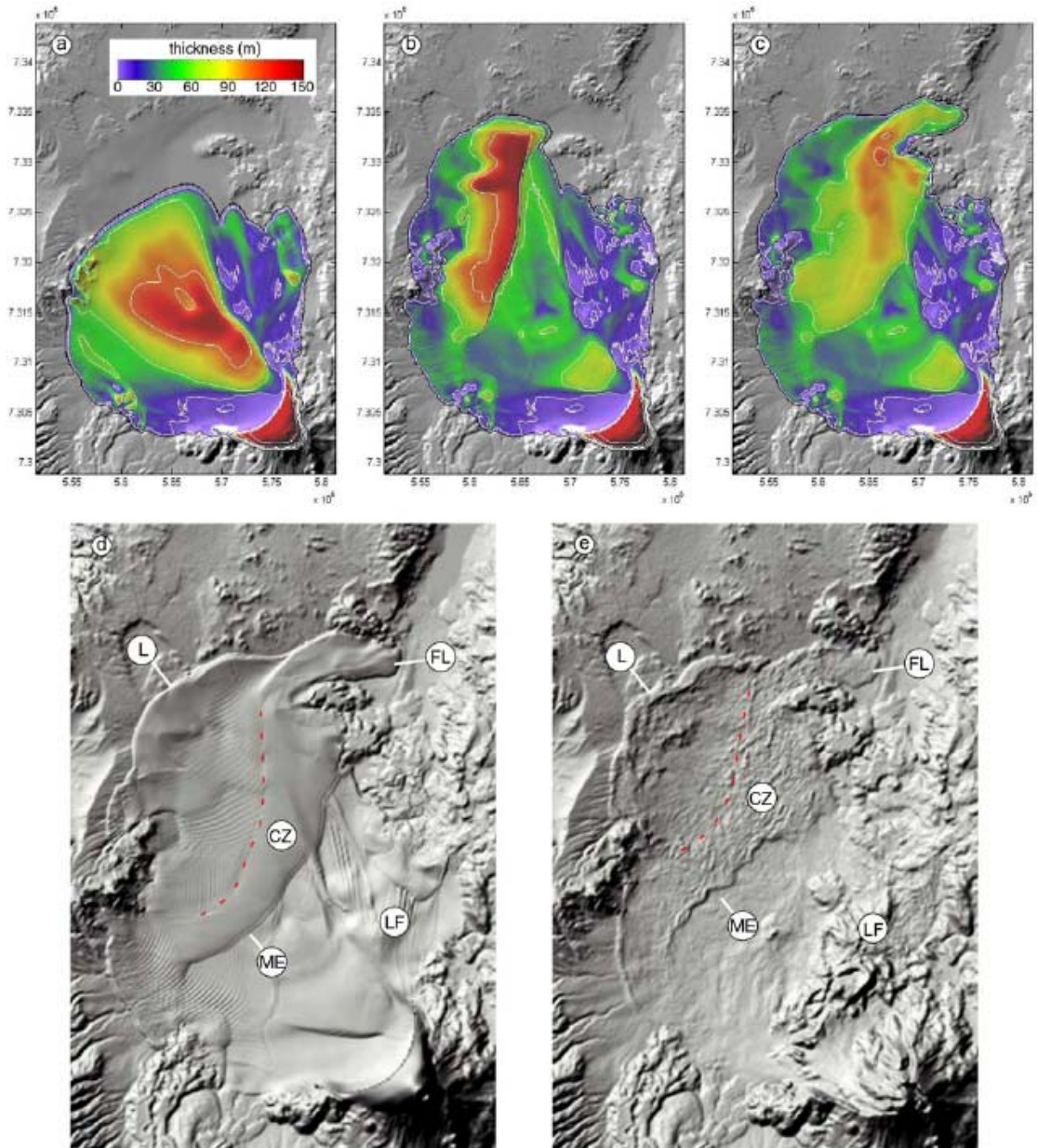


Figure 1.4 Exemple de modélisation numérique de l'avalanche de débris du Socompa, 7500 ans BP (Kelfoun and Druitt, 2005). Les figures (a), (b) et (c) sont des images instantanées de la simulation numérique aux temps 200 s, 400 s et 600 s. (d) Carte de relief ombré du dépôt simulé. (e) Carte de relief ombré du dépôt réel. ME : escarpement médian ; FL : lobe frontal ; L : levées distales ; CZ : zone rugueuse ; LF : anticlinal La Flexura.

1.1.3 Définitions et classification des phénomènes

1.1.3.1 Effondrement sectoriel volcanique

L'effondrement sectoriel d'un volcan correspond à la soudaine déstabilisation gravitaire d'une partie de l'édifice laissant une cicatrice dite « caldera d'avalanche » (Siebert, 1984). Ce phénomène fait partie de la grande famille des mouvements de terrain gravitaires (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988; Hungr *et al.*, 2001). Dans les classifications de Varnes (1978) et de Hutchinson (1988), l'effondrement sectoriel correspond à un glissement rocheux d'unités volcaniques multiples (tableau 1.1). Ce glissement se transforme rapidement en avalanche de débris sur les fortes pentes du volcan.

Type de mouvement			Type de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossier	Fin
Chute			Ecroulement rocheux <i>Rock fall</i>	Ecroulement de débris <i>Debris fall</i>	Ecroulement de terrain <i>Earth fall</i>
Basculement			Basculement rocheux <i>Rock topple</i>	Basculement de débris <i>Debris topple</i>	Basculement de terrain <i>Earth topple</i>
Glissement	Rotation	Peu d'unités	Affaissement rocheux <i>Rock slump</i>	Affaissement de débris <i>Debris slump</i>	Affaissement de terrain <i>Earth slump</i>
	Translation		Bloc rocheux en glissement <i>Rock block slide</i>	Bloc de débris en glissement <i>Debris block slide</i>	Bloc de terrain en glissement <i>Earth block slide</i>
			Unités multiples	Glissement rocheux <i>Rock slide</i>	Glissement de débris <i>Debris slide</i>
Etalement latéral			Etalement de roche <i>Rock spread</i>	Etalement de débris <i>Debris spread</i>	Etalement de terrain <i>Earth spread</i>
Ecoulement			Avalanche de roche <i>Rock flow</i>	Ecoulement de débris <i>Debris flow</i>	Ecoulement de terrain <i>Earth flow</i>
Complexe			Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux		

Tableau 1.1 Classification des mouvements de terrain gravitaires de Varnes (1978). Les termes en anglais sont indiqués en italique. Certains termes de cette classification sont ambigus et ne sont pas toujours compatibles avec la terminologie des phénomènes volcaniques (e.g. écoulement de débris).

Siebert et al. (1987) proposent une classification de ce phénomène basée sur le mode de déclenchement de l'effondrement : (1) le type Bezymianny le lie à une éruption à composante magmatique ; (2) le type Bandai l'associe à une éruption uniquement phréatique ; (3) pour le type Unzen, aucune activité volcanique n'est reliée à l'effondrement sectoriel. Cette dernière classification est aujourd'hui de moins en moins utilisée, l'origine des effondrements étant plus complexe.

1.1.3.2 Avalanche de débris volcanique

Une avalanche de débris volcanique est un écoulement gravitaire en masse, rapide et sous-saturé en eau d'un volume important de produits volcaniques (Siebert, 1984; Glicken, 1991; Palmer *et al.*, 1991; Glicken, 1996; Leyrit, 2000). Elle est le produit de la désagrégation de l'effondrement sectoriel sur les pentes du volcan. Cette définition correspond aux écoulements ou avalanches de roche dans les classifications précédemment citées (Varnes, 1978; Hungr *et al.*, 2001). Cependant, le terme avalanche de débris volcanique, déjà utilisé par Nakamura (1978), est discuté et entériné par Siebert (1984). Dans la phénoménologie volcanique, les avalanches de débris font parti des évènements épivolcaniques comprenant aussi les écoulements de débris et les glissements de terrain (fig. 1.5). Le continuum entre avalanches de débris et écoulements de débris est lié à la saturation en eau (Voight *et al.*, 1981; Smith and Lowe, 1991; Glicken, 1996). La saturation du matériel est fonction de sa porosité et de sa perméabilité. Le contenu en eau des écoulements de débris varie entre 10 et 25 wt.% (Thouret and Lavigne, 2000). Il existe aussi une transition entre les avalanches de débris et les glissements de terrain en fonction de la désagrégation du matériel.

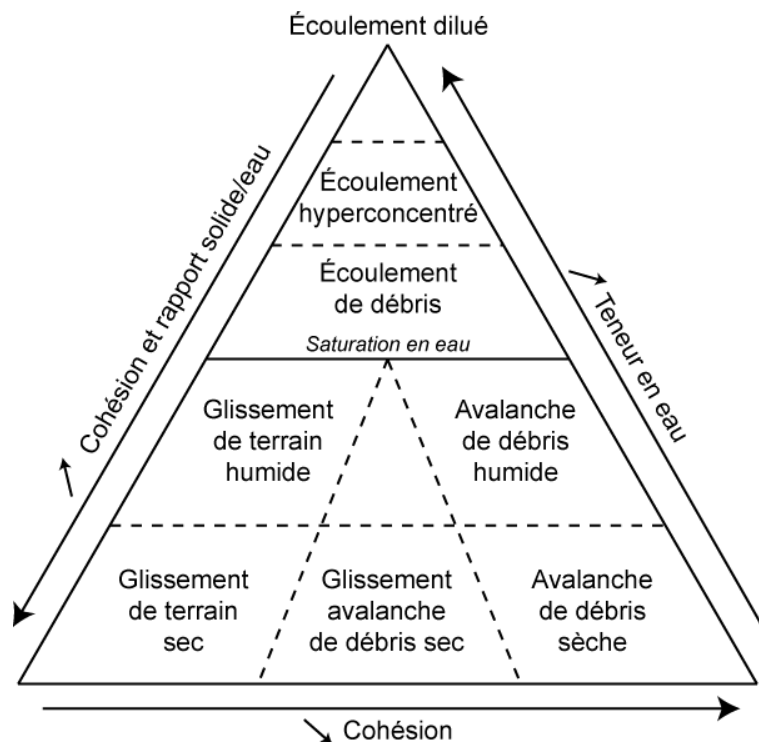


Figure 1.5 Classification des phénomènes épivolcaniques en fonction de la cohésion et de la teneur en eau. Les pointillés indiquent des transitions observées (Vidal *et al.*, 1996; Kerle and van Wyk de Vries, 2001; Capra and Macías, 2002) mais difficilement quantifiable.

1.2 Description de la cicatrice et origine de l'effondrement sectoriel

Avant d'exposer les différentes hypothèses sur l'origine de l'effondrement sectoriel, il est nécessaire de décrire son principal témoin géologique qui est la cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) présente dans la zone source. La compilation des données bibliographiques permet de la distinguer des autres dépressions présentes sur les reliefs volcaniques.

1.2.1 Caractéristiques des cicatrices d'effondrements sectoriels

1.2.1.1 Forme et dimensions de la cicatrice

La cicatrice d'effondrement sectoriel correspond à une dépression limitée par des murs fortement pentus et est ouverte sur un côté. La forme de la CES a souvent été décrite en coupe (deep-seated : profondément assise, thin-skinned : superficielle) (Coombs *et al.*, 2007) et en vue aérienne (horseshoe : fer à cheval, U-shaped : en forme de U, amphitheatre : amphithéâtre) (Siebert, 1984). Pour l'instant ces termes peuvent prêter à confusion car certains sont utilisés indifféremment pour décrire une même structure. Coombs *et al.* (2007) suggère que la forme de la CES est associée au volume de l'effondrement ainsi les larges effondrements auront plutôt des cicatrices en cuillère. La CES est généralement plus longue dans la direction d'effondrement (L_C) que dans la direction perpendiculaire (W_C) mais l'inverse est aussi possible (Siebert, 1984). Il faut noter qu'un escarpement peut être la source de plusieurs effondrements sectoriels comme le cas de celle du volcan Bakening au Kamchatka (Ponomareva *et al.*, 2006).

Après l'effondrement, la CES subit des modifications liées à l'activité volcanique et à l'érosion (Clément *et al.*, 2003). Elle peut être élargie par de fortes explosions ainsi que par l'érosion glaciaire et/ou fluviale. La dépression peut être comblée par des produits volcaniques (dômes, coulées de lave, produits pyroclastiques) et/ou sédimentaires (moraines, dépôts fluviaux et lacustres) (Ui, 1983). Lorsque le remplissage postérieur a complètement

effacé la CES, il est possible d'utiliser des méthodes géophysiques comme l'électromagnétisme pour repérer ces structures (Kalscheuer *et al.*, 2007). Des études précédentes suggèrent un rapport maximum d'un dixième entre le volume initial de matériel mobilisé (V_1) et le volume de l'édifice volcanique avant l'effondrement (Siebert *et al.*, 1995). Cette relation est difficile à prouver statistiquement à cause du nombre réduit de cas où le V_1 et le volume de d'édifice avant effondrement sont connus. Le volume des effondrements sectoriels affectant les volcans continentaux est généralement compris entre 0,1 et 40 km³ (Siebert, 2002). Le volume des effondrements sectoriels affectant les volcans d'îles océaniques est généralement plus important compris entre < 1 km³ et plusieurs milliers de km³ (Coombs *et al.*, 2007).

1.2.1.2 Distinction avec les autres dépressions présentes sur les volcans

Les CESs (fig. 1.6C) peuvent être distinguées des autres principaux types d'escarpements présents sur les édifices volcaniques grâce à leur forme et leurs dimensions (Siebert, 1984). Il est possible d'utiliser les données de la littérature pour quantifier ces différences. Les calderas d'effondrement (collapse caldera) sont sub-rectangulaires ou sub-circulaires à elliptiques sans ouverture (fig. 1.6A) et leur diamètre moyen est généralement plus large (n = 236 ; moy. = 7,6 km ; med. = 5,6 km ; max. = 72 km (Toba) ; min. = 0,75 km) que celui des CESs (n = 117 ; moy. = 3,3 km ; med. = 2,5 km ; max. = 14 km (Hiero) ; min. = 0,45 km) (Pike and Clow, 1981; Siebert, 1984).

Les calderas d'érosion en milieux volcaniques sont ouvertes sur un côté et correspondent à l'évolution de dépressions préexistantes (fig. 1.6B) (caldera d'effondrement, cratère, CES) ou à des cirques glaciaires (fig. 1.6D) (Karátson *et al.*, 1999). Les calderas d'érosions issue de calderas d'effondrement ou de cratère ont généralement une largeur à l'ouverture (W_{aC}) bien plus faible que leur largeur maximale (W_C). Les cirques glaciaires sont souvent moins profonds que les CESs et il est possible d'y rencontrer des dépôts de moraines (latérales et frontales) (Siebert, 1984). La participation de l'érosion fluviale dans la forme d'une CES peut être identifiée par la forme et la profondeur du réseau fluviale (Karátson *et al.*, 1999; Paris and Carracedo, 2001).

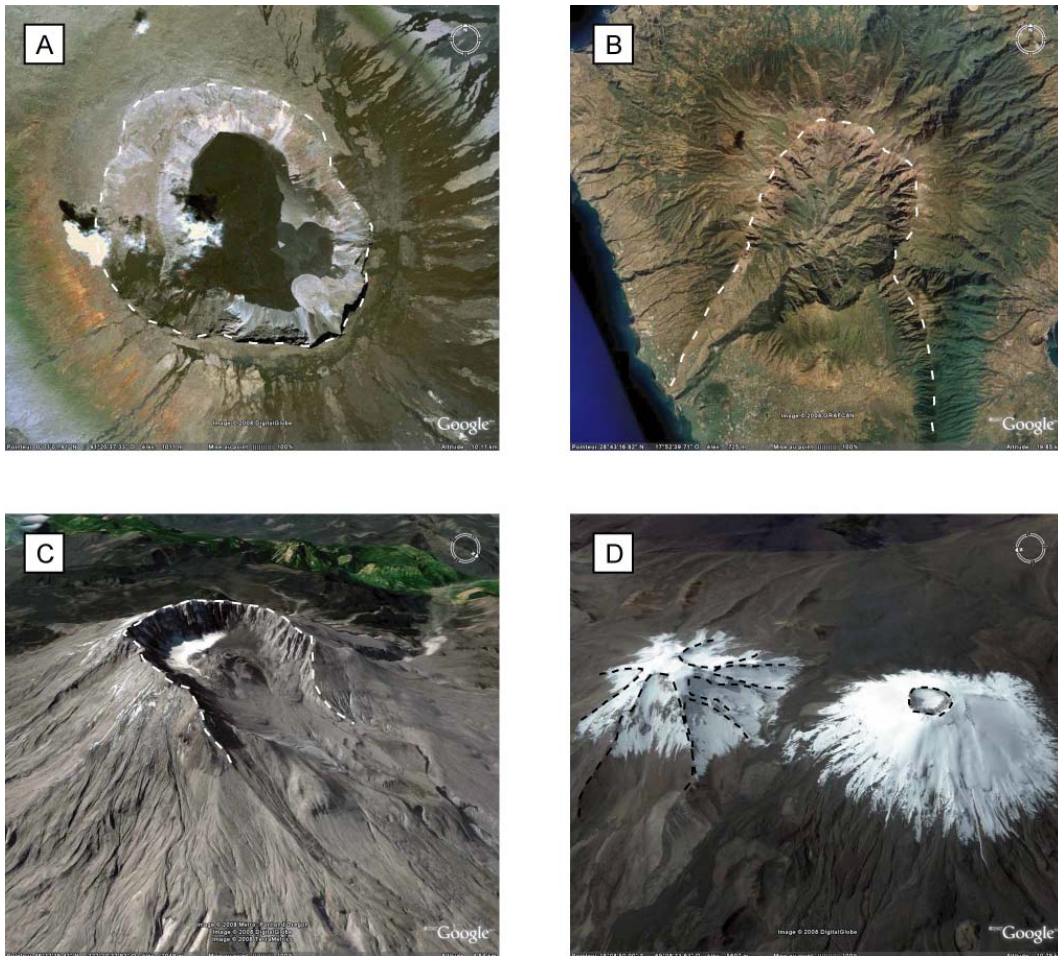


Figure 1.6 Exemples des différents types de dépressions présentes sur les volcans (images Google Earth). (A) Caldera d'effondrement sub-circulaire (6,5 km de diamètre) du volcan Wolf dans les îles Galápagos, Équateur ; (B) caldera de Taburiente (Las Palmas, Espagne) issue d'une cicatrice d'effondrement sectorielle partiellement remplie par le volcan Bejenado, le profond réseau fluvial a fortement modifié l'aspect de la cicatrice ; (C) vue oblique sur la cicatrice en fer à cheval de l'effondrement sectoriel du Mount St. Helens (Etats-Unis d'Amérique) en 1981 ; (D) vue oblique sur les volcans Pomerape (à gauche) et Parinacota (à droite) au Chili. Le volcan Pomerape est marqué de multiples cirques glaciaires ce qui indique une absence d'activité postérieure à la dernière période glaciaire. Le volcan Parinacota a une forme conique parfaite avec un cratère sommital.

1.2.2 Causes de l'effondrement sectoriel

L'effondrement sectoriel intervient lorsque les contraintes de cisaillement dans l'édifice excèdent la force de cisaillement maximum défini par le critère de rupture de Mohr-Coulomb :

$$\tau_{\max} = c + (\sigma - p_w) \tan \Phi \quad (1)$$

Où τ_{\max} : force de cisaillement maximum ; c : cohésion ; σ : contrainte normale ; p_w : pression interstitielle des fluides ; $\tan \Phi$: angle de friction interne.

Les déstabilisations sont produites par deux mécanismes complémentaires (McGuire, 1996a) : la fragilisation de l'édifice et un évènement déclencheur. Il faut noter qu'un certain nombre de processus peuvent à la fois fragiliser le volcan et déclencher son effondrement. L'étude des causes de l'effondrement sectoriel est l'objet de nombreuses études de terrain (Voight *et al.*, 1981; Belousov *et al.*, 1999; Tibaldi, 2001; van Wyk de Vries *et al.*, 2001; Voight *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2007), de modélisations analogiques (Lagmay *et al.*, 2000; Vidal and Merle, 2000; Donnadiou *et al.*, 2001; Cecchi *et al.*, 2005) et plus récemment de modélisations numériques (Reid, 2004).

1.2.2.1 Fragilité de l'édifice volcanique et évènement déclencheur de l'effondrement sectoriel

La fragilité ou l'instabilité d'un édifice volcanique doit être considéré à deux échelles de temps différentes (Siebert *et al.*, 1987) : l'échelle d'une éruption ou d'une intrusion magmatique (de quelques semaines à plusieurs années) et l'échelle de la vie de l'édifice en tant que relief (de quelques milliers à plusieurs millions d'années). Les évidences de terrain ainsi que les modélisations analogiques permettent de préciser ces processus. L'évènement déclencheur est un évènement très limité dans le temps qui précède immédiatement l'effondrement sectoriel. Il est rare de connaître précisément l'évènement déclencheur sauf dans le cas d'effondrements sectoriels historiques.

Fragilité à long terme

La fragilité des édifices volcaniques à long terme (fig.1.7A) est produite par deux phénomènes contemporains ou non : la croissance de l'édifice et l'altération des matériaux. Le volcan est le résultat de l'accumulation de produits volcaniques par empilement (dômes/coulées de lave, dépôts pyroclastiques, dépôts épicastiques) et intrusion (sills, dykes, cryptodômes). Ces produits ont des propriétés physiques diverses (densité, porosité, perméabilité et rhéologie). Certains de ces produits constituent l'armature (coulées de lave, intrusions) tandis que d'autres correspondent aux niveaux de faible résistance dans l'édifice (dépôts pyroclastiques et épicastiques) (Oehler *et al.*, 2007). Cet état de fait donne un édifice

fragile avec un angle de friction interne dépassant rarement 30-35° bien inférieur aux reliefs non volcaniques. Voight et al. (2002) ont mesuré une cohésion de 2,12 MPa et un angle de friction interne de 33° pour les murs de la CES du volcan de la Soufrière (Montserrat).

La fragilité de l'édifice est aussi fonction de son asymétrie morphologique et structurale (McGuire, 1996a). L'asymétrie de l'édifice peut être issue de la pente et de la structure du substratum (Vidal and Merle, 2000; van Wyk de Vries *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2002; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006; Coombs *et al.*, 2007), de l'intrusion répétée de magma dans des zones particulières (McGuire, 1996a; Tibaldi, 1996; Tibaldi, 2001), de l'accumulation de produits volcaniques sur l'un des flancs du volcan ou de l'érosion (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

L'altération physique (bréchification *in situ* des matériaux massifs faisant l'armature de l'édifice tels les coulées de lave, dykes et sills) et/ou chimique (argilisation due au système hydrothermal) des produits constitutifs du volcan est un mécanisme courant de fragilisation des volcans qui intervient pendant la croissance de l'édifice mais aussi après l'arrêt de l'activité volcanique (McGuire, 1996a; Cecchi *et al.*, 2005; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006). Des variations de la salinité et du niveau de la mer dans le cas des volcans d'îles océaniques peuvent entraîner à long terme une augmentation de la pression interstitielle en fluides (McGuire, 1996a).

Instabilité à court terme

L'instabilité à court terme (à l'échelle d'une éruption) peut être favorisée par plusieurs facteurs internes et externes (fig. 1.7B). L'intrusion d'un cryptodôme (Voight *et al.*, 1981; Donnadieu *et al.*, 2001; Riggs and Carrasco-Nunez, 2004) ou l'accumulation de produits volcaniques (Tibaldi, 2001) modifient la position du centre de gravité et déforment l'édifice. Un changement brutal de la composition des magmas émis par le volcan (notamment l'augmentation de la teneur en SiO₂) et donc du comportement éruptif est aussi une hypothèse expliquant la déstabilisation (Robin *et al.*, 1997; Belousov *et al.*, 1999). Le changement de pression interstitielle des fluides dans l'édifice engendre une instabilité dans le système

volcanique qui peut être limitée dans l'espace et le temps. Ce changement peut être lié à de fortes pluies (Kerle and van Wyk de Vries, 2001), à la fonte d'un glacier sommitale ou à la pressurisation du système hydrothermal (Reid, 2004). Il faut noter que les facteurs d'instabilité à court terme participent à la fragilisation générale de l'édifice.

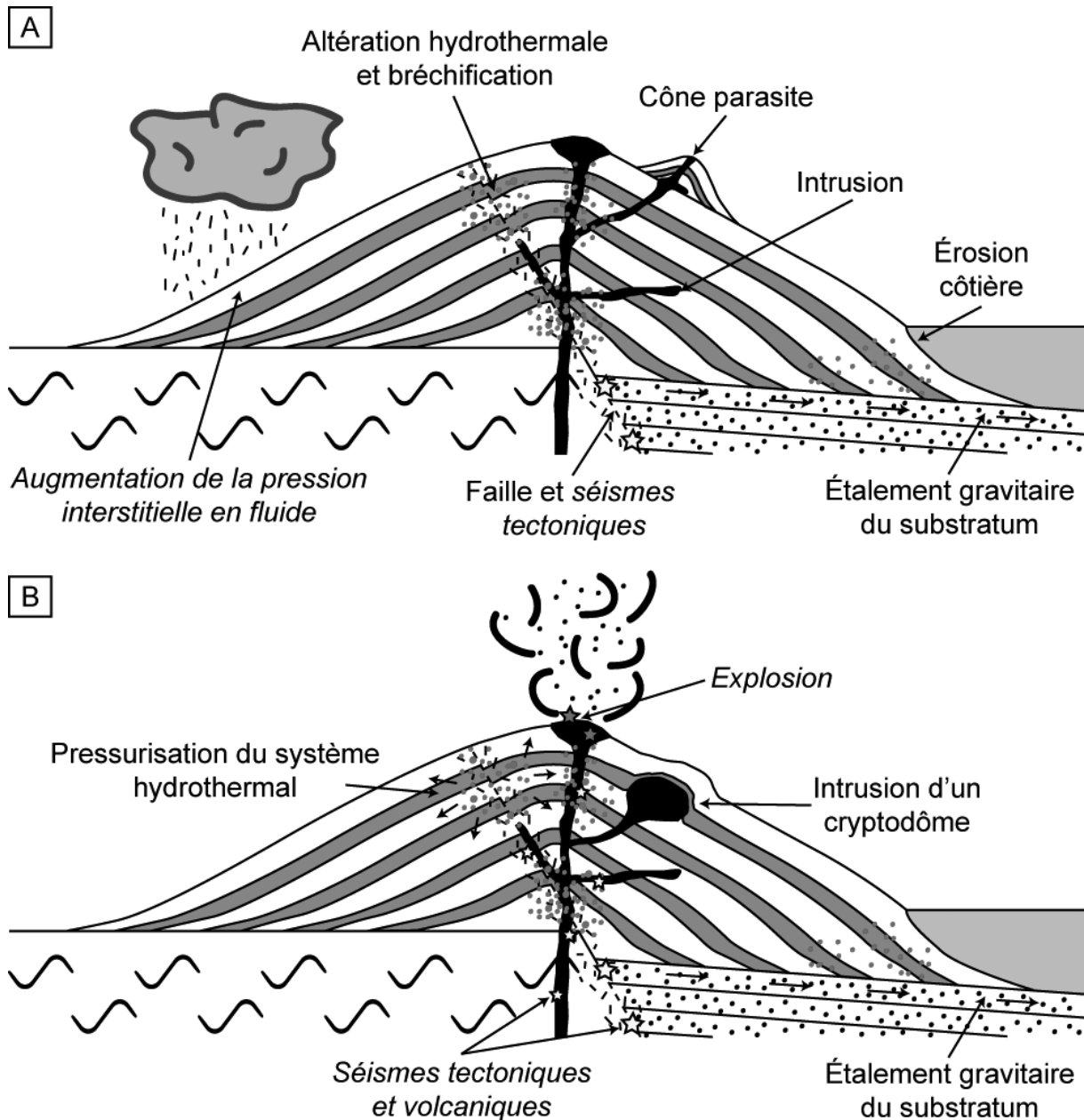


Figure 1.7 Illustration des principaux facteurs de la fragilité de l'édifice volcanique à long terme (A) et des facteurs d'instabilité à court terme (B). Des exemples d'événements déclencheurs sont indiqués en italique (modifié de McGuire, 1996).

Événements déclencheurs des effondrements sectoriels

Il est souvent difficile de définir précisément l'événement déclencheur car il ne laisse pas forcément de traces dans la CES ou dans les dépôts. De plus, le nombre réduit d'observations directes d'effondrements sectoriels ne permet pas de faire de généralités (Siebert, 1984). L'événement déclencheur n'est généralement pas le seul responsable de l'effondrement sectoriel et est associé à un ou plusieurs facteurs d'instabilité (Voight *et al.*, 1981). Il est aussi vraisemblable que certains effondrements sectoriels ne soient pas liés à un événement déclencheur limité dans le temps mais uniquement à la fragilisation progressive de l'édifice. Il est reconnu jusqu'à présent trois familles d'événements pouvant déclencher un effondrement sectoriel volcanique (Siebert *et al.*, 1987; Kerle and van Wyk de Vries, 2001) :

- (1) une explosion volcanique (magmatique, phréatomagmatique ou phréatique) ;
- (2) un séisme (séisme régional ou volcano-tectonique) ;
- (3) un phénomène climatique extrême (ouragan).

Pour les effondrements sectoriels déclenchés par une éruption, il est possible de retrouver le type d'événement déclencheur grâce aux dépôts de cette éruption et de leurs relations géométriques avec le DAD. La présence de matériel juvénile indique notamment que l'éruption avait une composante magmatique (Siebert *et al.*, 1987).

1.2.2.2 Influence des mécanismes de fragilisation sur la forme et la direction de l'effondrement sectoriel

Peu d'études mettent en relation l'origine de l'effondrement et sa forme. Siebert (1984) propose un contrôle tectonique de la direction des murs latéraux de la cicatrice. Il remarque aussi que les effondrements sectoriels non volcaniques ont généralement des cicatrices régulières et attribue l'enracinement important des effondrements sectoriels volcaniques à la nature et à l'altération des matériaux, à l'activité explosive associée et à la taille de l'effondrement.

La direction de l'effondrement sectoriel est généralement normal à la direction des failles actives (normales ou inverses) (fig. 1.8B), des alignements de cônes parasites (fig.1.8A) et des directions préférentielles d'intrusion (Siebert, 1984; Francis and Wells, 1988; Capra *et al.*, 2002). Dans un contexte décrochant, l'effondrement sectoriel a tendance à avoir une direction parallèle à la direction de faille (fig.1.8C) (Lagmay *et al.*, 2000; Ponomareva *et al.*, 2006). Ces relations entre tectonique et direction d'effondrement ne sont pas toujours évidentes (Ponomareva *et al.*, 2006). La direction de la pente du substratum, reflet de la tectonique locale, de l'érosion, ou de l'activité volcanique, est généralement parallèle à la direction de l'effondrement sectoriel (Wooller *et al.*, 2004; Belousov *et al.*, 2005; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006; Coombs *et al.*, 2007).

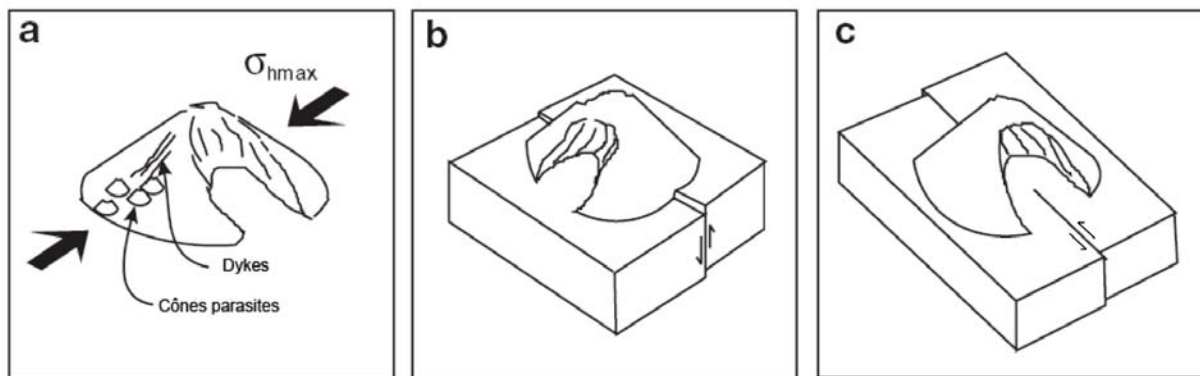


Figure 1.8 Relations entre la tectonique locale et la direction d'effondrement sectoriel (Lagmay *et al.*, 2000). (a) Modèle de Moriya où la direction d'effondrement sectoriel est perpendiculaire à la contrainte horizontale maximum régionale (σ_{hmax}) ; (b) effondrement sectoriel perpendiculaire à la faille normale ; (c) effondrement sectoriel parallèle à la faille décrochante.

Le concept d'héritage structural paraît être prépondérant dans les cas d'effondrements multiples. En effet, il semble que l'effondrement sectoriel ait deux conséquences importantes sur la structure du volcan lorsqu'il comprend le conduit d'alimentation et l'évent du volcan (Belousov *et al.*, 1999). D'une part il crée un plan de glissement préférentiel car les nouveaux produits volcaniques seront discordants sur les anciens. D'autre part, il semble qu'il change le schéma d'alimentation magmatique du volcan en introduisant une asymétrie dans la répartition des contraintes dans l'édifice (Tibaldi, 2001; Walter *et al.*, 2005). Cependant certains volcans aux effondrements sectoriels récurrents ne sont pas sujets à l'influence de cette héritage structural comme le cas du Mombacho (Shea *et al.*, 2007), de la Soufrière de Guadeloupe (Boudon *et al.*, 2008) ou du Mount Augustine (Siebert *et al.*, 1995).

1.2.2.3 Abondance et fréquence des effondrements sectoriels volcaniques

Jusqu'à présent, la base de données sur ce phénomène compte 285 événements sur 210 volcans (Dufresne et al. 2008). Ce chiffre n'est pas définitif pour deux raisons : l'étude des effondrements sectoriels est relativement récente et les traces de l'effondrement sectoriel peuvent être masquées (activité volcanique postérieure) ou effacées (érosion). Au Japon, 25% des stratovolcans et dômes de lave quaternaires ont des indices d'effondrements sectoriels. Cette proportion passe à 49% en considérant uniquement les stratovolcans et les dômes de laves actifs (Ui *et al.*, 1986b). Le climat et le taux d'érosion varient en fonction de la localisation du volcan ce qui, en plus de la différence d'accessibilité et de la politique de recherche entre les régions, affecte notre vision de la répartition globale du phénomène (Francis and Wells, 1988). Les effondrements sectoriels affectent principalement les stratovolcans, les volcans boucliers, les volcans complexes, les complexes de dômes et plus rarement les volcans monogéniques (Ui *et al.*, 1986b). Selon Francis and Wells (1988) il existe une forte corrélation entre la taille de l'édifice volcanique et sa propension à avoir subi un ou plusieurs effondrements sectoriels. Ainsi moins de 10% des édifices < 500 m auraient subi un effondrement sectoriel dans les Andes Centrales. Cette proportion passe à près de 75% pour les édifices > 2500 m (fig. 1.9A).

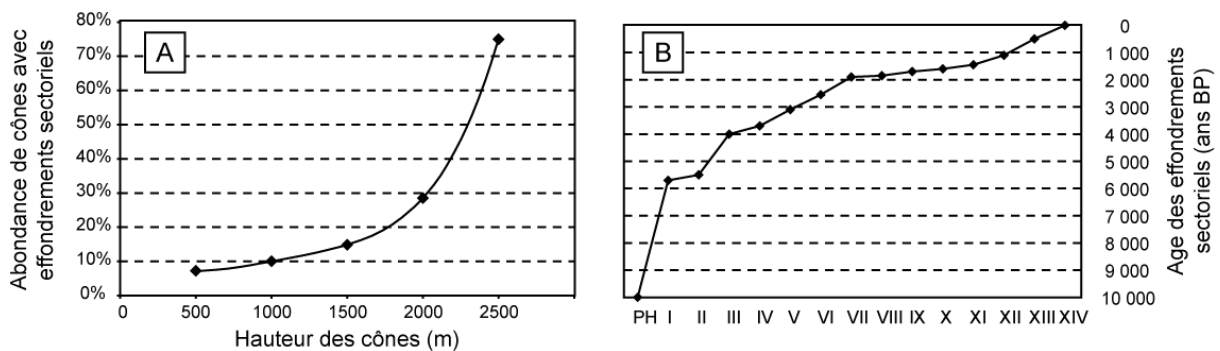


Figure 1.9 (A) Abondance de volcans avec effondrement sectoriel en fonction de la hauteur des édifices, Andes Centrales (Francis and Wells, 1988) et (B) âge des effondrements sectoriels du volcan Shiveluch, Kamchatka (données de Ponomareva et al. 2006). PH : préhistorique. La courbe de tendance de la figure (A) correspond à l'équation polynomiale de degré 4 ($y = 1.10^{-13}x^4 - 5.10^{-10}x^3 + 8.10^{-07}x^2 - 0,0005x + 0,1671$) avec un $R^2 = 1$. (B) L'intervalle de temps entre les effondrements sectoriels du Shiveluch diminue avec le temps.

Peu de données sur la fréquence des effondrements sectoriels volcaniques sont accessibles dans la littérature. L'intervalle de récurrence des effondrements sectoriels pour un

même volcan est très variable allant de moins d'un événement pour 100 000 ans à plus d'un événement tous les 200 ans (Siebert *et al.*, 1987). Cependant les édifices volcaniques ayant un intervalle de temps inférieur à 5 000 ans entre deux effondrements sectoriels sont rares : Mount Augustine (< 200 ans, Siebert *et al.*, 1995), Shiveluch (< 700 ans, Ponomareva *et al.*, 2006), la Soufrière de la Guadeloupe (< 3750 ans, Boudon *et al.*, 2008), Colima (~ 5 000 ans, Komorowski *et al.*, 1997), île de la Réunion (~ 5 000 ans, Oehler *et al.*, 2004). Sur certains édifices comme le Stromboli ou la Soufrière, il a été observé une diminution de l'intervalle de récurrence avec le temps (fig. 1.9B) corrélée avec une diminution du volume de l'effondrement sectoriel (Tibaldi, 2001; Boudon *et al.*, 2008). Cette observation est souvent associée à la notion d'héritage structural. Pour le Mount Augustine et le Shiveluch, la très forte fréquence d'effondrement sectoriel est associée à un taux d'émission magmatique très élevé et à la viscosité des laves qui engendre des édifices très pentus (Siebert *et al.*, 1995; Ponomareva *et al.*, 2006).

1.2.3 Exemples d'effondrement sectoriels volcaniques historiques et préhistoriques

Les exemples suivants permettent d'illustrer la synthèse présentée ci-dessus sur la caractérisation des dimensions et de la forme des CESs récentes ou bien conservées. Les témoignages ou les indices présents dans les cicatrices ou les dépôts permettent de reconstituer assez fidèlement l'origine et la chronologie de ces effondrements sectoriels.

1.2.3.1 Mount St. Helens, 18 mai 1980

Le Mount St. Helens (Washington, États-Unis d'Amérique) a subi un effondrement sectoriel le 18 mai 1980 laissant une CES en forme de cuillère en coupe et de fer à cheval en plan ($L_C = 3,5$ km ; $W_C = 2$ km). L'effondrement a remobilisé $2,3$ km³ de matériaux (Glicken, 1996) soit 8,5% de l'édifice préexistant (Siebert *et al.*, 1995). L'édifice avant l'effondrement était un cône régulier mais soumis à la contrainte d'une faille décrochante NNW qui aurait influencé la direction d'effondrement (Lagmay *et al.*, 2000). Cet effondrement sectoriel a été précédé par deux mois d'activité sismique intense, d'une forte déformation du volcan et

d'explosions phréatiques accompagnant l'intrusion d'un cryptodôme dans le flanc nord du volcan. La localisation de cette intrusion a pu être influencée par la présence du dôme sommital (Siebert, 2002). L'événement déclencheur semble vraisemblablement un séisme de magnitude 5 précédant l'effondrement de quelques secondes (Stoffel and Stoffel, 1980). L'effondrement sectoriel a été directement suivi par une puissante explosion latérale, conséquence de la décompression du cryptodôme, et d'une éruption plinienne (Voight *et al.*, 1981).

1.2.3.2 Bandai, 15 juillet 1888

Le volcan Bandai (Japon) a subi un effondrement sectoriel le 15 juillet 1888 laissant une CES en forme de cuillère en coupe et d'amphithéâtre en plan ($L_C = 2$ km ; $W_C = 2,5$ km). Cet édifice est un volcan complexe formé par la superposition de plusieurs stratovolcans andésitiques. Cette configuration engendre une forte instabilité de l'édifice qui a subi au moins 13 effondrements sectoriels en 300 000 ans (Yamawaki *et al.*, 2004). L'effondrement semble avoir été favorisé par la présence d'épaisses coulées de laves sur un cœur pyroclastique (Siebert, 2002). Il a été précédé par une semaine d'activité sismique faible à modérée. Les événements déclencheurs de l'effondrement semblent être (1) deux séismes (magnitude 5 sur l'échelle de Richter) et (2) 15 à 20 explosions phréatiques successives en une minute (Yamamoto *et al.*, 1999). L'effondrement a précédé ou a été simultané à la phase explosive majeure, caractérisé par l'émission de courants de densité sans composante juvénile et d'un panache de cendres haut de 5 000 m, signant la fin de la phase paroxysmale.

1.2.3.3 Mayuyama, 21 mai 1792

Le dôme du Mayuyama (fig. 1.10), appartenant au complexe volcanique Unzen, a subi un effondrement sectoriel le 21 mai 1792 laissant une CES en forme d'amphithéâtre en plan ($L_C = 1,7$ km ; $W_C = 1,4$ km). L'absence de données dans la littérature ne permet pas de caractériser précisément la forme en coupe de la cicatrice mais le profil de l'ensemble du complexe volcanique suggère une cicatrice régulière (Hoshizumi *et al.*, 1999). Le Mayuyama est un dôme dacitique double âgé de 5000 ans et inactif depuis 4000 ans. L'effondrement

sectoriel du Mayuyama a été précédé par une crise sismique régionale débutée en novembre 1791. Une éruption a débuté en janvier 1792 sur le Mont Unzen voisin, s'achevant par l'extrusion d'une volumineuse coulée de lave en mars. Le 21 avril de cette même année, une nouvelle crise sismique a provoqué l'apparition de fractures proches du dôme du Mayuyama et le 29 avril une partie du dôme a progressivement glissée vers l'Est de 200 m. L'effondrement sectoriel a été déclenché par deux séismes puissants le 21 mai et n'a pas été suivi d'une éruption (Siebert, 2002).

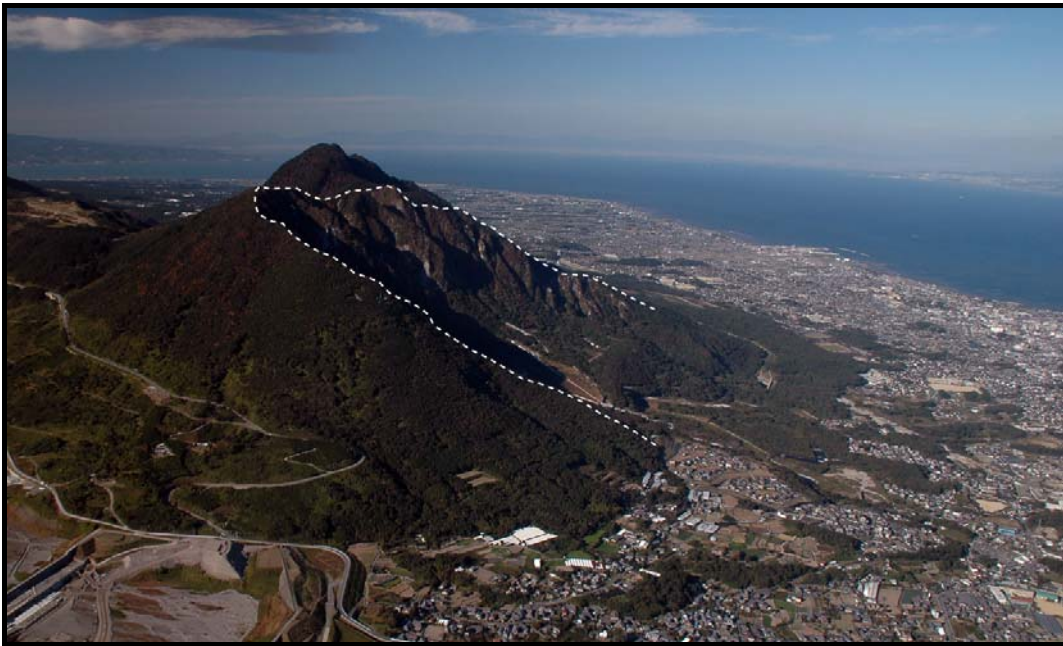


Figure 1.10 Photographie de la cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) de 1792 du Mayuyama, Japon. Cette cicatrice longue de 1,7 km avec une largeur à l'ouverture de 1,4 km correspond à un volume manquant de $0,34 \text{ km}^3$.

1.2.3.4 Socompa, 7500 ans BP

Il n'existe pas de témoignage direct de l'effondrement sectoriel du Socompa mais la fraîcheur de la CES ($L_C = 9,5 \text{ km}$; $W_C = 11 \text{ km}$) et les indices présents dans les dépôts permettent de reconstituer son déroulement. La CES de l'effondrement est de forme triangulaire en vue aérienne et en escalier en coupe. Le Socompa est un stratovolcan massif de près de 3 000 m de relief qui s'est construit sur les dépôts fluviaux et ignimbriques remplissant le bassin de Monturaqui (Wadge *et al.*, 1995). Cette formation se retrouve en large quantité ($\sim 80 \text{ vol.}\%$) dans le dépôt issu de l'effondrement sectoriel. L'hypothèse qui

prévaut actuellement propose que le substratum ait flué sous le poids du volcan entraînant l'effondrement du flanc NW. Le déclenchement de l'effondrement a pu être purement gravitaire ou associé à une éruption de taille modérée caractérisée par de fins dépôts pyroclastiques. Une coulée de lave était en activité au moment de l'effondrement sectoriel (van Wyk de Vries *et al.*, 2001).

1.3 Caractéristiques des dépôts d'avalanches de débris volcaniques

Les dépôts d'avalanches de débris (DADs) volcaniques sont des brèches épiciastiques, très peu triées, hétérogènes et hétérométriques (Siebert, 1984). Ces imposants dépôts présentent de multiples faciès et des structures complexes.

1.3.1 Dimensions et formes des dépôts

Les dimensions et les formes des DADs varient beaucoup d'un exemple à l'autre. Ces dépôts sont généralement limités par des escarpements latéraux ou frontaux (marginal and frontal escarpments) de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de hauteur (Ui *et al.*, 2000). Lorsque les dépôts sont peu érodés et/ou peu recouverts de dépôts plus récents, ces escarpements permettent une cartographie assez précise en utilisant des photographies aériennes ou des images satellites (Francis and Wells, 1988). Néanmoins, certains exemples comme le DAD du Parinacota montrent des pourtours parfois vagues avec une épaisseur pouvant diminuer progressivement jusqu'à devenir négligeable. Des dépôts détachés de la masse principale ont aussi été observés (Clavero *et al.*, 2002). La cartographie de terrain est incontournable en cas d'érosion, de recouvrement ou d'absence de limites nettes.

Les DADs volcaniques sont généralement épais (T_D de < 1 à > 500 m) et couvrent des surfaces considérables (A_D de < 10 à > 1000 km²). Ils représentent des volumes importants (V_D de $< 0,1$ à $> 10\ 000$ km³) et témoignent de la grande distance de parcours des avalanches de débris (L de < 10 à > 100 km). Les paramètres utilisés couramment pour décrire la mobilité

des avalanches de débris sont le coefficient de friction apparent (H/L), le facteur d'étalement ($FE_D = A_D/V_D^{2/3}$) et la distance excessive parcourue ($Le = L-H/0,62$) (Heim, 1932; Siebert, 1984; Dade and Huppert, 1998; Clavero *et al.*, 2002).

Jusqu'à présent, peu de travaux ont étudié la forme des dépôts (Siebe *et al.*, 1992; Glicken, 1996; Siebert, 2002). Palmer *et al.* (1991) montrent que l'environnement de dépôt modifie la forme des DADs qui seront plus étalés dans un large bassin que dans une vallée étroite.

1.3.2 Faciès des dépôts

1.3.2.1 Terminologie des composants des dépôts

La terminologie descriptive des composants dans les avalanches de débris volcaniques ou non volcaniques a été l'objet de multiples discussions scientifiques (Ui, 1983; Ui and Glicken, 1986; Glicken, 1991; Palmer *et al.*, 1991; Yarnold, 1993; Friedmann, 1997; Belousov *et al.*, 1999; Nehlig *et al.*, 2001; Komorowski, 2008). Il est donc important de définir les termes utilisés pour décrire les dépôts (fig. 1.11) :

- Un grain ou claste (clast) est une particule de taille variable (micrométrique à plurimétrique) indivisible par immersion dans l'eau où tamisage (Glicken, 1991).
- Dans l'échelle granulométrique de Wentworth (1922), un petit bloc (cobble) est une particule ayant un diamètre compris entre 64 et 256 mm et un gros bloc (boulder) est une particule ayant un diamètre supérieur à 256 mm. Cependant, dans les avalanches de débris le terme « bloc d'avalanche de débris ou BAD » (debris avalanche block : DAB) est utilisé pour décrire un fragment cohérent, non consolidé ou faiblement consolidé (Glicken, 1991; Takarada *et al.*, 1999) et n'est pas associé à une notion de taille. Un BAD, provenant de la zone source ou incorporé au cours de l'écoulement, est transporté relativement intact jusqu'au lieu de dépôt (Glicken, 1996). Il peut être constitué de grains de taille et de nature variés mais ayant une origine commune. Les BADs peuvent préserver des structures originelles comme la stratification ou les joints magmatiques.

- Les mégablocs (megablocks) sont des blocs de grande taille (cette notion varie selon les auteurs) présents autant en région proximale qu'en zone distale.
- Les blocs *Toreva* (Toreva block) correspondent à des blocs pouvant mesurer plusieurs kilomètres de long pour plusieurs centaines de mètres de haut. La stratification des produits volcaniques est souvent visible dans ces parties relativement intactes de l'édifice source n'ayant subi qu'une translation ainsi qu'une légère rotation. Certains blocs *Toreva* peuvent rester dans la CES, comme au Socompa (van Wyk de Vries *et al.*, 2001), tandis que d'autres peuvent glisser jusqu'au pied du volcan, comme au Mont Sredny (Ponomareva *et al.*, 2006).
- Le terme « matrice » est souvent utilisé pour décrire l'ensemble des particules ayant un diamètre inférieur à 2 mm. Cependant il est plus normal de l'utiliser dans son sens sédimentologique qui signifie ensemble des petites particules qui englobent les plus gros grains (Mehl and Schmincke, 1999). On distingue la matrice intrabloc (intraclast matrix), présente dans un bloc monolithologique, et la matrice interbloc (interclast matrix), présente dans un bloc ou un faciès polyolithologique (Glicken, 1996).

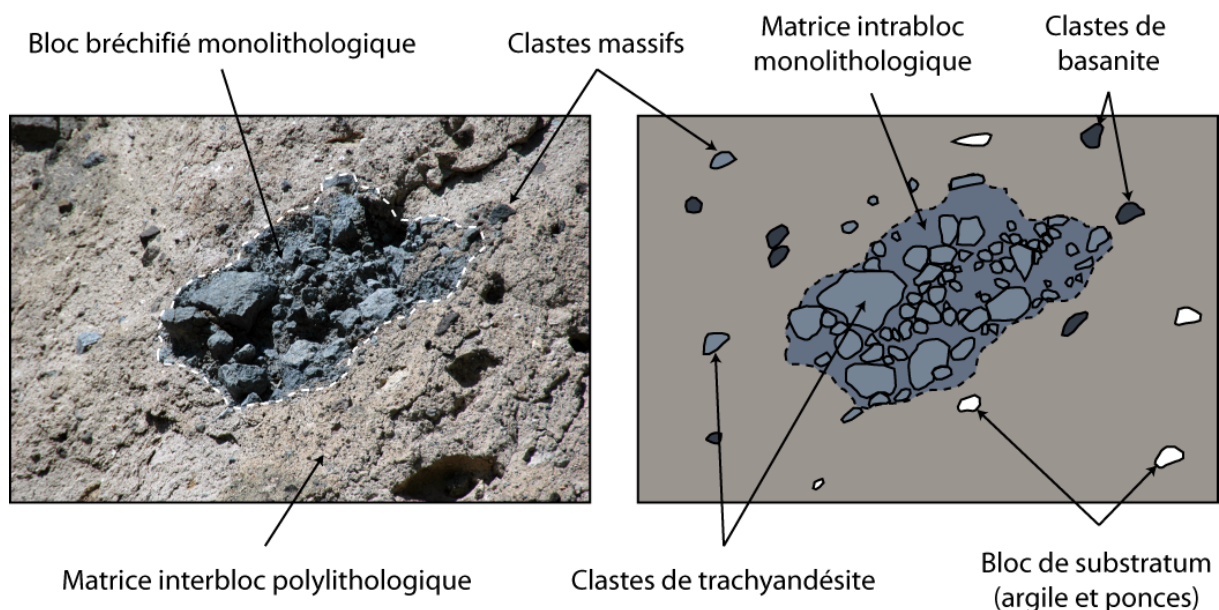


Figure 1.11 Éléments de description d'un dépôt d'avalanche de débris. Exemple du dépôt de Perrier, Massif Central français. Ce dépôt expose un faciès principalement mélangé avec quelques blocs.

1.3.2.2 Variétés de faciès

Le terme « faciès », qui signifie aspect, permet de distinguer les dépôts en fonction de certaines caractéristiques. Une des particularités des dépôts d'avalanches de débris est la diversité de leurs faciès qui a entraîné la multiplication de termes pour les décrire. Ces distinctions sont basées sur des paramètres divers comme leur composition, leur granularité (répartition de la taille des grains) ou leurs structures :

- Faciès à blocs (block facies) : empilement de blocs d'avalanche de débris provenant de la zone source. Les blocs montrent communément une matrice (en terme de fraction granulométrique < 2 mm) peu développée (< 30 wt.%) (Glicken, 1991). Il est possible de distinguer le faciès à blocs (taille de blocs < 100 m) et le faciès à mégablocs (taille de blocs > 100 m) lorsque les affleurements le permettent (Mehl and Schmincke, 1999).
- Faciès matriciel (matrix facies) : faciès riche en matrice (en terme de fraction granulométrique < 2 mm) dont la composition est similaire à celle des blocs d'avalanche de débris (Ui and Glicken, 1986). Ce faciès correspond au faciès homogène dans Mehl and Schmincke (1999).
- Faciès mélangé (mixed facies) : faciès souvent riche en matrice interbloc, très polyolithologique sans stratification ni tri (Glicken, 1991).
- Faciès cisailé (sheared facies) : mélange incomplet d'éléments primaires et d'éléments incorporés dans l'avalanche avec une très forte déformation (Mehl and Schmincke, 1999).
- Faciès de base (basal facies) : partie basale du dépôt riche en matrice interbloc, sans blocs d'avalanche de débris, très polyolithologique avec une grande quantité d'éléments du substratum (Ui *et al.*, 2000).
- Faciès bulldozer (bulldozer facies) : faciès composé essentiellement d'éléments du substratum fortement déformés (Belousov *et al.*, 1999).

Les faciès peuvent aussi être décrits en fonction de leur composition chimique (e.g. andésite, dacite...etc.), de leur position dans le dépôt (ultra proximale, proximale, médiane,

distale et marginale) ou dans l'édifice source (Palmer *et al.*, 1991; Glicken, 1996). Il est aussi courant que plusieurs faciès soient présents dans un même affleurement (fig. 1.12). Seuls le faciès à blocs et le faciès mélangé sont utilisés couramment dans les articles scientifiques. Généralement on observe une diminution de la proportion de faciès à bloc ainsi que de la taille maximum des clastes vers l'aval (Ui and Glicken, 1986; Ui *et al.*, 1986a; Glicken, 1996; Nehlig *et al.*, 2001). La proportion d'éléments du substratum dans le dépôt tend à augmenter dans les régions distales des dépôts (Palmer *et al.*, 1991; Clavero *et al.*, 2004a; Hungr and Evans, 2004). Les rares études granulométriques réalisées sur quelques dépôts d'avalanches de débris montrent que les blocs proximaux sont déjà intensément fragmentés et qu'ils tendent à l'être encore plus en région distale (Glicken, 1996; Belousov *et al.*, 1999; Voight *et al.*, 2002).

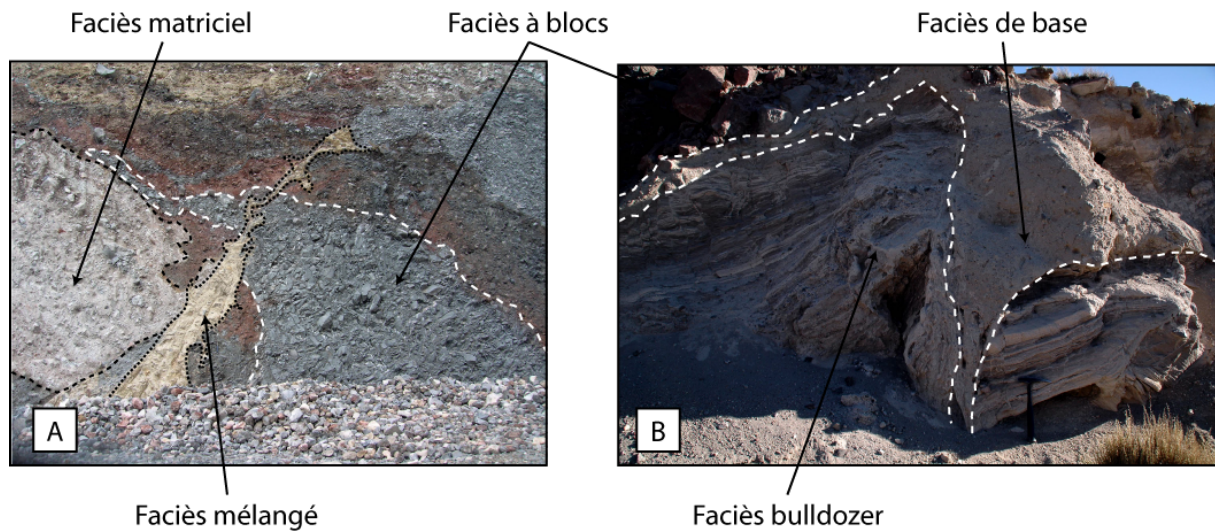


Figure 1.12 Exemples de faciès caractéristiques dans (A) le DAD de l'Imbabura (Équateur) et (B) le DAD du Parinacota (Chili). La figure (A) montre un bel exemple de série volcanique dont la stratigraphie est conservée mais légèrement basculée et déformée dans laquelle s'injecte le faciès mélangé. La figure (B) expose un affleurement principalement constitué de substratum (série lacustre) fortement déformé et recoupé par une injection de faciès de base.

1.3.3 Structures des dépôts

Les structures présentes dans les dépôts d'avalanches de débris volcaniques peuvent être des structures originales liées à la nature des dépôts (structures innées : joints magmatiques, stratification...), des structures acquises dans l'édifice (cataclase tectonique, altération hydrothermale...), des structures acquises suite à l'effondrement sectoriel et à la

mise en place de l'avalanche de débris, ou enfin des structures postérieures au dépôt (tectonique, glissement de terrain...). Notre travail est focalisé sur les structures acquises pendant le phénomène étudié mais l'identification des autres structures est essentielle. De nombreuses études ont décrits les structures présentes dans les dépôts. Pour simplifier la lecture de cette partie, il est possible de classer ces structures en trois catégories : les bases de dépôts, les structures internes et les morphologies de surfaces.

1.3.3.1 Les bases de dépôts d'avalanches de débris

Même si les avalanches de débris sont des phénomènes hautement érosifs (Yarnold, 1993), les descriptions de contacts de base sont peu fréquentes dans la littérature. Certains contacts sont réguliers sans structures particulières (Clavero *et al.*, 2002). La déformation du substratum sous forme de boudinage, de plissements et de failles chevauchantes est fréquente (Schneider and Fisher, 1998; Clavero *et al.*, 2002). L'abrasion est souvent citée mais rarement décrite (Nehlig *et al.*, 2001). Les témoins de cette abrasion sont principalement les stries et des chenaux présents au contact (Schneider and Fisher, 1998; Mehl and Schmincke, 1999) ainsi que la forte proportion de matériel incorporé dans les dépôts (Palmer *et al.*, 1991; Clavero *et al.*, 2004a).

La plupart des faciès particuliers des avalanches (e.g. faciès cisailé, faciès de base, faciès bulldozer) sont localisés près de la base des dépôts (Friedmann, 1997; Belousov *et al.*, 1999; Shea *et al.*, 2007). Ces faciès sont riches en éléments du substratum et il est fréquent d'y observer des troncs d'arbres orientés parallèlement à la direction d'écoulement (Belousov, 1995; Takarada *et al.*, 1999).

Il apparaît localement des niveaux très spécifiques correspondant à des zones finement broyées (fig. 1.13) (Schneider and Fisher, 1998) voir partiellement fondues de faible épaisseur à la base du dépôt (Legros *et al.*, 2000). Ces niveaux sont rares et généralement associés à des DADs épais de plusieurs centaines de mètres. Des injections de matériel finement broyé ont été observées dans des substratums cristallins fortement altérés (Schneider and Fisher, 1998).

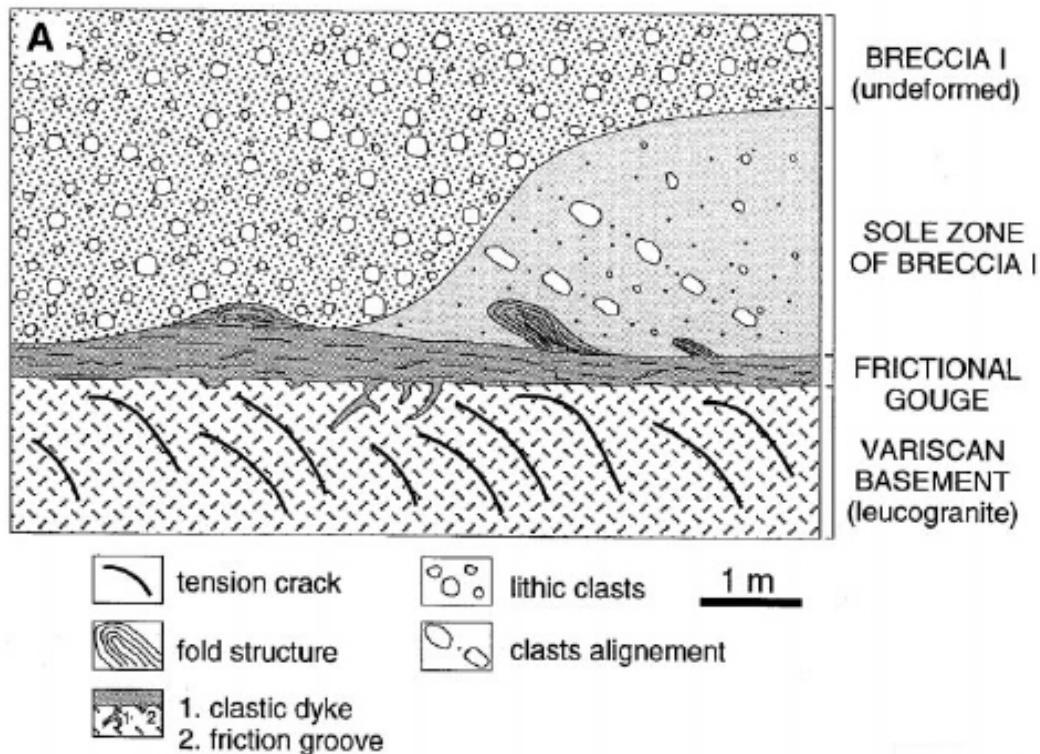


Figure 1.13 Schéma d'un contact de base du DAD du Cantal (Schneider and Fisher, 1998). Il faut remarquer que le niveau de frictionite est injecté dans le substratum et partiellement remobilisé sous forme de plis par l'avalanche. Il apparaît dans la sole du dépôt (faciès de base) un alignement de clastes oblique au contact de base.

1.3.3.2 Structures internes des dépôts

La fracturation en puzzle (jigsaw cracking) est une structure très répandue et caractéristique des DADs (Ui, 1983). Cette fracturation est visible à l'échelle macroscopique (fig. 1.14) comme à l'échelle microscopique (Komorowski *et al.*, 1991; Belousov *et al.*, 1999). Elle est caractérisée par un faible déplacement des clastes, une légère dilatation du volume des blocs sans désagrégation (Glicken, 1996). Les travaux de quantification de cette fracturation montrent qu'elle est présente en amont comme en aval du dépôt sans augmentation significative de la densité de fracture par unité de surface mais avec un élargissement des fractures (Ui and Glicken, 1986; Ui *et al.*, 1986a). Les blocs massifs de lave ont une densité de fracture par unité de surface presque double à celle des blocs de dépôt volcanoclastiques et la largeur de ces fractures est plus grande en région distale qu'en zone proximale (Ui and Glicken, 1986). Les jigsaw cracks sont les seules structures internes omniprésentes dans les DADs.



Figure 1.14 Jigsaw cracks dans un bloc d'andésite à amphibole dans le dépôt d'avalanche de débris du Chimborazo, Équateur. Ces fractures en puzzle sont facilement différenciables des fractures tectoniques car elles ne sont pas continues.

De multiples structures internes particulières sont décrites mais leur présence ou leur identification n'est pas systématique :

- Rotation des blocs selon un axe perpendiculaire au sol (Siebert, 1984).
- Injections de faciès fins et polyolithologiques dans des blocs (Friedmann, 1997).
- Déformation horizontale des blocs sous forme de failles normales, de boudinage ou d'étirement (Ui and Glicken, 1986; Takarada *et al.*, 1999; Shea *et al.*, 2007).
- Texture de type « hackly » (réseau de fractures hérissées) sur la surface des grains millimétriques (Komorowski *et al.*, 1991; Belousov *et al.*, 1999).
- Mélange partiel entre des matrices de composition différentes (Siebert, 1984).
- Figures de rampes similaires à des failles inverses (Schneider and Fisher, 1998).
- Figures d'impacts sur la surface de certains blocs (Clavero *et al.*, 2002).

Certaines études ont des résultats contradictoires. Par exemple, certains auteurs suggèrent un granoclassement grossièrement inverse (Davies *et al.*, 1999; Shea *et al.*, 2007) ou normal (Takarada *et al.*, 1999) pour les clastes de grande taille.

1.3.3.3 Morphologies de surface

Les DADs sont souvent reconnus grâce à leurs morphologies de surface particulières regroupées dans le terme « topographie à hummocks ». Le terme « hummock » signifie butte en anglais et la topographie à hummocks est caractérisé par des reliefs positifs (les hummocks) et des dépressions (Siebert, 1984). Ce terme de géomorphologie est aussi utilisé dans la description de glaces et de formations cryoclastiques (Grab, 2005). La topographie des DADs peut aussi être marquée de structures différentes comme des failles normales ou des tranchées (Belousov *et al.*, 1999; van Wyk de Vries *et al.*, 2001). Il est ainsi possible de reconnaître des formes redondantes (Glicken, 1991; Clavero *et al.*, 2002) :

- Les hummocks coniques (conical hummock) : la pente de la morphologie est presque constante et son sommet est limité (Siebert, 1984). Les hummocks pyramidaux ont une base polygonale.
- Les hummocks arrondis (rounded hummock) : la base de la morphologie est ronde, sa forme en coupe est aussi arrondie (Crandell *et al.*, 1984).
- Les rides (ridges) : la longueur de la morphologie est beaucoup plus grande que sa largeur. Elles sont longitudinales quand leur direction coïncide avec la direction locale d'écoulement et transversales quand leur direction est perpendiculaire à celle-ci. Les rides de bordures ou levées naturelles (natural levees) sont les rides qui bordent les dépôts (Ui *et al.*, 2000).

Les dépressions visibles dans les dépôts d'avalanches de débris ont été peu décrites jusqu'à présent et sont souvent qualifiées de dépressions « interhummocks » (Siebert, 1984). Il est cependant possible de différencier trois types de dépressions :

- Les dépressions interhummocks dues uniquement à la présence des hummocks. L'altitude de leur plancher correspond à l'altitude moyenne du toit du dépôt sans les hummocks.
- Les dépressions « antihummocks » (Kettle holes) sont de vraies dépressions par rapport à l'altitude moyenne du dépôt sans les hummocks (Clavero *et al.*, 2002).

- Sur le dépôt de l'avalanche de débris du Shiveluch en 1964, il a été identifié de multiples sillons subparallèles orientés strictement dans la direction de l'écoulement (Belousov *et al.*, 1999).

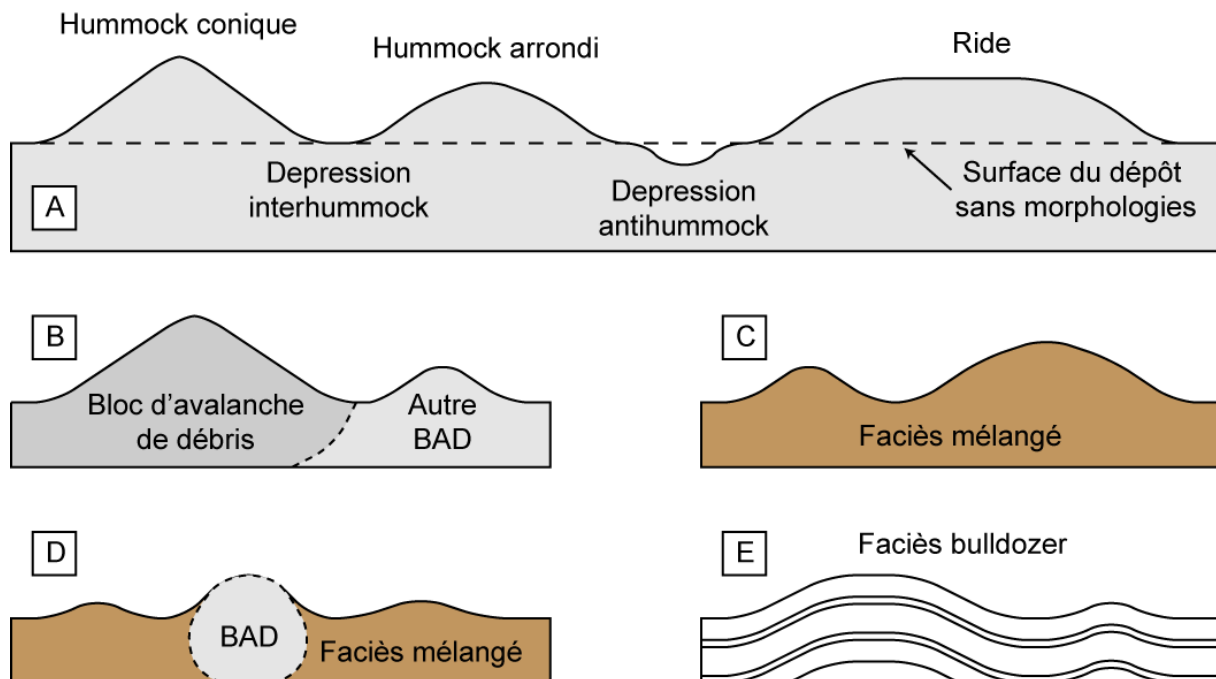


Figure 1.15 (A) Formes et (B à E) nature des principales morphologies de surfaces dans les DADs en coupe. Les figures B, C et D correspondent aux morphologies décrites par Glicken (1991) (type A, B et C). La figure E correspond aux hummocks de faciès bulldozer présents généralement en région distale (Clavero *et al.* 2002).

Il peut être identifié plusieurs centaines à plusieurs milliers de hummocks sur un même dépôt (Crandell *et al.*, 1984; Conway *et al.*, 1992; Clavero *et al.*, 2002; Clavero *et al.*, 2004a; Shea *et al.*, 2007). Glicken (1991) propose une classification des hummocks en fonction du faciès qui les constitue :

- Hummock de faciès à bloc sans faciès mélangé (type A). Ce type de hummock est souvent représentatif des zones proximales des dépôts (Siebert *et al.*, 2004).
- Hummock de faciès mélangé (type B). Ce type de hummock est souvent représentatif des zones distales des dépôts (Crandell *et al.*, 1984).
- Hummock créé par un bloc d'avalanche de débris dans le faciès mélangé (type C) (Garcia Cacho *et al.*, 1994).

- Hummock de faciès bulldozer. Ce type de hummock n'apparaît pas dans la classification de Glicken (1991) mais est présent dans certains dépôts (Clavero *et al.*, 2002; Clavero *et al.*, 2004a).

Clavero *et al.* (2002) différencie aussi les hummocks simples composés d'une seule lithologie et les hummocks complexes polyolithologiques. L'organisation et la distribution des morphologies de surface sont des sujets controversés. La diminution de la taille des morphologies de l'amont ou de la région médiane vers l'aval (Siebert, 1984; Clavero *et al.*, 2004a) ne semble pas systématique (Ui *et al.*, 2000). De même l'orientation des hummocks allongés ou des rides parallèlement à la direction d'écoulement (Shea *et al.*, 2007) n'est pas automatique (Belousov *et al.*, 1999). L'observation et la quantification des morphologies de surface peuvent être altérées par l'érosion et le recouvrement du dépôt qui tendent à combler les dépressions et modifier la forme et la taille des hummocks.

1.4 Problématiques de l'étude

1.4.1 Quelques statistiques sur les avalanches de débris volcaniques

Dans notre analyse, nous prenons en compte uniquement les avalanches de débris volcaniques mises en place en contexte subaérien (comprenant les avalanches qui entrent légèrement dans la mer ou dans un lac comme celles du Mombacho, de l'Unzen ou du Mount Augustine). Il existe de nombreuses études sur les dimensions des avalanches de débris volcaniques (Siebert, 1984; Ui *et al.*, 1986b; Hayashi and Self, 1992; Dade and Huppert, 1998; Legros, 2002; Siebert, 2002). Ces études reprennent généralement les paramètres cartographiques (H , L , A_D et V_D) définis pour les avalanches de débris non volcaniques (Heim, 1932; Nicoletti and Sorriso-Valvo, 1991). Ces paramètres sont souvent remis en question ainsi que leur utilisation pour caractériser la mobilité du phénomène (Davies and McSaveney, 1999; Legros, 2002) du fait de leur définition et de leur réalité physique. Les données utilisées à partir de la base de données de Dufresne *et al.* (2008) montrent que les dimensions des avalanches de débris volcaniques sont très variables (tableau 1.2).

Paramètres	N ind.	Moyenne	Médiane	Maximum	Minimum	Ecart type σ
L Distance parcourue (en km) <i>Runout distance</i>	192	19,5	14	120 <i>Colima</i>	1,5 <i>Kirishima</i>	18,3
H Hauteur de chute (en km) <i>Drop height</i>	169	1,93	1,73	4,75 <i>Pico de Orizaba</i>	0,2 <i>Kirishima</i>	1,05
A _D Aire du dépôt (en km ²) <i>Deposit Area</i>	111	186,5	75	2200 <i>Colima</i>	1,5 <i>Zirahuato</i>	320
V _D Volume du dépôt (en km ³) <i>Deposit volume</i>	131	4,5	1	45 <i>Mt Shasta</i>	0,01 <i>Iliamna</i>	8

Tableau 1.2 Dimensions des avalanches de débris volcaniques continentales. Dans la colonne « Paramètres », les traductions anglaises sont en italique. Dans les colonnes « Maximum » et « Minimum », les noms en Italique correspondent aux volcans sources de ces dépôts.

L'analyse bivariée est la méthode la plus couramment utilisée pour étudier statistiquement les données de la littérature. Les graphiques ainsi obtenus (fig. 1.16) montrent tous des corrélations positives entre les différents paramètres même si les coefficients de détermination (R^2) peuvent être faibles. Les meilleures corrélations sont observées dans les graphiques (L vs. A_D) et (A_D vs. V_D). La hauteur de chute est généralement la variable la moins bien corrélée avec les autres paramètres. Ces paramètres servent à calculer des indices de mobilité qui, étant sans dimension, permettent de comparer les événements (tableau 1.3).

Indice de mobilité	N ind.	Moyenne	Médiane	Maximum	Minimum	Ecart type σ
H/L Coefficient de friction apparent <i>Apparent friction coefficient</i>	166	0,135	0,114	0,533 <i>Kliuchevskoi</i>	0,036 <i>Colima</i>	0,074
L _e Distance excessive $L_e = L-H/0,62$ <i>Excessive length</i>	166	16,2	10,1	113,1 <i>Colima</i>	0,5 <i>Kliuchevskoi</i>	17,8
L _e % $L_e\% = 100 \cdot L_e/L$	166	78,2%	81,6%	94,2% <i>Colima</i>	14,0% <i>Kliuchevskoi</i>	11,9%
F _{E D} Facteur d'étalement $F_{E D} = A_D/V_D^{2/3}$ <i>Spreading factor</i>	89	84,5	58,5	417,7 <i>Taranaki</i>	6 <i>Tacana</i>	73,8

Tableau 1.3 Indices de mobilité des avalanches de débris volcaniques continentales. Dans la colonne « Paramètres », les traductions anglaises sont en italique. Dans les colonnes « Maximum » et « Minimum », les noms en Italique correspondent aux volcans sources de ces dépôts.

Ces résultats montrent que les avalanches de débris sont généralement beaucoup plus mobiles que le modèle théorique pour un écoulement granulaire. Cependant, encore une fois il apparaît de grandes variations entre les événements. Plusieurs études ont montré que le coefficient de friction apparent est lié au volume du dépôt (Siebert, 1984; Hayashi and Self, 1992; Legros, 2002). Grâce à ce résultat l'essentiel des hypothèses expliquant la mobilité des avalanches de débris suggère que celle-ci est dépendante du volume de matériel remobilisé.

Cependant la comparaison est plus efficace entre le coefficient de friction apparent et l'aire du dépôt (fig. 1.17). Cette observation peut être liée au fait qu'il est plus dur d'estimer le volume que l'aire du dépôt.

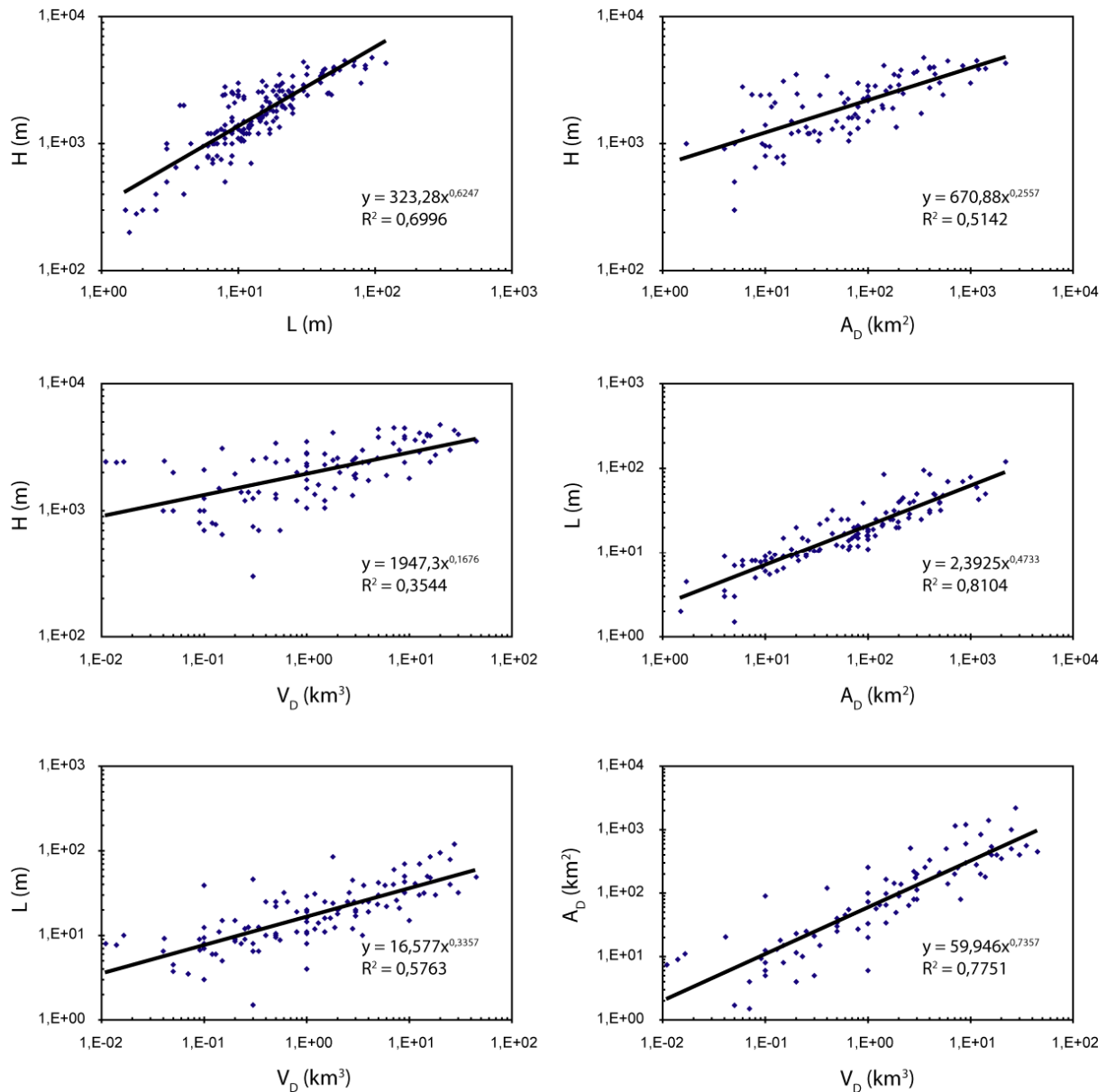


Figure 1.16 Graphiques de corrélation entre les différents paramètres cartographiques des DADs volcaniques continentaux. Les meilleurs coefficients de détermination apparaissent pour les graphiques (L vs. A_D) et (A_D vs. V_D).

La comparaison entre la mobilité des avalanches de débris et d'autres écoulements naturels montre généralement que celles-ci sont parmi les plus mobiles à l'instar des écoulements pyroclastiques et des écoulements de débris (Hayashi and Self, 1992; Legros,

2002). Cependant, alors que la grande mobilité de ces deux derniers types d'écoulement est associée généralement à la fluidisation du matériel (par gaz dans un cas et par l'eau dans l'autre), il est plus difficile d'expliquer celle des avalanches de débris sous-saturées en eau et sans témoignages de grande quantité de gaz piégé dans l'écoulement (Siebert, 1984).

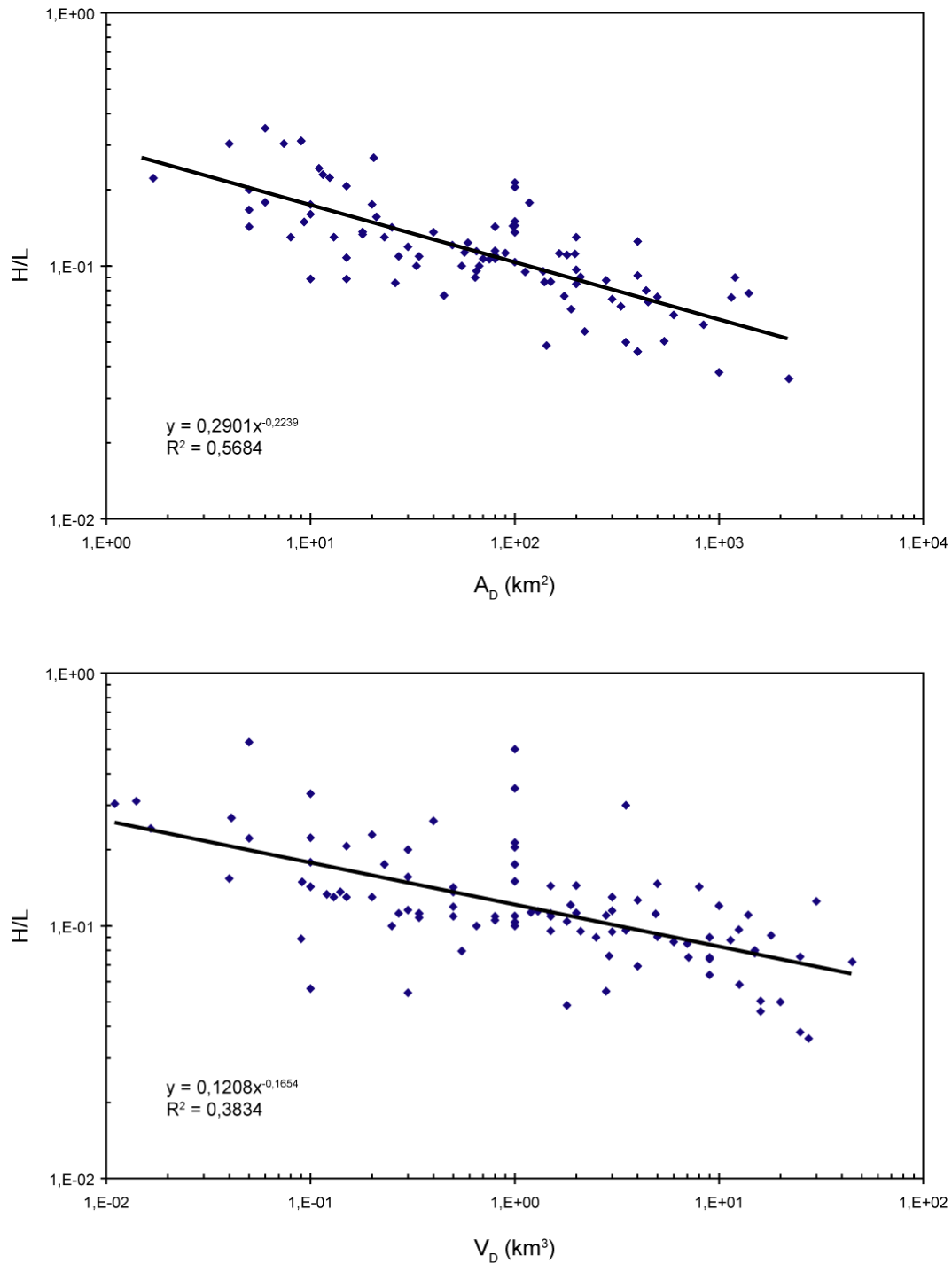


Figure 1.17 Graphiques de corrélation entre H/L, A_D et V_D pour les DADs volcaniques continentaux. Il est visible que le coefficient de corrélation entre A_D et H/L est, quoique faible, bien supérieur à celui entre V_D et H/L.

1.4.2 Modèles de mise en place des dépôts avalanches de débris volcaniques

Il existe presque autant de modèles de transport et de dépôt des avalanches de débris volcaniques que d'auteurs intéressés au sujet (Ui *et al.*, 2000). On en dénombre plus d'une vingtaine et il est inutile pour cette étude de les énumérer tous. Cependant il faut reconnaître de grandes différences entre ces modèles que l'on peut classer suivant deux axes : la méthode et le résultat. Cinq méthodes différentes ont été reconnues dans la littérature :

- L'étude de cas sur le terrain (Ui *et al.*, 1986a; Schneider and Fisher, 1998; Takarada *et al.*, 1999; Legros *et al.*, 2000; Reubi and Hernandez, 2000; Clavero *et al.*, 2002; Le Friant *et al.*, 2002; Voight *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2007). Cette méthode utilise des arguments géologiques et des évidences de terrain pour valider un mécanisme de transport ou de dépôt par rapport à un autre. Le modèle de mise en place développé dans ces études est souvent local et peut contredire celui développé sur un autre exemple.
- La revue d'études de cas (Siebert, 1984; Glicken, 1991; Palmer *et al.*, 1991). Cette méthode prend en compte l'essentiel des évidences de terrain. Cependant la variabilité des structures et des dépôts ne permet pas toujours de faire ressortir un modèle synthétique.
- L'analyse statistique des données de la littérature (Hayashi and Self, 1992; Dade and Huppert, 1998; Legros, 2002). A partir des dimensions des DADs, les auteurs cherchent des corrélations entre les différents paramètres utilisés. En fonction de ces corrélations, les chercheurs testent des solutions numériques issues de modèles physiques (régime frictionnel, collisionnel, friction constante...). Le principal problème dans cette méthode est la fiabilité et la représentativité de la base de données qui la supporte.
- Les simulations numériques (Cleary and Campbell, 1993; Sousa and Voight, 1995; Mangeney *et al.*, 2000; Voight *et al.*, 2002; Kelfoun and Druitt, 2005; Sheridan *et al.*, 2005). Elles tentent de reproduire, à l'aide d'un code numérique basé sur la mécanique des fluides et des solides, un ou plusieurs exemples naturels dont les dimensions sont assez bien connues. Même si les résultats sont très bons pour l'application à un cas,

ces codes ne prennent pas en compte suffisamment de paramètres pour être généralisés.

- Les modélisations analogiques (Davies and McSaveney, 1999). Ces expériences étudient le comportement d'un écoulement granulaire en faisant varier certains paramètres (comme les dimensions, la nature du matériel...) pour expliquer les différences de mobilité des écoulements naturels. Les plus grands reproches fait à l'encontre des modélisations analogiques sont généralement sur le dimensionnement des expériences et leur simplicité par rapport aux systèmes naturels.

Pour ce qui concerne les résultats, ils sont très variables ainsi il est difficile de généraliser un ou plusieurs modèles d'écoulements. Cependant, il est possible de différencier au moins quatre types de modèles :

- Écoulement partiellement ou complètement fluidisé (Hsü, 1975; Melosh, 1979; Palmer *et al.*, 1991; Iverson *et al.*, 1997). Un fluide (gaz ou liquide), une onde (acoustique ou sismique) ou la poussière interstitielle pourraient supporter les particules de l'avalanche de débris et ainsi réduire la perte d'énergie cinétique.
- Écoulement avec réduction de la friction basale (Campbell, 1989; Cleary and Campbell, 1993; Takarada *et al.*, 1999; Legros *et al.*, 2000). Ces types de modèles supportent généralement la présence d'un niveau plus ou moins fin à la base de l'écoulement qui accommode l'essentiel de la déformation et ainsi réduit la friction de l'écoulement supérieur de type laminaire ou Plug flow (vitesse uniforme dans tout le système) (fig.1.18). Le niveau basal peut-être fluidisé par un gaz ou un liquide (Shreve, 1968) et pourrait même correspondre à un niveau de matériel partiellement fondu (Legros *et al.*, 2000).
- Écoulement à friction constante (Dade and Huppert, 1998; Kelfoun and Druitt, 2005). La raison du retard de contrainte constant est possiblement associée à la compétition entre plusieurs paramètres évoluant au cours de l'écoulement comme la friction basale et l'épaisseur de l'avalanche de débris.
- Fragmentation dynamique (Davies *et al.*, 1999; Davies and McSaveney, 2002). Dans ce modèle, la fragmentation des clastes libère une pression dispersive qui entretient le mouvement de l'écoulement avec un coefficient de friction normal.

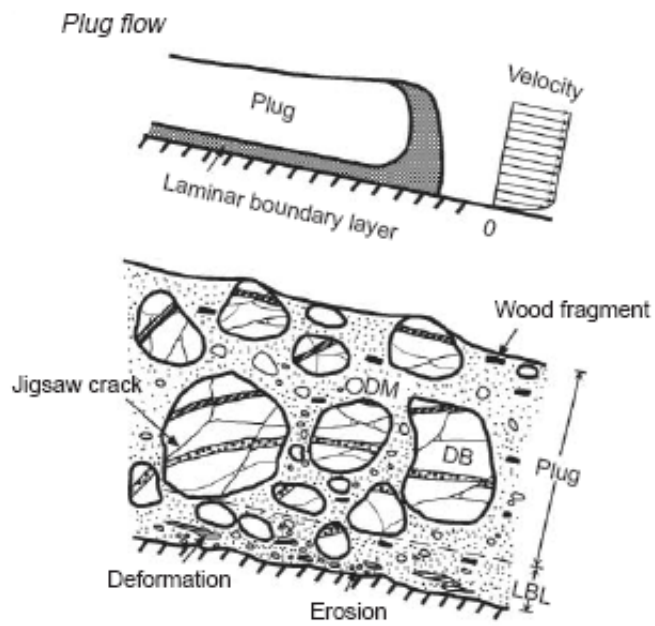


Figure 1.18 Modèle d'écoulement de type Plug flow (Takarada *et al.*, 1999). Le Plug, où la vitesse des particules est uniforme, surmonte un niveau accommodant l'essentiel de la déformation et permettant une réduction de la friction basale.

Chapitre 2 – Méthodologie de l'étude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques

Ce chapitre présente la méthodologie développée dans le cadre de cette thèse sur les dépôts d'avalanches de débris (DADs) volcaniques. D'un point de vue sémantique, les DADs sont des dépôts sédimentaires. Aussi, Lyell (1830) énonce la règle selon laquelle l'apparence d'une roche sédimentaire aujourd'hui est le produit de quatre processus : l'érosion, le transport, le dépôt et l'évolution du dépôt. L'étude des DADs s'oriente donc selon deux axes interdépendants : la cartographie et l'analyse sédimentologique. La cartographie inclue la zone source et la région des dépôts. Elle requiert l'identification de la cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) et du DAD rendue possible par la présence de structures particulières qui les distinguent des autres structures et produits volcaniques, épivolcaniques ou sédimentaires. La cartographie permet d'estimer les dimensions de l'évènement, étape nécessaire pour la discussion des processus de mise en place et pour l'analyse de l'aléa volcanique. Une avalanche de débris volcaniques correspond à la (re)mobilisation de produits volcaniques, épivolcaniques et non volcaniques. Ces différents composants génèrent une grande variabilité de faciès qui se surimpose à celle produite par les mécanismes de mise en place des avalanches de débris. La description et la quantification des composants et des structures présents dans les dépôts permettent de mieux appréhender ces processus. Une partie importante des termes et des paramètres utilisés dans ce chapitre sont synthétisés dans l'annexe 1 correspondant au glossaire et à la description des paramètres utilisés dans la base de données sur les DADs volcaniques (Dufresne *et al.*, 2008).

2.1 Cartographie des dépôts d'avalanches de débris volcaniques

2.1.1 Identification de la zone source et des dépôts

L'identification de la zone source n'est pas toujours possible à cause de l'érosion et/ou du remplissage postérieur. La distinction entre les CESs et les autres dépressions présentes sur

les édifices volcaniques est exposée dans le chapitre 1 (c.f. 1.2.1.2). La distinction entre les DADs et les autres dépôts volcaniques ou épivolcaniques est basée principalement sur les particularités observées dans ces dépôts comme les faciès, les structures internes et les morphologies de surface (c.f. 1.3).

À l'affleurement, il est possible d'utiliser un arbre décisionnel pour identifier les principaux types de dépôts avec lesquels peuvent se confondre un DAD (fig. 2.1). Ensuite il faut rechercher des indices montrant une mobilisation secondaire comme : (1) une cataclase de type jigsaw cracking, du boudinage, des étirements, des failles (normales ou inverses) et/ou des injections de matériel fin polyolithologique dans les blocs d'avalanche de débris ; (2) des figures de mélange partiel entre les blocs et les matrices de couleur et de composition différentes dans le DAD. Cependant la caractérisation de certains dépôts reste encore compliquée.

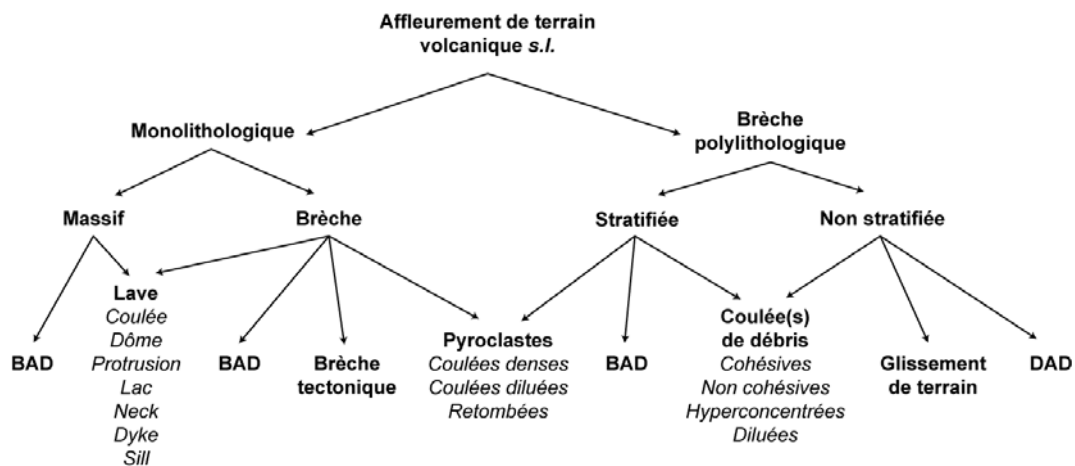


Figure 2.1 Arbre de décision quant à l'origine d'un affleurement en terrain volcanique. BAD : bloc d'avalanche de débris ; DAD : dépôt d'avalanche de débris.

Deux paramètres peuvent affecter l'identification des dépôts. Le premier est la taille de la fenêtre d'observation. En effet, il est reconnu que les avalanches de débris peuvent transporter de grands blocs intacts de produits volcaniques ou non. Si la fenêtre d'observation est plus petite que le bloc, il est possible de confondre le dépôt original et le dépôt remobilisé. Le deuxième paramètre est la similitude de certains faciès des DADs avec les dépôts d'écoulements de débris cohésifs et les dépôts de glissement de terrain charriant des produits épivolcaniques. Ces similitudes sont dues à l'origine et à l'évolution de l'écoulement. Elles

sont discutées dans l'article : « Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central) » (Bernard *et al.*, 2009).

L'identification des DADs repose donc sur l'observation de critères autant cartographiques que sédimentologiques, excluant les autres types de dépôts. Il est souvent nécessaire d'utiliser un éventail d'évidences pour être certain de la nature des dépôts (Siebert, 1984). Il est aussi important de prendre en compte l'environnement du dépôt. En effet il est plus simple de reconnaître et de cartographier un dépôt sur une surface plane et ouverte qu'un dépôt dans une vallée où les emboîtements et les mouvements de terrain sont fréquents. Ces mouvements de terrain affectant les DADs sont très difficiles à distinguer du dépôt *in situ* à l'échelle de l'affleurement car ils présentent les mêmes caractéristiques mais une cartographie détaillée permet de les discriminer.

L'affiliation d'un DAD à une CES peut être déterminée par la cartographie et la nature du matériel volcanique qui le constitue. On notera qu'en région proximale, le dépôt contient généralement presque exclusivement du matériel issu de l'édifice volcanique. Il est possible d'observer une forte part de matériel venant du substratum en région médiane et distale.

2.1.2 Dimensions et caractéristiques cartographiques de la zone source

2.1.2.1 Dimensions de la cicatrice d'effondrement sectoriel

La cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) est une dépression limitée par des murs fortement pentus et ouverte sur un côté (Siebert, 1984). Il faut distinguer le mur de tête (headwall) opposé à l'ouverture de la dépression (mouth) et les murs latéraux (sidewalls) (fig. 2.2). Les dimensions de la dépression sont décrites par plusieurs paramètres géométriques (table. 2.1) :

- Longueur de la cicatrice (L_C) : distance horizontale entre le mur de tête et l'ouverture de la dépression (Siebert, 1984).

- Largeur de la cicatrice (W_C) : distance horizontale maximum entre les murs latéraux, orthogonale à L_C . Il faut noter que W_C peut être supérieur à L_C (Siebert, 1984).
- Profondeur de la cicatrice (D_C) : différence d'altitude entre le sommet de la cicatrice et le plancher de la dépression à son ouverture.
- Largeur de l'ouverture ($W_{\alpha C}$) : distance horizontale entre les murs latéraux à l'ouverture de la dépression.
- Angle d'ouverture (α_C) : angle d'ouverture de la dépression à partir du mur de tête (Siebert, 1984).
- Pente moyenne de la dépression (β_C) : pente entre le sommet du mur de tête et la base de l'ouverture ($\beta_C = \text{atan } D_C/L_C$). Il est possible de préciser la pente minimum ($\beta_{C\text{min}}$) et maximum ($\beta_{C\text{max}}$) du plancher de la dépression.
- Direction de l'effondrement sectoriel (γ_C) : correspond généralement à la direction de L_C (Siebert, 1984).
- Profondeur d'enracinement de la cicatrice (DE_C) : distance entre la surface de l'édifice avant effondrement et le plancher de la cicatrice, perpendiculaire au plan de glissement (Tibaldi, 2001).
- Longueur de la cicatrice parallèle à la surface de glissement (LE_C) (Tibaldi, 2001).
- Aire de la cicatrice (A_C) : surface représentant la cicatrice en plan (Coombs *et al.*, 2007).

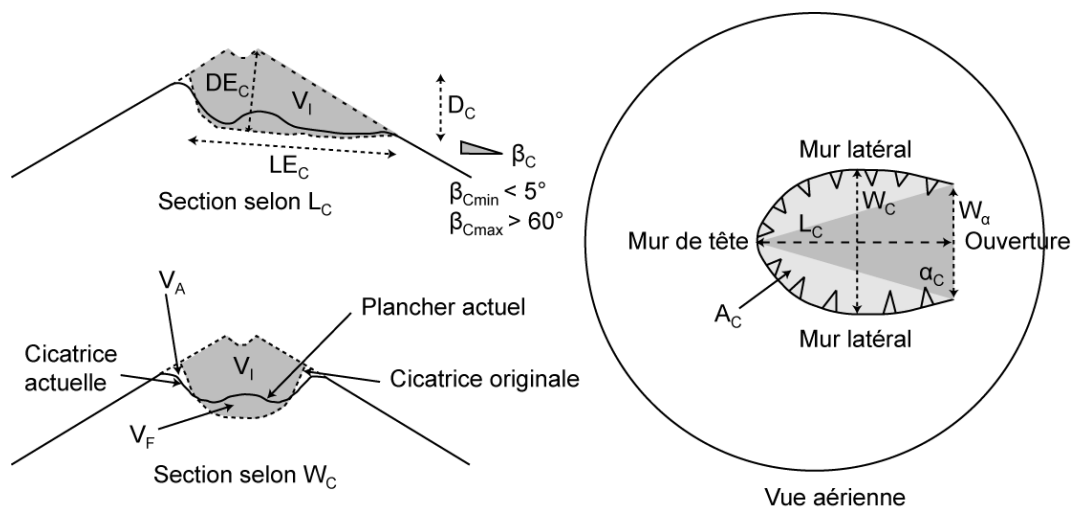


Figure 2.2 Caractéristiques géométriques de la cicatrice d'effondrement sectoriel.

Le calcul du volume initial de matériel mobilisé (V_I) nécessite l'estimation des modifications subies par la cicatrice d'effondrement sectoriel :

$$V_I = V_C - V_F + V_A \quad (1)$$

Où V_I : volume initial de matériel mobilisé ; V_C : volume de matériel manquant ; V_F : volume des dépôts qui comblent la dépression ; V_A : volume de matériel érodé.

Le volume de matériel manquant doit correspondre à la différence entre le volume de l'édifice avant effondrement et le volume de l'édifice aujourd'hui. Ce calcul est hasardeux d'autant plus que la géométrie de la cicatrice a été modifiée après l'effondrement sectoriel.

2.1.2.2 Formes de la cicatrice d'effondrement sectoriel

Pour décrire et comparer la forme des cicatrices d'effondrements sectoriels il est possible d'utiliser des nombres sans dimension calculés avec les dimensions de la cicatrice comme le rapport d'élongation (RE_C), le facteur d'enracinement (FE_C) et le facteur de fermeture (FF_C) :

$$RE_C = \frac{LE_C}{W_C} \quad (2)$$

$$FE_C = \frac{DE_C}{LE_C} \quad (3)$$

$$FF_C = \frac{W_a}{W_C} \quad (4)$$

Les paramètres géométriques et les nombres sans dimension peuvent être utilisés pour caractériser la forme des cicatrices d'effondrements sectoriels en coupe :

- Cicatrice en cuillère (spoon-like or deep-seated scar, e.g. Mount St. Helens) : β_{Cmin} faible, DE_C irrégulier et FE_C généralement grand.
- Cicatrice régulière (regular or thin-skinned scar, e.g. Las Isletas, Mombacho) : β_C régulier, DE_C régulier et FE_C généralement faible.

- Cicatrice en escalier (step-like scar, e.g. Socompa) : plancher de la dépression très irrégulier.

Et en plan :

- Cicatrice en fer-à-cheval (Horseshoe scar, e.g. Cerro Pizarro) : W_C est à l'intérieur de la dépression (α_C généralement $< 40^\circ$, $RE_C > 1$ et $FF_C < 0,9$).
- Cicatrice en U (U-shaped scar, e.g. Iriga) : W_C relativement constant de l'ouverture à l'intérieur de la dépression (α_C généralement $< 50^\circ$, $RE_C > 1$ et $1 \geq FF_C > 0,9$).
- Cicatrice en forme d'amphithéâtre (amphitheatre scar, e.g. Shiveluch) : W_C à l'ouverture de la dépression (α_C généralement $> 60^\circ$, $RE_C < 1$ et $FF_C = 1$).
- Cicatrice triangulaire (triangular scar, e.g. Socompa) : W_C à l'ouverture de la dépression de forme triangulaire (α_C et RE_C variable, $FF_C = 1$)

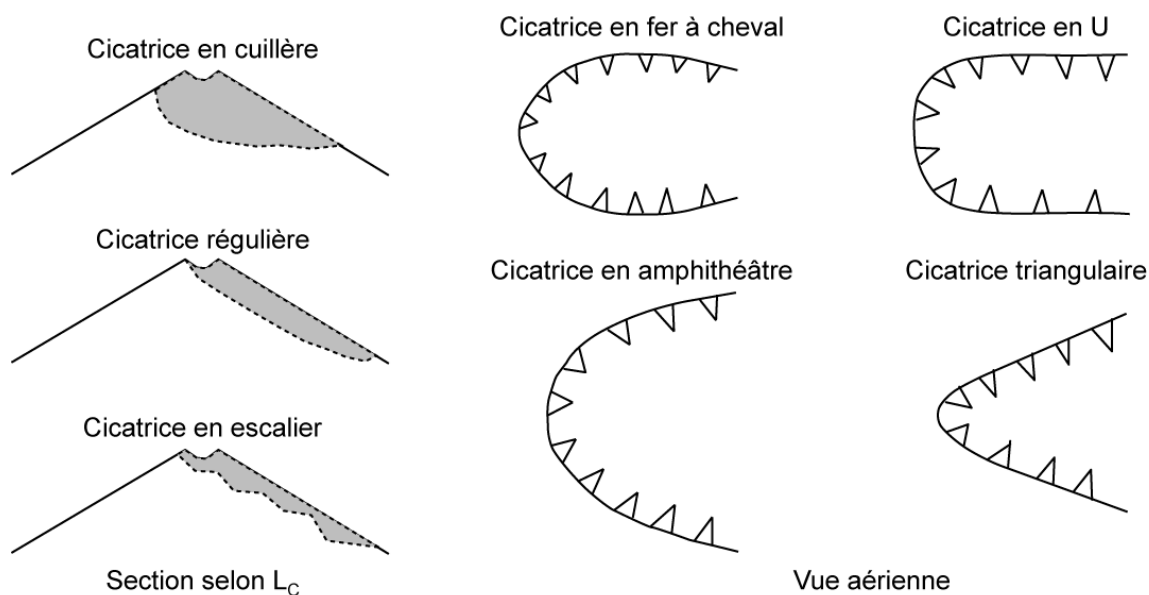


Figure 2.3 Formes schématiques des cicatrices d'effondrements sectoriels volcaniques.

2.1.3 Dimensions et caractéristiques cartographiques des dépôts

La cartographie des dépôts (1/50 000 à 1/25 000, dépend du fond topographique) est réalisée sur le terrain à l'aide d'un GPS (erreur verticale < 3 m ; erreur horizontale de 5 à 10 m) et grâce aux photographies aériennes. L'utilisation des photographies aériennes est facilitée

par la présence d'une surface à hummocks prononcée, d'un environnement de dépôt simple (large bassin) et d'un dépôt peu affecté par l'érosion. Pour les régions plus complexes, comme les vallées étroites, il faut multiplier les points d'observation et les allers-retours entre la carte topographique et les photographies aériennes.

2.1.3.1 Dimensions des dépôts d'avalanches de débris

Il est possible de caractériser les dimensions des dépôts avec de nombreux paramètres géométriques (table. 2.1) :

- Longueur du dépôt (L_D) : distance maximum entre le front et la queue du dépôt (Davies and McSaveney, 1999).
- Aire du dépôt (A_D) : souvent différent de l'aire affectée (A_A) quand le dépôt est complètement détaché de la source ou que certaines parties du dépôt sont détachées de la masse principale (Siebert, 1984).
- Largeur du dépôt (W_D) : largeur du dépôt perpendiculaire à L_D (Nicoletti and Sorriso-Valvo, 1991). On peut préciser la largeur du dépôt à sa queue (W_{DT}), à son front (W_{DF}) ainsi que la largeur maximum (W_{Dmax}) et minimum (W_{Dmin}). La largeur moyenne du dépôt est calculée en l'assimilant à un rectangle ($W_{Dmoy} = A_D / L_D$).
- Périmètre du dépôt (P_D) : ce paramètre nécessite des dépôts bien conservés et précisément cartographiés. Il permet de mieux caractériser la forme du dépôt notamment par le calcul de sa circularité.
- Épaisseur du dépôt (T_D) : épaisseur du dépôt estimée grâce aux coupes dans le dépôt (Siebert, 1984). Il est possible de préciser l'épaisseur moyenne du dépôt (T_{Dmoy}), ainsi que l'épaisseur maximum (T_{Dmax}) et minimum (T_{Dmin}).
- Déclivité du dépôt (α_D) : pente moyenne du dépôt calculée avec L_D et la différence d'altitude de sa base entre la queue et le front du dépôt (H_D) ($\alpha_D = \text{atan } H_D / L_D$). On peut préciser la déclivité du dépôt à sa queue (α_{DT}), à son front (α_{DF}) ainsi que les déclivités maximum (α_{Dmax}) et minimum (α_{Dmin}).

Le volume du dépôt peut être calculé en utilisant ces paramètres :

$$V_D = A_D * T_{Dmoy} \quad (5)$$

Le calcul du V_D est lié à l'estimation de l'aire du dépôt et de l'épaisseur moyenne du dépôt. L'estimation de l'aire du dépôt est d'autant moins fiable que le dépôt est en partie recouvert et/ou érodé. L'épaisseur moyenne du dépôt est estimée grâce aux affleurements mais il est souvent difficile de reconstruire fidèlement la topographie du bassin de réception avant le dépôt (Mehl and Schmincke, 1999). Ainsi le calcul du volume sera d'autant plus aléatoire que le dépôt est ancien (érosion, recouvrement) et que la topographie du bassin de réception est complexe. Pour améliorer ce calcul certains auteurs segmentent le dépôt en précisant l'aire et l'épaisseur moyenne estimées pour chaque partie (Crandell, 1989). Le calcul du volume est aussi compliqué par la taille des morphologies de surface qui ne permet pas toujours l'estimation de l'épaisseur moyenne du dépôt. Clavero *et al.* (2002) proposent une méthode basée sur le calcul du volume de ces morphologies de surface par secteur pour l'exemple des dépôts de l'avalanche du Parinacota.

2.1.3.2 Caractéristiques de la phase de transport

Grâce à la cartographie de la CES et du DAD, plusieurs paramètres géométriques permettent de caractériser la phase de transport (Heim, 1932; Legros, 2002) (table. 2.1) :

- Distance de transport (L') : distance horizontale parcouru par le centre de gravité du volume de roche transporté.
- Distance apparente de transport (L) : distance horizontale parcourue par l'avalanche depuis la cicatrice jusqu'au front des dépôts.
- Hauteur de chute (H') : différence d'altitude entre le centre de gravité de la source et celui des dépôts.
- Hauteur de chute apparente (H) : différence d'altitude entre le point le plus élevé de la source (sommet de la cicatrice ou de l'ancien cône) et le front des dépôts.

- Surface affectée (A_A) : surface affectée par l'avalanche depuis la cicatrice jusqu'au front des dépôts. Elle peut être différente de la surface des dépôts lorsque ceux-ci sont détachés à la source.
- Angle de la ligne d'énergie (α') : angle entre l'horizontale et la ligne d'énergie qui relie le centre de gravité de la source et celui des dépôts ($\alpha' = \text{atan } H'/L'$).
- Angle apparent de la ligne d'énergie (α) : angle entre l'horizontale et la ligne reliant le point le plus élevé de la source et le front du dépôt ($\alpha = \text{atan } H/L$).
- Distance modifiée de Nicoletti et Sorriso-Valvo (1991) (D) : distance parcourue par l'avalanche projetée sur un axe parallèle à la direction de l'effondrement. Ce paramètre permet de caractériser l'influence de la topographie sur l'écoulement en calculant le facteur de courbure de l'écoulement ($FC = D/L$).

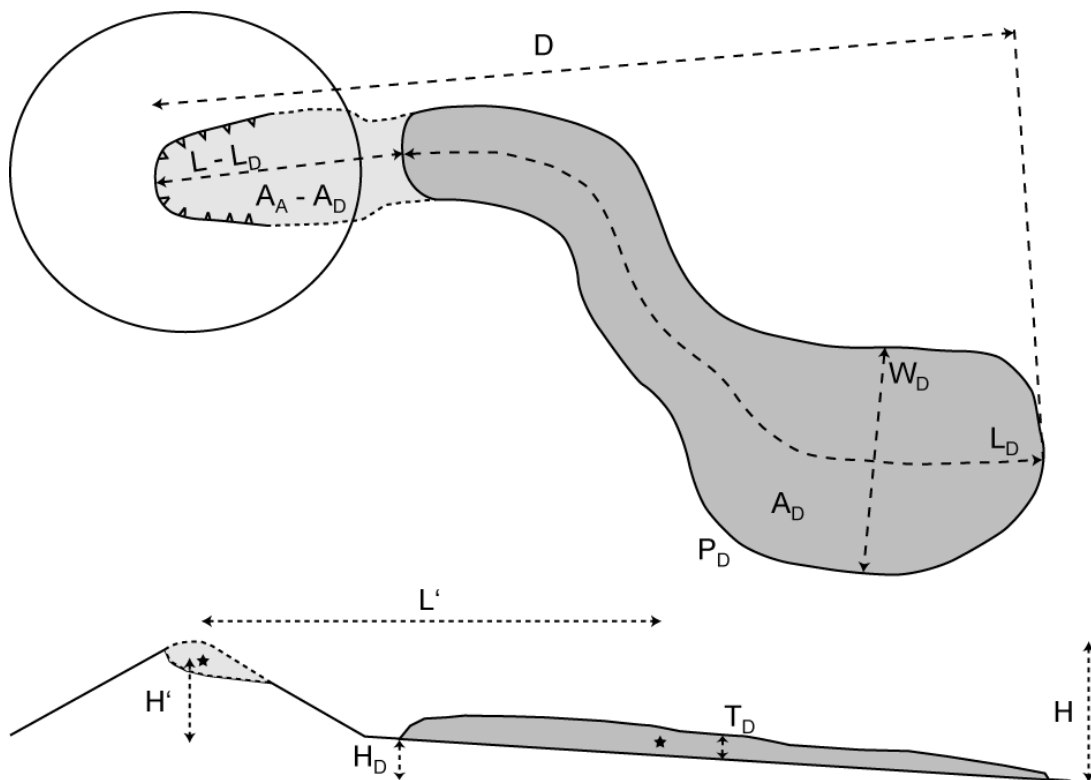


Figure 2.4 Schéma (A) en vue aérienne et (B) en coupe d'un DAD avec les paramètres décrivant le dépôt et la phase de transport.

Heim (1932) a mis en évidence la difficulté d'estimer la position du centre de gravité du volume initial de matériaux ainsi que de celui des dépôts ce qui explique l'utilisation plus répandue de L , H et α . Si la différence entre L et L_D est nulle alors le dépôt est dit attaché à la

zone source (attached deposit, e.g. Socompa). Si cette différence est inférieure à L_C , le dépôt est dit partiellement détaché. Si cette différence est supérieure à L_C , le dépôt est dit détaché de la cicatrice d'effondrement (detached deposit, e.g. Mount St. Helens).

	Dimensions	Acronyme
Cicatrice d'effondrement sectoriel	Longueur	L_C
	Largeur	W_C
	Profondeur	D_C
	Largeur à l'ouverture	$W\alpha_C$
	Angle d'ouverture	α_C
	Pente moyenne	β_C
	Direction	γ_C
	Profondeur d'enracinement	DE_C
	Longueur de glissement	LE_C
	Aire	A_C
Dépôt d'avalanche de débris	Longueur	L_D
	Aire	A_D
	Largeur	W_D
	Périmètre	P_D
	Épaisseur	T_D
	Déclivité	α_D
Avalanche de débris	Distance de transport	L'
	Distance apparente de transport	L
	Hauteur de chute	H'
	Hauteur apparente de chute	H
	Surface affectée	A_A
	Angle de la ligne d'énergie	α'
	Angle apparent de la ligne d'énergie	α
	Distance de Nicoletti et Sorriso-Valvo	D

Tableau 2.1 Récapitulatif des paramètres mesurés sur la cicatrice d'effondrement sectoriel, le dépôt d'avalanche de débris et l'avalanche de débris.

2.1.3.3 Formes des dépôts d'avalanches de débris

Les paramètres géométriques des dépôts permettent aussi de calculer des nombres sans dimension comme le facteur d'étalement (FE_D), le rapport d'élongation (RE_D), le rapport d'aplatissement (RA_D), la circularité (C_D), le rapport de sphéricité (RS_D), et le facteur de

forme (FF_D) (Hu and Stroeven, 2006). Ces nombres sans dimension sont généralement utilisés pour la caractérisation des formes de particules mais permettraient de comparer différents dépôts :

$$RE_D = \frac{L_D}{W_{Dmoy}} \quad (6)$$

$$RA_D = \frac{T_{Dmoy}}{W_{Dmoy}} \quad (7)$$

$$C_D = \frac{4\pi A_D}{P_D^2} \quad (8)$$

$$RS_D = \sqrt[3]{\frac{RA_D}{RE_D^2}} \quad (9)$$

$$FF_D = RA_D \sqrt{\frac{1}{RE_D}} \quad (10)$$

Jusqu'à présent, peu de travaux ont étudié la forme des dépôts (Siebert, 2002). Cependant plusieurs termes sont apparus dans la littérature et nous proposons quelques définitions pour décrire la forme des dépôts en vue aérienne et il est possible d'utiliser plusieurs adjectifs pour décrire un même dépôt :

- Dépôt en fan (fan-shaped deposit, e.g. Unzen) : le front du dépôt est large et concave, la queue est presque trapézoïdale.
- Dépôt allongé (elongate deposit, e.g. Mount St. Helens) : la largeur du dépôt est relativement constante de la queue au front.
- Dépôt lobé (lobate deposit, e.g. Llullaillaco) : le dépôt est divisé en deux (ou plus) lobes indépendants sur une longue distance.
- Dépôt digité (digitate deposit, e.g. Socompa) : le front du dépôt est divisé en de multiples lobes.
- Dépôt sinueux (winding deposit, e.g. Chimborazo) : le dépôt fait des virages.
- Dépôt rond (round deposit, e.g. Mombacho)

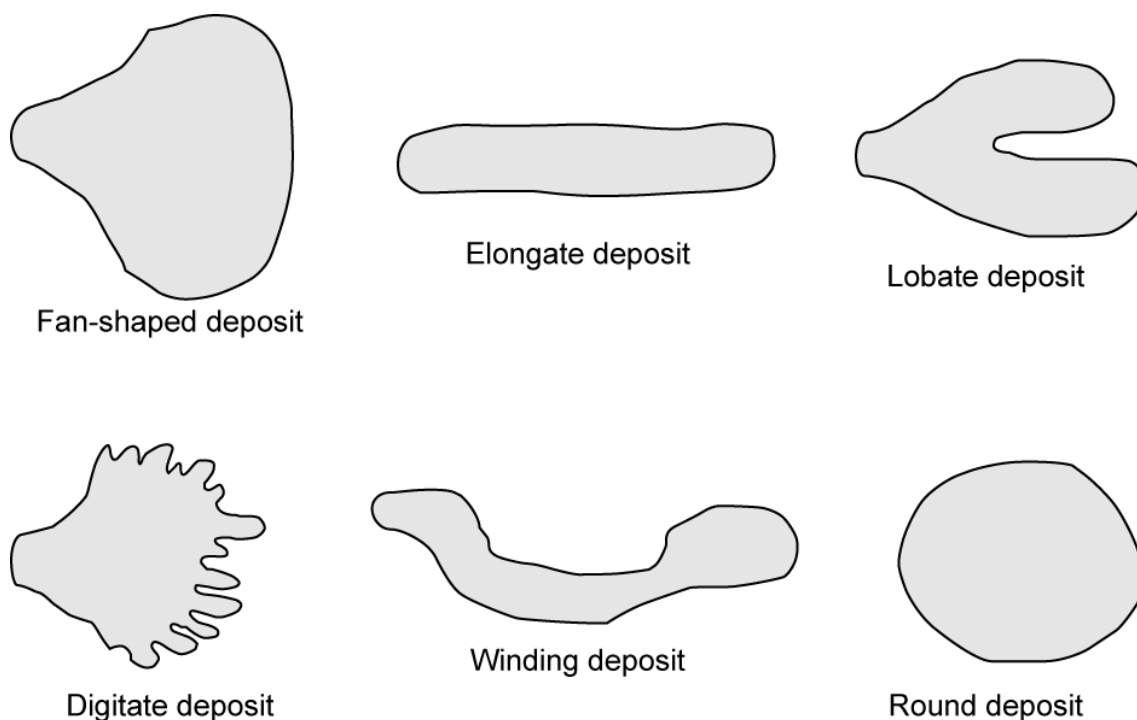


Figure 2.5 Formes des dépôts d'avalanches de débris en vue aérienne.

Les dimensions des dépôts et de la phase de transport permettent aussi de calculer les indices de mobilité présentés dans le chapitre 1 (cf. 1.4.1.1).

2.2 Étude sédimentologique des dépôts d'avalanches de débris

L'étude sédimentologique des DADs se décompose en deux grandes parties complémentaires : l'étude des composants (lithologie, faciès) et l'étude des relations entre ces composants (ou étude structurale). Le travail de terrain principalement descriptif est complété par des analyses quantitatives en laboratoire. Cette méthode permet une caractérisation des faciès à l'échelle régionale (carte), à l'échelle locale (affleurement) et à l'échelle du grain. La nature pétrologique des grains est systématiquement précisée à chaque échelle. Pour les fractions fines, les proportions de lithiques et de minéraux libres sont estimées par comptage.

2.2.1 Caractérisation des faciès des dépôts d'avalanches de débris sur le terrain

La multiplication des termes pour décrire les faciès de DADs ne permet pas de comparer plusieurs dépôts décrits par différents auteurs (c.f. 1.3). Pour rationaliser la terminologie descriptive des faciès d'avalanche de débris nous proposons une classification alternative basique basée sur l'origine du faciès :

- Faciès à blocs dérivés de l'édifice (FBE) (edifice-derived facies) : les éléments de ce faciès proviennent de la source de l'effondrement.
- Faciès à blocs dérivés du substratum (FBS) (substratum-derived facies) : les éléments de ce faciès proviennent du substratum de l'écoulement.
- Faciès mélangé (FM) (mixed facies) : mélange d'éléments provenant de la source et du substratum englobés par une matrice dont l'origine est ambiguë.

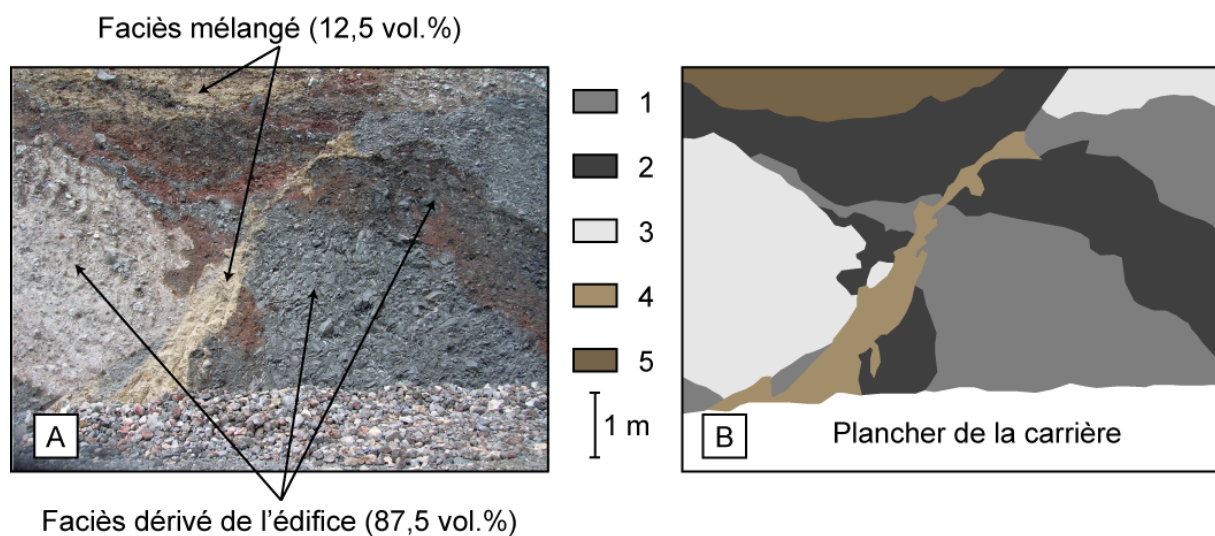


Figure 2.6 (A) Photographie et (B) dessin des faciès d'un affleurement en région distale du dépôt d'avalanche de débris de l'Imbabura, Équateur. 1 : BAD grossier de lave andésitique à deux pyroxènes (33,2 vol.%) ; 2 : BAD grossier de coulée(s) pyroclastique(s) d'andésite à deux pyroxènes (22,3 vol.%) ; 3 : BAD fin de coulée(s) pyroclastique(s) dacitique(s) (31,9 vol.%) ; 4 : faciès fin mélangé avec peu d'éléments grossiers (5,9 vol.%) ; 5 : faciès fin mélangé avec beaucoup d'éléments grossiers (andésite à deux pyroxènes) (6,6 vol.%).

Il est évident qu'aucune classification ne permet de décrire l'ensemble des faciès d'avalanche de débris car la variété des faciès témoigne de la variété des produits dans

l'édifice source et des produits incorporés au cours de l'écoulement ainsi que de leur transformation dans l'écoulement. Par exemple, pour le DAD du Socompa il est difficile d'identifier la part de substratum remobilisée lors de l'effondrement sectoriel (la cicatrice englobe une région plus large que le volcan seul) et celle incorporée au cours de l'écoulement. Il pourra être associé à cette classification alternative des adjectifs caractérisant la composition chimique, la position dans le dépôt et dans l'édifice source, l'origine des matériaux (coulées/dômes de lave, dépôts pyroclastiques/épicyclastiques...) et leur aspect actuel (granulométrie, forme et texture des grains). Pour les affleurements où plusieurs faciès sont présents, il faut quantifier chaque faciès en estimant leur proportion surfacique grâce au dessin de l'affleurement.

2.2.2 Mesures de la masse volumique des éléments des dépôts d'avalanche de débris

2.2.2.1 Choix des méthodes

Les DADs sont constitués d'éléments variés qui n'ont pas la même origine ni les mêmes propriétés physiques. La masse volumique des leurs éléments est déterminée par leur nature et leur porosité. Les clastes volcaniques ont une masse volumique qui varie en fonction de leur chimie et de leur vésicularité. Les blocs d'avalanche de débris ont une masse volumique qui varie en fonction de la masse volumique des clastes qui les constituent ainsi que de la porosité interstitielle. Cette porosité interstitielle actuelle peut être liée à l'origine du dépôt remobilisé, à la fracturation tectonique, à l'altération hydrothermale ou à la fracturation et à la décompression des dépôts pendant l'effondrement sectoriel et l'avalanche de débris. Dans la littérature, seul Glicken (1996) fait une étude détaillée de la densité des blocs par deux méthodes : (1) la méthode du cône de sable pour mesurer la densité *in situ* des blocs d'avalanche de débris (Yoro, 1992) ; (2) la mesure de densité en laboratoire par voie sèche pour les clastes > 2 cm.

Nous n'avons pas eu l'occasion d'utiliser la méthode du cône de sable lors de cette étude. En laboratoire, nous avons préféré utiliser la méthode de mesure de la masse

volumique par immersion à la mesure par voie sèche pour les clastes > -4 φ (16 mm) pour sa rapidité et la qualité des résultats. La mesure de la masse volumique des grains < 4 φ (63 μm) a été réalisée par la méthode du pycnomètre à eau.

2.2.2.2 Mesure de la masse volumique des clastes > -4 φ (16 mm) par immersion

Théorie

Cette méthode est basée sur le principe de la poussée d'Archimède (Carmichael, 1984). Un solide de masse m_s est immergé dans un bécher d'eau distillée reposant sur une balance. La différence de masse de la solution (eau ± solide) remplissant le bécher avant et après immersion du solide correspond à la poussée d'Archimède induite par ce solide. Le calcul de la masse volumique du solide est réalisé par l'équation :

$$M_s = \frac{m_s * M_E}{m_E} \quad (11)$$

Où M_s = masse volumique du solide (g.cm^{-3}) ; m_s = masse du solide (g) ; M_E = masse volumique de l'eau distillée à la température d'expérience (g.cm^{-3}) ; m_E = poussée d'Archimède (g).

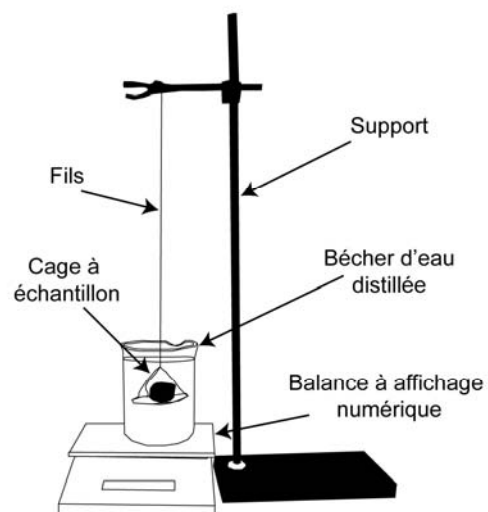


Figure 2.7 Photographie et schéma du dispositif permettant la mesure de la masse volumique des clastes > -4 φ (16 mm) par immersion.

Pratique

Le claste est immergé entièrement à l'aide d'une cage perméable suspendue à un fil pour ne pas toucher le fond du bécher. Cette méthode est rapide mais il faut mesurer plusieurs clastes d'un même bloc pour déterminer la reproductibilité de la mesure. L'erreur de mesure est calculée en fonction de la précision de la balance, de la masse du solide et de la poussée d'Archimède :

$$E = \frac{(m_s + P) * M_E}{m_E - P} - \frac{m_s * M_E}{m_E} \quad (12)$$

Où E = erreur de mesure ; P = précision de la balance.

Pour les échantillons vésiculés, la mesure de la poussée d'Archimède doit être effectuée rapidement avant que l'eau ne s'infilte dans le claste. La mesure de la poussée d'Archimède pour les clastes vésiculés est une mesure minimum, la masse volumique calculée du solide est donc une valeur maximum. Pour améliorer les résultats sur les échantillons vésiculés il sera préférable de suivre les méthodes utilisées pour les ponces (Hoblitt and Harmon, 1993).

2.2.2.3 Mesure de la masse volumique des clastes < 4 φ (63 μm) par pycnomètre à eau

Théorie

Dans un pycnomètre à eau de volume V_p et de masse m_p connu, la masse volumique M_s de l'échantillon de masse m_s est calculée grâce à la masse du pycnomètre rempli par l'échantillon et de l'eau distillée m_T :

$$M_s = \frac{m_s * M_E}{m_E - m_T + m_s} \quad (13)$$

Où m_s = masse de l'échantillon (g) ; M_E = masse volumique de l'eau distillée à la température d'expérience (g.cm^{-3}) ; m_E = masse d'eau distillée contenue dans le pycnomètre sans échantillon (g) ; m_T = masse de l'ensemble échantillon + eau distillée contenue dans le pycnomètre (g).

Pratique

L'échantillon de 25 g de clastes < 4 φ (63 μm) est obtenu par tamisage à sec et doit être séché à l'étuve pendant au moins 15 heures à 105°C. Le déroulement de l'essai est décrit par la norme française NF P 94-054 (AFNOR, 1991). Il est important lors de la mesure de m_T que le pycnomètre et son contenu soient complètement désaérés soit par ébullition dans l'étuve, soit dans une cloche à vide. Chaque essai prend plusieurs heures et la quantité de matériel disponible est limitée réduisant la reproduction de la mesure à deux fois maximum par échantillon. L'erreur de mesure est calculée en fonction de la précision de la balance, de la masse du solide et de la poussée d'Archimède :

$$E = \frac{(m_S + P) * M_E}{m_E - m_T + m_S - P} - \frac{m_S * M_E}{m_E - m_T + m_S} \quad (14)$$

Où E = erreur de mesure ; P = précision de la balance.

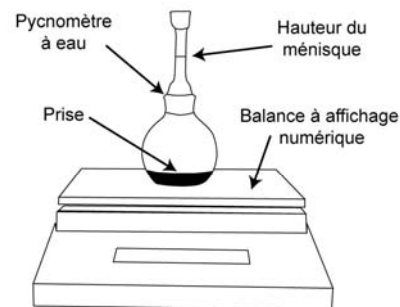
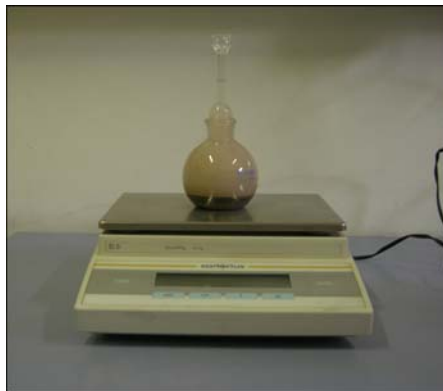


Figure 2.8 Photographie et schéma du dispositif de mesure de la masse volumique des clastes < 4 φ (63 μm) par pycnomètre à eau.

2.2.3 Analyse granulométrique des blocs d'avalanche de débris

2.2.3.1 Choix des méthodes

La méthode d'analyse granulométrique des DADs fut développée dans un premier temps par Glicken (1996) et utilisée plus ou moins fidèlement dans les études suivantes (Belousov *et al.*, 1999; Voight *et al.*, 2002; Siebert *et al.*, 2004). Glicken (1996) présente les

trois techniques utilisées pour estimer la granularité des dépôts de l'avalanche de débris du Mount St. Helens. La raison à cette multiplication de méthodes est la forte dispersion des tailles de grains dans les DADs (de plusieurs mètres à quelques microns) et les limites de chaque méthode. Les éléments les plus grossiers ($> -5 \phi$; $\text{Ø} > 32 \text{ mm}$) sont quantifiés par la méthode des fenêtres de 1 m^2 . Le comptage par point (Major and Voight, 1986) est une méthode alternative à celle des fenêtres de 1 m^2 . Pour les grains dont la taille est comprise entre -5ϕ ($\text{Ø} 32 \text{ mm}$) et 4ϕ ($\text{Ø} 63 \mu\text{m}$), il faut utiliser la méthode du tamisage à sec. Enfin la méthode par sédimentométrie est utilisée pour les fractions les plus fines ($< 4 \phi$; $\text{Ø} < 63 \mu\text{m}$). Une méthode alternative pour l'analyse de fractions inférieures à 2 mm est l'utilisation d'un granulomètre laser

Il faut souligner que chacune des méthodes qui vont être décrites par la suite fonctionnent sur des principes différents et que leur compilation ne correspondra pas à une réalité quantitative absolue. Siebert et al. (2004) a montré que ces méthodes sous-estiment les fractions grossières. Cependant il est tout de même possible de comparer les résultats de nos différentes cibles ainsi que des exemples connus de la littérature grâce aux paramètres statistiques (moyenne, médiane, indice de classement, coefficient de dissymétrie et coefficient d'acuité). Certains de ces paramètres sont considérés comme des minima. Dans notre étude, cette méthode est utilisée uniquement dans le faciès à blocs dérivés de l'édifice (FBE) non indurés/consolidés. Un autre procédé sera utilisé pour l'analyse des faciès mélangés (FM) qui sont plus souvent indurés. Le traitement des données est réalisé à l'aide du logiciel SFT (<http://internet.cybermesa.com/~wohletz/KWare/KWare.htm>) de Ken Wohletz (Wohletz *et al.*, 1989) qui permet de calculer les paramètres statistiques des distributions granulométriques et de modéliser les principaux modes responsables de cette distribution.

2.2.3.2 Fenêtre de 1 m^2

Théorie

Cette méthode consiste en l'étude de la fraction surfacique des différentes classes granulométriques $> -5 \phi$ ($\text{Ø} > 32 \text{ mm}$) sur une fenêtre d'observation verticale des dépôts de 1-

m² et de leur conversion en fraction massique. La fraction surfacique A_c est assimilée à la fraction volumique V_c (Chayes, 1956) même si cette relation est vraie seulement dans un environnement isotrope, uniforme et aléatoire (Chayes, 1956; Russ and Dehoff, 2000). Cette fraction volumique V_c est ensuite convertie en fraction massique W_c suivant la relation :

$$W_c = \frac{100\rho_c V_c}{\rho_c V_{ct} + \rho_f (100 - V_{ct})} \quad (15)$$

Où W_c = fraction massique d'une classe granulométrique > -5 φ (Ø > 32 mm) ; V_c = fraction volumique d'une classe granulométrique > -5 φ (Ø > 32 mm) ; V_{ct} = fraction volumique de l'ensemble des classes granulométriques > -5 φ (Ø > 32 mm) ; ρ_c = masse volumique des éléments > -5 φ (Ø > 32 mm) ; ρ_f = masse volumique des éléments < -5 φ (Ø < 32 mm)

Pratique

Cette méthode est facilement applicable dans les carrières, où les expositions verticales sont fréquentes, ainsi que dans les talus de route. Sans présence d'excavation anthropique, il faut préférer les ravines verticales ou de petites loupes de glissement de terrain car le temps utilisé à faire soi-même une fenêtre d'observation peut être long et peu productif. La fenêtre d'observation (un cadre carré de 1 m²) est humidifiée à l'aide d'un pulvérisateur pour faire ressortir les contrastes puis photographiée (Glicken, 1996). Pour avoir le moins possible de déformation entre l'objet réel et la photographie, il faut prendre la photographie sans zoom ni grand angle et le plus possible de face. Dans le cadre de l'analyse granulométrique complète, il est important de prendre un échantillon pour le tamisage à sec et la sédimentométrie dans la fenêtre d'observation de 2 à 4 kg sans clastes > -5 φ (Ø > 32 mm). Il est aussi nécessaire de connaître la masse volumique du matériel en place (ou densité apparente) qui est mesuré par la méthode du cône de sable (Yoro, 1992).

Traitement des photographies

Le traitement des photographies peut être résumé en trois grandes parties (Annexe II). Dans un premier temps il faut redonner à la fenêtre 1 m² sa taille et forme originelle via un logiciel de retouche photographique car l'image déforme l'objet photographié (perspective, déformation possible de l'objectif). La mise à l'échelle permet de mesurer la taille de chaque

élément. Ensuite, sous un logiciel de dessin, chaque élément $> -5 \varphi$ est dessiné et rangé par classe granulométrique. Un logiciel de traitement d'image permet enfin de déterminer la fraction surfacique de chaque classe granulométrique. Chaque stade du traitement apporte une part d'erreur difficilement quantifiable au résultat final mais c'est le dessin qui y contribue le plus.

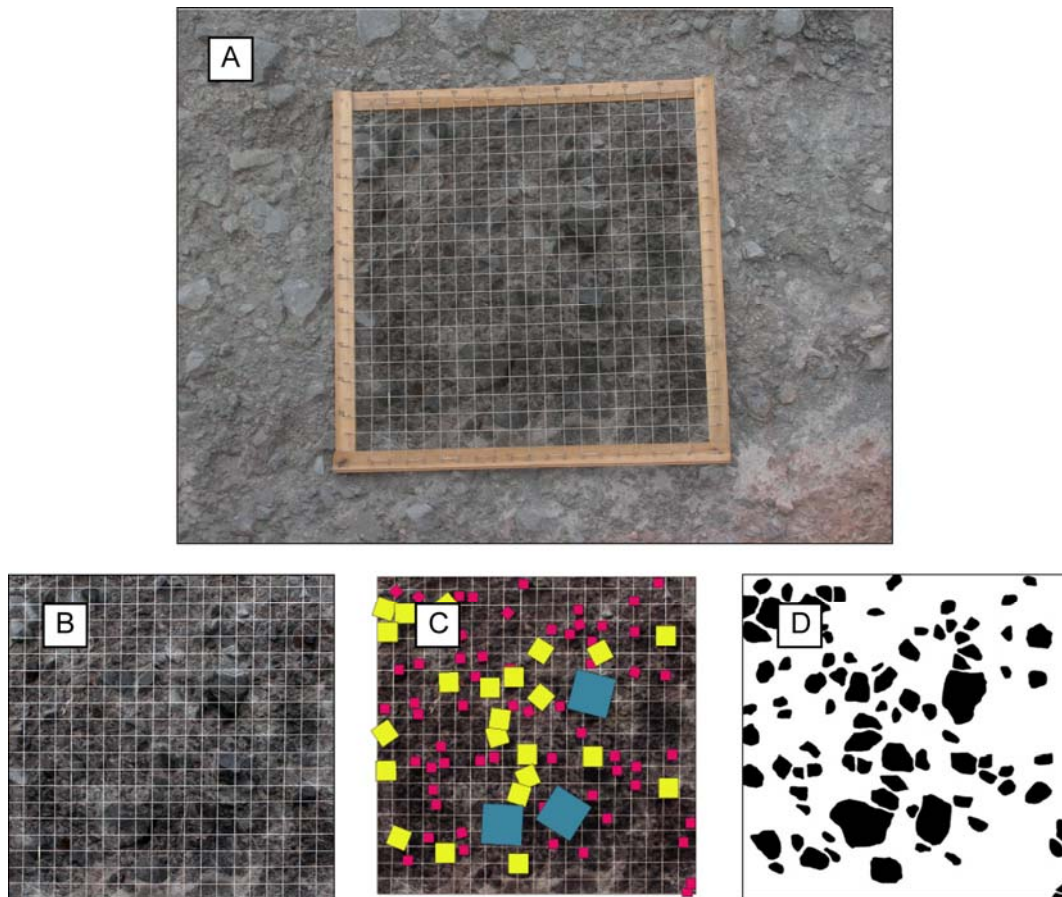


Figure 2.9 Traitement des photographies numériques des cadres 1 m². (A) Image originale ; (B) image recadrée et rectifiée sous Photoshop ; (C) image traitée sous Illustrator (en rose : refus à -5φ ; en jaune : refus à -6φ ; en bleu : refus à -7φ) ; (D) dessin final.

Calcul de la fraction massique

Une des données clés pour calculer la fraction massique est la masse volumique du matériel $< -5 \varphi$ en place qui est mesuré par la méthode du cône de sable. Il faut rappeler que cette méthode a été développée pour l'étude de sols donc peu adaptée aux DADs montrant une grande hétérogénéité. Selon Glicken (1996) cette densité apparente varie entre 1,44 et

2,18 g.cm⁻³ pour l'ensemble du DAD du Mount St. Helens. Cependant, les échantillons présentés dans cette étude sont exclusivement de faciès de blocs monolithologiques andésitiques et dacitiques. Pour ces lithologies, Glicken (1996) trouve des valeurs moyennes de 1,90 à 1,99 g.cm⁻³. N'ayant pas eu l'occasion d'utiliser la méthode du cône de sable sur le terrain, nous considérons dans notre étude que la densité apparente des blocs d'avalanche de débris est similaire à celle des clastes > -5 φ (> 32 mm). Une telle approximation tend à sous-évaluer la part réelle des clastes de grande taille. L'erreur engendrée par cette approximation s'ajoute à l'erreur théorique et à l'erreur au cours du traitement des photographies.

2.2.3.3 Tamisage à sec

Théorie

La méthode par tamisage à sec consiste à fractionner le matériau entre -5 φ (Ø = 32 mm) et 4 φ (Ø = 63 μm) en différentes coupures au moyen de tamis. Les refus (partie retenue par chaque tamis) de chaque classe granulométrique sont ensuite pesés. Cette méthode est la seule à mesurer directement la masse de chaque classe granulométrique. La fraction massique de chaque refus est donnée par la relation :

$$W_f = \frac{100M_f(100 - W_{ct})}{M_{ft}} \quad (16)$$

Où W_f = fraction massique d'une classe granulométrique < -5 φ (Ø = 32 mm) ; W_{ct} = fraction massique de l'ensemble des classes granulométriques > -5 φ (Ø > 32 mm) ; M_f = masse d'une classe granulométrique < -5 φ (Ø < 32 mm) ; M_{ft} = masse de l'ensemble des classes granulométriques < -5 φ (Ø < 32 mm).

Pratique

Le déroulement de l'essai est décrit par la norme française NF P 94-056 (AFNOR, 1996). L'échantillon prélevé sur le terrain doit être au minimum de 2 kg pour que la perte ou l'ajout d'un élément de grande taille (-5 φ ; Ø = 32 mm) ne perturbe pas la distribution granulométrique de plus de 2% (Glicken, 1996). Il est nécessaire de récupérer la partie la plus fine du matériau (< 4 φ ; Ø < 63 μm) pour pouvoir réaliser l'essai de sédimentométrie.

Traitement de l'échantillon

L'analyse par tamisage à sec est relativement simple. Il faut d'abord sécher le matériel pour éviter les agrégats. Ensuite le tamisage se fait à l'aide d'une colonne vibrante de plusieurs tamis. Les refus sont alors pesés et leur masse est convertie en fraction massique. Dans cette méthode l'erreur principale vient de la perte ou l'ajout d'éléments au cours de l'échantillonnage sur le terrain qui peut expliquer une anomalie dans les résultats pour les classes granulométriques les plus grossières (entre -5ϕ et -3ϕ ; entre 32 et 8 mm).



Figure 2.10 Photographie d'une colonne vibrante de tamis rangés par taille de maille croissante.

2.2.3.4 Sédimentométrie

Théorie

La méthode de sédimentométrie consiste à mesurer la densité d'un mélange solide ($< 4 \phi$; $\text{Ø} < 63 \mu\text{m}$)/liquide sur une durée donnée pour calculer la proportion de chaque classe granulométrique en fonction de sa vitesse de sédimentation. Cette méthode est basée sur la

relation entre la densité du mélange à un temps t et la proportion de solide en suspension ainsi que sur la loi de Stokes (1891) reliant la vitesse de chute au diamètre des particules :

$$\varnothing = \sqrt{\frac{18\eta v}{G_s - G_w}} \quad (17)$$

Où η = viscosité du fluide ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) ; v = vitesse de chute des particules ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) ; G_s = densité relative des solides ; G_w = densité relative du fluide (varie avec la température).

Pratique

Après le tamisage à sec de l'échantillon, il faut récupérer la fraction fine du matériau ($< 4 \varphi$; $\varnothing < 63 \mu\text{m}$). La densité relative des solides est obtenue par mesure de la masse volumique au pycnomètre à eau. Le déroulement de l'essai est décrit par la norme française NF P 94-057 (AFNOR, 1992). Entre l'essai et la mesure de la masse volumique des solides, il faut prévoir un échantillon d'au minimum 105 g ainsi certains échantillons n'ont pu être analysés.

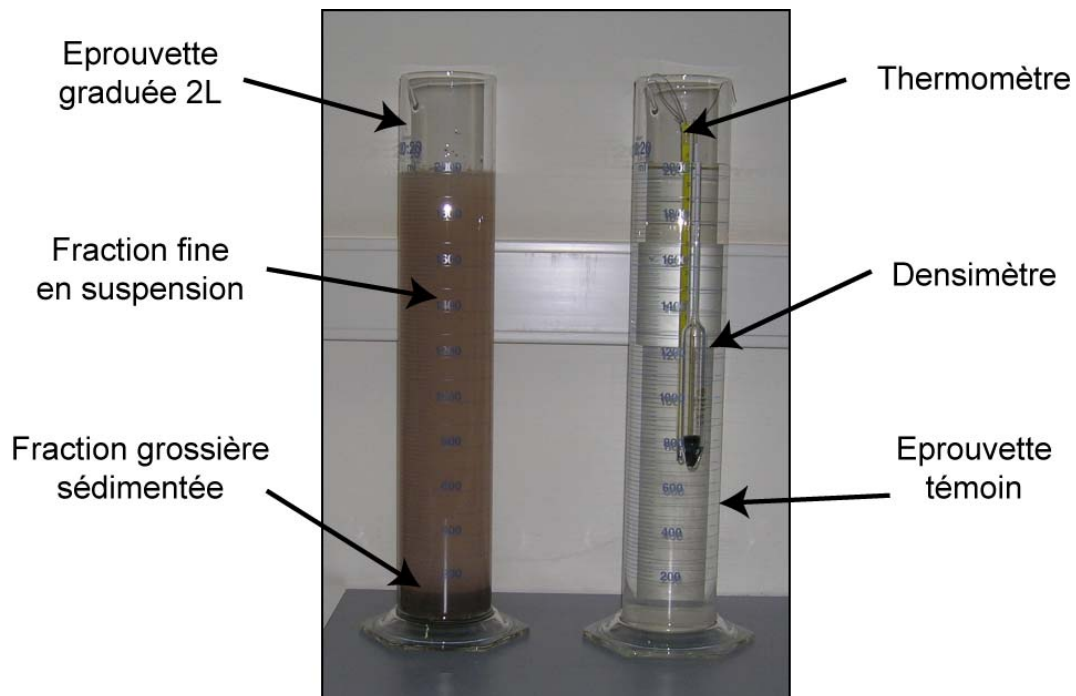


Figure 2.11 Photographie d'un essai de sédimentométrie. Les mesures de température et de densité de l'eau distillée dans l'éprouvette témoin permettent de corriger les résultats de l'essai des conditions de laboratoire.

Calcul de la fraction massique

Le calcul de la fraction massique des grains $< 4 \phi$ ($\emptyset = 63 \mu\text{m}$) est relativement complexe (NF P 94-057) mais une fois celle-ci connue dans l'échantillon de sédimentométrie, il faut appliquer la relation :

$$W_{tf2} = W_{tf1}(100 - W_{ct})W_{ff1} \quad (18)$$

Où W_{tf1} = fraction massique d'une classe granulométrique $< 4 \phi$ ($\emptyset = 63 \mu\text{m}$) dans l'échantillon de sédimentométrie ; W_{tf2} = fraction massique d'une classe granulométrique $< 4 \phi$ ($\emptyset = 63 \mu\text{m}$) ; W_{ct} = fraction massique de l'ensemble des classes granulométriques $> -5 \phi$ ($\emptyset > 32 \text{mm}$) ; W_{ff1} = fraction massique de l'ensemble des classes granulométriques $< 4 \phi$ ($\emptyset < 63 \mu\text{m}$) dans l'échantillon de tamisage à sec.

2.2.3.5 Présentation des paramètres statistiques

Après la représentation graphique des résultats (histogramme de distribution granulométrique, courbe cumulative et diagramme ternaire), les paramètres graphiques statistiques de Inman (1952) et de Folk and Ward (1957) sont souvent utilisés pour illustrer les résultats granulométriques. Le logiciel SFT de Ken Wohletz (Wohletz *et al.*, 1989) calcule ces paramètres à partir de la courbe cumulative (fig. 2.12).

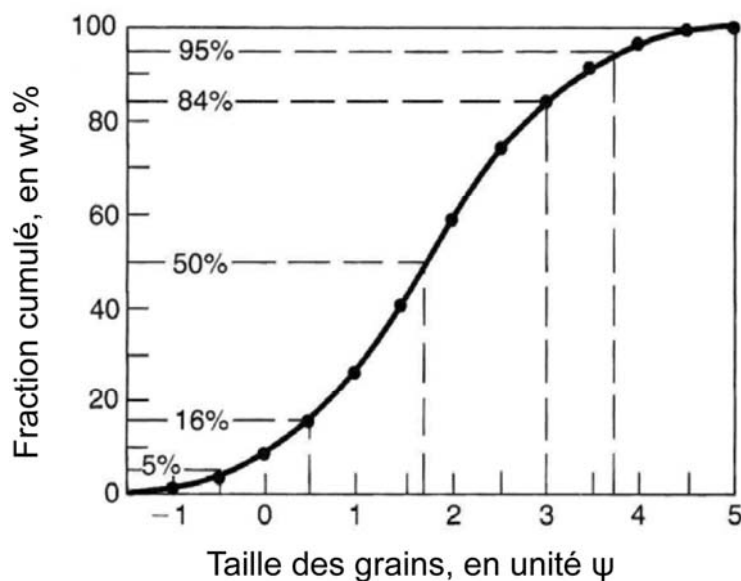


Figure 2.12 Courbe cumulative présentant des éléments nécessaires au calcul des paramètres graphiques statistiques.

Les paramètres graphiques statistiques de Inman (1952) sont :

- La médiane graphique Md-phi (median = φ_{50}) ;
- La déviation standard graphique Sigma-phi (sorting = $(\varphi_{84} - \varphi_{16}) / 2$) ;
- Le coefficient de dissymétrie graphique SkG (skewness = $(\varphi_{84} + \varphi_{16} - 2 \varphi_{50}) / 2 (\varphi_{84} - \varphi_{16})$) ;

Les paramètres graphiques de Folk and Ward (1957) sont considérés par certains auteurs (Folk, 1966) comme plus représentatifs de la distribution granulométrique :

- La moyenne graphique M_Z (mean = $(\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}) / 3$) ;
- L'indice de classement inclus Sigma-I (Inclusive sorting = $(\varphi_{84} - \varphi_{16}) / 4 + (\varphi_{95} - \varphi_5) / 6,6$) ;
- Le coefficient de dissymétrie graphique inclus SkI (Inclusive skewness = $(\varphi_{84} + \varphi_{16} - 2 \varphi_{50}) / 2(\varphi_{84} - \varphi_{16}) + (\varphi_{95} + \varphi_5 - 2 \varphi_{50}) / 2 (\varphi_{95} - \varphi_5)$) ;
- Le coefficient d'acuité graphique KG (kurtosis = $(\varphi_{95} - \varphi_5) / 2,44 (\varphi_{75} - \varphi_{25})$) ;

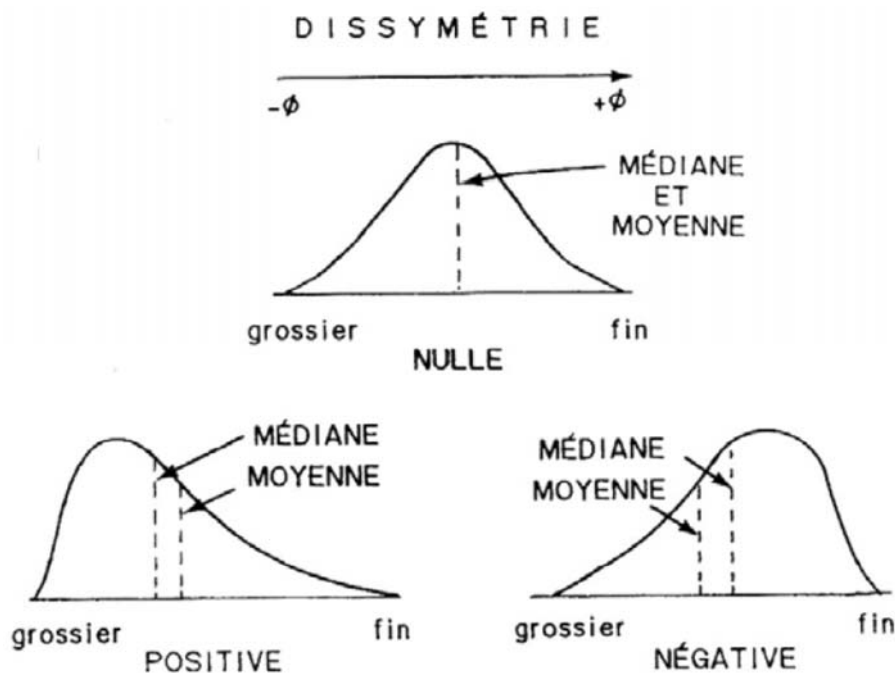


Figure 2.13 Illustration du coefficient de dissymétrie graphique SkG. SkG est positif quand la médiane graphique est supérieure à la moyenne graphique.

Le coefficient d'acuité graphique KG permet de caractériser la forme du pic de distribution granulométrique. Une distribution platykurtique ($KG < 0,9$) décrit une distribution avec un faible pic autour de la moyenne (pic aigu) et une queue de distribution fine. Les distributions de type uniforme (exemple distribution de Bernoulli) sont des distributions platykurtiques. Une distribution mesokurtique ($0,9 < KG < 1,1$) décrit une distribution de type normal. Une distribution leptokurtique ($KG > 1,1$) décrit une distribution avec un large pic autour de la moyenne et une queue de distribution large (avec une probabilité supérieure d'avoir des valeurs extrêmes). Les distributions de type Laplace ou logistique sont des exemples de distributions leptokurtiques.

2.2.4 Analyse granulométrique du faciès mélangé

Le faciès mélangé est souvent induré et il est donc impossible d'utiliser les méthodes par tamisage à sec ou sédimentométrie. Dans le cadre de notre étude, nous avons limité l'analyse granulométrique du faciès mélangé à trois classes ($\emptyset > -6 \phi$ ou 64 mm ; $-6 \phi > \emptyset > -1 \phi$; -1ϕ ou 2 mm $> \emptyset$). L'analyse granulométrique est réalisée par le traitement d'images numériques à différentes échelles : fenêtre 1 m² (c.f. 2.2.3) et fenêtre 10 cm². La méthode utilisée pour les fenêtres 10 cm² consiste à prélever un échantillon du faciès mélangé induré puis de le scier. L'échantillon est ensuite scanné et le traitement d'image est similaire à celui des fenêtres 1 m². Les résultats sont gardés en pourcentage volumique ce qui évite l'erreur d'approximation de la masse volumique.

2.2.5 Forme et texture de surface des grains

La forme et la texture de surface des grains ont été étudiées pour plusieurs DADs comme celui du Taranaki (Ui *et al.*, 1986a), du Mount St. Helens (Komorowski *et al.*, 1991; Glicken, 1996) ou du Parinacota (Clavero *et al.*, 2002). Cependant ces études se sont souvent focalisées sur des tailles de grain uniques avec des méthodes de caractérisation parfois vagues.

2.2.5.1 Paramètres caractérisant la forme des particules

Forme des dix plus grands clastes des fenêtres 1 m²

Glicken (1996) propose de mesurer les dix plus grands clastes de chaque fenêtre granulométrique en trois dimensions. La mesure L_p correspond à l'axe majeur de la particule. La mesure T_p correspond à l'axe mineur de la particule perpendiculaire à L_p . La mesure W_p correspond à l'axe intermédiaire perpendiculaire à la fois à L_p et T_p . Ces valeurs permettent de calculer plusieurs paramètres sans dimension le rapport d'élongation (RE_p), le rapport d'aplatissement (RA_p), le rapport de sphéricité (RS_p) et le facteur de forme (FF_p) (Hu and Stroeven, 2006) :

$$RE_p = \frac{L_p}{W_p} \quad (19)$$

$$RA_p = \frac{T_p}{W_p} \quad (20)$$

$$RS_p = \sqrt[3]{\frac{RA_p}{RE_p^2}} \quad (21)$$

$$FF_p = RA_p \sqrt{\frac{1}{RE_p}} \quad (21)$$

Sphéricité et arrondi des clastes à la loupe binoculaire

La sphéricité (S_p) et l'arrondi (R_p) en 2D sont les paramètres de forme les plus décrits dans la littérature (Santamarina and Cho, 2004; Hu and Stroeven, 2006). Il est possible de calculer la régularité (P_p) de la particule en utilisant ces deux paramètres (Santamarina and Cho, 2004) :

$$S_p = \frac{r_{\max-in}}{r_{\min-cir}} \quad (22)$$

$$R_p = \frac{\sum r_i}{N} \quad (23)$$

$$P_p = \frac{S_p + R_p}{2} \quad (24)$$

Où $r_{\max-in}$ = rayon maximum d'un cercle inclus dans la particule ; $r_{\min-cir}$ = rayon minimum d'un cercle contenant la particule ; r_i = rayon de courbure entre les faces de la particule ; N = nombre des r_i .

Cependant leurs valeurs sont souvent compliquées à calculer (notamment R) et l'utilisation de chartes est répandue. Dans notre étude nous utilisons la charte de Krumbein and Sloss (1963) qui permet une estimation visuelle de ces paramètres. Ces paramètres doivent être estimés sur au moins 30 particules d'un même échantillon pour que les données soient représentatives.

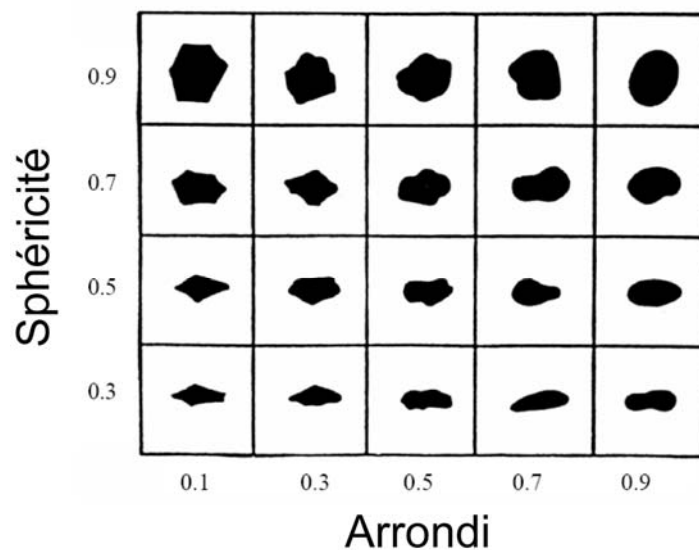


Figure 2.14 Charte d'estimation visuelle de la sphéricité et de l'arrondi de Krumbein and Sloss (1963).

2.2.5.2 Texture de surface des grains

La méthode utilisée pour examiner la texture de surface des grains a été développée par Komorowski et al (1991). Les grains (de $< 4 \phi$ jusqu'à 0ϕ) sont lavés dans une cuve à ultrasons puis disposés sur un disque de graphite. L'échantillon est ensuite métallisé. La texture des grains est observée au Microscope Electronique à Balayage (MEB) en mode

électrons secondaires (15 kV avec des grossissements de 50 à 4 000 fois). L'analyse semi quantitative en configuration EDS (Energy Dispersive Spectrometer) permet d'identifier la composition des clastes (lithiques et minéraux libres).

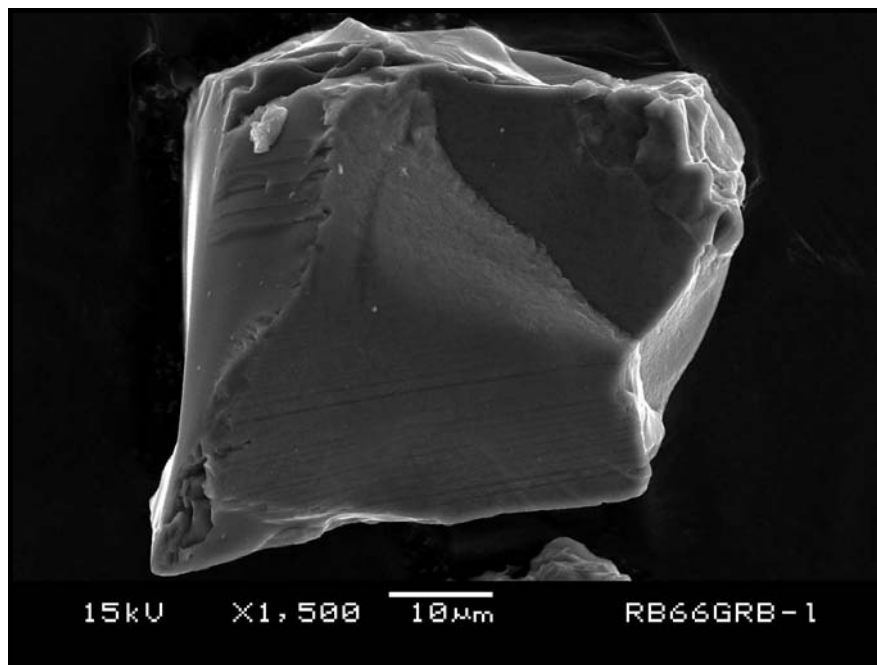


Figure 2.15 Image d'un grain de l'échantillon RB066 GRB au MEB en mode électrons secondaires (15 kV, x 1 500).

2.2.6 Analyse structurale du dépôt

2.2.6.1 Base des dépôts d'avalanches et structures internes

Il existe peu de méthodes décrivant l'analyse des structures internes et de la base des DADs (Ui *et al.*, 1986a) car il s'agit essentiellement d'observations. Certaines structures comme les failles peuvent être traitées statistiquement (Shea *et al.*, 2007). Dans notre étude les bases de dépôts et leurs structures internes sont décrites avec le plus d'informations possibles sur leur taille et leur vergence.

Le dessin des fenêtres 1 m^2 permet de calculer l'imbrication 2D des clastes (fig. 2.16). Ce traitement nécessite d'éliminer les clastes aux bordures de la fenêtre 1 m^2 . Il nécessite

aussi de séparer distinctement les clastes pour supprimer les recouvrements possibles lors de la pixellisation de l'image (format tif) sans les déformer. Cette étape est nécessaire pour que le logiciel de traitement de l'image puisse identifier chaque claste.

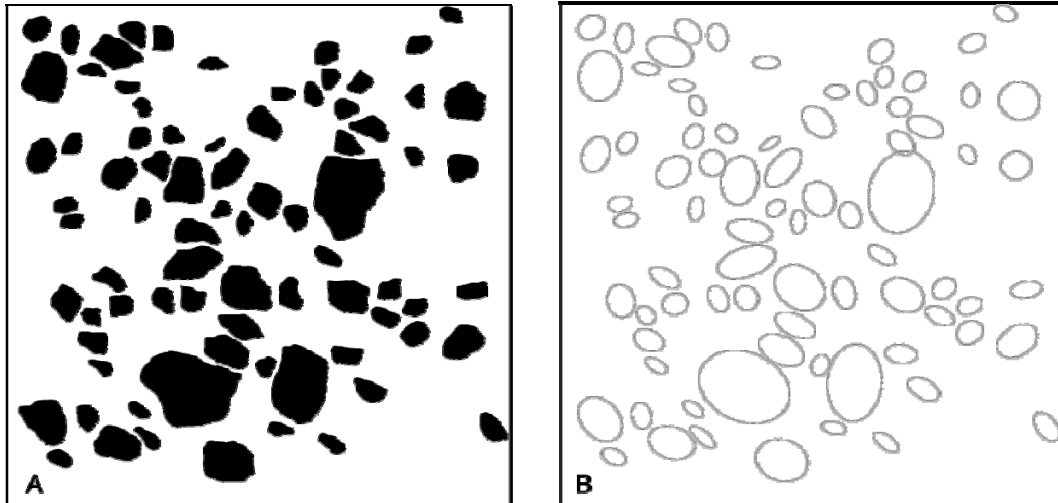


Figure 2.16 Exemple d'une fenêtre 1 m² pour calculer l'imbrication 2D des clastes. (A) dessin après traitement et (B) ellipse de fabrique des clastes après traitement par ImageJ.

2.2.6.2 Morphologies de surface

L'étude des morphologies de surfaces est assez présente dans la littérature (Ui and Glicken, 1986; Francis and Wells, 1988; Glicken, 1991; Glicken, 1996; Belousov *et al.*, 1999; Clavero *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2007) car les hummocks sont visibles à la fois sur le terrain et sur photographie aérienne ou image satellite. Plusieurs méthodes permettent de caractériser la forme et les dimensions d'un hummocks (Clavero *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2007) mais leur différence principale est la précision des mesures. Dans notre étude, le sommet des morphologies est localisé par GPS (erreur horizontale entre 5 et 10 m) sur le terrain et leur hauteur est mesurée par l'altimètre (erreur verticale 3 m). L'erreur verticale peut être diminuée en reproduisant plusieurs fois la mesure ainsi l'écart type sur plusieurs mesures du même objet approche la précision de l'appareil soit 1 m. L'analyse des photographies aériennes (au 60 000^{ème}) aide à la cartographie des morphologies. Cette cartographie permet de caractériser la forme des morphologies :

- Hauteur de la morphologie (H_M) : différence moyenne d'altitude entre le sommet de la morphologie et la dépression interhummock.

- Longueur de la morphologie (L_M)
- Largueur de la morphologie (W_M)
- Pente moyenne de la morphologie selon L_M (α_M) = $\text{atan } 2H_M/L_M$
- Pente moyenne de la morphologie selon W_M (β_M) = $\text{atan } 2H_M/W_M$
- Direction d'allongement de la morphologie (γ_M)

L'erreur sur la mesure de L_M et W_M est fonction du dessin des morphologies (épaisseur et précision du trait) et est donc difficile à calculer mais il est possible de l'approximer à 20 m. Il est possible de calculer le rapport d'élongation des morphologies (RE_M) :

$$RE_M = \frac{L_M}{W_M} \quad (25)$$



Figure 2.17 Photographie d'un hummock arrondi du DAD du Chimborazo ($H_M = 15$ m ; $L_M = W_M = 65$ m ; $\alpha_M = 25^\circ$).

Note : l'étude statistique des données sur les morphologies de surface du DAD du Chimborazo ne sera pas présentée dans ce travail de thèse mais dans le Travail d'Étude et de Recherche (TER) de Elsa Lampson (2007).

Chapitre 3 – Distinction entre les dépôts d’avalanches de débris volcaniques et ces produits de remaniement : la séquence de Perrier (Massif Central français)

Les avalanches de débris associées aux effondrements sectoriels volcaniques sont généralement des phénomènes présentant un grand volume et une grande mobilité. La remobilisation des dépôts d’avalanches de débris (DADs) par des écoulements de débris cohésifs et des glissements de terrain est commune, alors ils peuvent partager des caractéristiques texturales comme les hummocks et les jigsaw cracks. Distinguer les dépôts originaux de leurs produits de remaniement est nécessaire autant pour reconstruire l’histoire géologique d’une région que pour estimer les aléas volcaniques. Plusieurs indices permettent de les différencier sur le terrain (c.f. 2.1.1) mais l’origine de certains dépôts complexes et/ou atypiques, comme la séquence de Perrier, demeurent énigmatiques. Le village de Perrier (Puy-de-Dôme), situé à 35 km de Clermont-Ferrand, est construit au pied d’une colline constituée principalement par une séquence épicyclastique issue du démantèlement du volcan des Monts Dore entre 2,4 et 2 Ma. Cette colline, marquée d’escarpements verticaux, est connue pour ses grottes troglodytiques utilisées jusqu’à la seconde guerre mondiale. Depuis le 19^{ème} siècle, plusieurs générations de géologues se sont succédées à Perrier pour discuter de l’origine de cette séquence. La multiplicité des hypothèses quant à la nature des dépôts témoigne à la fois de la complexité intrinsèque de la séquence mais aussi des difficultés de son étude liées à la qualité, l’accessibilité et la continuité des affleurements. L’étude du site nécessite le développement d’une méthodologie de terrain adaptée à ces paramètres afin de préciser la stratigraphie de la séquence et de discriminer l’origine des dépôts. L’aspect actuel du site et des dépôts n’autorise pas l’utilisation de l’ensemble des méthodes de travail présentées dans le second chapitre. La cartographie de terrain provient principalement du travail effectué le premier trimestre 2005 dans le cadre d’un projet de recherche pour l’obtention du Master de Recherche au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand (Bernard, 2005). Ce travail a mis en évidence la difficulté d’étudier des dépôts amplement érodés et recouverts par la végétation. L’essentiel des données de cette nouvelle étude provient du travail de terrain et d’analyses en laboratoire réalisés entre décembre 2005 et octobre 2007. L’identification de l’origine de cette séquence est basée sur l’étude des faciès (analyse granulométrique du faciès mélangé et étude lithologique), des structures internes et des contacts de base. Les résultats

obtenus complètent la connaissance actuelle de l'histoire du massif des Monts Dore et de son piedmont. Ils permettent aussi de mettre en évidence et de discuter le risque actuel de glissement de terrain le long de la colline de Perrier. Ce travail a été soumis à Bulletin of Volcanology le 15 février 2008 et accepté le 17 juin 2008.

Distinguishing volcanic debris avalanches deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central).

Benjamin Bernard ^a; Benjamin van Wyk de Vries ^a; Hervé Leyrit ^b

^a Laboratoire Magmas et Volcans,
CNRS UMR 6524,
5 rue Kessler,
63038 Clermont-Ferrand,
France

^b Institut Polytechnique Lasalle Beauvais,
Direction de l'Enseignement,
rue Pierre Waguët,
BP 30313,
60026 Beauvais,
France

Corresponding Author: Benjamin Bernard
Email: b.bernard@opgc.univ-bpclermont.fr
Tel: (+33) 4 73 34 67 21
Fax: (+33) 4 73 34 67 44

Abstract

Debris avalanches associated with volcanic sector collapse are usually high volume, high mobility phenomena. Debris avalanche deposit remobilization by cohesive debris flows and landslides is common, so they can share textural characteristics such as hummocks and jigsaw cracks. Distinguishing original deposits from reworked products is critical for geological understanding and hazard assessment because of their different origin, frequency, and environmental impact. We present a methodology based on field evidence to differentiate such epiclastic breccias. Basal contact mapping constrained by strict altitude and location data allows the reconstruction of deposit stratigraphy and geometry. Lithological analysis helps to distinguish the different units. Incorporation structures, kinematic indicators, and component mingling textures are used to characterise erosion and transport mechanisms. We apply this method to the enigmatic sequence at Perrier (French Massif Central), where four units (U1 - U4) have been interpreted either as debris flow or debris avalanche deposits. The sequence relates to events on the Monts Dore Volcano about 2 Ma ago. The epiclastic units are matrix supported with an almost flat top. U2 and U3 have clear debris flow deposit affinities such as rounded clasts and no jigsaw crack blocks. U1 and U4 have jigsaw crack blocks with matrix injection and stretched sediment blocks. U1 lacks large blocks (> 10 m-wide), and has a homogenous matrix with an upward increase of trapped air vesicle content and size. This unit is interpreted as a cohesive debris flow deposit spawned from a debris avalanche upstream. In contrast, U4 has large megablocks (up to 40 m-wide), sharp contacts between different colour mixed facies, and numerous jigsaw fit blocks (open jigsaw cracks filled by monogenic intraclast matrix). Megablocks are concentrated near the deposit base and are spatially associated with major substratum erosion. This deposit has a debris avalanche distal facies with local debris flow affinities due to partial water saturation. We also identified two landslide deposits (L1 and L2) that result from recent reworking, that have produced a similar facies to U1 and U4. We could distinguish these from the original deposits as they have blocks of mixed U1 / U4 facies, a distinctly less consolidated and more porous matrix, and a fresh hummocky topography. This work shows how to differentiate different origin, but similar epiclastic deposits, provides new information on Monts Dore Volcano destructive processes and identifies of present landslide and rockfall hazards in the Perrier area.

Key words: Perrier; Monts Dore; debris avalanche; debris flow; landslide; deposit texture.

3.1 Introduction

3.1.1 Volcanic debris avalanche deposit characteristics and reworking processes

A debris avalanche is generated by the collapse of a volcano flank and begins as a rockslide that progressively disintegrates on the steep edifice slopes (Voight *et al.*, 1981; Siebert, 1984; Glicken, 1996). Sector collapse can be linked to the interaction of two mechanisms (McGuire, 1996b): edifice weakening (erosion, hydrothermal alteration, asymmetric growing) and a triggering mechanism (eruption, earthquake, cryptodome intrusion, heavy rain). Sector collapses are low frequency and high volume events commonly $> 0.1 \text{ km}^3$ (Siebert *et al.*, 1987). Volcanic debris avalanches cover hundreds of km^2 with velocities greater than 100 m/s, and have run outs up to 70 km (Siebert, 2002). Debris avalanche deposits are heterogenic and poorly sorted (micron – 10's m) epiclastic breccia. Jigsaw crack blocks and hummocky topography are their most recognizable characteristics (Siebert, 1984). Block and mixed facies are generally used to describe debris avalanche deposits (Glicken, 1991). Block facies are made of large pieces of volcanic edifice that can preserve original source layering (Ui, 1983). Mixed facies are usually matrix supported and contain clasts of all origins (Glicken, 1991). Volcanic debris flows may derive directly from debris avalanches (fig. 3.1) during or few hours after emplacement due to increasing water content (water incorporation, snow/ice melt) (Palmer *et al.*, 1991; Glicken, 1996; Kerle and van Wyk de Vries, 2001). They also can result from the breaching of debris avalanche deposit-induced lakes (Costa and Shuster, 1988). Such collapse-induced debris flows are typically clay-rich and cohesive (Vallance, 2000) so their deposits can share textural characteristics with debris avalanche deposits, such as preservation of jigsaw cracks (Capra and Macías, 2000; Capra and Macías, 2002). As collapse-induced debris flow deposits have facies similar to debris avalanche deposit mixed facies (Glicken, 1991), the field evidence commonly used to distinguish both deposits (Ui, 1983; Siebert, 1984; Ui, 1989) can not be conclusive. Volcanic debris avalanche deposits are an important source of sediment accumulation at the volcano foot. Their thickness can reach hundreds of meters in narrow valleys (Siebert, 1984) and further remobilization by subsequent landsliding is frequent. Such

reworking processes are not yet well studied but show similarities (jigsaw cracks, hummocky topography and facies) between the source and the landslide deposits (Vidal *et al.*, 1996).

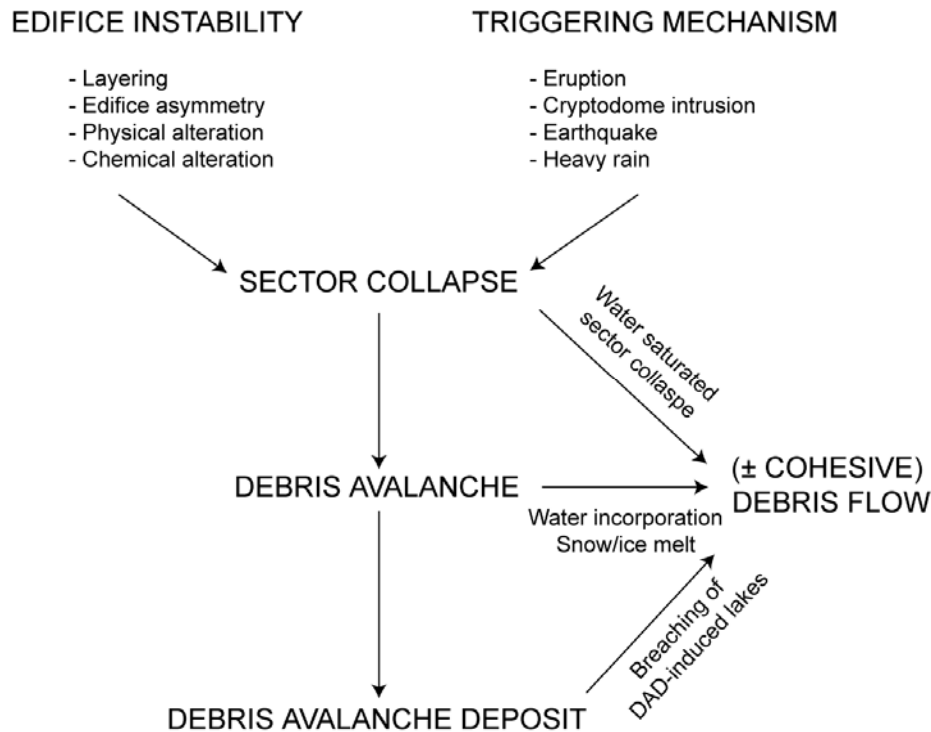


Figure 3.1 Schematic diagram illustrating the generation of volcanic sector collapse, debris avalanches and collapse-induced debris flows.

3.1.2 Geological hazards on inactive volcanoes

Geological hazards at dormant or extinct volcanoes can be significant, such as rockfalls, landslides and debris flows. About twenty small mass movement events are recorded for the last century in the Dordogne valley at Monts Dore Volcano (French Massif Central). Recent debris avalanche deposits are recognized around the volcano such as the Dent du Marais deposit that blocked the Couze Pavin River and created the Lac Chambon natural dam (Vidal *et al.*, 1996). Similar mass movements have affected the neighbouring Cantal volcano, especially occurring in the epiclastic deposits. The Casita (Nicaragua) 1998 landslide also mobilised brecciated epiclastic rocks and turned into a fast-moving debris flow that killed 2500 people (Kerle and van Wyk de Vries, 2001). These examples show that old volcanic and epiclastic deposits, of whatever origin, are susceptible to remobilization.

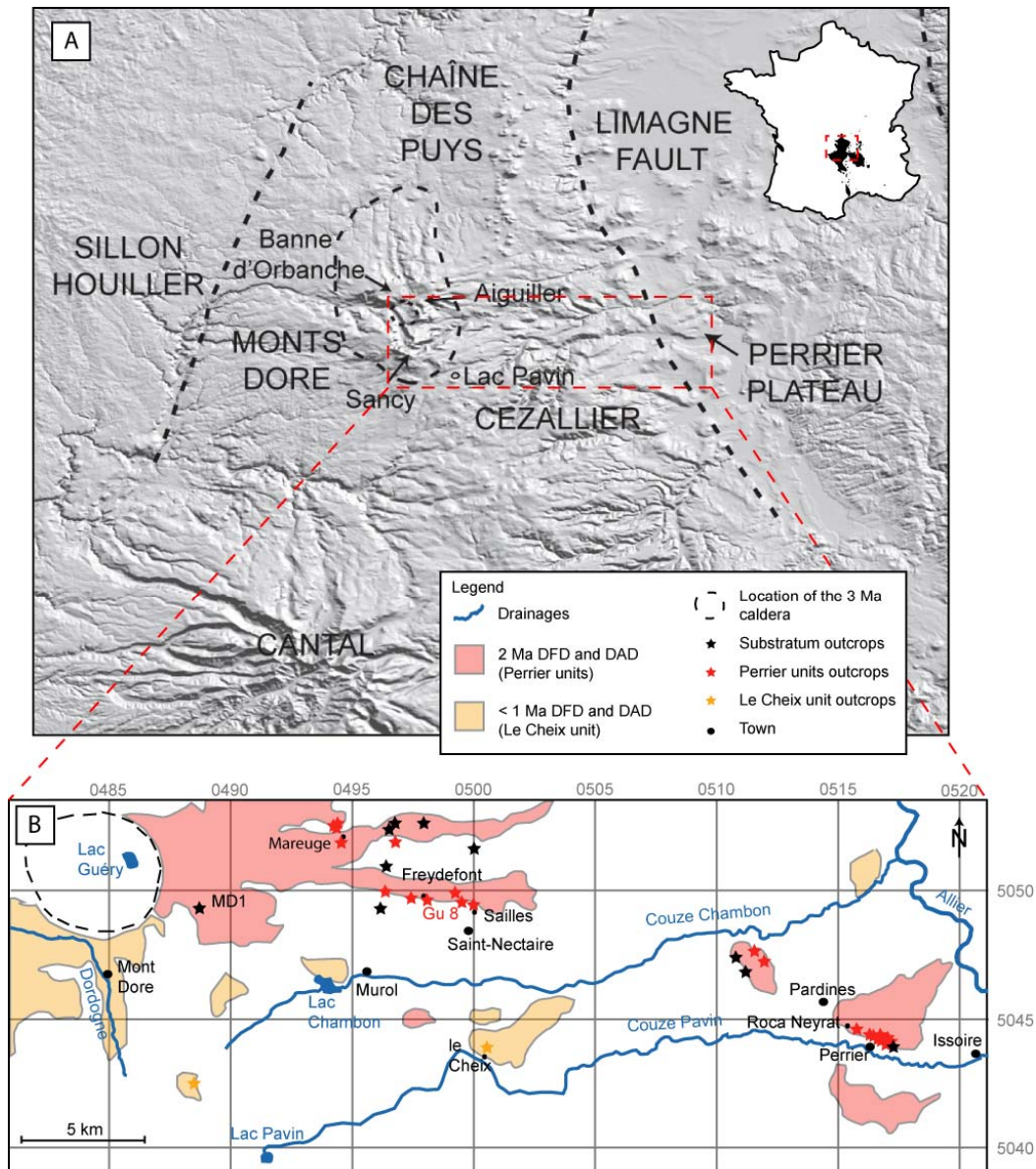


Figure 3.2 (A) Shaded relief image of Monts Dore Volcano area (SRTM3 N45E002 and N45E003) and location in the French Massif Central volcanic province (modified from Nehlig *et al.*, 2003); (B) Perrier and le Cheix unit distribution (modified from Cantagrel and Briot, 1990).

3.1.3 Objectives

Collapse-induced debris flow and debris avalanche deposit distinction in epivolcanic sequences is critical both for understanding volcano evolution (e.g. Etna Volcano, Calvari *et al.*, 1998) and hazard assessment because of their different origin, frequency, and environmental impact (Capra *et al.*, 2002). The Perrier Plateau (fig. 3.2), French Massif

Central, was used as troglodytic dwellings up to a few hundreds years ago (fig. 3.3). The dwellings are dug in a sequence of epiclastic breccias. These deposits have been interpreted either as debris flow deposits (Ly, 1982), debris flow deposits spawned from debris avalanches upstream (Cantagrel and Briot, 1990) or debris avalanche deposits corresponding to Monts Dore Volcano collapses 2 Ma ago (Pastre, 2004). No in-depth description or discussion has been presented to support these different views. In such an enigmatic area, a sound set of criteria is required to make a reliable interpretation. Thus, we aim to develop an observational-based approach to distinguish the origin and transport mode of each event. We choose to clearly separate each part of the field description (stratigraphy, facies, basal contacts, and internal structures) to give an orderly overview of the deposits. The volcano is regarded as inactive, but landslides are common and additionally we wish to provide basic geological information for assessment of the present day landslide hazard at Perrier and the Monts Dore Volcano.

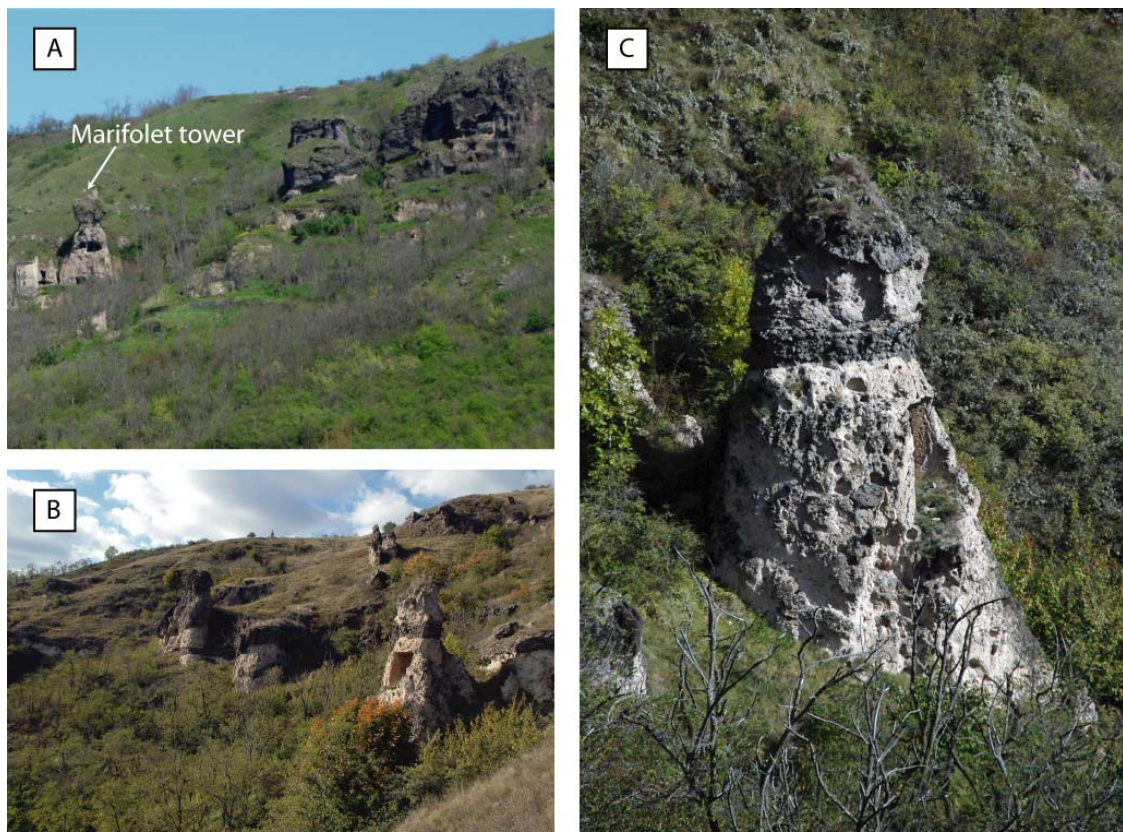


Figure 3.3 Photographs of the Perrier Plateau, with the epiclastic sequence outcrops well exposed by the troglodytic dwellings. (A) The Maurifolet tower in the left side is about 25 m high and topped by a tephrite megablock; (B) view from the south-east of Perrier Plateau; (C) Earth pillar covered by a tephrite megablock, note the conglomerate interbedded between U2 and U4.

3.1.4 Methodology

We used mainly field evidence to distinguish the different units. Even if some contacts are difficult to observe in the field, due to difficult cliffs or to restricted access areas, the deposit geometry and stratigraphy can be extracted from the panorama (fig. 3.4). Contact altitude and position is extrapolated from one outcrop to another using GPS data and an altimeter with a vertical error < 3 m. Broad fresh outcrops make possible the field description of the unit lithologies. The deposits are indurated by 2 Ma of diagenesis so that sieving methods cannot be used for granulometry. We use the Glicken (1996) 1 m² window method to determine the large clast content (> 64 mm) and an equivalent 10 cm² method to determine the intermediate clast content (64 mm > Ø > 2 mm). The Glicken (1996) 1 m² window method consists of taking a photograph of a 1 m² vertical as flat as possible exposure. The clasts > 64 mm are outlined with vector-based drawing software (Illustrator). The result is analysed with an imaging program (ImageJ) to extract the clast surface content. As stated in Chayes (1956), the total measurement area is consistent with the clast volume percentage, so we use vol.%. The intermediate clast fraction I (64 mm > Ø > 2 mm) is obtained with the equation:

$$I = I_e * (1 - L) \quad (1)$$

Where I = total intermediate clast fraction; I_e = intermediate clast fraction extracted with the 10 cm² method; L = large clast fraction.

The matrix fraction M (< 2 mm) is given by the equation:

$$M = 1 - L - I \quad (2)$$

We multiply the windows laterally and vertically to give a facies content average and exclude windows in clasts > 50 cm-wide that would bias our analysis. We also avoid windows in brecciated blocks. These data are used to determine the unit lithological content (table 3.1). The large clast fraction is here underestimated, as suggested by Siebert (2002). Nevertheless, the megablock fraction (> 10 m-wide) can be interpreted from the panorama (fig. 3.4). Matrix composition is qualitatively determined by binocular microscope. We record basal contact structures and internal structures. Meaningful structures are systematically photographed and sketched to aid interpretation. High resolution photographs are accessible in the Electronic

Supplementary Material. Vergence is determined from elongated elements, such as tree trunks and stretched sediments. Erosion and strain-related features at the base of the deposits, such as fractures, interleaving and interfingering are described and used to constrain the flow rheology. In the deposit interior, we also study mingling features, such as interpenetration and vortical structures that provide information on the transport mode. The information is finally summarized in a table form that can be used to qualitatively distinguish and compare deposits (table 3.2).

3.1.5 The Monts Dore Volcano

The Monts Dore Volcano (longitude: 2.49° East; latitude: 45.35° North) is part of the Massif Central Neogene volcanic province (fig. 3.2A). The edifice overlies a Hercynian basement composed of granite and gneiss. It is built between two major faults: the “Sillon Houiller” (NNE-SSW) to the west and the Limagne fault (N-S) to the east. Locally under the east side of the volcano, the crystalline basement is affected by Permian and Oligocene grabens filled by clay and sandstone. The volcano covers an area of 500 km² and has an elliptical shape (35 km N–S and 15 km E–W). Epiclastic products cover a much greater area, especially on the east side of the volcano.

Volcanic activity in the Monts Dore area extends from 20 Ma to 7 ka including long repose periods. The first signs of volcanic activity, between 20 Ma and 11 Ma, consist of isolated and scattered basanite events (Baudron and Cantagrel, 1980). The Monts Dore Volcano *s.s.* activity can be summarized in four stages (Mossand, 1983). The pre-caldera volcanism (from 5.5 to 3.2 Ma) consists in large and thick basanite lava flows and phreatomagmatic activity with a few trachytic pyroclastic flows (Ménard, 1979). The syn-caldera volcanism (from 3.2 to 2.6 Ma) corresponds to a central activity with caldera formation that formed a basin of 20 km², 250 m depth (Haute Dordogne Caldera) and produced the > 5 km³ Grande Nappe ignimbrite dated at 3.07±0.02 Ma (Vincent, 1980; Lo Bello, 1988; Duffell, 1999). The post-caldera volcanism (from 2.6 to 1.6 Ma) built the Aiguiller massif north-east and the Banne d’Ordanche massif north-west to the caldera. It corresponds to a mainly silica-saturated series with rhyolitic to trachytic lavas separated by under-saturated events. The Aiguiller massif has been affected by one or more major

collapses during this period, the products of which are well exposed in the Perrier area (Cantagrel and Briot, 1990). Between 1.6 and 0.9 Ma the volcanic activity stopped with only a few basalt flows occurring. The last phase (from 0.9 to 0.25 Ma) attributed to Monts Dore volcanic complex is the Sancy *s.s.* volcanism south of the old edifice. It corresponds to a trachyandesitic stratocone marked by periods of intense explosive activity. The Sancy was also affected by a major sector collapse (Le Cheix units) (Pastre and Cantagrel, 2001). More recent activity on the Monts Dore is basaltic-trachytic events related to the Chaîne des Puys volcanism such as the Lac Pavin eruption 7 ka ago (Nehlig *et al.*, 2003). Recently the authors have found basalt spatter stuck on glacially-formed cliffs that indicate postglacial activity in the central Sancy massif. Landslides and debris flows are common phenomena on the massif, both on the eroded cone and in the peripheral area, notably at the Perrier Plateau (Vidal *et al.*, 1996).

3.2 Perrier deposits

3.2.1 Geologic context of the Perrier sector

The Perrier Plateau is underlain by Oligocene conglomerates, calcareous marls and clay associated with the Limagne basin. The Perrier section is located near the Allier-Couze Pavin confluence (fig. 3.2B). The stratigraphy established by Ly (1982) presents the Perrier Plateau as the result of both volcanic and fluvial deposition. If we take into account only the volcanic deposits we can distinguish three different kinds. The older products are lavas from 4.2 to 3.7 Ma (Pardines basanite and Roca-Neyra basalt) associated with the Cézallier volcanoes south of Perrier (Pastre, 2004). Rhyolitic plinian fall and pumice flows are encountered coming from the Monts Dore post-caldera activity and dated at 2.4 Ma (Lo Bello, 1988). The most recent volcanic products are four epiclastic units. The volcanic events are separated by intense phases of fluvial incision and deposition that make the Perrier Plateau complex. The erosion creates an apparent inversion of the normal succession putting the Pardines basanite on top of the western part of the plateau. Perrier hill also experienced small landslides, such as the 1733 event that reworked part of the Pardines lava and epiclastic products and ran out for 1200 m (Vidal *et al.*, 1996). The present Perrier escarpment is now steepest immediately above the village of Perrier.

3.2.2 Spatial extent of the Perrier units

Perrier units are observed sporadically from Perrier to Lac Guery (fig. 3.2B). Several outcrops in the proximal region show angular breccias composed of trachyphonolite (MD1, fig. 3.2B). Cantagrel and Briot (1990) interpreted these as part of the debris avalanche deposits. Recent investigation in this area shows that there is no evidence of transport in these outcrops so they could also be *in situ* cataclased domes/intrusions. In the medial area, between Mareuge and St. Nectaire, many small and strongly vegetated outcrops present breccias similar to Perrier units. In the Perrier area, 35 km from source, the southern part of Perrier Plateau gives the best sections of the deposits (fig. 3.3). Erosion, vegetation and agriculture have erased or hidden most of the deposits elsewhere.

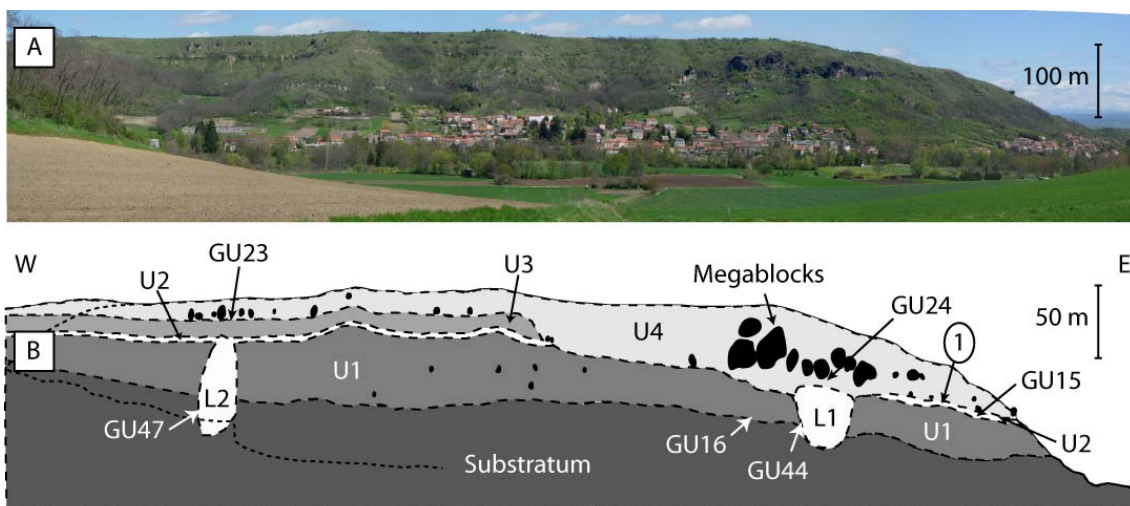


Figure 3.4 (A) panorama of the Perrier Plateau, (B) drawing with a vertical exaggeration of 2 with: Perrier epiclastic units (U1, U2, U3, and U4), main outcrops (GU...), and landslide deposits (L1 and L2).

3.2.3 Stratigraphy

Figures 3.4 and 3.5 illustrate the stratigraphy of Perrier Plateau and complete the work of Pastre (2004). Unit 1 (U1) is observed along almost all the Perrier Plateau and has a maximum thickness of 50 m. It overlies a substratum composed of fluvial layers (F5a in Pastre, 2004) and a < 0.7 m-thick trachytic plinian fall (RP2 in Pastre, 2004) that is partially reworked.

Unit 2 (U2), only 5 to 10 meters-thick, is observed in the western part of the hill overlain by the Roca-Neyra fossiliferous conglomerates and sands. Its base is now not clearly visible but Pastre (2004) described it on top of a coarse conglomerate. In the eastern part of the plateau, the fluvial layer composed of pebbles and sand between U1 and U2 reaches 1.8 m-thick and reduces to zero toward the east. From west to east, the top of U2 is between 567 m and 530 m a.s.l. indicating a slight incline ($\sim 1^\circ$).

Unit 3 (U3) is about 15 m-thick and is present only in the western part of the plateau. The unconformity between Unit 4 (U4) and the whole sequence indicates a period of incision sufficient to erode more than 25 m of deposits.

Unit 4 (U4) is the thickest unit (more than 60 m-thick) and is present all along the plateau. In the west, U4 overlies U3 with an interbedded < 1 m-thick distinctive layer of sand-silt with few pebbles. In contrast, in the east it lies on a coarse conglomerate that has variable thicknesses (from less than 1 m to more than 2.5 m-thick) with sometimes a thin layer of sand in between. There is a large change of altitude of the U4 base between the eastern and the western part related to this change of substratum. To the west, the base is almost horizontal with an altitude between 577 m and 581 m a.s.l. The eastern base has a slight incline ($< 0.5^\circ$) toward the east with altitudes between 539 m and 531 m a.s.l. The unconformity observed is likely to be associated with the paleo-Allier river course.

We found two distinctive breccias (L1 and L2) that were first interpreted as U4-infilled palaeovalleys (Fig. 4). They have fresh hummocky topography and contain a mix of all units. After detailed description and close analysis, they appear to be lobe-like deposits that extend from U4 down to the valley bottom. It is striking, however, the extent that they closely resemble to the epiclastic sequence, and illustrate the difficulty in determining the origin of such breccias. L1 and L2 are interpreted as recent landslides.

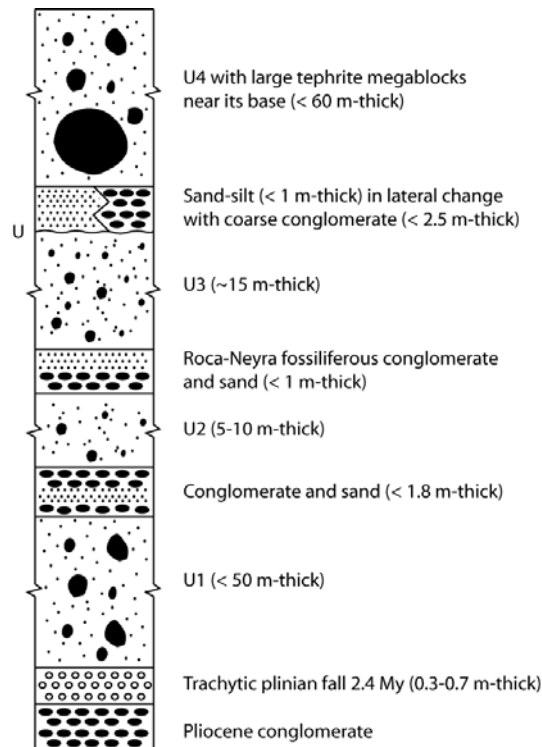


Figure 3.5 Schematic stratigraphic column of Perrier Plateau with U: main unconformity.

3.2.4 Facies description of units

3.2.4.1 U1

U1 is matrix supported (70-90 vol.% of matrix < 2 mm) with some gravel-sized clasts (5-20 vol.% between 2 and 64 mm) and rare blocks (5-15 vol.% > 64 mm) (table 3.1). We noted the absence of megablocks (> 10 m-wide). The matrix contains few lithics (trachyandesite, pumice and marly calcareous sediments) and abundant free crystals (sub-euhedral feldspar, blunt lustrous quartz and mica flakes). The gravel-block fraction is composed of trachyandesite and basalt clasts for 45 to 65 vol.% and this proportion tends to increase near the deposit top. There are also fibrous pumice from the Grande Nappe ignimbrite and vesicular pumice from the trachytic plinian fall (20-40 vol.%). Limestone, granite, various pebbles, and clay represent the non-volcanic component that tends to decrease near the deposit top (from 30 to < 20 vol.%). The largest block observed (5 m-wide) is made of a consolidated pumice deposit (fig. 3.6A). U1 has a laterally homogenous mixed facies matrix.

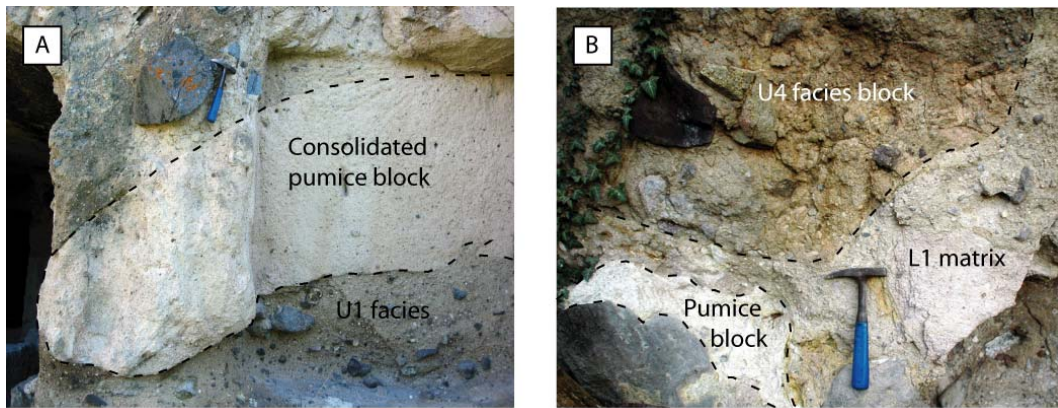


Figure 3.6 Perrier deposit typical facies with (A) a large block of consolidated pumice layer within U1, and (B) U4 and stretched pumice blocks within L1. Hammer for scale.

We noted the presence of three kinds of voids in this deposit (fig. 3.7):

1. Wood impressions are the most recognizable kind of void left by pieces, branches and tree trunks. Some altered wood fragments are still present in depth in the deposit.
2. Closed vesicles are also found and are smaller than 1.5-2 mm in diameter and reach 2 vol.% of the deposit. These can locally reach 5 vol.% near the top of U1 where they are up to 6 mm in diameter. Largest vesicles are irregular and horizontally flattened.
3. Pumice clasts require special attention as they fall out and alter to produce false vesicles when a sample is broken, or at outcrop. These voids are larger (up to 1.5 cm-diameter), regular and rounded (sometimes rectangular when coming from fibrous pumice) and can be confused with closed vesicles.

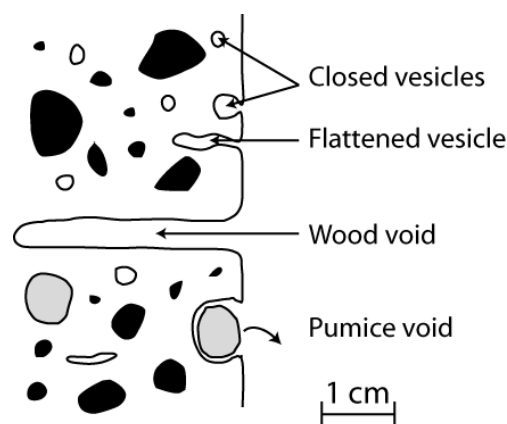


Figure 3.7 Section showing different kinds of voids observed in the epiclastic deposits of the Perrier Plateau. Air-trapped vesicles are smaller and more irregular than pumice or wood voids, where it is also possible to observe relics of the original material.

3.2.4.2 U2 and U3

U2 and U3 have very similar facies and their superposition is marked mainly by a weak layer at their contact that is preferentially eroded. Their facies is very analogous to U1 facies but with a higher matrix content (80-90 vol.%) and fewer blocks. U2 and U3 compositions are similar to U1 but the few exposures do not allow us to make a significant analysis. The maximum size for blocks does not exceed 1 m-wide. Most of the clasts are rounded in these units. Both units have high closed vesicle contents (2-3 vol.% that are up to 5 mm-diameter).

3.2.4.3 U4

U4 is mainly matrix supported (65-75 vol.% of matrix < 2 mm) with few gravel (5-20 vol.% between 2 and 64 mm) and blocks sometimes abundant (15-20 vol.% > 64 mm). The matrix contains few lithics (trachyandesite, pumice and marls) and abundant free crystals (sub-euhedral to euhedral feldspar, lustrous blunt to rounded quartz, and a few ferromagnesian such as mica flakes and amphibole). The gravel-block fraction is composed of ~10 vol.% of material coming from the substratum (marly calcareous sediments, various pebbles and granite fragments) and 70-85 vol.% of material apparently coming from the volcano (mainly trachyandesite and tephrite clasts). The pumice fraction depends on window vertical position from 20 vol.% near the base to 6 vol.% in the body of the deposit. U4 has a variable mixed facies characterized by different colour matrices and gravel-block components. It is worth highlighting the presence of numerous megablocks (> 10 m-wide, up to 10 vol.% of the deposit) that have created beautiful earth pillars (fig. 3.3). The largest megablocks are made of tephrite (up to 40 m-wide) and are present near the base of the deposit. Locally, the juxtaposition of blocks with horizontal to oblique stretching is similar to the typical block facies. The vesicles present in this unit are smaller than 3 mm-diameter with the edges covered by a thin clay deposit. Their proportion is variable and higher near the base of the deposit (up to 2 vol.%).

Unit	Position	Sample	Large clast fraction (> 64 mm)			Intermediate clast fraction (2 mm < Ø < 64 mm)			Matrix fraction < 2 mm	Non volcanic clasts	Volcanic clasts	Pumice clasts
			Non volcanic	Volcanic clasts	Total	Non volcanic	Volcanic clasts	Pumice				
U1	Base	GU16 GRA	0,6%	2,0%	2,6%	0,0%	1,9%	4,8%	90,7%			
		GU16 GRB	10,8%	3,3%	14,1%	0,3%	6,3%	0,7%	78,5%			
		GU16 GRC	6,3%	6,7%	12,9%	0,0%	7,9%	4,0%	11,9%	75,1%	83,1%	18,7%
		GU16 GRD	0,8%	6,8%	7,6%	0,9%	1,9%	1,8%	4,7%	87,8%		
		GU16 GRF	4,3%	2,7%	7,0%	0,4%	4,6%	4,5%	9,5%	83,5%		
	Body	GU26 GRA	2,8%	3,3%	6,2%	0,0%	4,0%	9,7%	13,6%	80,2%		
		GU26 GRB	1,4%	5,1%	6,6%	0,4%	3,9%	8,1%	12,4%	81,1%	46,1%	39,5%
		GU26 GRC	0,9%	4,5%	5,4%	2,2%	4,1%	3,6%	10,0%	84,6%		
		GU27 GRA	7,7%	1,6%	9,3%	0,3%	9,4%	3,0%	12,7%	78,0%		
		GU27 GRB	1,0%	1,0%	2,0%	3,0%	12,5%	3,4%	18,9%	79,0%		
Top	GU27 GRC	0,3%	3,3%	3,7%	0,3%	5,5%	4,0%	9,9%	86,5%			
	GU27 GRD	0,0%	17,0%	17,0%	3,5%	2,8%	5,8%	12,1%	70,9%	17,1%	20,7%	
	GU30 GRA	0,7%	5,5%	6,3%	3,8%	8,2%	2,9%	14,9%	78,8%			
	GU30 GRB	0,7%	7,2%	7,9%	0,7%	5,9%	7,4%	13,9%	78,1%			
	GU24 GRA	3,0%	15,5%	18,4%	0,2%	8,6%	5,0%	13,8%	67,8%			
U4	Base	GU32 GRA	0,6%	14,3%	14,8%	0,0%	4,9%	9,4%	14,3%	70,9%	67,6%	19,5%
		GU32 GRB	1,3%	17,3%	18,6%	6,1%	6,4%	4,6%	17,2%	64,2%		
	Body	GU25 GRA	0,3%	15,2%	15,5%	4,5%	2,8%	0,0%	7,3%	77,1%		
		GU29 GRA	1,0%	16,6%	17,6%	3,7%	7,2%	1,5%	12,4%	70,0%		
		GU31 GRA	1,2%	14,5%	15,7%	0,0%	7,6%	2,8%	10,3%	74,0%	11,0%	6,4%
		GU31 GRB	2,3%	14,2%	16,5%	0,3%	13,1%	2,8%	16,2%	67,2%		
		GU31 GRC	0,7%	15,2%	15,9%	1,8%	12,6%	2,1%	16,5%	67,6%		

Table 3.1 Lithological data for large clast, intermediate clast and matrix fraction. Pumice clasts are separated from volcanic clasts, because they can come from either the source edifice or the flow substratum.

3.2.4.4 L1 and L2

The L1 and L2 units are subtly different from U1 or U4. The facies of these units is slightly more variable than U4 with a greater porosity. The deposit is more easily crumbled and has less well developed cementation than the other epiclastic units. L1 is well exposed and contains partially rounded fractured blocks of U1 and U4 facies (fig. 3.6B). Distinction between U1 and U4 blocks is based on the lithological content (U1 has greater fibrous and vesicular pumice contents than U4) and the granulometry (U4 is coarser than U1 with large amounts of tephrite blocks). In L2, the distinction between U1, U2 and U3 blocks is difficult because of their facies similarity. Large blocks of tephrite material coming from U4 are also found in this deposit. In L1 we do not expect to see U2 and U3 blocks because these units are not present in this area.

3.3 Structural analysis

3.3.1 Basal contacts

3.3.1.1 U1

U1 lies on top of a trachytic plinian fall (RP2 *in* Pastre, 2004) in every outcrop along the south. The sub-planar contact is near horizontal and punctuated by small scale structures (fig. 3.8A and 3.8B). These include:

1. Oblique (30° N-NNE dip) matrix interfingering with RP2 (up to 8 cm-long).
2. Sub-horizontal (5-10° S to SE dip) incorporation of RP2 by interleaving (up to 10 cm-long). These features are almost parallel to the contact and point roughly south east, the probable transport direction at this location.
3. Scarce block penetration structures, with usually a planar upper surface and irregular lower side. The blocks are mainly trachyandesite.
4. Discontinuous undulation figures (60-120 cm-wavelength and 10-25 cm-amplitude).

Rare sub-horizontal cleavage-like planar structures are observed near the top of the RP2 layer. Binocular microscope analysis shows that this apparently clean contact at outcrop scale is diffuse at grain scale. No grain organisation has been observed. The contact between RP2 and the underlying sandy alluvium (upper F5b *in* Pastre, 2004) also has interfingering and undulation.

Wood voids are present at the contact and in U1. They are elliptical cylinders (long axis: from 3 to 83 cm; maximum diameter: from 2.5 to 16 cm; minimum diameter: from 1.5 to 10 cm) with the long axis almost horizontal near the basal contact and more inclined (up to 30°-dip) away from the contact. Of the 14 voids measured, several cannot be used because of their high sphericity ratio, their size, their distance from the basal contact or because they correspond to multiple-branch relics (fig. 3.8C). The few acceptable wood void measurements yield a preferential direction between N30 and N65. A clay block deformed around one wood void indicates a south-east deformation vergence, like the interleaving structures (fig. 3.8D).

3.3.1.2 U2 and U3

U2 and U3 basal contacts are difficult to observe because they lie in difficult-access cliffs or are in restricted access areas, but where observed they are usually sub-horizontal without significant structures.

3.3.1.3 U4

Basal contacts observed for U4 change markedly along the escarpment. The first kind of contact (outcrop GU15, fig. 3.4) is mostly observed in the east. There, U4 overlies a conglomerate and the contact is sub-horizontal without distinct structures. The conglomerate clasts are not affected by any cataclasis, and the boundary between U4 and the conglomerate matrix is extremely diffuse. There are, in some places, sub-horizontal cleavage-like planar structures in a < 0.2 m-thick sand layer below U4. In the west, this kind of contact is between U4 and a 0.7 m-thick sandy-silty layer (GU23, fig. 3.4).

In GU24 outcrop (fig. 3.4), U4 overlies a conglomerate with a planar contact to the west and an irregular and oblique contact to the east. The conglomerate break of slope coincides with the appearance of a distinct layer composed of fine-grained sand and small pebbles with little organisation. Some sub-horizontal planar white elongated clasts also appear in this layer that on close inspection are seen to be crushed and stretched pumice fragments. The layer thickness reaches a few tens of centimetres. Its contact with the underlying conglomerate is extremely diffuse, whereas the overlying sub-horizontal contact with U4 is sharp and irregular (fig. 3.8E). Several pebbles from the conglomerate are fractured, crushed and aligned following the contact between the two layers. This feature is partially outlined by a thin black layer (0.5 to 1 cm-thick) of powder derived from the crushed clasts.

Significant incorporation of the U4 substrata is inferred by the presence of intact conglomerate/sand-silt blocks and megablocks in the unit body. In places, there is no clearly defined boundary between U4 and U1, indicating that the latter has been partially remobilised and incorporated as well. Most of these features are found just below the tephrite megablocks (fig. 3.8F).

3.3.1.4 L1 an L2

Two outcrops (GU44 and GU47, fig. 3.4) show clearly the basal contact of L1 and L2. In outcrop GU44, L1 base is in contact laterally with U1, then the trachytic pumice fall and then the Perrier coarse alluvium (F5b). The contact has an irregular slope from 15° to 60°. We noted the presence of trachytic pumice dyke-like injections a few cm-wide and few tens of cm-high in L1 that have never been observed in U1 (fig. 3.9G). The contact is mostly diffuse (from macroscopic to microscopic scale) and no erosive figures are observed. In the GU47 outcrop (L2), the Pliocene fluviatile and lacustrine sediments are deformed and overturned (fig. 3.8G). This structure is similar to the Belousov et al. (1999) bulldozer structures.

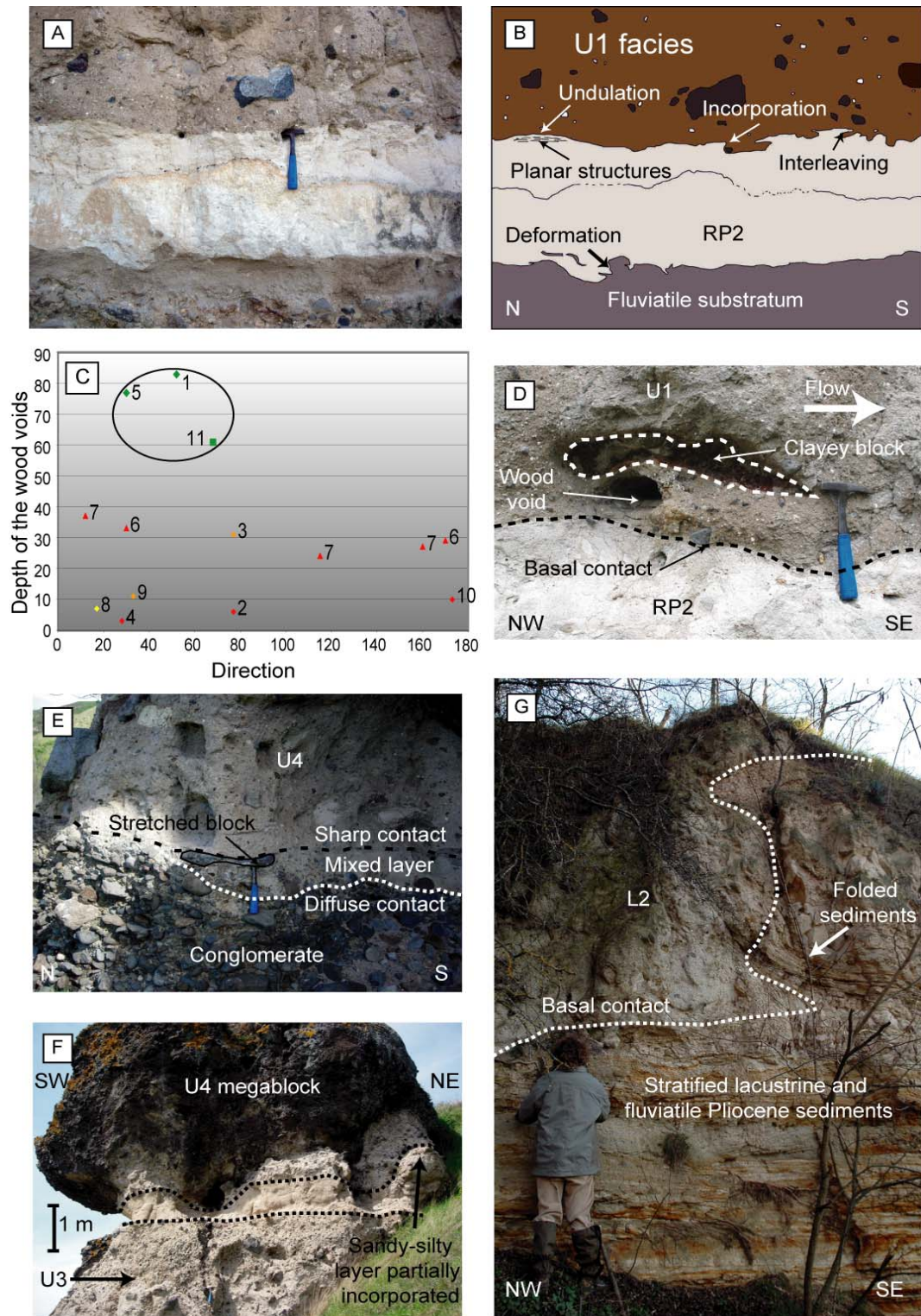


Figure 3.8 Basal contacts of Perrier units. (A) Photo and (B) drawing of outcrop GU16 basal contact with several kinds of structures; (C) depth of the wood voids as a function of their orientation in the deposit where: voids 2, 4, 8, and 10 are excluded because of their size and sphericity ratio; voids 3 and 9 are excluded because they are in the deposit body; voids 6 and 7 correspond to multiple-branch relics; (D) deformed clayey block around a wood void in U1 that shows the flow direction toward the SE (white arrow); (E) outcrop GU24 basal contact with the presence of a mixed layer between U4 and the underlying conglomerate; (F) GU23 shows a sandy-silty substratum partially incorporated in U4, probably due to the presence of a tephrite megablock; (G) Bulldozer structure observed at the basal contact of L2 (outcrop GU47). Hammer for scale.

3.3.2 Internal structures

3.3.2.1 U1, U2 and U3

Few structures have been found in the interiors of U1, U2 and U3. The most notable structure is the horizontal elongation of clayey and marly calcareous blocks (fig. 3.8D). In U1, some trachyandesitic blocks have jigsaw cracks and scarce monolithologic intraclast matrix-filled fractures (jigsaw fits) (fig. 3.9A). No structures are visible within the matrix itself, possibly due to the absence of contrasts.

3.3.2.2 U4

In contrast to the other units, U4 has a large range of structural features. Several sets of striae have been observed on surfaces of trachyandesite and tephrite megablocks, and infrequently in marls. Regular striated planes do not show a consistent orientation or dip. The striae pitches are usually low ($< 10^\circ$). Trachyandesite and tephrite blocks commonly have jigsaw cracks (fig. 3.9B). These fracture frameworks are widespread and hard to quantify. An evolution from jigsaw crack to jigsaw fit is observed from the inner to the outer parts in some blocks. Some blocks and gravels units are brecciated and elongated near megablock boundaries. Mixed facies injections in trachyandesite and tephrite blocks and megablocks are common but are scarce in marls and pumice layers blocks (fig. 3.9C). These injections are from a few centimetres to tens of meters height and from a few centimetres to meters wide. They have finger-shaped terminations and significant vesicle contents (2 vol.%). Marl and pumice layer deformation is often expressed by horizontal elongation and by S-like structures (fig. 3.9D). Vortical structures and interfingering are observed where different colour matrices (either intraclast or interclast) are present (fig. 3.9E). Tilted coherent megablocks of unconsolidated conglomerate (up to 10 m-wide) are present within U4 and show diffuse boundaries (fig. 3.9F).

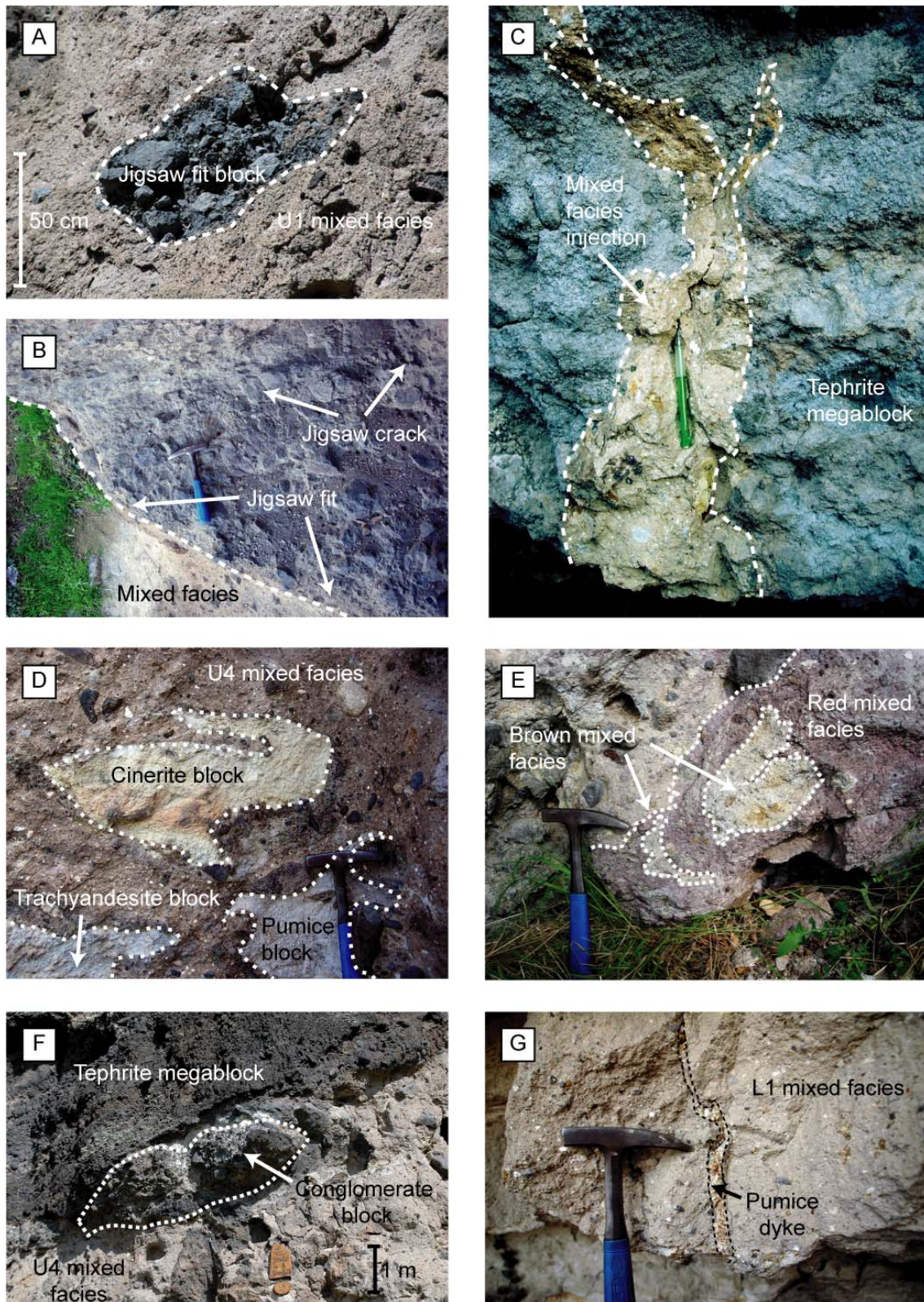


Figure 3.9 Internal structures observed in Perrier epivolcanic deposits. (A) Jigsaw fit block in U1; (B) evolution from jigsaw crack in the inner part of the trachyandesite block to jigsaw fit near its boundaries in U4; (C) finger-shaped mixed facies injection in a tephrite megablock in U4; (D) S-like deformation of a fine ash block in U4, note the deformation of the trachyandesite and pumice blocks; (E) partial mingling between a red mixed facies and a brown mixed facies in U4; (F) Unconsolidated conglomerate block under a large tephrite megablock; (G) Pumice dyke in L1 deposit. Hammer for scale.

3.3.2.3 L1

Low-contrast banding structures with centimetre to meter-wide spacing are identified in L1 parallel to the basal contact, giving a transport direction toward the southwest. This direction corresponds to the present hill slope. Structures, such as jigsaw cracks, jigsaw fits, and partial mixing of different colour matrices observed in U4 are also recognizable in L1.

3.4 Discussion

3.4.1 Volcanic cohesive debris flow deposits vs. debris avalanche deposits

Volcanic cohesive debris flow deposits and debris avalanche deposits are both coarse-grained, poorly sorted breccias with a grain size from clay to metric blocks (Siebert, 1984; Smith and Lowe, 1991; Yarnold, 1993; Capra *et al.*, 2002). Typical evidence used to distinguish these deposits are surface morphology and sedimentary architecture (Ui and Glicken, 1986; Glicken, 1991; Palmer *et al.*, 1991; Vallance, 2000). Nevertheless, the progressive transition between both phenomena means that shared features are observed in different origin deposits (Capra *et al.*, 2002). We stress that the presence or absence of one or more individual structural features does not allow a conclusive distinction to be made. Our method, applied to Perrier deposits, proposes to explore all the field evidence incorporating the spatial distribution of features to give the origin of the deposits. Examples of the usage of these with reference to Perrier are given below:

1. *Deposit thickness*: debris flow deposits are generally < 10 m-thick whereas debris avalanche deposits are commonly up to 100 m-thick (Yarnold, 1993). In fact, the thickness of the deposit is related to the flow rheology, its volume and the pre-deposit topography (slope and lateral containment). Therefore large cohesive debris flow can leave deposits up to tens of meters thick and low-volume debris avalanches can leave deposits of less than 10 m-thick (Capra *et al.*, 2002).

2. *Terraces and surface morphology*: debris flow deposits usually form terraces and can show clast-supported streamline lags (Rodolfo, 1989) whereas debris avalanche deposits generally present hummocky topography (Ui *et al.*, 2000) or ridged topography (van Wyk de Vries *et al.* 2001). These surface criteria are not very useful here because such morphological features will have suffered substantial erosion. Furthermore, the deposits are 35 km from the supposed source and have a matrix-supported facies that usually produces a smoother surface morphology in debris avalanche deposits (Glicken, 1991).

3. *Matrix characteristics*: a debris flow deposit matrix is homogenous over large portion of a deposit (Vallance, 2000). This fits with the observations made on U1, U2 and U3. In contrast, different colour mixed facies with sharp contacts and partial mixing structures are common in debris avalanche distal facies deposits (Siebert *et al.*, 1987; Bernard *et al.*, 2008), and these are clearly observed in U4. The presence or absence of such structures is not sufficient to decide on the origin of the deposits because our observation is limited to the available outcrops. Moreover, cohesive debris flow deposits spawned from debris avalanches also can have such features (Capra *et al.*, 2002) and debris avalanche marginal facies can have a homogeneous matrix (Palmer *et al.*, 1991).

4. *Vesicle content*: Debris flow deposits may have vesicles as the result of air entrapment (Vallance, 2000), so do debris avalanche deposits (Siebert, 1984). Trapped air vesicles are generally interpreted as evidence of water saturation of the flow. Their presence in debris avalanche deposits is understood as a local saturation of the debris avalanches. We observed the vesicles throughout U1, U2 and U3 with vertical content variations. Larger flattened vesicles could be the result of the deposit compaction after emplacement. Vesicles are present in U4, locally restricted, and mostly near the base of the deposit.

4. *Erosion and bulking differences*: Debris flows and debris avalanches are erosive phenomena and erosional features at their base are common (Yarnold, 1993; Bernard *et al.*, 2008). The fraction of incorporated material can be estimated with the non-volcanic component (15 to 30 vol.% in U1, 10 vol.% in U4) and this proportion can reflect a minimum value for incorporation, as pumice and other volcanic clasts can also come from bulking. We observed RP2 pumice incorporation through abrasion in U1. U4 basal contacts also show

abrasive structures, but incorporation of large blocks of unconsolidated conglomerate suggests a different erosional mechanism. This kind of bulking is always spatially associated with the tephrite megablocks. The persistence of unconsolidated blocks in the unit body implies particular characteristics of the flow such as a great cohesion and undersaturation.

5. *Block deformation:* Blocks are present in both debris flows and debris avalanche deposits, but are generally subject to cataclasis only in debris avalanches. Blocks in debris flow deposits can preserve few jigsaw crack blocks as relics of conversion from a debris avalanche (Smith and Lowe, 1991). Deformed blocks are observed in the four units but are scarce in U2 and U3. Only U1 and U4 have jigsaw-fractured blocks. These structures are common and well developed in U4, but are not common in U1. U4 presents various internal structures such as mixed facies injections in blocks, shearing features and locally block pilling similar to the typical debris avalanche block facies (Glicken, 1991).

Taking into account all the field evidence and the discriminatory characteristics (table 3.2), we consider that U1 is the deposit of a debris flow, cohesive enough to preserve jigsaw crack blocks, spawned from a debris avalanche upstream. From the observations made, it is not possible to decide an exact origin for this debris flow, but it could be either debris avalanche deposit dam breakout or liquefaction of a debris avalanche during transport. U2 and U3 have clear debris flow deposit affinities and could be the reworking products of U1 or its source given their lithological content and facies. U4 corresponds to a separate distal debris avalanche deposit with a mixed facies. Partial saturation is observed at the base of the flow probably due to water incorporation in the ancient Couze Pavin and Allier rivers. L1 and L2 were first interpreted as being parts of U4 that infilled palaeoravines, but on closer inspection are clearly found to be later landslides. Thus they are 'red herrings' the volcanic succession, confusing the paleo - reconstruction, but providing information on the present day hazards.

Deposit type	Debris flow deposits	Debris flow deposits spawned from debris avalanches	Debris avalanche deposits
Texture	Coarse-grained, poorly sorted, heterometric and heterogenic breccias		
Thickness	Dependent of the channel geometry but typically < 10 m-thick	Dependent of the channel geometry with common thickness > 15 m	Maximum thickness can be greater than 100 m
Facies	Mixed facies		Mixed and block facies
Matrix characteristics	Homogenous over large portions of the deposits		Sharp contact between different colour matrices
Vesicles	Common with a possible increase in size and content near the top of the deposits		Uncommon and restricted to parts of the deposits
Block fracturing	Uncommon	Scattered jigsaw cracks and fits	Common jigsaw fracturing
Maximum block size	Typically < 10 m in the long dimension, maximum clast size correlates with bed thickness	Dependent of the source material with debris avalanche blocks > 10 m in the long dimension observed	Massive blocks > 10 m ³ are common and shattered block up to 100 m in the long dimension
Substratum erosion	Large substratum material amount but incorporation piece-by-piece		Large substratum amount with large blocks of unconsolidated substratum material
Internal structures	Few sediment blocks deformation	Sediment blocks deformation and partial mixing between jigsaw fit blocks and the mixed facies	Common sediment and volcanic blocks deformation, partial mixing between blocks and different colour mixed facies
Perrier units	U2 and U3	U1	U4

Table 3.2 Debris flow and debris avalanche deposit key characteristics that can be used for distinguishing origin, adapted from (Ui, 1983; Siebert, 1984; Glicken, 1991; Palmer *et al.*, 1991; Smith and Lowe, 1991; Yarnold, 1993; Vallance, 2000; Capra and Macías, 2002; Capra *et al.*, 2002). The Perrier unit interpretations are given at the base of the table.

3.4.2 Implications for Perrier sequence

The Perrier units have not been dated precisely, but the Perrier sequence history can be reconstructed using stratigraphy, deposit geometry and components (fig. 3.4 and 3.5). It is likely that U1 was emplaced soon after the trachytic plinian fall (RP2 *in* Pastre, 2004) about 2.4 Ma ago as there is little fluvial reworking affecting this layer and because there are no fluvial deposits in between. Based on wood voids and clay block deformation, we observed that in one locality U1 was flowing toward the southeast. This direction possibly indicates the orientation of the paleo-Couze Pavin river course but it could also be a local artefact due to a meander of the fluvial bed. Conglomerate and sand layers are interbedded between all the units. U2 and U3 were emplaced without much fluvial incision. The eastward slight slope of the conglomerates and sand layers between U1 and U2 could correspond to the Couze Pavin river course. The large amount of pumice in the three debris flow deposits indicates that the activity at the Monts Dore Volcano produced large amounts of pyroclastic material before it collapsed. The unconformity observed between U3 and U4 suggest a prolonged period of

fluvial incision. The shape of this unconformity and the products found on top suggest that before U4 emplacement, the eastern part of Perrier Plateau was a terrace of the paleo-Allier whereas the western part was probably an alluvial plain with little erosion and mainly deposition of ash and sand. The large amount of tephrite material in U4 is correlated with a period of tephrite extrusion at Monts Dore Volcano and dated at 2 Ma (Cantagrel and Baudron, 1983).

We propose that U1 filled the paleo-confluence between Couze Pavin and Allier rivers forcing the Allier River to migrate toward the east. Between U1 and U3, the main drainage for the Perrier sector was probably the Couze Pavin River. After a long period of incision, the Allier River returned for the last time in Perrier sector. U4 was emplaced about 2 Ma ago and forced the Allier river course to move definitively eastward. This description further refines the interpretation of the late Pliocene Allier River basin history by Pastre (2004).

3.4.3 Landslides and hazard assessment for Perrier

In 1733 a large landslide affected the Pardines basanite, part of the epiclastic sequence and destroyed the Pardines village in one day (Vidal *et al.*, 1996). The deposit of this landslide has many similarities with debris avalanche deposits, such as a hummocky topography and a mixed facies. This landslide was partially saturated and had a great mobility (Fig. 10) with a runout of 1200 m for a vertical drop of 173 m ($H/L \sim 0.13$). L1 and L2 have the same characteristics as the deposits of the 1733 event (fig. 3.10). The sources of L1 and L2 are clearly seen in the field and with aerial photographs. They are located close to large megablock concentrations in U4 (fig. 3.4). L1 runout is not visible due to the vegetation cover and could be partially buried under Perrier village. L2 reaches at least 200 m from its source, with a vertical fall estimated to 70-90 m ($H/L \sim 0.4$). No dates are available for these deposits and troglodytic dwellings in L1 potential source scarp suggest that L1 is more than few hundreds years old.

Landslides seem to be common on Perrier Plateau and Perrier village could be considered at potential risk. The landslide locations are close to concentrations of large

tephrite megablocks in U4. Such megablocks induce structural discontinuities in the epiclastic sequence. At present, vertical cliffs of about 40-50 m-high made of this unstable material are concentrated near the Marifolet tower (fig. 3.3A) with houses in a radius of only 150 m (fig. 3.10). We propose two scenarios of hazard associated with the Perrier Plateau. Fall of megablocks from the vertical cliffs due to heavy rain, freeze-thaw or moderate intensity earthquake is the most expected hazard. Larger landslides such as the L1, L2 and 1733 events are related to discontinuities in the epiclastic sequence and water accumulation in localised layers, such as the unconsolidated conglomerate and sand layer between U1, U2, U3 and U4. For 1733 event, the collapse was preceded by the drying out of water wells in 1713 (Vidal *et al.*, 1996). For this reason, unusual rainfall patterns and alteration to the hydrology of the Perrier Plateau may cause and be a sign of instability.

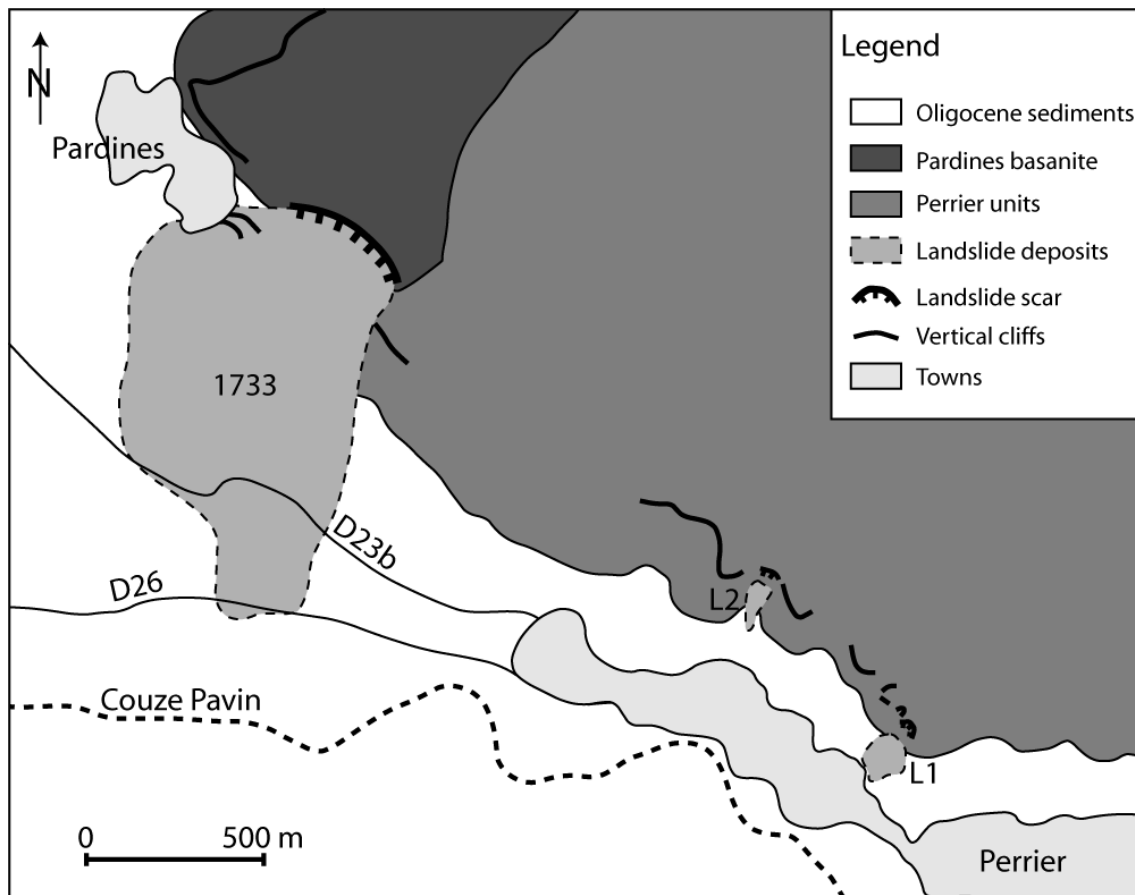


Figure 3.10 Simplified geological map of the Perrier Plateau with extent of recent landslides (1733, L1 and L2). Vertical cliffs correspond generally to megablock area in U4 and can be the source of future landslides or rockfalls.

3.5 Conclusions

We show that it is possible to differentiate the origin of enigmatic volcanic breccias with detailed deposit facies and structure analysis and assign a debris avalanche, debris flow, or mixed ancestry. To make this distinction, a large range of field evidence must be used due to similarities between these products. We emphasise that one event or deposit can transform to another. Debris flows can be derived from debris avalanches or debris avalanche deposits (U1, U2 and U3). Debris avalanches can incorporate debris flow deposits and turn locally to debris flow by liquefaction (U4). New landslides can mobilise debris flow and debris avalanche deposits (L1 and L2) creating a deposit that is very similar to the original. The Perrier sequence allows us to distinguish at least two episodes of sector collapse during Monts Dore Volcano late Pliocene history with (re)mobilisation of the eruptive products in long-runout debris avalanches and debris flows.

Such work as this provides needed information to improve the present database on epivolcanic phenomena, which is clearly useful for hazard assessment. The new paleogeographic data allows us to add to knowledge of the Allier River basin and the Monts Dore Volcano. These results also illustrate the great impact that large cohesive debris flow deposits and debris avalanche deposits can have on major drainage systems even 35 km from their probable source. The present Perrier Plateau has been affected by several landslides and such phenomena may be influenced by the presence of large megablocks that induce structural discontinuities in the deposit. Landslides are a potential hazard for Perrier and other deep valleys on the volcano.

Acknowledgments

We would like to thank the locals of Perrier for their hospitality and hard work that has uncovered many outcrops during their restoration work on the troglodyte dwellings. We also want to thank Daniel Andrade, Silvana Hidalgo and Olimpiu Pop for their help and suggestions in the field. Thoughtful reviews by Lucia Capra and Stuart Dunning improved this paper.

Chapitre 4 – Étude du dépôt d’avalanche de débris du volcan Chimborazo, Équateur

Les exemples d’études de dépôts d’avalanche de débris (DADs) volcaniques se sont multipliés depuis près de trois décennies (Voight *et al.*, 1981; Crandell *et al.*, 1984; Ui *et al.*, 1986a; Robin *et al.*, 1990; Garcia Cacho *et al.*, 1994; Belousov, 1995; Glicken, 1996; Mehl and Schmincke, 1999; Takarada *et al.*, 1999; Legros *et al.*, 2000; Reubi and Hernandez, 2000; Nehlig *et al.*, 2001; van Wyk de Vries *et al.*, 2001; Clavero *et al.*, 2002; Le Friant *et al.*, 2002; Voight *et al.*, 2002; Bachèlery *et al.*, 2003; Clavero *et al.*, 2004a; Siebert *et al.*, 2004; Shea *et al.*, 2007; Boudon *et al.*, 2008; Komorowski, 2008). Ces travaux traitent un ou plusieurs des thèmes suivants : (1) reconstruction de l’histoire volcanique d’une région ; (2) compréhension de l’origine de l’effondrement sectoriel et de la dynamique d’écoulement des avalanches de débris volcaniques ; (3) estimation de l’aléa volcanique. Cependant, il reste encore de nombreux points obscurs quant à la compréhension du phénomène. Ce quatrième chapitre présente l’étude du DAD du Chimborazo et s’inscrit dans la continuité de ces travaux basés principalement sur les informations de terrain. Le Chimborazo (6 268 m s.n.m., 1°28’S, 78°49’W) est un volcan complexe de l’arc volcanique équatorien appartenant à la zone volcanique des Andes du nord (NVZ). Il a subi un effondrement sectoriel volumineux au Pléistocène supérieur (Clapperton, 1990). Sa cicatrice d’effondrement sectoriel (CES) est presque complètement effacée par l’activité volcanique postérieure mais son DAD est bien visible dans le bassin de Riobamba. Les précédentes études (Clapperton, 1990; Alcaraz, 2002; Alcaraz *et al.*, 2005) ont mis en évidence la grande extension, la complexité des structures et la qualité d’affleurement de ce dépôt. Le travail de terrain nécessaire à cette étude a été réalisé au cours de deux missions dans la région de Riobamba (août 2003 et février 2006). La première partie de ce chapitre présente la cartographie, l’identification et la quantification des faciès, l’étude des structures et des contacts de base du dépôt pour estimer la magnitude de l’évènement et développer un modèle de mise en place de l’avalanche de débris. Cette partie correspond à un article soumis à *Journal of Volcanology and Geothermal Research* le 11 décembre 2006 et publié le 10 septembre 2008. Dans une seconde partie nous complétons l’étude du DAD du Chimborazo par une analyse sédimentologique détaillée qui apporte de nombreuses informations sur les processus intervenant pendant la mise en place d’une avalanche de débris. Enfin une brève synthèse expose les principaux résultats de cette étude.

4.1 The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms

4.1.1. Résumé en français

Le Chimborazo est un stratovolcan pléistocène supérieur à holocène localisé à l'extrémité sud-ouest de l'arc volcanique équatorien principal. L'édifice basal (CH-I) a subi un large effondrement sectoriel qui s'est transformé en avalanche de débris. Il a laissé une cicatrice de 4 km de large, remobilisant $8,0 \pm 0,5 \text{ km}^3$ de l'édifice. Le dépôt d'avalanche de débris (DAD) affleure abondamment le long du bassin de Riobamba jusqu'au Río Chambo à plus de 35 km au sud-est du volcan. Le DAD couvre une superficie estimée à 280 km^2 avec une épaisseur moyenne de 40 m pour un volume total $> 11 \text{ km}^3$. Deux faciès principaux sont reconnus dans le DAD : le faciès à blocs et le faciès mélangé. Le faciès à blocs est issu essentiellement de l'édifice source (un stratovolcan majoritairement lavique) et forme plus de 80 vol.% du dépôt, avec une dilatation probable de 15-25 vol.%. Le faciès mélangé est généré par le mélange entre les roches volcaniques broyées et le substratum incorporé dans l'écoulement. Ce faciès est présent surtout dans les zones distales et marginales. Le DAD présente une surface mamelonnée à hummocks et rides ainsi que de nombreuses structures internes comme des fractures en puzzle (jigsaw cracks), des injections et des zones de cisaillement. Les blocs étirés le long du contact de base indiquent un fort cisaillement basal. L'incorporation du substratum est observée directement aux contacts de base et induite par la présence de substratum dans le cœur du dépôt. En se basant sur l'interprétation des faciès et des structures, nous proposons un modèle de mise en place d'une avalanche riche en blocs de laves fortement cataclasés avant ou pendant l'initiation de l'effondrement sectoriel. L'écoulement mobilise et incorpore une grande quantité de substratum (10-14 vol.%) en même temps qu'il développe une fine couche basale lubrifiante. Le faciès mélangé, composé majoritairement d'éléments du substratum, est transporté vers le cœur et le sommet du DAD par des injections dans des fractures déjà formées.



The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms

Benjamin Bernard ^{a,*}, Benjamin van Wyk de Vries ^a, Diego Barba ^b, Hervé Leyrit ^c, Claude Robin ^d, Samantha Alcaraz ^c, Pablo Samaniego ^b

^a Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS UMR 6524, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

^b Departamento de Geofísica, Escuela Politécnica Nacional, A. P. 17-2759, Quito, Ecuador

^c Institut Polytechnique Lasalle Beauvais, Département Géosciences (ex-IGAL), 13 bd. de l'Hautail, 95092 Cergy-Pontoise, France

^d Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire Magmas et Volcans, IRD UMR 163, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

ARTICLE INFO

Available online 28 March 2008

Keywords:

Chimborazo
debris avalanche deposit
block facies
mixed facies
structures
emplacement

ABSTRACT

Chimborazo is a Late Pleistocene to Holocene stratovolcano located at the southwest end of the main Ecuadorian volcanic arc. It experienced a large sector collapse and debris avalanche (DA) of the initial edifice (CH-I). This left a 4 km wide scar, removing $8.0 \pm 0.5 \text{ km}^3$ of the edifice. The debris avalanche deposit (DAD) is abundantly exposed throughout the Riobamba Basin to the Río Chambo, more than 35 km southeast of the volcano. The DAD averages a thickness of 40 m, covers about 280 km², and has a volume of >11 km³. Two main DAD facies are recognized: block and mixed facies. The block facies is derived predominantly from edifice lava and forms >80 vol.% of the DAD, with a probable volume increase of 15–25 vol.%. The mixed facies was essentially created by mixing brecciated edifice rock with substratum and is found mainly in distal and marginal areas. The DAD has clear surface ridges and hummocks, and internal structures such as jigsaw cracks, injections, and shear-zone features are widespread. Structures such as stretched blocks along the base contact indicate high basal shear. Substratum incorporation is directly observed at the base and is inferred from the presence of substratum-derived material in the DAD body. Based on the facies and structural interpretation, we propose an emplacement model of a lava-rich avalanche strongly cataclased before and/or during failure initiation. The flow mobilises and incorporates significant substrata (10–14 vol.%) while developing a fine lubricating basal layer. The substrata-dominated mixed facies is transported to the DAD interior and top in dykes invading previously-formed fractures.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

1.1. Sector collapses

In Ecuador, several of the largest cities, including Quito (1.6 million people), are built near active volcanoes such as Guagua Pichincha, Tungurahua, Cotopaxi, and Chimborazo, all of which have been, and may still be, affected by major flank collapse. Debris avalanches (DAs) issuing from such collapses are major volcanic hazards and are highly destructive phenomena (Leyrit, 2000). Their initiation phases and triggering mechanisms are well studied (Siebert et al., 1987; McGuire, 1996; Voight and Elsworth, 1997; van Wyk de Vries et al., 2001), whereas the understanding of DA timing and emplacement processes is still poorly constrained (Francis and Wells, 1988; Siebe et al., 1992; Cleary and Campbell, 1993; Ui et al., 2000; Legros et al., 2000).

Chimborazo volcano has been active in the Holocene (Barba et al., 2006 and this volume). The present stratocone is clearly asymmetric and

glacial erosion has increased its slopes, which are typical factors of instability (McGuire, 1996). Today more than 130 000 inhabitants live on top of the Chimborazo debris avalanche deposit (DAD), which is one of the most voluminous and best exposed examples in Ecuador. Previous studies have described and mapped the DAD (Clapperton, 1990; Alcaraz, 2002; Bernard et al., 2006). Based on the excellent exposure provided in numerous quarries dug in the deposit we have re-estimated the event magnitude and facies distribution through thickness measurement and facies mapping. Structural and textural investigation of outcrops provides evidence of the avalanche emplacement mechanism.

1.2. Geological setting

Located 150 km south-southwest of Quito and 28 km northwest of Riobamba, ice-capped Chimborazo is the highest (6 268 m a.s.l.; Lat. 1°28'S, Long. 78°49'W) volcano in Ecuador. The Ecuadorian Andes consist of two parallel cordilleras (Western and Eastern Cordilleras) separated by the Interandean Valley (Fig. 1). Chimborazo is built on Western Cordillera basement (Cretaceous to Palaeogene sediments and volcanics) and Neogene rocks of the continental volcanic arc

* Corresponding author. Tel.: +33 4 73 34 67 21; fax: +33 4 73 34 67 44.
E-mail address: b.bernard@opgc.univ-bpclermont.fr (B. Bernard).

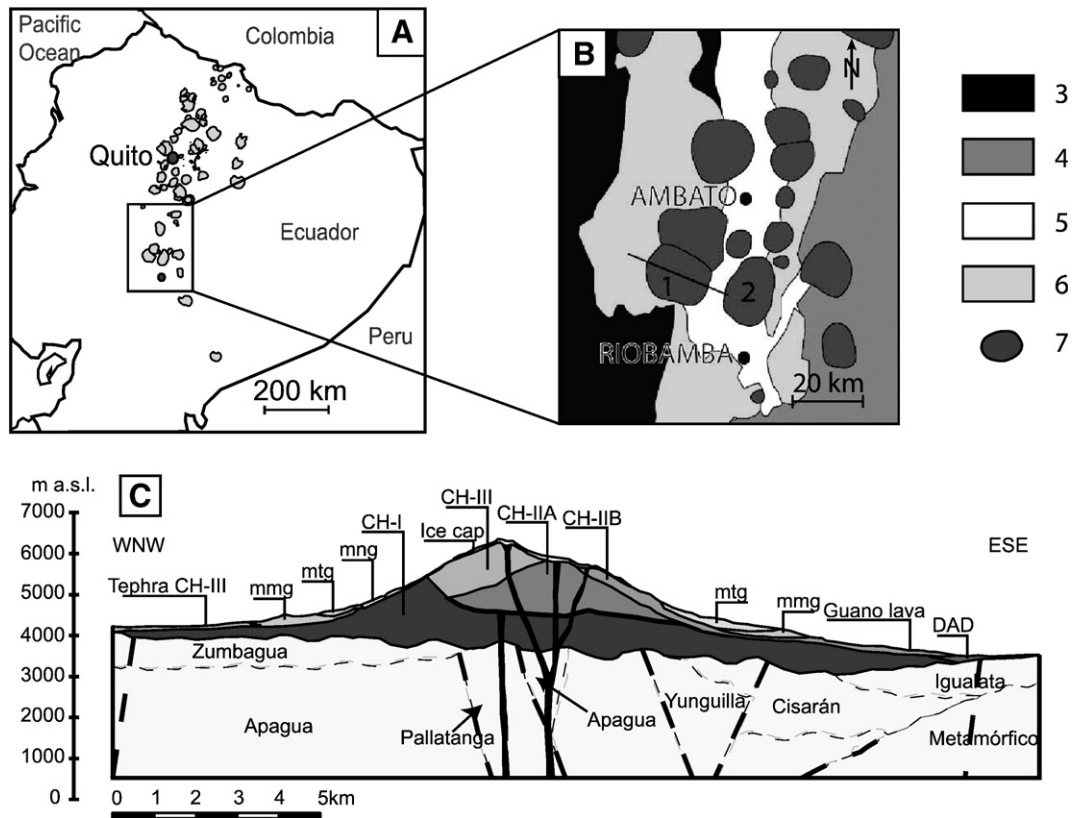


Fig. 1. (A) Map of Ecuadorian Quaternary volcanoes (Monzier et al., 1999; modified), (B) geological setting of Chimborazo (Barberi et al., 1988; modified), and (C) profile across the edifice (Barba et al., 2006). 1: Chimborazo volcano and location of profile; 2: Iguualata volcano; 3: Western Cordillera; 4: Cordillera Real; 5: Interandean Valley; 6: Miocene to Quaternary volcanism; 7: Quaternary volcanoes; mng: maxi-glacial moraines (>33–14 ka ^{14}C BP); mtg: tardi-glacial moraines (12–10 ka ^{14}C BP); mng: neo-glacial moraines (5 ka ^{14}C BP to present).

(McCourt et al., 1997). The Pallatanga fault system (NNE) ends at the southern foot of the volcano and may have influenced the development of Chimborazo. There are also NW orientated faults (Fig. 1).

Chimborazo is a large, composite stratovolcano with three main summits oriented WNW–ESE that rise 2200 to 3000 m above its base. Detailed field studies, Ar–Ar ages, and chemical compositions provide ample evidence for the construction of three successive volcanic edifices (Barba et al., 2005, 2006 and this volume; Fig. 1). The basal volcano (CH-I) is a massive, mainly effusive andesitic and dacitic strato-volcano dated between 93 and 60 ka, which produced an ignimbrite and andesitic block-and-ash flow deposits. At least one period of explosive dome growth occurred before CH-I was destroyed by the major sector collapse. The Politécnica and the Nicolás Martínez summits correspond to the remnants of two edifices (respectively CH-IIA and CH-IIB) constructed in the CH-I avalanche caldera (Fig. 1). CH-II is dated between 50(?) and 35 ka. The youngest edifice, CH-III, is the highest summit of the complex (Fig. 1). It is a well-preserved andesitic stratocone (lava flows, pyroclastic flows, surge, and tephra deposits) constructed on CH-I and CH-II lavas. This edifice was active between 35 and 1 ka ^{14}C BP.

The Riobamba Basin is a segment of the Interandean Valley and is a pull-apart basin bounded by major N22°E strike-slip faults (Monzier et al., 1999). It is delimited by the Western Cordillera to the west, the Cordillera Real to the east and the junction of both to the south. Chimborazo and Iguualata volcanoes form the north side (Fig. 2). This basin, about 20 km long and 8 km wide, is the main depocenter for volcanoclastics, epivolcanics, and fluvial sediments from Chimborazo, erosion of Iguualata, and the Western Cordillera. The presence of the Chalupas ignimbrite, a regional stratigraphic marker (211 ka; Hammersley, pers. com.), is observed under more than 15 m of clastic sediments below the DAD base westward from Calpi strombolian cones (Fig. 2).

2. Origin and magnitude of the event

2.1. The avalanche escarpment

Post-avalanche volcanic activity and glacial erosion have erased most of the scar, making its identification difficult (Fig. 2). Beate and Hall (1989) and Clapperton (1990) proposed that the sector-collapse affected the Politécnica summit and that Nicolás Martínez summit is post-avalanche. Alcaraz (2002) proposed the opposite scenario. Alcaraz et al. (2005) proposed a removed volume of about 9 km³ calculated with the mean expansion (20 vol.%) for debris avalanche deposits (Glicken, 1991). Based on field work and chemical analysis of the present edifice and the DAD, Barba et al. (2006) proposed that the destabilization affected the CH-I edifice and that the three current summits are all post-avalanche. A semi-circular scarp with a diameter of ca. 4 km, rising to 5400 m a.s.l., is partially preserved on the western flank. This structure was first interpreted as a collapse caldera (Kilian, 1987) but no ignimbrite deposits have been found and it is more likely to be the source of the sector collapse. Due to the geometry of the ancient edifice, CH-I probably rose to an elevation of ~6200 m a.s.l., giving a collapse volume of ca. 8.4 km³ (Barba et al., 2006). Taking account of possible geometrical errors of the scar determination, we suggest a volume of 8.0±0.5 km³.

2.2. Age of the collapse and triggering mechanism

No dating has been done on the DAD itself. Beate and Hall (1989) found an age older than 35.8 ka ^{14}C BP for a pyroclastic flow deposit on the DAD top near Cochapamba (Fig. 2).

Barba et al. (2005) dated this deposit at 42.6 ka ^{14}C BP and estimated the collapse age to be between 60 and 50 ka. Alcaraz

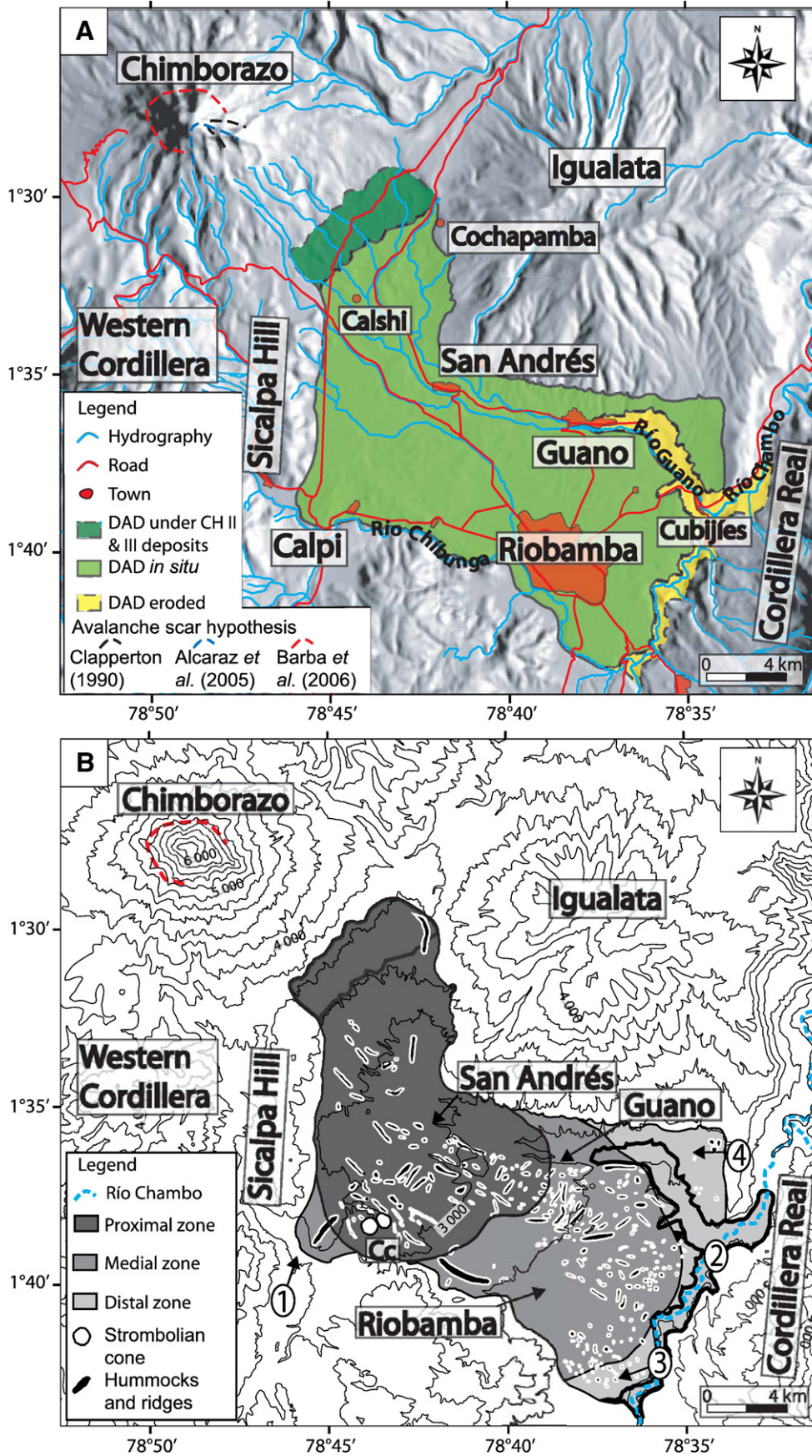


Fig. 2. Maps of the Chimborazo DAD. (A) limits of the Chimborazo avalanche scar and DAD with its buried and eroded part; (B) limits of the Chimborazo DAD facies and location of hummocks and ridges. Surface morphology is taken and modified from Alcaraz et al. (2003). Cc: Calpi Cones; 1) Chalupas ignimbrite *in situ*; 2) outcrop RB 9; 3) outcrop RB 269; 4) outcrop RB 4.

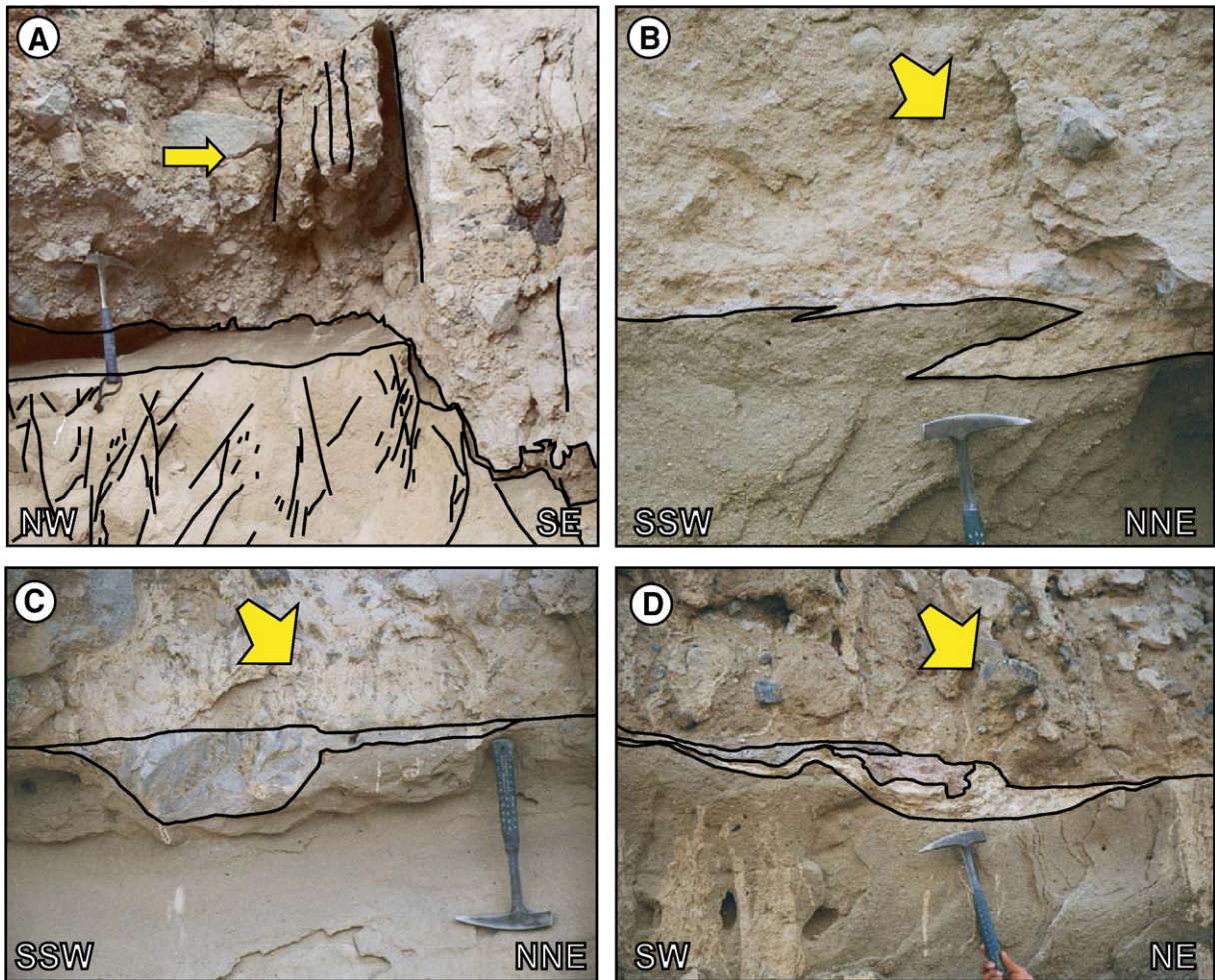


Fig. 3. Views of basal contacts with different kinds of structures (outcrop RB 4 and RB 9). (A) normal faults and associated fractures affecting the substratum, the contact and part of the deposit (outcrop RB 9); (B) incorporation of substratum in shears (outcrop RB 4); (C) DA andesite block penetration in the substratum, which is then sheared (outcrop RB 4); (D) DA block stretching along the contact (outcrop RB 4). Arrows in yellow show transport direction. Hammer for scale.

et al. (2003) found an age of 8.01 ± 0.15 ka ^{14}C BP for a wood sample (RB 9; Lat: $1^{\circ}39' \text{ S}$; Long: $78^{\circ}35' \text{ W}$; ^{14}C method by the Centre for Isotope Research in Groningen) in a lahar deposit under the DAD base in the distal region (Fig. 2). This age is not in agreement with the new Barba et al. (2006) chronology. As the age of the DAD seems to be beyond the ^{14}C dating range (>40 ka), other dating methods should be used. For example, dating the Guano lava flow that lies on the DAD would give a minimum age for the DAD.

Clapperton (1990) associated the sector collapse with an increase of explosive activity due to more acidic magma. In addition he interpreted a thin ash layer under the DAD as a “blast” deposit. Such a deposit has been observed only near the Calpi locality and could be the result of a surge bearing no relation to the sector collapse. Except for this spatially restricted layer, no evidence of syn-collapse activity has been found yet. Bomb-like vitreous two-pyroxene andesite blocks without quenching structures observed in the southeast mixed facies region could indicate a juvenile component in the DAD but could also be juvenile blocks incorporated in the DA. Few hydrothermally-altered blocks have been found in the DAD and thus alteration is not likely to be a cause of the collapse. Significantly, Chimborazo is built upon an active fault system. Westward from the Calpi cones, normal faults N10–35 affect the Chalupas ignimbrite and the overlying deposits (Fig. 2). Fault activity is thus the most likely candidate for a collapse trigger.

126

2.3. Distribution of the DAD

The northwest DAD margin is not clear because of post-avalanche cover (Fig. 2). The most proximal DAD outcrops are near the Cochapamba and Calshi villages, respectively 12 and 13 km from the source. The northeast DAD edge is also unclear because the DA has partially climbed the slopes of Igualata volcano. The west, southwest and southeast boundaries are easier to recognize, because they correspond to abrupt changes in topography or rivers. The reconstructed limits give a DAD area of 235 km^2 . However, if the buried proximal part (ca. 20 km^2 from the break of slope) and an eroded component in the Río Chambo (ca. 25 km^2) are included, it gives a total area of 280 km^2 , which is much larger than the Clapperton (1990) estimate of 160 km^2 and fits quite well with that of Alcaraz et al. (2005). This represents a maximum runout of 41.5 km (from the scar to the distal front) for a drop height of 3600 m (Fig. 2), taking the CH-I height estimate of 6200 m a.s.l. (Barba et al., 2006).

2.4. Thickness variation and volume of the DAD

Previous volume estimates are 4.8 km^3 (Clapperton, 1990), and 10.4 km^3 (Alcaraz et al., 2005). We have separated the DAD into three zones to estimate its volume (Fig. 2). The proximal area (135 km^2) has a 3–5% sloping surface and there are few basal contacts, so the average thickness has been inferred from the minimum thickness

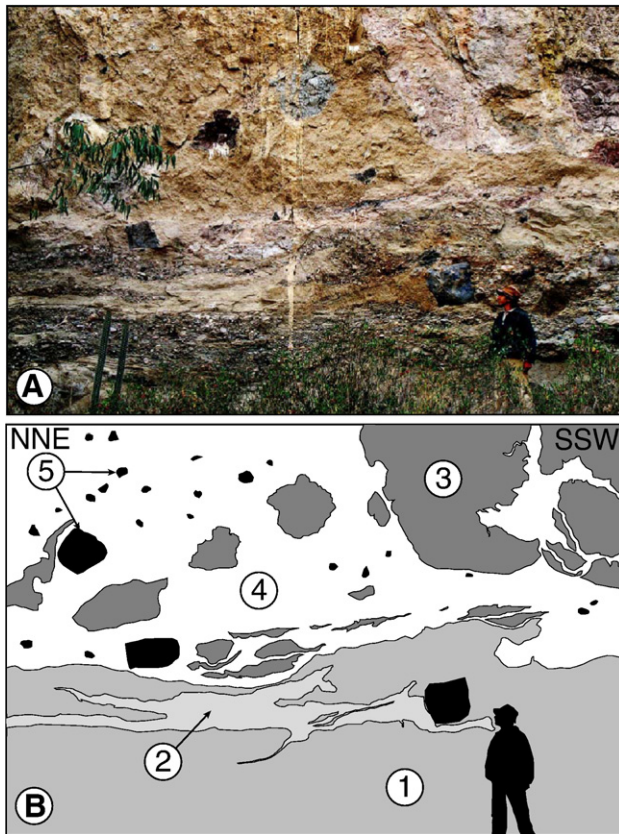


Fig. 4. Photo (A) and drawing (B) of substratum reworking (outcrop RB 4). 1) Conglomerates; 2) sand and ash lenses; 3) block facies; 4) mixed facies; 5) individualized blocks. The basal contact shows shearing features, such as stretched blocks. The substratum is highly deformed and part of it is eroded piecemeal.

observed in the deepest quarries. This gives an average of 40 m, and a volume of 5.4 km³. The medial area (95 km²) corresponds to a pre-avalanche depression between Guano and Riobamba where huge quarries frequently show DAD outcrops more than 40 m in height. Near Guano a thickness of 100 m is observed. The average thickness in this area is estimated at 55 m, giving a volume of 5.3 km³. The DAD thins in the distal area (50 km²). Basal contacts are common and the thickness varies from 25 to 6 m. We estimate an average thickness of 15 m, giving a volume of 0.75 km³. This leads to ca. 11.4 km³ for the whole deposit, although the thickness is not well constrained so there may be considerable error. The estimated volume of >11 km³ makes it one of the most voluminous continental DADs (Ui et al., 2000).

3. The DAD facies

3.1. Facies definition

In order to fully explore the genetic nature of the DAD facies we describe the different types in detail in the following section, using the Glicken (1991) facies terminology.

The block facies consists of cataclased blocks, with coarse grain size (up to 5 m²) and many jigsaw cracks. There are few interblock structures, such as incomplete mixing features. There is a small amount of sandy-silty monolithologic intraclast matrix (<30 vol.%). Thus, the DAD has a typical DAD block facies, but it is remarkable that no massive blocks >5 m² have been observed. Most of the rocks are two-pyroxene andesite, pyroxene andesite, amphibole andesite, and pyroxene-amphibole andesite. Some rocks, like amphibole-plagioclase andesite, are found only in the DAD and probably correspond to the top of the destroyed edifice.

The mixed facies is mainly composed of heterogeneous interclast matrix (>70 vol.%) with a sandy-silty grain size and few blocks. It has structures such as laminations, stretched clasts, and injections in cataclased blocks. Much of the mixed facies lithology is the same as in the block facies, but it also contains substratum material, such as pebbles, bedded ash, and clay blocks. The mixed facies blocks vary between cataclased and massive, primarily depending on size. Blocks ≥ 50 cm in diameter are generally cataclased, while smaller blocks are mostly massive. The proportion of substratum-derived material versus edifice-derived material for the fraction >32 mm has been estimated using the Glicken (1996) 1 m² window method where an area % is considered to equal vol.%. We also assume that this >32 mm fraction is proportional to the whole substratum-derived or edifice-derived content. This proportion varies from >90 vol.% for substratum-derived material near the basal contact to <30 vol.% in injections. Despite this variability, we estimate that, in the entire DAD mixed facies, the substratum-derived content is ca. 50–70 vol.%. This facies could correspond to the mainly substratum-derived basal layer at Parinacota described by Clavero et al. (2002).

3.2. Distribution of the DAD facies

It is hard to map the facies distribution, because the proportion of mixed and block facies can vary greatly from one outcrop to another. We estimated the main local component (block or mixed facies) from 124 outcrops throughout the Riobamba Basin (Fig. 2). In the proximal area, where no basal contacts have been observed, the main component is clearly block facies. The mixed facies is present sporadically in clastic dykes and on top of the deposit. Twenty six outcrops have been found in this area exhibiting a mixed facies proportion of less than 10 vol.%. In the medial part, block facies is still predominant (ca. 75 vol.%), but outcrops have many more mixing features and more matrix injections. Some quarries to the east of Riobamba have almost equal proportions of mixed and block facies. In the distal area, mixed facies tends to dominate (>50 vol.%), and large, matrix-supported brecciated blocks are common. The spatial distribution allows us to estimate the volume of each facies. It gives a block facies component of 80–85 vol.% (9.4 \pm 0.3 km³) and a mixed facies component of 15–20 vol.% (2 \pm 0.3 km³), which corresponds to the Alcaraz et al. (2005) estimate.

4. Dad structures

4.1. Basal structures

We found few medial basal contacts, and most of the basal contacts we observed are distal. Structures at the base include: 1) normal and reverse faults affecting the substratum, the contact and part of the deposits (Fig. 3A); 2) lamination in the substratum and in the DAD base; 3) incorporation of the substratum in shear zones (Fig. 3B); 4) DA block and matrix penetration of the substratum (Fig. 3C); 5) DA block stretching along the contact (Fig. 3D); 6) laterally continuous undulations of the contact; 7) erosional stripping of tephra and pebble layers (Fig. 4).

A fine-grained layer is commonly present at the DAD base and in places shows shearing features, such as stretched blocks at the contact between the layer and the rest of the DAD. We observed an increase in the number and the amplitude of features near paleo-topographic changes such as paleo-valleys (for example near Cubijies—Fig. 2), or other topographic obstacles (for example the Calpi cones—Fig. 2).

4.2. Internal structures

In the block facies the most common features observed throughout the DAD are jigsaw cracks, jigsaw fits, and horizontal to oblique banding of incompletely mixed blocks. In the DAD body, banding of

mixed and block facies also appears. We also found normal faults and shear planes near Guano. In the mixed facies we found fewer structures, and they were mainly located near block boundaries. Outcrop RB 269 (Fig. 2) presents a magnificent section, with a wide variety of structures and the transition between the block facies and mixed facies near the base. (Fig. 5). Major mixed facies injections (Fig. 5A) can extend vertically through the DAD and spread out on top. Near the contact between the two facies, mixed facies penetrates through the jigsaw crack network (Fig. 5B). In the mixed facies, cataclased blocks are rounded and their boundaries are incorporated into the matrix (Fig. 5C). These structures are quite similar to the vortical magma banding textures described by Wada (1995). Near the basal contacts (Fig. 5D), the proportion of massive blocks (either from the block facies or the substratum) versus cataclased blocks increases.

4.3. Surface morphology

The DAD hummocks and ridges (Fig. 2) are mostly formed of block facies, while in the distal region, features formed of mixed facies are common. In the proximal and the medial regions, where the block facies dominates, the morphology is dominated by ridges, although hummocks are locally present. In the distal region, where the mixed facies tends to dominate volumetrically, the morphology is mainly formed of circular-based, rounded hummocks. The shape, the aerial distribution, and the orientation of morphologies correlate with the confinement imposed by the topography of the pre-avalanche Riobamba basin. Near San Andrés (Fig. 2), longitudinal ridges, parallel to the DAD edge, are well defined. In contrast, between Guano and Riobamba, the marked increase in the hummock concentration and the presence of transverse ridges (Fig. 2) is correlated with a large depression in the paleo-topography.

Some regions have flat surfaces, for example the northwest of Riobamba and the north of Calpi. We found sections up to 12 m thick of lahars, alluvium, and ash deposits filling inter-hummock depressions to the north–west of Riobamba. Outcrops in the vicinity of Riobamba have a maximum of only 1 m of ash above a flat DAD surface. The

difference between flat-topped DAD zones and modified morphology areas (either by erosion or burial) has not yet been mapped.

5. Discussion

5.1. Generation of DAD facies

Two main facies are observed in the DAD: block facies and mixed facies (as in other debris avalanche descriptions, such as Siebert (1984), Glicken (1991), and Palmer et al. (1991)). The generation of block facies corresponds to a coarse disintegration of the Chimborazo edifice. The lack of massive blocks larger than 1 m diameter is similar to the Mount St. Helens DAD (Glicken, 1996), whereas in most DADs such as Parinacota (Clavero et al., 2002) or Augustine (Siebert et al., 1995), massive blocks exceeding 1 m-wide are common. It might indicate that the source was already brecciated in situ and/or broken up at the point of failure (Fig. 6). In this facies the poorly developed intraclast matrix comes from fragmented block facies material. The block facies has variable degrees of mixing throughout the DAD. This variability is not related to distance from the volcano, because some proximal outcrops near San Andrés show advanced mixing, whereas distal outcrops, to the south of Riobamba, have entire sections of non-mixed block facies.

The mixed facies is mainly located at the base, on top of the deposit, or in injections within the deposit body (Fig. 6). Observations at outcrop RB 269 (Fig. 5) and other field observations of injection shapes indicate that the interclast matrix develops mostly near the base by shearing of the DA base and mixing with incorporated material. The substratum is mostly eroded by abrasion (Fig. 4). One outcrop south of Riobamba has a homogeneous volume of Chalupas ignimbrite injected in the block facies in a similar fashion to other mixed facies injections. This outcrop displays ignimbrite material up to the top of the deposit and suggests bulk incorporation through fluidisation of the substrata. The proportion of abrasion and bulking is primarily dependent on the substratum rheology. A mechanically weak substratum like the Chalupas ignimbrite is easily incorporated and fluidised, whereas a mechanically strong substratum, such as conglomerate, is eroded piecemeal.

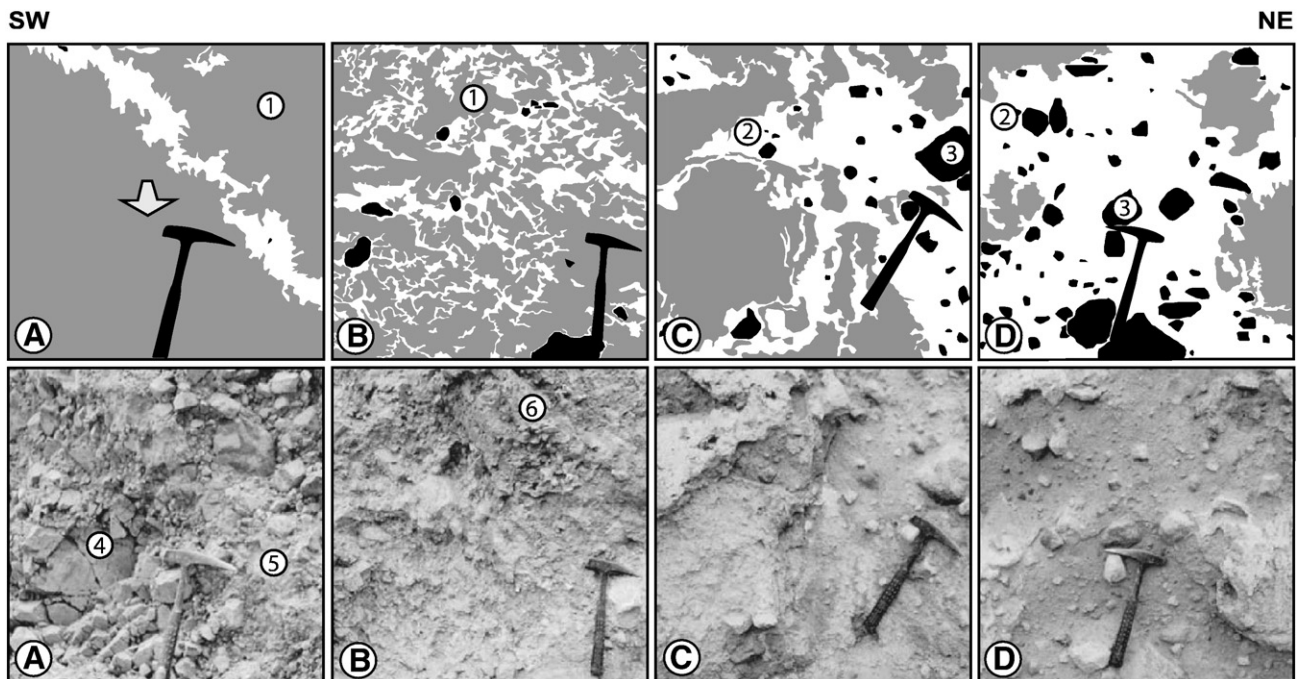


Fig. 5. Photos and drawings of RB 269 outcrop underlying the transition between block and mixed facies. 1) block facies with intraclast matrix; 2) mixed facies with interclast matrix; 3) individualised blocks; 4) jigsaw cracks; 5) matrix injection; 6) jigsaw fit. From A to D the basal contact is approached. The arrow in yellow shows the transport direction. Hammer for scale.

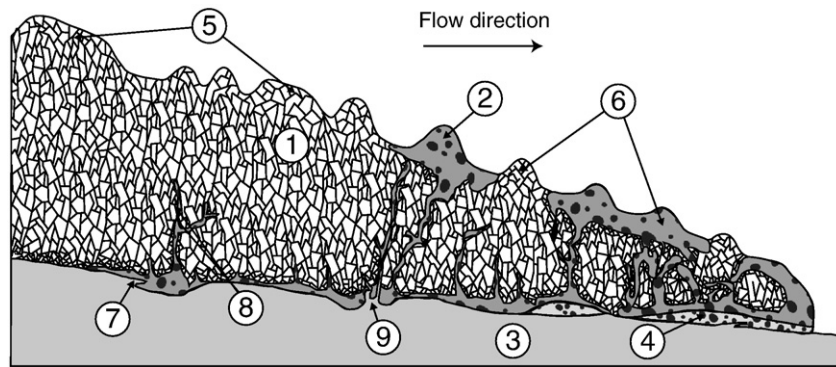


Fig. 6. Debris avalanche emplacement model. 1) Block facies; 2) Mixed facies; 3) Substratum; 4) Fine grained basal layer; 5) Ridge; 6) Hummock; 7) Substratum incorporation by shearing; 8) Matrix injection; 9) Substratum incorporation by bulk fluidization.

As [Ui and Glicken \(1986\)](#) noted, the orientation of jigsaw cracks and the injection network are closely related. The mixed facies penetrates to the core of the DA through injections, and then it infiltrates the block facies through the jigsaw crack network and causes clasts to separate from the intraclast matrix. The mixed facies and the intraclast matrix are then partially mixed ([Fig. 5](#)). This phenomenon is limited to injection borders and penetrates only a few centimetres into the block facies, although there is greater mixing when cataclased blocks are isolated in mixed facies.

If the substratum-derived content of ca. 50–70 vol.% in the mixed facies is correct, it gives a volume of ca. 10–14 vol.% of substratum in the entire DAD (1.2 to 1.6 km³). This component can reach up to 35 vol.% in the distal area, a feature also observed at Ontake, Japan by [Endo et al. \(1989\)](#) and at Taranaki, [Palmer et al. \(1991\)](#). It shows that the DA continually incorporates substratum during transport. This could result in a change of flow rheology, as the proportion of finer material increases with distance. As the volume of volcano-derived material is ca. 10 km³ and the initial scar volume has been estimated at 8.0 ± 0.5 km³, we can suggest a dilation of the volcanic products during the DA of 15–25 vol.%, a value similar to that of [Glicken \(1991\)](#) for Mount St. Helens.

5.2. Generation of DAD structures

Basal structures show that the DA base causes deformation in the substratum ([Fig. 3A and C](#)), and is strongly erosive in some cases ([Fig. 3B and D](#); [Fig. 4](#)). Also, the fine-grained layer found at the base indicates two temporally separate depositional processes. One is the generation of the fine-grained basal layer during the flow. The second is the final bulk stopping of the entire mass. The DA can erode, shear, or rework the fine-grained basal layer ([Fig. 6](#)). Extremely stretched blocks, located between the fine DAD layer and the upper DAD, indicate major shear at this level. In [Palmer et al. \(1991\)](#) this layer corresponds to the marginal facies, but at Chimborazo this facies can be overrun by the DA. The structures observed in the block facies and mixed facies could correspond to different flow regimes. The jigsaw fit and banding features observed in the block facies could be the result of a cohesive laminar behaviour, whereas the lower swirling or vortical structures suggest turbulence, such as seen in mixing mechanism in a volcanic conduit ([Wada, 1995](#)). This could explain the decrease in cataclased block concentration close to the basal contact. Nevertheless, as jigsaw cracks are observed even in the mixed facies, the DA is thought to be quite cohesive ([Ui et al., 2000](#)). As mixed facies injections cut the other structures, they may have formed late during emplacement. However, banding features made of block and mixed facies suggest that injection also could have occurred earlier.

Changes in aerial distribution, shape, and orientation of surface features can be linked to changes in facies and paleo-topography. When the DA reached a paleo-valley or topographic obstacle, structures increased in density and height because of different velocities and increased internal stresses. In contrast, DA deposition on a uniform terrain displays a smoother topography. The ridges and hummocks

are closely related to topographic barriers, indicating contraction. However, sections through hummocks also show extensional features, and flat topography does not correlate with fewer structures in the deposit. Importantly this indicates that hummocks are mainly produced as the mass passes over or next to an irregularity, but are then lost, or diminish as the flow progresses.

6. Conclusion

New estimates of surface area, thickness and volume for the different parts of the DAD reveal that the magnitude of the Chimborazo edifice collapse was even greater than previously described ([Clapper-ton, 1990](#); [Alcaraz et al., 2005](#)) and tends to confirm the new [Barba et al. \(2005 and 2006\)](#) hypothesis for the avalanche scar. The new volume estimate is >11 km³.

The facies and structural analysis lead to an emplacement model comprising: 1) an initial pre-fracture, lava-dominated edifice; 2) strong cataclasis during the initiation of failure; 3) a cohesive avalanche with little mixing between blocks; 4) development and deposition of a fine basal layer that is partially reworked into the DA; 5) significant substratum incorporation during transport by abrasion and perhaps by fluidisation of the substrata; 6) mixing between block facies and incorporated substratum; 7) injections of the mixed facies and fluidized substrata up to the top of the DAD. Points 5) and 6) lead to a marked proportional increase of matrix along the path of the avalanche without significant rock fracturing to produce fine material.

Acknowledgements

Funds for the field work (2 surveys: summer 2003 and winter 2006) came from the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), and the Institut Géologique Albert-de-Lapparent (IGAL) in the framework of a co-operation program between UR 031 "Processus et Aléas volcaniques" of the IRD and the Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) of Quito. Thoughtful reviews by Lee Siebert, Claus Siebe, and Jean-Luc Le Pennec improved this paper.

References

- Alcaraz, S., 2002. Étude de l'avalanche de débris du Chimborazo, 35 000 BP (Équateur). Mémoire d'Aptitude Géologique, IGAL Cergy-Pontoise, vol. 266. p. 104.
- Alcaraz, S., Leyrit, H., Robin, C., Eissen, J.-P., Bernard, B., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., 2003. La avalancha de escombros del complejo volcánico Chimborazo, Ecuador. Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Abstract volume, pp. 53–55.
- Alcaraz, S., Bernard, B., Eissen, J.-P., Leyrit, H., Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Barba, B., 2005. The debris avalanche of Chimborazo, Ecuador, Int. Symp. Andean Geodyn. IRD ed. Barcelona, España, Abstract volume, pp. 29–32.
- Bernard, B., Leyrit, H., van Wyk de Vries, B., Alcaraz, S., Eissen, J.-P., Robin, C., Samaniego, P., 2006. Partial collapse of the Chimborazo volcano as a typical potential threat of

- large Ecuadorian stratovolcanoes. Cities On Volcanoes conf. Instituto Geofísico, Quito, Ecuador, Abstract volume, p. 3.
- Barba, D., Samaniego, P., Eissen, J.-P., Robin, C., Fornari, M., Cotten, J., Beate, B., 2005. Geology and structure of the late Pleistocene to Holocene Chimborazo Stratovolcano (Ecuador). Int. Symp. Andean Geodyn. Abstract volume, Barcelona, España, pp. 90–93.
- Barba, D., Samaniego, P., Eissen, J.-P., Robin, C., Fornari, M., Cotten, J., 2006. Late Holocene activity of Chimborazo volcano (Ecuador). Cities On Volcanoes conf. Abstract volume, Quito, Ecuador, p. 50.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M., Santacroce, R., 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geol. Mag.* 125 (1), 1–14.
- Beate, B., Hall, M.L., 1989. Informe final de Volcanología: Tungurahua, Cotopaxi, Chimborazo. INECEL—Consultora San Francisco. Unpublished report, Parte C, 1–79.
- Clapperton, M.C., 1990. Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo–Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 81, 91–116.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Dade, W.B., 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bull. Volcano.* 64, 40–54.
- Cleary, P.W., Campbell, C.S., 1993. Self-lubrication for long runout landslides: examination by computer simulation. *J. Geophys. Res.* 98, 21,911–21,924.
- Endo, K., Sumita, M., Machida, M., Furuichi, M., 1989. The 1984 collapse and debris avalanche deposits of Ontake volcano, Central Japan. In: Latter, J.H. (Ed.), *Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 1, pp. 210–229.
- Francis, P.W., Wells, G.L., 1988. Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bull. Volcano.* 50, 258–278.
- Glicken, H., 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Spec. Pub.* 45, 99–106.
- Glicken, H., 1996. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St Helens, Washington. *USGS Open File Rep* 96–677, p. 90.
- Kilian, R., 1987. The development of the Chimborazo (6310 m), Carihuairazo (5106 m) and other volcanoes of Ecuador. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart*, pp. 955–965.
- Legros, F., Cantagrel, J.-M., Devouard, B., 2000. Pseudotachylite (frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): implications for emplacement mechanisms. *J. Geol.* 108, 601–611.
- Leyrit, H., 2000. Flank collapse and debris avalanche deposits. In: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks from Gagma to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, GB, pp. 111–129.
- McCourt, W., Duque, P., Pilatasig, B., 1997. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1° S y 2° S. PRODEMİNCA, Report No. 3, CODIGEM–BGS, pp. 68.
- McGuire, W.J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society of London Spec. Pub., vol. 110, pp. 1–23.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Samaniego, P., 1999. Geochemistry and tectonics at the southern termination of the northern volcanic zone (Riobamba volcanoes, Ecuador): preliminary results. Int. Symp. Andean Geodyn. Abstract volume, Goettingen, Germany, pp. 516–518.
- Palmer, B.A., Alloway, B.V., Neall, V.E., 1991. Volcanic debris-avalanche deposits in New Zealand—lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Spec. Pub.* 45, 89–98.
- Siebe, C., Komorowski, J.-C., Sheridan, M.F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bull. Volcano.* 54, 573–589.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 22, 163–197.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcano.* 49, 435–459.
- Siebert, L., Begét, J.E., Glicken, H., 1995. The 1883 and late-prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 66, 367–395.
- Ui, T., Glicken, H., 1986. Internal structural variations in a debris avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bull. Volcano.* 48, 189–194.
- Ui, T., Takarada, S., Yoshimoto, M., 2000. Debris avalanches. In: Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 617–626.
- van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W., Keszthelyi, L., 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 105, 225–247.
- Voight, B., Elsworth, D., 1997. Failure of volcano slope. *Géotechnique* 47 (1), 1–31.
- Wada, K., 1995. Fractal structure of heterogeneous ejecta from the Me-akan volcano, eastern Hokkaido, Japan: implications for mixing mechanism in a volcanic conduit. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 66, 69–79.

4.2 Étude sédimentologique du dépôt d'avalanche de débris du volcan Chimborazo

Le DAD du Chimborazo est constitué de deux faciès principaux : le faciès à blocs issus de l'édifice volcanique (FBE) et le faciès mélangé (FM). On retrouve ces deux faciès en proportion variable dans le bassin de Riobamba (Bernard *et al.*, 2008). Le faciès à blocs issus du substratum (FBS) est rarement rencontré dans le DAD. Le FBE est généralement constitué de matériel friable tandis que le FM est faiblement à fortement induré. Ces différences entraînent l'utilisation de méthodes d'analyse adaptées pour chaque faciès.

4.2.1 Étude sédimentologique du faciès à blocs dérivés de l'édifice volcanique (FBE)

Pour comprendre les mécanismes de mise en place des DADs, il faut qualifier et quantifier les processus qui interviennent lors de l'écoulement et du dépôt. À l'échelle du grain, on suppose deux processus principaux qui peuvent donner des informations sur ces mécanismes (Siebert, 1984; Ui and Glicken, 1986; Ui *et al.*, 1986a; Belousov *et al.*, 1999; Davies *et al.*, 1999) : la fragmentation et l'abrasion. Certains auteurs suggèrent aussi une imbrication des clastes plus ou moins tardive dans l'écoulement (Schneider and Fisher, 1998; Pollet and Schneider, 2004). L'évidence de collision entre blocs est généralement limitée à la surface de l'écoulement (Clavero *et al.*, 2002). Deux facteurs se surimposent à ces processus : l'état des roches à l'origine et l'évolution postérieure du dépôt.

Le faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) est une cible privilégiée pour l'étude sédimentologique car les matériaux du FBE proviennent de la source et ont donc subi toute la phase de transport jusqu'au dépôt (fig. 4.1). De plus, dans le cas du DAD du Chimborazo, les matériaux du FBE ont peu souffert de transformation après le dépôt (diagenèse, altération). L'étude sédimentologique du FBE est fractionnée en trois parties interdépendantes. L'étude lithologique permet d'identifier la nature des blocs d'avalanches de débris. La granularité des blocs du FBE est obtenue par analyse granulométrique. En combinant ses résultats à la nature des roches et à leur localisation dans le dépôt il est possible d'identifier la présence de

fragmentation et son ampleur dans la phase de transport. Certaines données obtenues grâce à l'analyse granulométrique (fenêtre 1 m²) sont utilisées pour préciser la présence d'imbrication partielle (2D) des clastes dans les blocs du FBE. Enfin l'étude de la forme des grains combinée avec l'étude lithologique, l'analyse granulométrique et la localisation des blocs dans le dépôt permet de qualifier et quantifier l'évolution des grains dans l'écoulement.

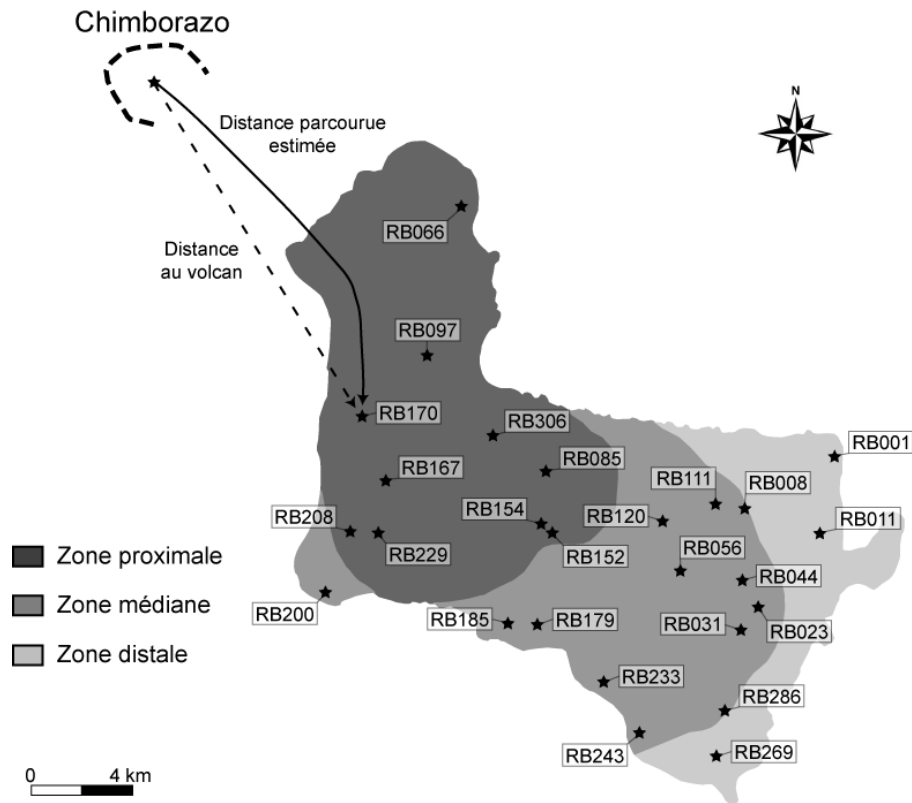


Figure 4.1 Carte d'échantillonnage du FBE du DAD du Chimborazo. Les zones proximale, médiane et distale correspondent respectivement à des régions avec (1) zone proximale (FBE très dominant ; <10 vol.% de FM) ; (2) zone médiane (FBE dominant ; < 25 vol.% de FM) ; (3) zone distale (FM dominant ; > 50 vol.% de FM). L'étoile au centre de la cicatrice d'effondrement sectoriel supposée correspond à son centre de gravité.

4.2.1.1 Étude lithologique

Types de roches du faciès à blocs dérivés de l'édifice (FBE)

La méthode classique d'identification des lithologies dans les dépôts d'avalanches de débris est généralement réalisée par l'analyse chimique et pétrographie. Plusieurs études

(Beate and Hall, 1989; Alcaraz, 2002; Barba, 2006) ont déjà caractérisé les roches du DAD du Chimborazo. Avec l'aide de Diego Barba, nous avons reconnu dans nos échantillons macroscopiques du FBE cinq lithologies prédominantes tirées de ces études :

- [A] une andésite porphyrique grise (avec des variations légèrement verte à rose) à amphibole, plagioclase et \pm pyroxène.
- [B] une andésite/dacite très porphyrique parfois vésiculaire grise claire (parfois sombre) à plagioclase, amphibole et pyroxène.
- [C] une andésite porphyrique grise sombre à plagioclase et deux pyroxènes (augite et enstatite).
- [D] une andésite peu porphyrique grise à pyroxène et plagioclase.
- [E] une andésite à grain homogène grise à plagioclase et pyroxène.
- [F] nous avons aussi reconnu trois exemples de blocs polyolithologiques à dominante d'andésite/dacite porphyrique.

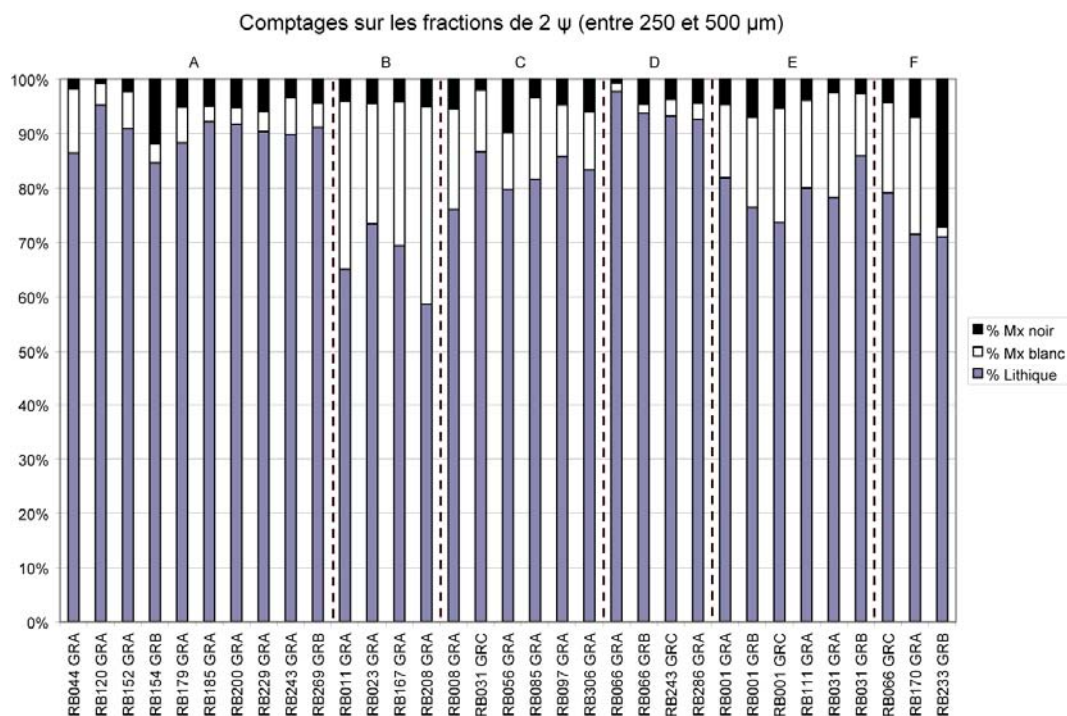


Figure 4.2 Comptages à la loupe binoculaire sur les fractions de 2 ϕ (entre 250 et 500 μ m) avec identification clastes (lithiques/minéraux blancs/minéraux noirs). Mx : minéraux. Chaque comptage correspond à l'observation de 126 à 237 particules soit un total de 5055 particules pour les 33 échantillons.

Les comptages réalisés à la loupe binoculaire sur les fractions retenues dans les refus à 2ϕ (entre 250 et 500 μm ; c.f. 4.2.1.2) confirment en partie cette classification (fig. 4.2). Cependant, ces comptages mettent en évidence des variations dans les proportions lithiques/minéraux blancs/minéraux noirs pour les blocs d'un même type (par exemple [A]) ainsi qu'à l'intérieur d'un même bloc (par exemple RB066 GRA et RB066 GRB).

Masse volumique des clastes du FBE

Dans le cadre de l'étude de la granularité des blocs du FBE il est nécessaire de déterminer la masse volumique des fractions $< 4 \phi$ ($< 63 \mu\text{m}$) par la méthode du pycnomètre à eau (analyse sédimentométrique). L'analyse de la masse volumique des fractions $> - 4 \phi$ ($> 16 \text{mm}$) complète ces résultats. La comparaison de ces deux paramètres permet d'estimer la vésicularité totale minimum des échantillons correspondant à la vésicularité maximum en bulles $> 4 \phi$ ($> 63 \mu\text{m}$). Cette méthode a été utilisée sur les 33 échantillons mais il n'y a que 32 résultats (tableau 4.1) car l'échantillon RB001 GRA n'avait pas assez de particules fines pour la méthode du pycnomètre à eau. Nous assumons que la masse volumique des fractions $< 4 \phi$ ($< 63 \mu\text{m}$) de cet échantillon est identique à celle de l'échantillon RB001 GRB car ils appartiennent au même bloc et ont une masse volumique identique pour la fraction $> - 4 \phi$ ($> 16 \text{mm}$) (différence inférieure à l'écart type et à l'erreur de mesure).

La masse volumique des fractions $< 4 \phi$ ($< 63 \mu\text{m}$) varie entre 2846kg.m^{-3} et 2562kg.m^{-3} avec des erreurs de mesure et des écarts types inférieurs à 20kg.m^{-3} ($< 0,7 \%$). Sur 22 échantillons où la mesure de la masse volumique par pycnomètre a été effectuée deux fois, seuls 3 échantillons présentent un écart type des valeurs légèrement supérieur à l'erreur de mesure. Cette observation montre la fiabilité de la méthode et des résultats. La masse volumique des fractions $> - 4 \phi$ ($> 16 \text{mm}$) (bulk density) varie entre 2740kg.m^{-3} et 2156kg.m^{-3} avec des erreurs de mesure inférieures à 15kg.m^{-3} ($< 0,5 \%$) et des écarts types inférieurs à 85kg.m^{-3} ($< 3,5 \%$). Il faut noter que les forts écarts types ($> 30 \text{kg.m}^{-3}$) sont observés exclusivement pour les échantillons à forte vésicularité totale minimum. Ainsi les forts écarts types ne signifient pas un biais dans la méthode mais une hétérogénéité de la vésicularité des clastes dans certains blocs du FBE. Ces résultats sont cohérent avec les

données de la littérature sur la masse volumique des andésites (Carmichael, 1984; Glicken, 1996). La vésicularité totale minimum varie entre 1 et 16 vol.%. (fig. 4.3).

Il est possible de combiner les données de masse volumique et la lithologie. Les échantillons dont les valeurs (erreur et écart type compris) se chevauchent ou se rapprochent fortement et ayant la même lithologie définissent les groupes lithologiques utilisés dans la suite de cette étude. L'utilité de ces groupes est notamment la distinction entre plusieurs phases d'une éruption (coulée/dôme de lave et coulée pyroclastique) ayant la même composition mais un aspect (vésicularité, granularité et forme des grains) différent à l'origine. Il est alors important pour l'étude sédimentologique et l'interprétation des données de distinguer chaque bloc d'origine différente.

La figure 4.3B montre que la logique des groupes lithologiques est conservée avec les données de masse volumique. Seul le groupe [A] est clairement subdivisés en un sous-groupe peu vésiculé [A1] et un sous-groupe vésiculé [A2]. Cette division explique les différences visibles dans les comptages du groupe [A] présentés plus haut (fig. 4.2).

Il apparaît que les échantillons des groupes [A2], [B] et [F] sont plus vésiculés que les autres. Les groupes [B] et [F] correspondent aux échantillons les plus porphyriques et vésiculés. Les blocs du groupe [F] sont polyolithologiques. Dans le groupe [A2], les clastes de l'échantillon RB154 GRB présentent clairement des fractures de refroidissement thermique typiques des dépôts d'écoulements pyroclastiques. Ces observations couplées à la forte vésicularité des roches de ces trois groupes incitent à les différencier des autres groupes. Nous proposons alors que les groupes [A1], [C], [D] et [E] correspondent à des blocs de laves (dômes ou coulées) alors que les groupes [A2], [B] et [F] représentent des dépôts pyroclastiques (plutôt type écoulements pyroclastiques) remobilisés dans l'avalanche.

N°	Echantillon	Masse volumique des clastes < 4 φ par pycnomètre				Masse volumique des clastes > - 4 φ par immersion				Vésicularité minimum	
		M moyenne kg.m ⁻³	Erreur kg.m ⁻³	σ kg.m ⁻³	σ %	M moyenne kg.m ⁻³	Erreur %	σ kg.m ⁻³	σ %	vol. %	Erreur vol. %
1	RB001 GRA	-	-	-	-	2716,9	5,8	5,2	0,19%	-	-
2	RB001 GRB	2791,6	14,8	-	-	2715,1	6,6	2,9	0,24%	2,74%	0,75%
3	RB001 GRC	2780,0	14,8	10,6	0,38%	2712,6	7,3	8,6	0,32%	2,42%	0,82%
4	RB008 GRA	2765,0	14,5	-	-	2727,3	5,5	6,8	0,20%	1,36%	0,76%
5	RB011 GRA	2635,0	13,3	3,9	0,15%	2335,3	5,9	64,6	0,25%	11,37%	2,88%
6	RB023 GRA	2562,0	12,6	16,5	0,64%	2156,0	8,5	80,7	0,39%	15,85%	3,67%
7	RB031 GRA	2737,9	14,3	-	-	2687,3	6,4	4,4	0,24%	1,85%	0,74%
8	RB031 GRB	2727,0	14,2	11,9	0,44%	2685,4	12,0	9,0	0,45%	1,53%	0,95%
9	RB031 GRC	2695,8	13,9	-	-	2599,6	7,0	26,1	0,27%	3,57%	1,46%
10	RB044 GRA	2651,3	13,5	-	-	2433,1	5,4	28,9	0,22%	8,23%	1,55%
11	RB056 GRA	2678,9	13,7	-	-	2635,1	7,2	3,0	0,27%	1,63%	0,77%
12	RB066 GRA	2770,8	14,6	16,0	0,58%	2686,9	7,0	4,3	0,26%	3,03%	0,81%
13	RB066 GRB	2776,8	14,7	-	-	2663,5	5,7	20,8	0,21%	4,08%	1,25%
14	RB066 GRC	2647,1	13,4	0,8	0,03%	2376,2	6,5	62,0	0,27%	10,23%	2,78%
15	RB085 GRA	2723,5	14,1	-	-	2698,8	8,5	3,8	0,31%	0,91%	0,82%
16	RB097 GRA	2768,9	14,7	4,8	0,17%	2715,9	6,3	5,6	0,23%	1,91%	0,74%
17	RB111 GRA	2701,1	14,0	-	-	2676,2	6,7	7,0	0,25%	0,92%	0,77%
18	RB120 GRA	2755,6	14,5	11,8	0,43%	2475,3	6,8	11,7	0,27%	10,17%	0,89%
19	RB152 GRA	2681,3	13,8	11,5	0,43%	2645,6	6,0	5,9	0,23%	1,33%	0,73%
20	RB154 GRB	2846,1	15,4	-	-	2554,0	6,9	15,2	0,27%	10,26%	1,01%
21	RB167 GRA	2720,0	14,1	2,7	0,10%	2439,4	15,1	75,1	0,62%	10,32%	3,21%
22	RB170 GRA	2625,4	13,2	6,2	0,24%	2387,0	5,3	29,8	0,22%	9,08%	1,58%
23	RB179 GRA	2713,9	14,0	7,8	0,29%	2635,7	8,9	8,7	0,34%	2,88%	0,82%
24	RB185 GRA	2724,8	14,2	6,0	0,22%	2598,8	8,1	9,1	0,31%	4,62%	0,83%
25	RB200 GRA	2680,4	13,7	0,6	0,02%	2565,6	9,0	29,0	0,35%	4,28%	1,56%
26	RB208 GRA	2634,6	13,3	0,5	0,02%	2343,1	8,8	81,6	0,38%	11,06%	3,53%
27	RB229 GRA	2731,6	14,3	8,1	0,30%	2579,2	10,1	10,0	0,39%	5,58%	0,86%
28	RB233 GRB	2717,4	14,1	3,1	0,11%	2450,7	8,6	43,3	0,39%	9,81%	2,05%
29	RB243 GRA	2772,9	14,6	7,2	0,26%	2720,1	9,8	8,2	0,36%	1,90%	0,87%
30	RB243 GRC	2660,9	13,5	0,5	0,02%	2631,4	8,5	16,2	0,32%	1,11%	1,10%
31	RB269 GRB	2817,7	15,0	4,5	0,16%	2740,5	10,0	5,6	0,36%	2,74%	0,87%
32	RB286 GRA	2732,1	14,2	10,6	0,39%	2611,6	8,7	9,7	0,33%	4,41%	0,85%
33	RB306 GRA	2734,3	14,3	19,2	0,70%	2686,0	10,7	20,2	0,40%	1,77%	1,42%

Tableau 4.1 Synthèse des résultats d'analyse des masses volumiques des fractions < 4 φ (< 63 μm) et des fractions > - 4 φ (> 16 mm) des blocs du FBE. Les données en gras correspondent aux erreurs ou écarts types moyens pour chaque échantillon qui sont utilisées comme barres d'erreur dans les représentations graphiques (Fig. 5.2). Ce tableau synthétise 373 mesures de masse volumique par immersion et 54 mesures de masse volumique par pycnomètre à eau. Erreur % et σ % correspondent à la part d'erreur ou d'écart type par rapport à la valeur de masse volumique. Erreur vol.% signifie l'erreur maximum sur la vésicularité totale minimum calculée avec les erreurs ou écarts types moyens pour chaque méthode.

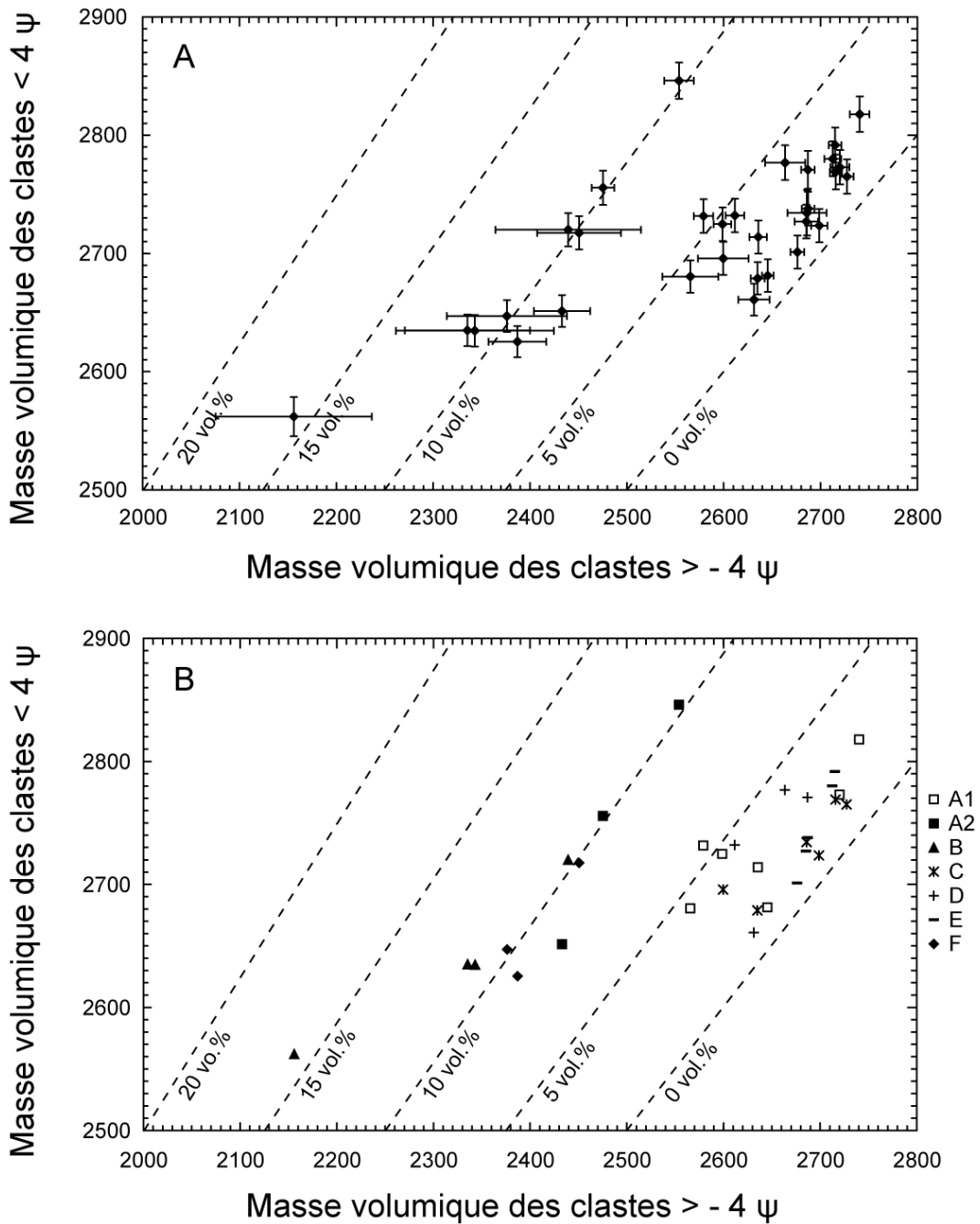


Figure 4.3 (A) Graphique représentant la masse volumique des fractions < 4 ϕ (< 63 μm) en fonction de la masse volumique des fractions > -4 ϕ (> 16 mm) et (B) interpolation avec les groupes lithologiques. 0 vol.%, 5 vol.%, 10 vol.%, 15 vol.% et 20 vol.% correspondent aux droites représentant la vésicularité totale minimum des échantillons.

Cartographie des lithologies et critères de comparaison des blocs du FBE

La représentation des groupes lithologiques sur la cartographie du DAD du Chimborazo (fig. 4.4) permet de mettre en évidence des zones de prépondérance de certaines

lithologies. Il apparaît que les contours de ces zones tendent globalement à être allongés parallèlement à la direction d'écoulement du DAD (sauf pour le groupe [E]). Pour compléter cette représentation cartographique il faut prendre en considération la position verticale des échantillons dans le dépôt. Chaque échantillon appartenant à un groupe est localisé selon trois critères : (1) sa distance parcourue depuis la zone source (estimée grâce à la position de l'affleurement et du centre de gravité de la cicatrice d'effondrement sectoriel, ainsi qu'à la forme du trajet parcouru) ; (2) sa proximité avec les bordures du dépôt (bordure, interne ou front) ; (3) sa position verticale (surface, cœur ou proche de la base).

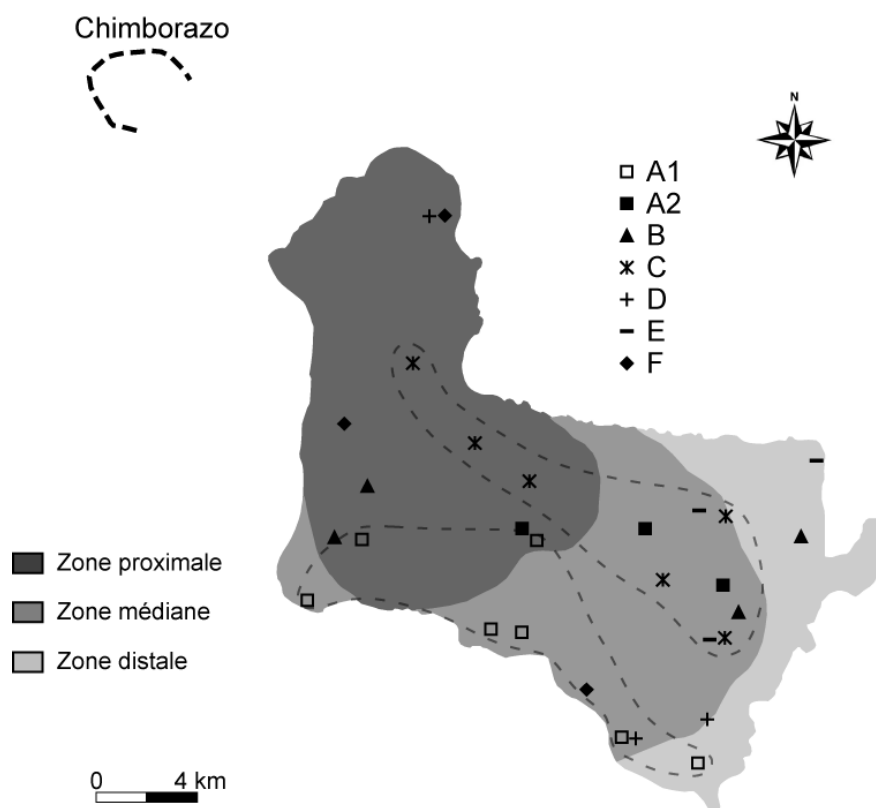


Figure 4.4 Carte des lithologies du DAD du Chimborazo. (1) zone proximale (FBE très dominant ; <10 vol.% de FM) ; (2) zone médiane (FBE dominant ; < 25 vol.% de FM) ; (3) zone distale (FM dominant ; > 50 vol.% de FM). Les contours en pointillés entourent les zones d'influence probables des lithologies [A1] et [C].

La quantité d'affleurements et la continuité des zones de prépondérance des groupes [A1] et [C] en fait les meilleurs candidats pour l'étude longitudinale du DAD. Dans le détail, les blocs du groupe [A1] permettent l'étude longitudinale sur la bordure sud du dépôt tandis que les blocs du groupe [C] permettent l'étude longitudinale dans la partie interne du dépôt. La majorité des échantillons de ces deux groupes (5/6 pour [A1] et 5/7 pour [C]) ont été

prélevés dans le cœur du dépôt et seulement trois échantillons ont été prélevés à moins de 5 m de sa surface ou de sa base. Les groupes [B], [D] et [F] sont de moins bons candidats pour une étude longitudinale par le faible nombre d'affleurements et la grande distance qui les sépare. Les groupes [A2] et [E] peuvent être utilisés localement mais le faible nombre d'affleurement limite l'interprétation des données.

4.2.1.2 Analyse granulométrique

Fenêtres 1 m²

Nous avons réalisé le traitement numérique de 30 fenêtres 1 m² de blocs du FBE. Les échantillons RB001 GRA et RB031 GRA n'ont pas de fenêtre 1 m² car les photographies ont été perdues. Les fenêtres 1 m² des échantillons RB001 GRB et RB031 GRB sont alors utilisées pour remplacer ces données manquantes. Ceci est justifié en partie par le fait que ces deux échantillons ont été pris exactement au même endroit (bloc et position dans le bloc) que les deux premiers. L'échantillon RB023 GRA n'a pas de fenêtre 1 m² car la photographie a aussi été perdue. Cependant, les descriptions de terrain indiquent que le bloc de FBE de l'échantillon RB023 GRA contenait très peu d'éléments grossiers. L'analyse granulométrique par tamisage à sec confirme cette tendance avec une faible proportion de clastes pour les refus les plus grossiers.

Il apparaît une très grande variété d'aspect des fenêtres 1 m² du FBE avec un contenu en clastes > - 5 φ (> 32 mm) allant de moins de 8 vol.% à plus de 65 vol.% (la part surfacique des clastes est assimilée à leur pourcentage volumique). De même, les fenêtres 1 m² prises dans le même bloc montrent une variabilité importante (fig. 4.5). Les fenêtres 1 m² prises dans des blocs de lave contiennent généralement (mais pas toujours) plus de clastes > - 5 φ que celles prises dans les blocs de dépôts pyroclastiques (fig. 4.6). En comparant le contenu en clastes > - 5 φ et la lithologie, il n'apparaît pas de tendance particulière et les échantillons d'un même groupe exposent des contenus très variables (annexe III). En analysant l'influence de la position géographique (distance parcourue, position verticale) des fenêtres 1 m² par groupe, il n'apparaît pas non plus de tendance globale (fig. 4.6B et annexe III). Pour chaque

fenêtre 1 m², il est possible de connaître le diamètre maximum des clastes. En première approche il apparaît une faible corrélation négative ($R^2 = 0,0115$) entre le diamètre maximum des clastes et la distance parcourue (fig. 4.6C). En combinant avec les lithologies, les données montrent des corrélations (dont les coefficients de détermination sont aussi faibles) positives et négatives autant pour les blocs de laves que pour les blocs de dépôts pyroclastiques.

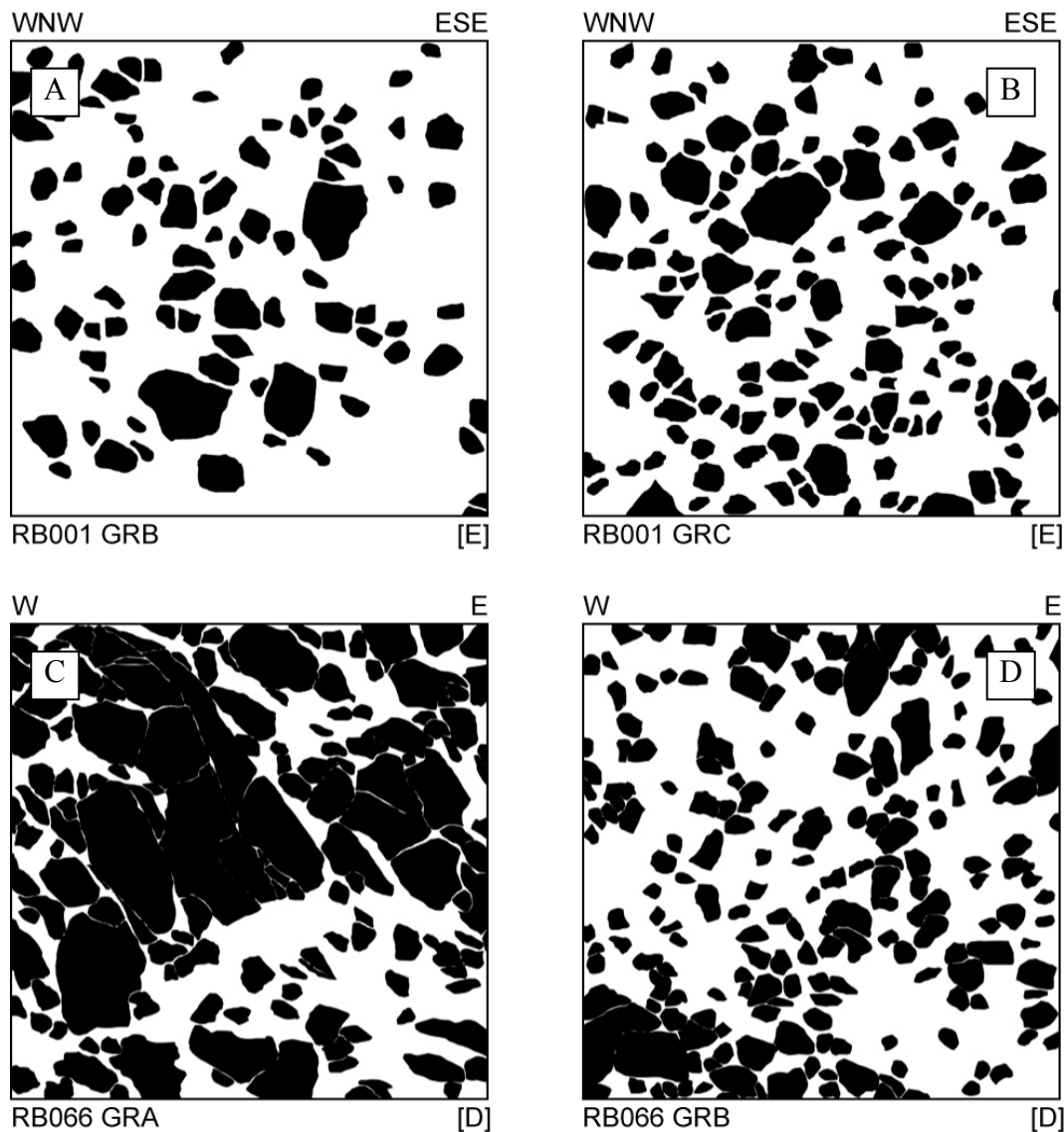


Figure 4.5 Dessin des fenêtres 1 m² dans deux blocs du DAD du Chimborazo. Les fenêtres sont prises à quelques mètres d'intervalle. (A) et (B) : andésite à grain homogène grise à plagioclase et pyroxène du groupe [E] ; (C) et (D) : andésite peu porphyrique grise à pyroxène et plagioclase du groupe [D].

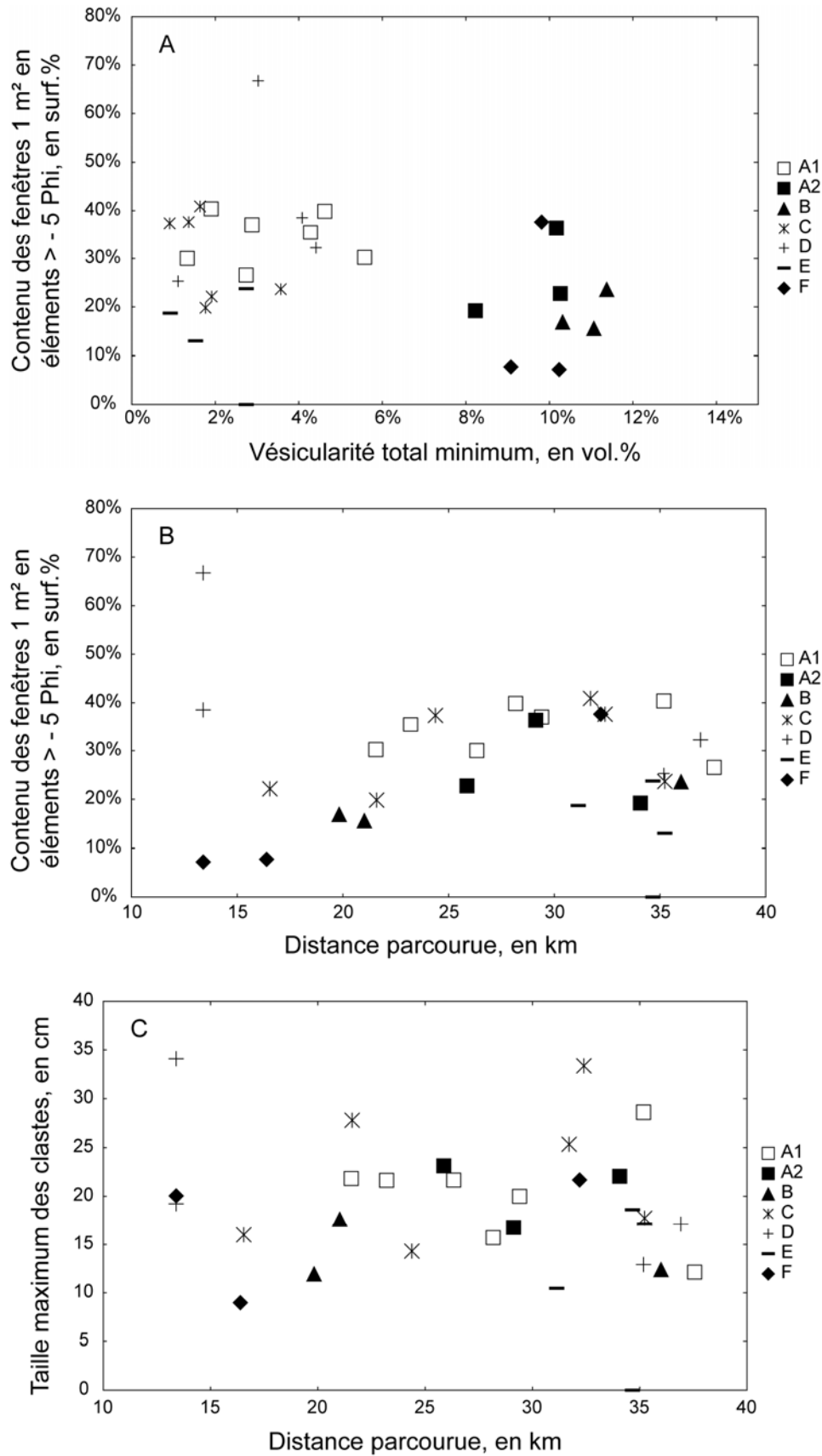


Figure 4.6 Diagrammes de corrélation entre le contenu des fenêtres 1 m², la lithologie et la distance parcourue. (A) les blocs de lave ont généralement un contenu en clastes > -5 φ supérieur aux blocs de dépôts pyroclastiques. Dans (B) et (C), chaque lithologie présente des courbes de régression linéaire de pente différentes pour le contenu en clastes > -5 φ et pour la taille maximum des clastes.

Tamisage à sec

L'analyse des échantillons par tamisage à sec (entre -5 et 4ϕ) et la représentation graphique de l'abondance cumulée des clastes (en wt.%, pourcentage poids) montrent trois résultats principaux lorsque l'on considère l'origine des blocs analysés (fig. 4.7A) :

- les blocs de laves montrent systématiquement des courbes à l'aspect convexe avec un éventail de valeurs relativement limité ;
- certains blocs de dépôts pyroclastiques montrent un comportement similaire aux blocs de laves avec des courbes à l'aspect convexe incluses dans leur éventail de valeurs ;
- certains blocs de dépôts pyroclastiques ont des courbes à l'aspect concave avec un large éventail de valeurs pour peu d'échantillons.

Il est possible que ces résultats témoignent de différences quant à l'origine des produits pyroclastiques. Dans le détail il n'apparaît pas de corrélation entre l'aspect des courbes d'abondance cumulée et la distance parcourue (fig. 4.7B et C) même si les blocs les plus distaux ont tendance à avoir moins de particules fines. De même, ni la position cartographique (bordure/interne/front) ni de la position verticale (base/cœur/surface) des échantillons ne semble affecter leurs résultats de l'analyse par tamisage à sec.

Sédimentométrie

L'analyse des échantillons par sédimentométrie ($< 4 \phi$) et la représentation graphique de l'abondance cumulée des clastes (en wt.%) pour ces fractions ne montrent pas une délimitation aussi nette entre les échantillons de laves et les échantillons de dépôts pyroclastiques que l'analyse par tamisage à sec (fig. 4.8A). Il n'apparaît pas de corrélation entre les courbes d'abondance cumulée et la distance parcourue des blocs (fig. 4.8B et C). De même que dans le cas de l'analyse par tamisage à sec, aucune influence de la position cartographique (bordure/interne/front) ni de la position verticale (base/cœur/surface) des échantillons ne semble affecter les résultats de l'analyse par sédimentométrie.

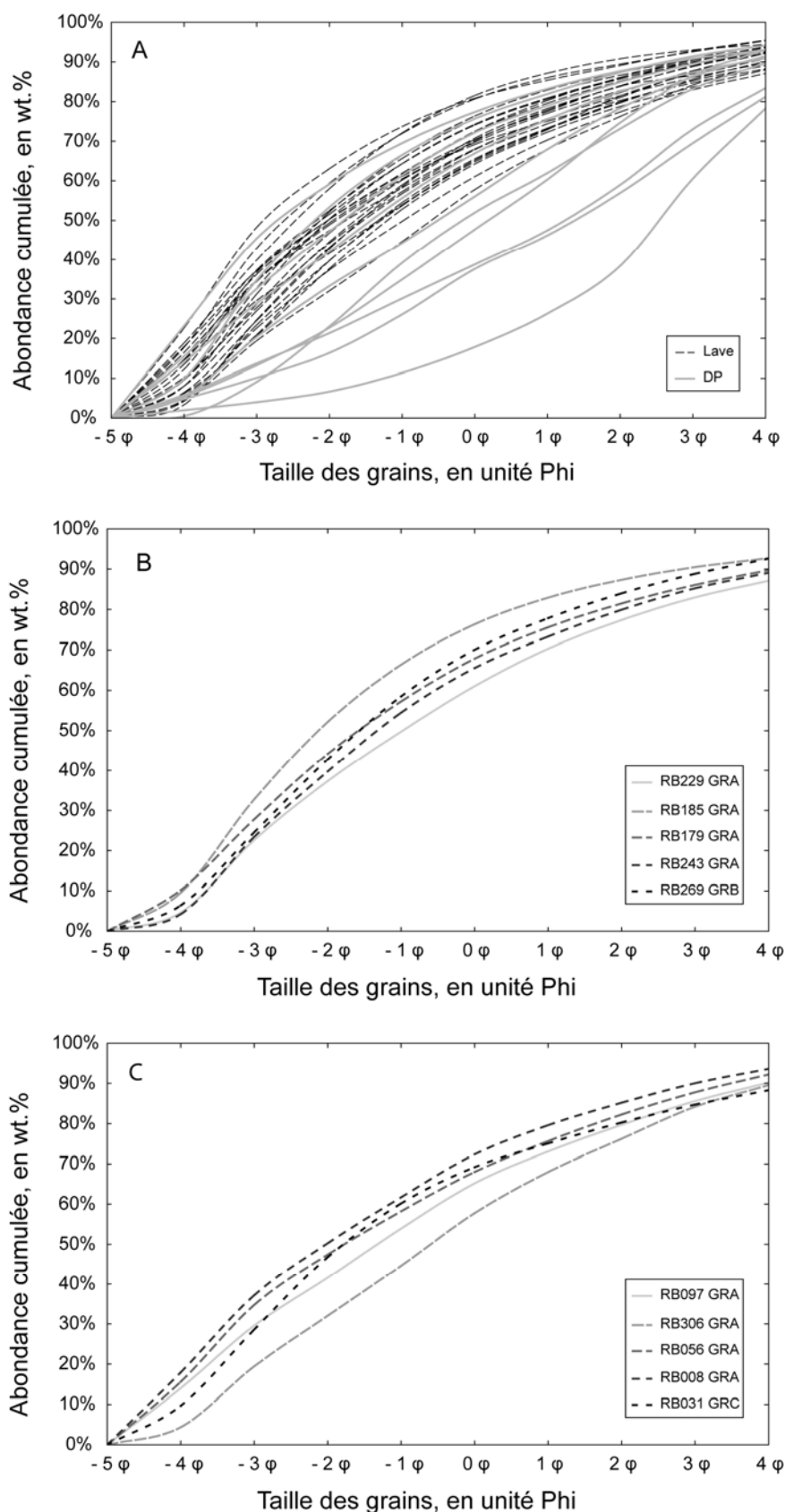


Figure 4.7 (A) Courbes lissés de l'abondance cumulée des clastes (en wt.%) pour les fractions comprises entre -5 et 4 ϕ des échantillons du FBE et (B) et (C) détail pour les blocs du groupe [A1] et [C] classés par distance parcourue croissante, dont les échantillons proviennent du cœur du dépôt.

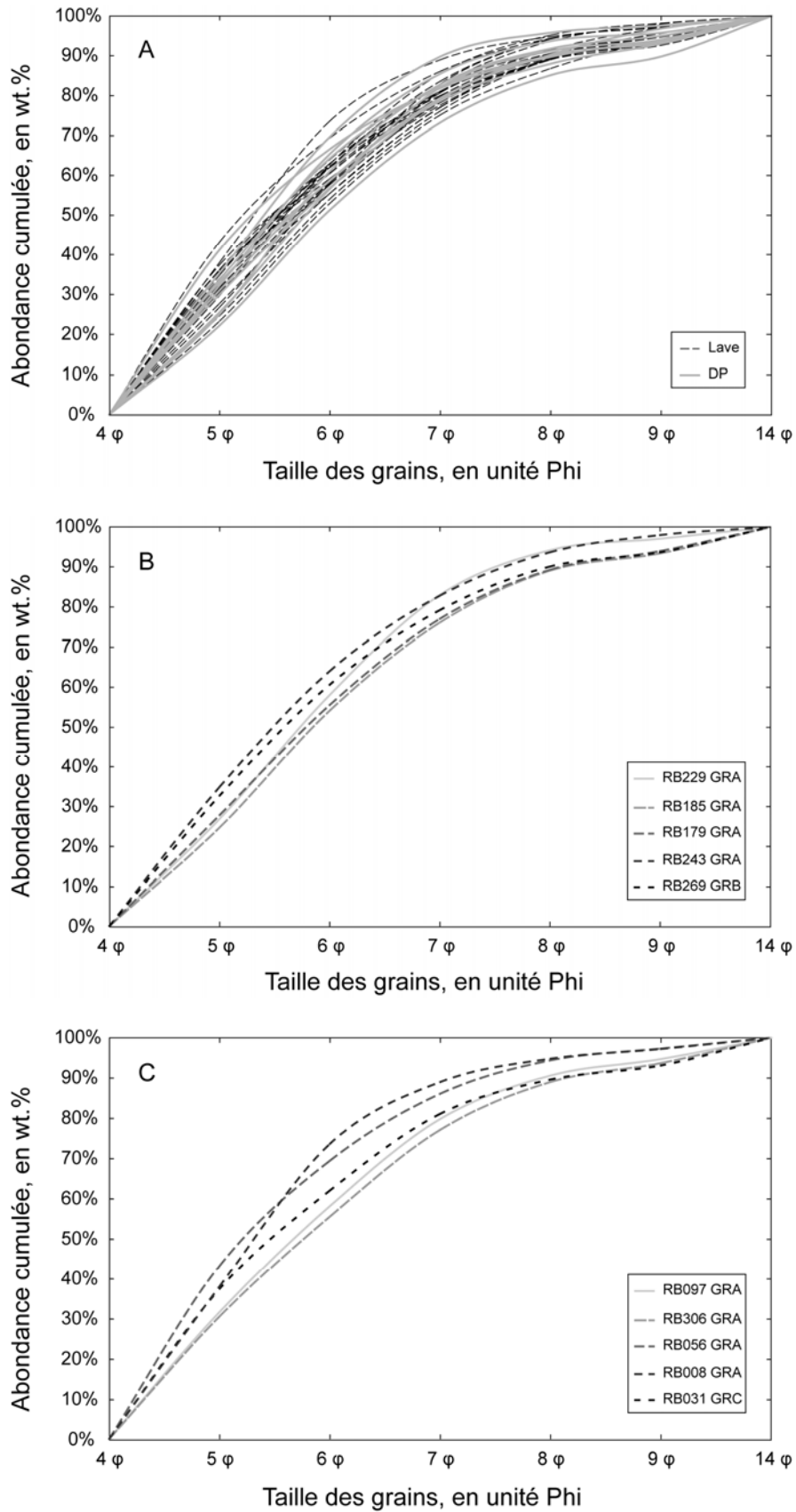


Figure 4.8 (A) Courbes lissés de l'abondance cumulée des clastes (en wt.%) pour les fractions inférieures 4 ϕ des échantillons du FBE et (B) et (C) détail pour les blocs du groupe [A1] et [C] classés par distance parcourue croissante, dont les échantillons proviennent du cœur du dépôt.

Synthèse granulométrique

La synthèse granulométrique consiste à regrouper les données des trois méthodes granulométriques précédemment exposées (fig. 4.9A). Comme nous l'avons présenté dans le chapitre 2, la synthèse granulométrique couple trois méthodes fonctionnant sur des principes différents et son résultat contient un part d'erreur (annexe IV). La première remarque qu'il est important de faire est que n'ayant pas fait de détermination de la masse volumique des échantillons en place (c.f. 2.2.3.2), les données issues de l'analyse des fenêtres 1 m² sont sous-représentées dans le résultat final. Ensuite les histogrammes de répartition des classes granulométriques montrent un artefact à la jointure entre les méthodes « fenêtre 1 m² » et « tamisage à sec » (fig. 4.9B). Cet artefact, déjà observé dans les données de Glicken (1996), est expliqué par un sous échantillonnage de la classe granulométrique la plus grossière sur le terrain. Cet artefact, qui n'est pas présent dans toutes les analyses, est d'autant plus marqué que l'échantillon est grossier (annexe IV). Il n'apparaît pas d'artefact à la jointure entre les méthodes de tamisage à sec et de sédimentométrie.

Les résultats de la synthèse granulométrique des échantillons d'un même bloc montrent une certaine variabilité dans la forme de l'histogramme mais le nombre et la position des modes semblent être similaires (fig. 4.9C et D). Les échantillons du faciès à blocs dérivés de l'édifice exposent une grande gamme d'histogrammes avec des répartitions granulométriques grossière (fig. 4.9E) à fine (fig. 4.9F), unimodale (fig. 4.9A) à polymodale (fig. 4.9F). Dans le détail, il apparaît que les échantillons grossiers sont généralement unimodaux alors que les échantillons moyens à fins sont généralement bi ou trimodaux. Les échantillons fins correspondent systématiquement à des blocs de dépôts pyroclastiques comme RB170 GRA (groupe [F]). En première estimation visuelle il ne semble pas y avoir d'évolution significative de la granularité pour les échantillons d'une même lithologie en fonction de la distance parcourue (fig. 4.9G et H) ni de la position dans le dépôt (verticale ou latérale).

Le diagramme ternaire (fig. 4.10), représentant la part de gravier ($\emptyset > -1 \phi$), la part de sable ($4 \phi < \emptyset < -1 \phi$) et la part de silt + argile ($\emptyset < 4 \phi$), montre la large distribution granulométrique des blocs du FBE. Cependant, il apparaît clairement que tous les échantillons

ont une fraction fine réduite (< 20 vol.%). Les échantillons les plus fins appartiennent tous à des blocs de dépôts pyroclastiques. Ces résultats ne suggèrent pas de corrélation entre la granulométrie des échantillons d'une même lithologie, la distance parcourue ou la position dans le dépôt (verticale ou latérale).

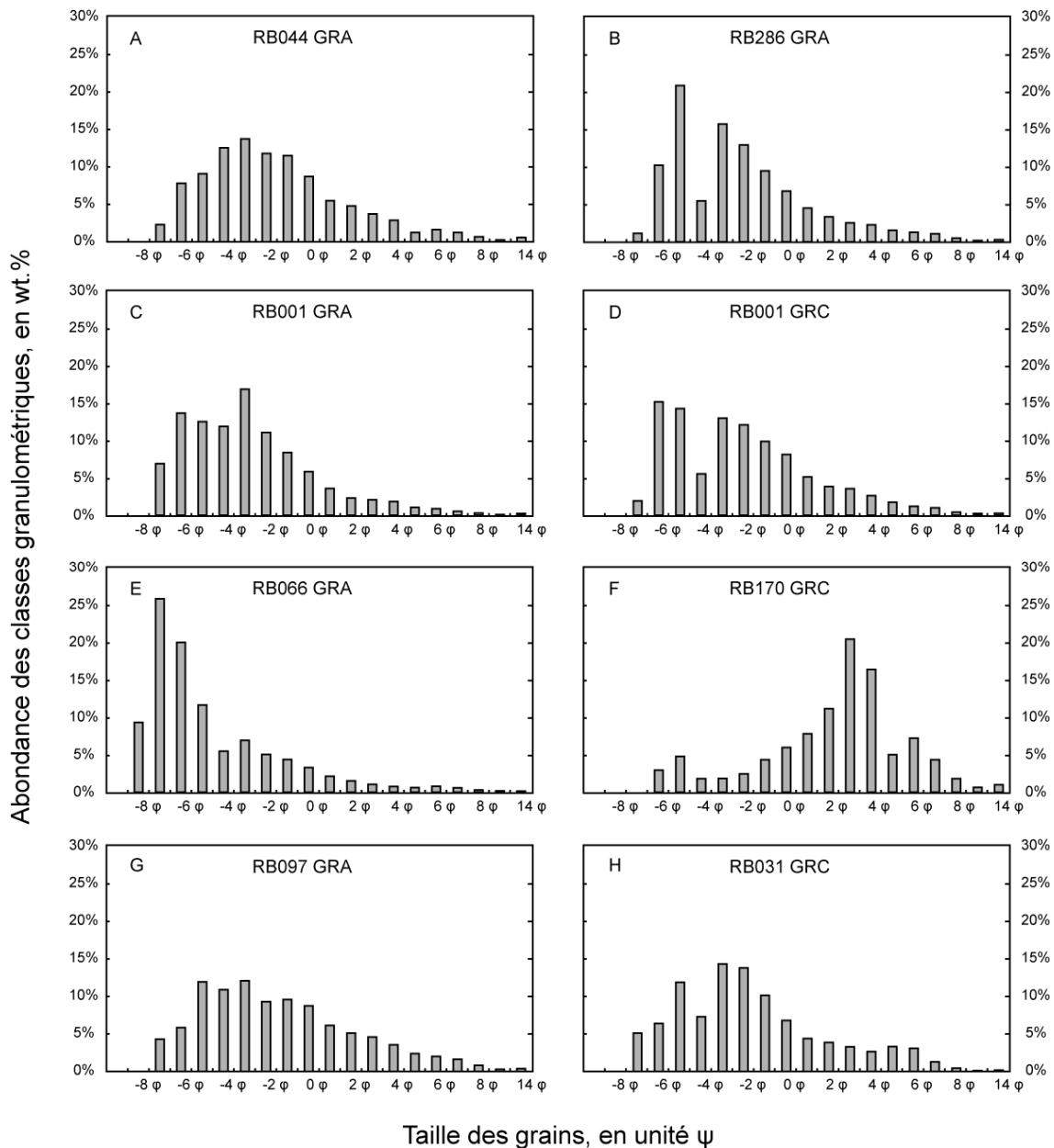


Figure 4.9 Exemples de répartition granulométrique des échantillons du DAD du Chimborazo. (A) avec et (B) sans artefact à la jointure entre les méthodes des fenêtres 1 m² et tamisage à sec. Il est visible dans l'échantillon RB286 GRA que la classe granulométrique retenu au refus - 4 ψ est sous représentée. (C) et (D) dans un même bloc du FBE où l'aspect de l'histogramme est différent mais où les modes sont similaires. (E) et (F) extrêmes grossier et fin du DAD. Les figures (G) et (H) correspondent à des échantillons de la même lithologie [C] pris dans le cœur du dépôt avec des distances de parcours respectivement de 16,5 km et 35,2 km.

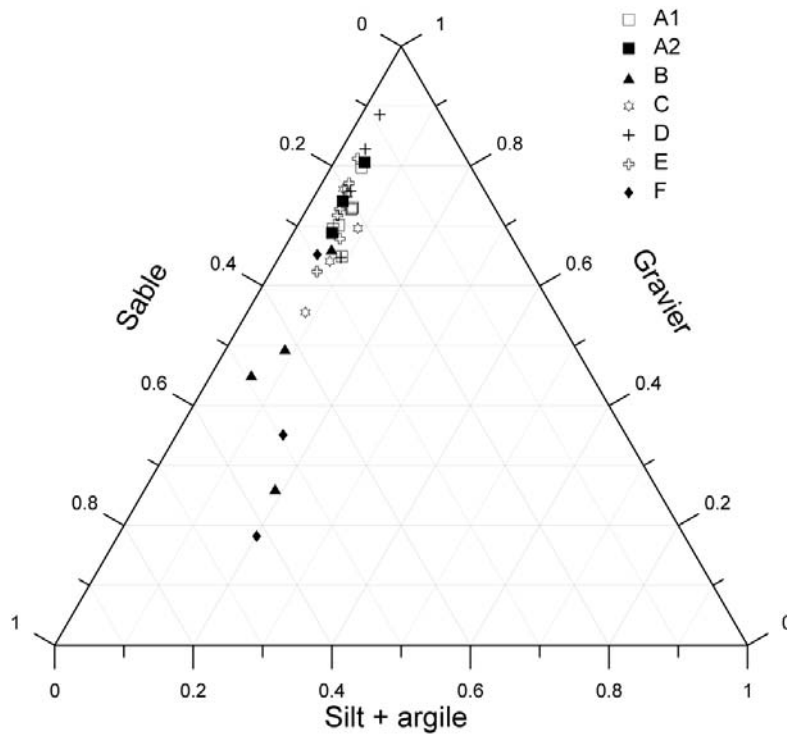


Figure 4.10 Diagramme ternaire de la part de gravier ($\emptyset > -1 \phi$), la part de sable ($4 \phi < \emptyset < -1 \phi$) et la part de silt + argile ($\emptyset < 4 \phi$).

Echantillon	Groupe	Statistiques graphiques de Inman (1952)			Statistiques graphiques de Folk and Ward (1957)			
		Md-phi	Sigma-phi	SkG	Mz	Sigma-l	SkI	KG
RB152 GRA	A1	-3,35	3,40	0,25	-2,78	3,47	0,31	1,03
RB179 GRA	A1	-3,45	3,55	0,20	-2,98	3,59	0,28	0,98
RB185 GRA	A1	-3,70	2,90	0,16	-3,40	3,03	0,27	1,04
RB200 GRA	A1	-2,95	3,78	0,11	-2,67	3,68	0,18	0,92
RB229 GRA	A1	-2,65	4,05	0,12	-2,32	3,95	0,20	0,91
RB243 GRA	A1	-3,40	3,63	0,20	-2,92	3,58	0,29	0,94
RB269 GRB	A1	-2,65	3,30	0,11	-2,42	3,25	0,20	0,93
RB044 GRA	A2	-2,70	3,28	0,18	-2,32	3,30	0,23	1,07
RB120 GRA	A2	-4,15	2,90	0,29	-3,58	3,02	0,39	1,12
RB154 GRB	A2	-3,00	3,03	0,16	-2,68	3,09	0,22	1,14
RB011 GRA	B	-2,60	3,53	0,15	-2,25	3,50	0,24	0,97
RB023 GRA	B	1,35	3,23	-0,07	1,20	3,14	-0,10	0,91
RB167 GRA	B	-1,00	3,85	-0,04	-1,10	3,64	0,04	1,00
RB208 GRA	B	-0,55	3,68	-0,18	-1,00	3,54	-0,20	0,94
RB008 GRA	C	-3,95	3,65	0,14	-3,62	3,57	0,21	0,92
RB031 GRC	C	-2,70	3,68	0,20	-2,22	3,67	0,24	1,10
RB056 GRA	C	-4,00	3,83	0,22	-3,45	3,65	0,29	0,89
RB085 GRC	C	-3,80	3,25	0,23	-3,30	3,19	0,30	0,92
RB097 GRA	C	-2,55	3,70	0,20	-2,05	3,65	0,24	0,97
RB306 GRA	C	-1,55	3,98	0,01	-1,53	3,93	0,04	1,06
RB066 GRA	D	-6,30	2,83	0,49	-5,38	2,91	0,54	1,08
RB066 GRB	D	-4,05	2,68	0,20	-3,70	2,77	0,28	1,03
RB243 GRC	D	-2,30	3,78	0,13	-1,98	3,65	0,21	0,91
RB286 GRA	D	-3,25	3,05	0,15	-2,95	3,11	0,25	1,01
RB031 GRA	E	-3,25	2,50	0,34	-2,68	2,75	0,35	1,31
RB031 GRB	E	-2,05	3,10	0,32	-1,38	3,22	0,26	1,12
RB001 GRA	E	-3,75	2,88	0,10	-3,57	2,98	0,20	1,09
RB001 GRB	E	-3,10	3,30	0,15	-2,77	3,30	0,21	1,09
RB001 GRC	E	-3,05	3,40	0,10	-2,82	3,33	0,20	0,91
RB111 GRA	E	-2,75	3,38	0,26	-2,17	3,39	0,31	1,07
RB066 GRC	F	0,80	3,73	-0,17	0,38	3,69	-0,10	0,94
RB170 GRA	F	2,30	3,10	-0,23	1,83	3,38	-0,30	1,42
RB233 GRB	F	-3,05	4,08	0,13	-2,70	3,78	0,19	0,74
Moyenne		-2,64	3,39	0,14	-2,34	3,38	0,20	1,01
Ecart type		1,67	0,41	0,15	1,41	0,32	0,17	0,13

Tableau 4.2 Synthèse des statistiques graphique d'Inman (1952) et de Folk and Ward (1957) pour les échantillons du FBE du Chimborazo

Statistiques graphiques

Le tableau 4.2 présente les résultats en termes de statistiques graphiques (c.f. 2.2.3.5) des échantillons du FBE du Chimborazo. Ces résultats montrent des variations significatives sur l'ensemble des paramètres sauf pour Sigma-phi et Sigma-I qui témoignent du très faible tri des blocs du FBE (fig. 4.11A et C). L'analyse bivariée des statistiques graphiques (fig. 4.11) permet plusieurs observations :

- Les échantillons appartenant aux groupes lithologiques de laves ont clairement le même type de distribution granulométrique, c'est-à-dire une taille de grain grossière (gravier), une dissymétrie positive et un coefficient d'acuité moyen (mesokurtique) suggérant une distribution de type normal.
- Certains échantillons correspondant aux groupes lithologiques des dépôts pyroclastiques (surtout les échantillons du groupe [A2]) ont des distributions granulométriques similaires aux laves.
- Quelques échantillons de dépôts pyroclastiques (groupes [B] et [F]) ont une granularité plus fine, une dissymétrie négative et un coefficient d'acuité variable.

Les analyses bivariées des statistiques graphiques d'Inman (1952) et celle des statistiques graphiques de Folk and Ward (1957) montrent des résultats assez similaires mais ces dernières permettent de mieux caractériser la granularité des blocs du FBE. Les résultats obtenus confirment les observations réalisées sur les données sources. Ils réaffirment la présence de deux types de dépôts pyroclastiques distincts dans le FBE du Chimborazo dans les groupes lithologiques [B] et [F]. Wohletz et al. (1995) suggèrent que la différence entre les dépôts d'écoulements pyroclastiques fins et grossiers est associée à la présence ou non de phréatomagmatisme et placent la limite à 0φ . Ainsi au moins trois blocs de dépôts pyroclastiques du FBE (RB023 GRA, RB066 GRC et RB170 GRA) sont peut-être les produits d'éruptions phréatomagmatiques. En considérant l'importante calotte glaciaire qui couvre actuellement le Chimborazo, la large distribution des produits morainiques sur ces flancs et les évidences d'éruptions phréatomagmatiques à l'Holocène (Barba *et al.*, 2008) il semble logique que l'activité éruptive précédant l'effondrement sectorielle du volcan ait pu être marquée d'épisodes phréatomagmatiques.

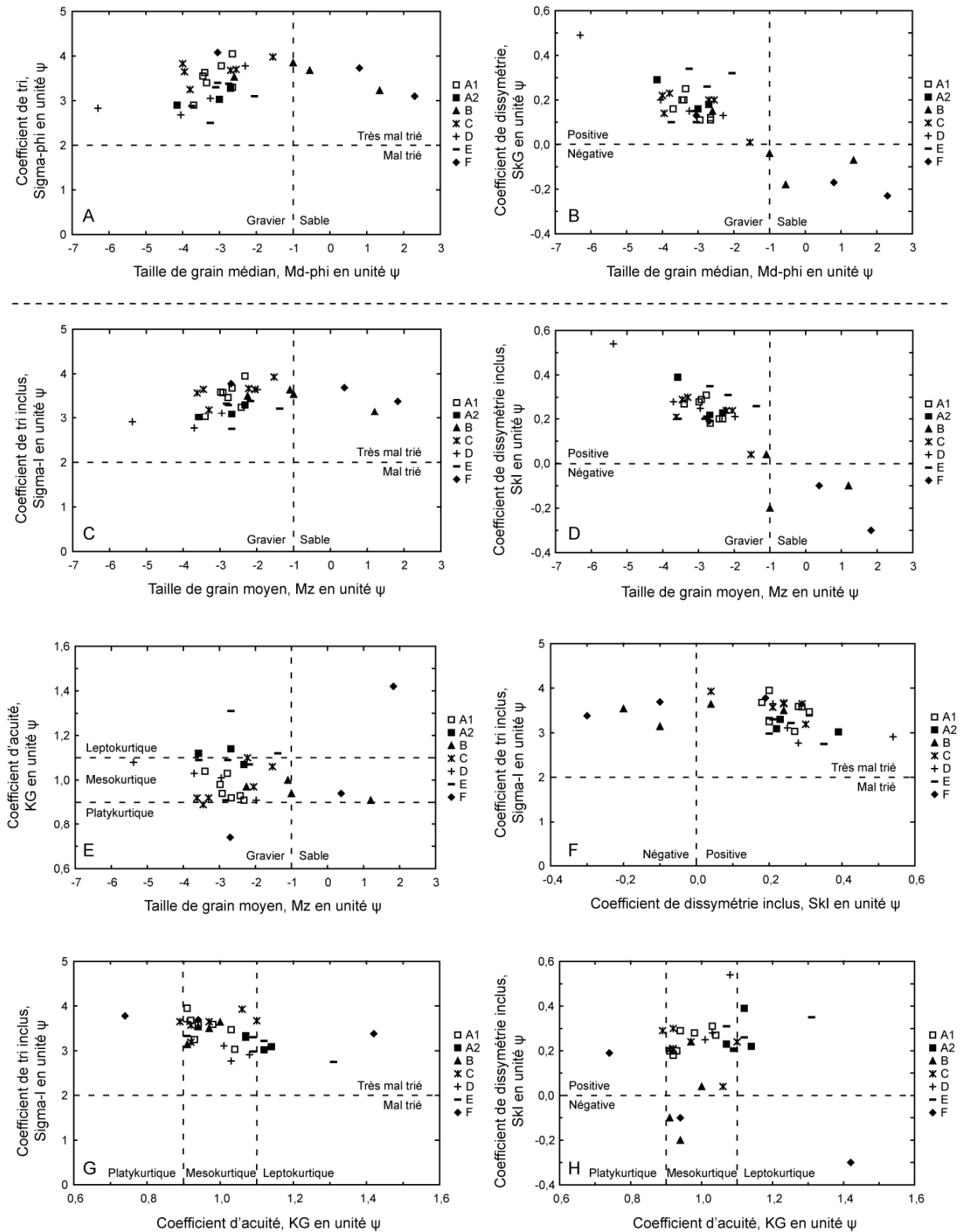


Figure 4.11 Analyse bvariée des paramètres statistiques graphiques des échantillons du FBE du DAD du Chimborazo. Les figures A et B présentent les paramètres statistiques graphiques d'Inman (1952) et les figures C à H présentent les paramètres statistiques graphiques de Folk and Ward (1957). Ces graphiques montrent l'homogénéité des résultats pour les groupes lithologiques des laves ([A1], [C], [D] et [E]) et l'hétérogénéité des résultats pour les groupes lithologiques de dépôts pyroclastiques ([A2], [B] et [F]).

Modélisation des données granulométriques

A l'aide du logiciel SFT (Sequential Fragmentation/Transport) de Ken Wohletz il est possible de modéliser les résultats de l'analyse granulométrique des blocs du FBE. Cette modélisation décompose la courbe granulométrique lissée en 6 sous-populations de courbes. Le résultat de la modélisation mime assez fidèlement l'aspect de la courbe originale (fig. 4.12). La modélisation des données granulométriques des blocs du FBE montre des résidus compris entre 1,31 et 4,38% (tableau 4.3). Cependant la présence visible de l'artefact de sous échantillonnage des fractions grossières (entre -5ϕ et -3ϕ) qui apparaît à la jointure entre les méthodes « fenêtre 1 m^2 » et « tamisage à sec » ne permet pas l'utilisation directe des modes. Selon Wohletz et al. (1989), il est possible de représenter la dispersion moyenne (Gamma) en fonction du mode moyen calculé dans la modélisation. La présence d'une corrélation positive entre ces deux paramètres montre alors une relation de fragmentation séquentielle pour les blocs d'une même lithologie (fig. 4.13A). Cette méthode est basée sur un modèle théorique mais le manque d'études expérimentales sur la fragmentation des roches (en terme de granularité produite) ne permet pas de vérifier sa validité. Le groupe [C] est le seul à avoir suffisamment d'échantillons dans des localités différentes ainsi qu'une corrélation positive entre le mode moyen et la dispersion moyenne. La figure 4.13B montre que le mode moyen augmente avec la distance parcourue. Cette observation n'est pas compatible avec un modèle de fragmentation pendant l'écoulement. Les données de Glicken (1996) sur le faciès à blocs de dacite (old dacite) montrent des résultats similaires.

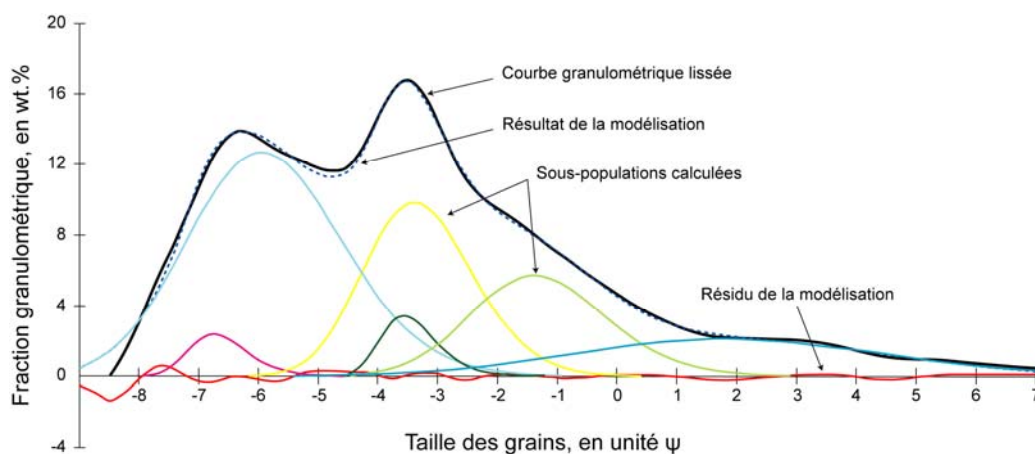


Figure 4.12 Modélisation des données granulométriques de l'échantillon RB001 GRA à l'aide du logiciel SFT de Ken Wohletz. Cette modélisation a un résidu de 2,38%.

L'anti-corrélation entre la fragmentation possible et la distance parcourue peut être expliquée par la position des blocs dans l'édifice source. L'essentiel de la fragmentation est généralement associée à la décompression des terrains (Ui *et al.*, 1986a; Glicken, 1996). Il est probable alors que les dépôts en profondeur dans l'édifice volcanique décompressent plus que les dépôts proches de la surface. Ainsi cette anti-corrélation pourrait être associée à la position des blocs dans l'édifice source. Les blocs les plus superficiels seraient alors ceux qui auraient parcouru la plus grande distance. Cette hypothèse est concordante avec les observations réalisées sur le DAD du Parinacota où l'unité supérieure dépasse l'unité inférieure pendant l'écoulement (Clavero *et al.*, 2002). Dans les DADs de Mombacho (Shea *et al.*, 2007) et de Socompa (van Wyk de Vries *et al.*, 2001), où la cicatrice d'effondrement sectoriel comprend une partie du substratum, c'est le front de la loupe de glissement qui est transporté le plus loin. Cette différence suggère deux modèles différents d'avalanches de débris.

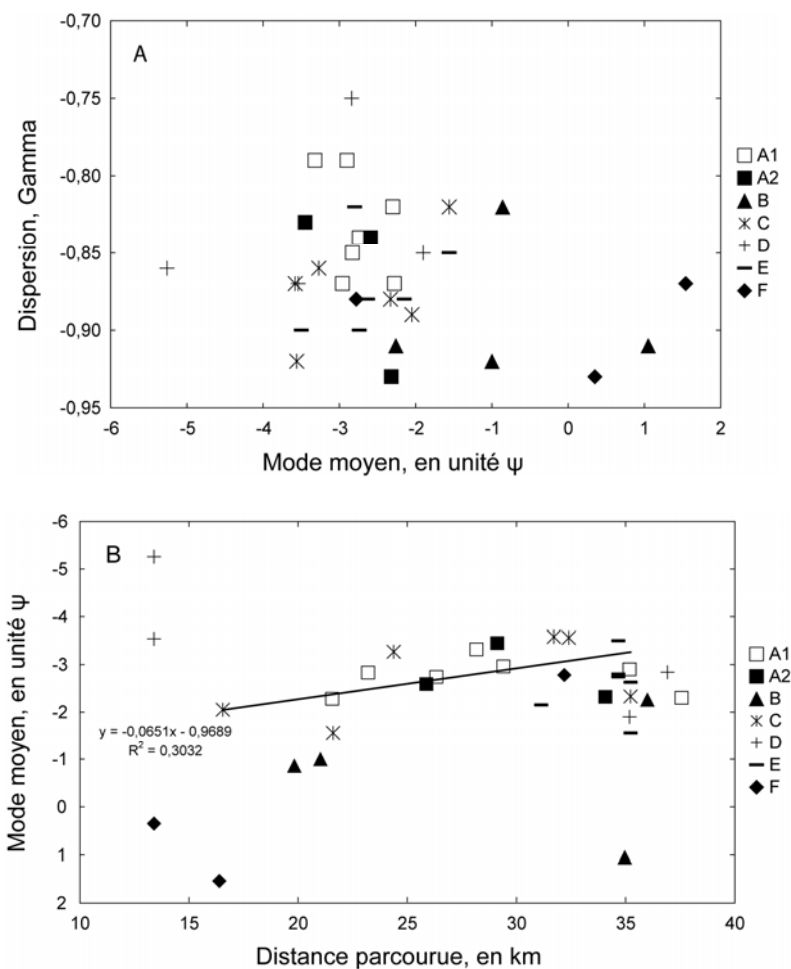


Figure 4.13 Diagrammes représentant (A) la dispersion moyenne en fonction du mode moyen et (B) le mode moyen en fonction de la distance parcourue. Une courbe de tendance est représentée pour les échantillons du groupe lithologique [C]. Le mode moyen semble augmenter avec la distance parcourue ce qui semble contraire à la présence de fragmentation au cours de l'écoulement.

Echantillon	Groupe	Modélisation		Mode 1		Mode 2		Mode 3		Mode 4		Mode 5		Mode 6		Moyenne							
		RES	SQ_RES	Mode	Disp	Fract	Mode	Disp	Fract	Mode	Disp	Fract	Mode	Disp	Fract	Mode	Disp	Fract					
RB152	GRA	A1	1,342%	-7,27	-0,63	0,08	-5,51	-0,81	0,31	-3,44	-0,75	0,18	-1,34	-0,95	0,29	1,29	-0,72	0,04	4,37	-0,96	0,11	-2,74	-0,84
RB179	GRA	A1	2,85%	-6,28	-0,90	0,36	-5,52	-0,48	0,07	-3,18	-0,84	0,19	-0,95	0,26	2,16	-0,90	0,04	5,09	-0,97	0,08	-2,96	-0,87	
RB185	GRA	A1	3,05%	-6,04	-0,86	0,36	-5,51	-0,37	0,10	-3,49	-0,54	0,13	-2,29	-0,86	0,20	-0,09	-0,95	0,16	4,83	-0,97	0,06	-3,32	-0,79
RB200	GRA	A1	3,77%	-6,95	-0,86	0,23	-5,58	-0,54	0,16	-2,69	-0,90	0,30	-0,74	-0,49	0,01	0,85	-0,97	0,26	5,80	-0,91	0,04	-2,83	-0,85
RB229	GRA	A1	3,77%	-6,52	-0,89	0,27	-5,59	-0,44	0,06	-3,40	-0,61	0,12	-2,00	-0,91	0,11	-0,09	-0,98	0,33	5,42	-0,96	0,10	-2,28	-0,87
RB243	GRA	A1	3,24%	-6,22	-0,83	0,36	-5,53	-0,21	0,07	-3,41	-0,50	0,11	-1,74	-0,92	0,27	1,32	-0,93	0,11	4,82	-0,96	0,09	-2,90	-0,79
RB269	GRB	A1	3,21%	-5,92	-0,73	0,22	-5,43	-0,10	0,06	-3,38	-0,60	0,09	-1,94	-0,95	0,45	2,21	-0,96	0,15	6,27	-0,94	0,03	-2,30	-0,82
RB044	GRA	A2	2,44%	-6,56	-0,52	0,04	-3,61	-0,97	0,70	-0,91	-0,84	0,08	1,85	-0,93	0,13	3,44	-0,40	0,01	5,99	-0,93	0,04	-2,32	-0,93
RB120	GRA	A2	2,47%	-6,20	-0,76	0,33	-5,04	-0,60	0,11	-3,68	-0,85	0,26	1,29	-0,95	0,19	2,20	-0,98	0,09	5,67	-0,88	0,02	-3,45	-0,83
RB154	GRB	A2	2,99%	-6,43	-0,89	0,14	-5,50	-0,60	0,12	-3,33	-0,80	0,34	-1,51	-0,79	0,09	0,12	-0,98	0,25	4,83	-0,98	0,05	-2,59	-0,84
RB011	GRA	B	2,66%	-6,40	-0,68	0,10	-5,25	-0,91	0,25	-3,66	-0,44	0,02	-2,07	-0,96	0,40	1,43	-0,96	0,17	5,80	-0,93	0,06	-2,26	-0,91
RB023	GRA	B	2,55%	-3,96	-0,88	0,12	-0,82	-0,93	0,35	1,36	0,01	0,01	2,85	-0,94	0,42	5,84	-0,83	0,09	8,88	-0,94	0,01	1,05	-0,91
RB167	GRA	B	3,56%	-6,14	-0,67	0,07	-5,55	-0,32	0,10	-3,20	-0,66	0,09	-1,51	-0,90	0,34	1,89	-0,95	0,34	6,29	-0,92	0,05	-0,86	-0,82
RB208	GRA	B	1,31%	-7,39	-0,67	0,34	-3,78	-0,94	0,38	-3,61	-0,69	0,03	-0,91	-0,97	0,52	2,07	-0,91	0,21	4,73	-0,98	0,06	-1,00	-0,92
RB008	GRA	C	1,80%	-7,10	-0,91	0,34	-5,52	-0,59	0,11	-3,57	-0,32	0,03	-2,79	-0,93	0,38	0,59	-0,98	0,25	6,43	-0,94	0,02	-3,56	-0,92
RB031	GRC	C	2,68%	-6,83	-0,90	0,16	-5,52	-0,59	0,11	-3,57	-0,32	0,03	-2,79	-0,93	0,38	0,59	-0,98	0,25	5,11	-0,90	0,07	-2,33	-0,88
RB056	GRA	C	2,25%	-7,37	-0,70	0,24	-5,82	-0,83	0,13	-3,81	-0,97	0,31	-3,56	-0,67	0,06	-0,16	-0,96	0,16	3,51	-0,97	0,10	-3,58	-0,87
RB085	GRC	C	2,04%	-6,73	-0,07	0,02	-5,91	-0,89	0,45	-3,39	-0,75	0,19	-1,17	-0,92	0,19	1,83	-0,96	0,13	5,75	-0,96	0,02	-3,27	-0,86
RB097	GRA	C	1,74%	-7,47	-0,48	0,04	-5,28	-0,89	0,30	-3,50	-0,66	0,08	-1,26	-0,96	0,41	2,65	-0,92	0,11	5,80	-0,94	0,06	-2,05	-0,89
RB306	GRA	C	2,20%	-7,51	-0,48	0,14	-5,50	-0,50	0,08	-3,43	-0,72	0,15	-0,82	-0,96	0,45	2,55	-0,88	0,10	5,37	-0,97	0,10	-1,56	-0,82
RB066	GRA	D	2,85%	-7,65	0,02	0,05	-7,21	-0,89	0,46	-5,94	-0,95	0,23	-3,41	-0,60	0,05	-1,57	-0,95	0,15	3,31	-0,99	0,06	-5,26	-0,86
RB066	GRB	D	2,47%	-5,87	-0,89	0,44	-5,44	0,01	0,03	-3,62	-0,28	0,02	-3,03	-0,91	0,26	-0,92	-0,94	0,18	4,02	-0,98	0,06	-3,54	-0,87
RB243	GRC	D	3,38%	-6,03	-0,80	0,15	-5,52	-0,43	0,12	-3,15	-0,80	0,11	-1,57	-0,96	0,43	1,65	-0,85	0,15	4,27	-0,97	0,15	-1,90	-0,85
RB286	GRA	D	2,58%	-6,40	-0,68	0,14	-5,49	-0,56	0,22	-3,47	-0,62	0,18	-2,14	-0,87	0,21	-0,14	-0,93	0,12	3,26	-0,98	0,12	-2,84	-0,75
RB031	GRA	E	3,40%	-7,15	-0,63	0,04	-6,52	-0,03	0,02	-3,81	-0,91	0,65	-1,08	-0,84	0,12	1,86	-0,96	0,14	6,35	-0,96	0,02	-2,63	-0,88
RB031	GRB	E	4,38%	-6,49	-0,84	0,10	-5,60	-0,22	0,03	-3,20	-0,81	0,37	-1,17	-0,89	0,23	1,95	-0,95	0,21	5,61	-0,97	0,06	-1,56	-0,85
RB001	GRA	E	2,81%	-6,21	-0,91	0,38	-3,49	-0,83	0,25	-1,82	-0,98	0,25	-1,28	-0,85	0,07	3,00	-0,91	0,03	5,75	-0,96	0,02	-3,50	-0,90
RB001	GRB	E	3,64%	-6,18	-0,92	0,26	-3,57	-0,60	0,15	-2,91	-0,99	0,17	-2,00	-0,95	0,27	1,77	-0,96	0,10	4,86	-0,97	0,05	-2,74	-0,90
RB001	GRC	E	3,74%	-6,17	-0,79	0,31	-5,30	0,28	0,02	-3,59	0,01	0,03	-2,95	-0,90	0,29	-0,80	-0,96	0,17	2,51	-0,97	0,16	-2,80	-0,82
RB111	GRA	E	2,11%	-5,55	-0,90	0,29	-3,41	-0,80	0,27	-1,08	-0,57	0,02	-1,08	-0,93	0,21	1,58	-0,95	0,13	5,12	-0,97	0,08	-2,15	-0,88
RB066	GRC	F	2,69%	-7,29	-0,79	0,04	-3,54	-0,95	0,25	-0,43	-0,95	0,24	2,56	-0,92	0,36	5,99	-0,94	0,10	9,54	-0,40	0,01	0,35	-0,93
RB170	GRA	F	4,17%	-5,72	-0,85	0,10	-0,08	-0,97	0,28	0,77	-0,75	0,03	2,83	-0,86	0,44	5,64	-0,66	0,09	7,00	-0,92	0,06	1,54	-0,87
RB233	GRB	F	3,00%	-6,48	-0,89	0,40	-5,55	0,02	0,01	-3,38	-0,64	0,11	-2,05	-0,84	0,07	0,36	-0,97	0,32	3,86	-0,98	0,08	-2,78	-0,88

Tableau 4.3 Synthèse des résultats de la modélisation des données granulométriques du FBE du Chimborazo. RES : résidu ; Disp : dispersion ; Fract : fraction. Dans la colonne Mode, les modes mis en gras correspondent aux modes majeurs de la modélisation représentant plus de 25% des données.

4.2.1.3 Analyse des formes, des imbrications et des textures de surface des clastes

Forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m²

Nous avons mesuré les trois dimensions (L_p , W_p et T_p) des dix plus gros clastes dans 31 fenêtres 1 m². Ces données nous ont permis de calculer les paramètres de forme de chaque particule (c.f. 2.2.5.1). Les valeurs moyennes des dimensions et des paramètres de forme ainsi que leur écart type sont présentés dans le tableau 4.4. Ces résultats mettent en évidence une variation assez grande des dimensions des particules dans les différents blocs du DAD du Chimborazo mais leur forme semble être beaucoup plus homogène. La différence entre les mesures réalisées dans deux blocs différents n'est pas toujours supérieure à celles réalisées dans un même bloc (e.g. RB001 GRA, B et C). La comparaison entre la distance parcourue et les paramètres de forme (fig. 4.14) montre qu'il n'y a pas d'évolution significative de la forme des clastes entre 13 et 38 km. Il faut aussi noter qu'il y a très peu de différence entre les clastes de laves et les clastes de dépôts pyroclastiques sauf peut-être sur le rapport d'aplatissement qui témoignerait d'un aplatissement moins grand pour ces derniers.

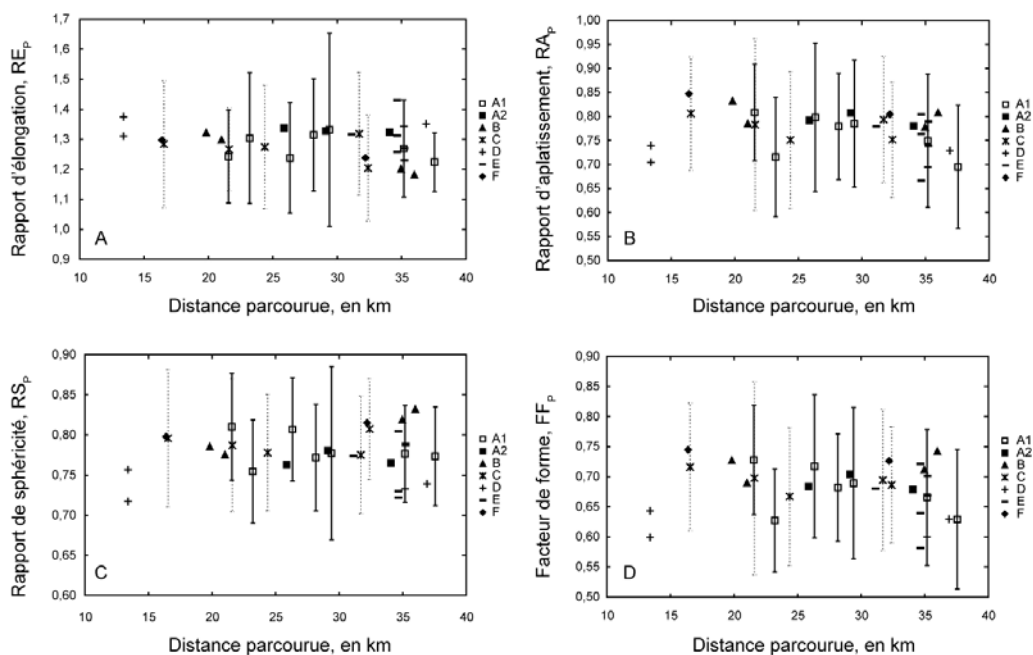


Figure 4.14 Représentation graphique de la valeur moyenne des paramètres de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m² du FBE du DAD du Chimborazo. Les barres d'écart type ont été ajoutées uniquement pour les groupes [A1] (en plein) et [C] (en pointillé).

Echantillon	Distance parcourue estimée	Groupe	Longueur		Largeur		Epaisseur		Rapport d'élongation		Rapport d'aplatissement		Rapport de sphéricité		Facteur de forme	
			Lp moy (cm)	σ _{Lp}	Wp moy (cm)	σ _{Wp}	Tp moy (cm)	σ _{Tp}	REp moy	σ _{REp}	RAp moy	σ _{RAp}	RSp moy	σ _{RSp}	FFp moy	σ _{FFp}
RB152 GRA	26,3	A1	13,40	3,53	11,00	3,08	8,55	2,39	1,238	0,184	0,798	0,155	0,807	0,065	0,717	0,119
RB179 GRA	29,4	A1	16,75	3,35	13,15	3,93	10,25	3,11	1,332	0,322	0,785	0,132	0,777	0,108	0,689	0,125
RB185 GRA	28,2	A1	14,45	3,20	11,05	2,25	8,50	1,62	1,315	0,187	0,779	0,111	0,772	0,066	0,682	0,089
RB200 GRA	23,2	A1	16,60	4,95	13,10	5,02	9,10	2,78	1,304	0,218	0,715	0,124	0,755	0,064	0,627	0,086
RB229 GRA	21,6	A1	15,85	5,25	12,90	4,36	10,45	3,85	1,242	0,155	0,808	0,101	0,810	0,067	0,728	0,091
RB243 GRA	35,2	A1	15,25	7,25	12,05	5,72	9,40	5,93	1,269	0,162	0,749	0,139	0,777	0,060	0,666	0,113
RB269 GRB	37,6	A1	11,50	1,47	9,45	1,38	6,55	1,44	1,224	0,098	0,695	0,128	0,774	0,062	0,629	0,116
RB044 GRA	34,1	A2	13,45	3,55	10,50	3,56	7,80	2,10	1,324	0,186	0,780	0,163	0,765	0,071	0,679	0,133
RB120 GRA	29,1	A2	15,35	3,49	11,95	3,65	9,55	2,98	1,328	0,276	0,808	0,129	0,781	0,079	0,704	0,091
RB154 GRB	25,9	A2	12,60	4,56	9,40	3,13	7,35	2,30	1,338	0,153	0,792	0,123	0,763	0,040	0,683	0,085
RB011 GRA	36,0	B	11,30	3,39	9,50	2,35	7,65	2,46	1,182	0,138	0,808	0,168	0,832	0,060	0,742	0,142
RB023 GRA	35,0	B	11,65	5,45	9,70	3,95	7,50	3,21	1,202	0,188	0,778	0,124	0,819	0,074	0,712	0,107
RB167 GRA	19,8	B	7,15	2,20	5,45	1,59	4,55	1,66	1,322	0,180	0,832	0,132	0,785	0,082	0,727	0,116
RB208 GRA	21,0	B	14,90	4,33	11,35	2,48	9,00	2,84	1,298	0,146	0,785	0,146	0,775	0,061	0,690	0,125
RB008 GRA	32,4	C	14,60	7,88	11,90	5,39	8,80	4,04	1,204	0,177	0,752	0,120	0,807	0,063	0,686	0,097
RB056 GRA	31,7	C	14,40	4,30	10,95	2,89	8,60	2,29	1,318	0,204	0,793	0,132	0,775	0,073	0,694	0,118
RB085 GRC	24,4	C	13,60	5,18	10,85	4,16	7,90	2,45	1,274	0,205	0,751	0,142	0,778	0,072	0,667	0,114
RB097 GRA	16,5	C	12,45	2,42	9,90	2,23	7,90	1,81	1,284	0,212	0,806	0,118	0,796	0,086	0,716	0,106
RB306 GRA	21,6	C	16,05	5,57	13,05	5,55	10,35	4,86	1,267	0,138	0,783	0,179	0,787	0,083	0,698	0,161
RB066 GRA	13,4	D	15,30	2,84	12,15	3,78	8,55	1,77	1,311	0,226	0,740	0,163	0,757	0,051	0,643	0,106
RB066 GRB	13,4	D	14,20	3,69	10,50	2,96	7,25	2,65	1,375	0,186	0,704	0,195	0,717	0,067	0,599	0,151
RB243 GRC	35,2	D	12,75	3,25	9,50	1,47	6,60	1,97	1,343	0,261	0,694	0,169	0,733	0,084	0,600	0,130
RB286 GRA	36,9	D	12,25	1,64	9,20	1,48	6,60	1,45	1,351	0,201	0,729	0,183	0,739	0,084	0,629	0,153
RB001 GRA	34,7	E	18,70	4,03	14,50	3,95	9,50	2,40	1,313	0,160	0,666	0,114	0,730	0,049	0,582	0,087
RB001 GRB	34,7	E	17,60	4,97	12,40	3,44	9,45	2,94	1,430	0,155	0,764	0,095	0,722	0,050	0,639	0,074
RB001 GRC	34,7	E	14,95	5,50	11,80	2,94	9,30	1,69	1,258	0,195	0,804	0,112	0,805	0,079	0,721	0,102
RB031 GRA	35,2	E	11,25	2,08	9,15	1,58	6,75	1,78	1,230	0,095	0,739	0,151	0,787	0,080	0,669	0,147
RB031 GRB	35,2	E	14,55	4,06	11,45	3,13	8,90	2,88	1,270	0,164	0,789	0,177	0,789	0,074	0,701	0,145
RB111 GRA	31,1	E	10,35	2,73	8,10	2,65	6,10	1,24	1,317	0,239	0,779	0,114	0,774	0,070	0,680	0,065
RB170 GRA	16,4	F	5,97	1,71	4,62	1,19	3,85	0,91	1,297	0,176	0,847	0,156	0,798	0,066	0,745	0,128
RB233 GRB	32,2	F	16,85	5,25	13,75	4,12	10,90	2,88	1,238	0,224	0,804	0,095	0,815	0,075	0,726	0,069

Tableau 4.4 Synthèse des résultats de l'étude de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m² du FBE du DAD du Chimborazo. σ : écart type des valeurs. Ce tableau synthétise 930 mesures sur 310 clastes de 31 échantillons.

Imbrication partielle des clastes dans les fenêtres 1 m²

L'analyse des fenêtres 1 m² permet d'avoir une information 2D sur l'imbrication des clastes. L'analyse brute donne des valeurs très variables d'angle d'imbrication des clastes. Pour ne pas prendre en compte les clastes ayant une forme trop cubique ou sphérique dont l'angle d'imbrication ne serait pas significatif, nous utilisons un filtre basé sur le rapport d'aspect de la particule (grand diamètre/petit diamètre) (fig. 4.15). Les résultats de cette analyse sont représentés sous forme de diagrammes circulaires. Nous avons choisi trois sites pour cette étude. Il apparaît assez clairement une imbrication partielle des clastes dans les blocs du FBE du DAD du Chimborazo. Cette imbrication n'est cependant pas similaire en tout point d'un affleurement (fig. 4.16) ce qui indique qu'elle diffère de l'imbrication sédimentaire classique (type conglomérats). Nous interprétons cette imbrication partielle comme le résultat de la fracturation des blocs du DAD.

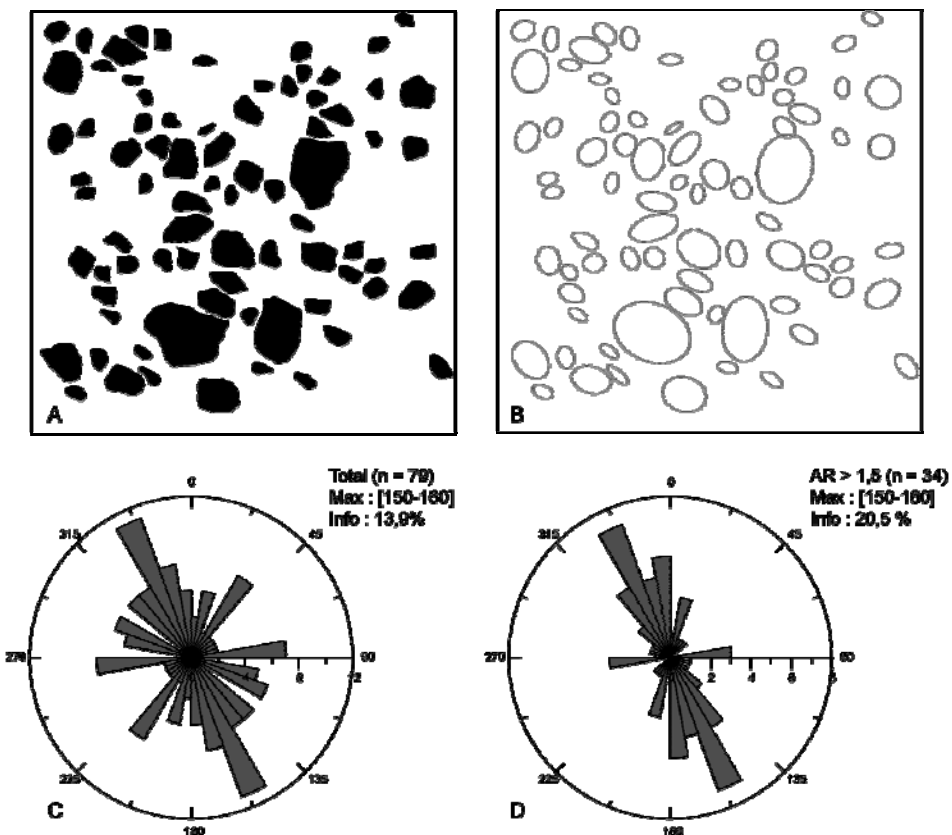


Figure 4.15 Exemple de traitement de l'imbrication partielle des clastes dans les blocs du FBE du DAD du Chimborazo (RB001 GRB). (A) dessin après traitement pour éviter les clastes aux bordures et les recouvrements ; (B) résultat de l'analyse par ImageJ ; (C) diagramme circulaire total ; (D) diagramme circulaire pour les clastes ayant un rapport d'aspect (AR) > 1,5. Info : part de l'information contenue dans le pic maximum.

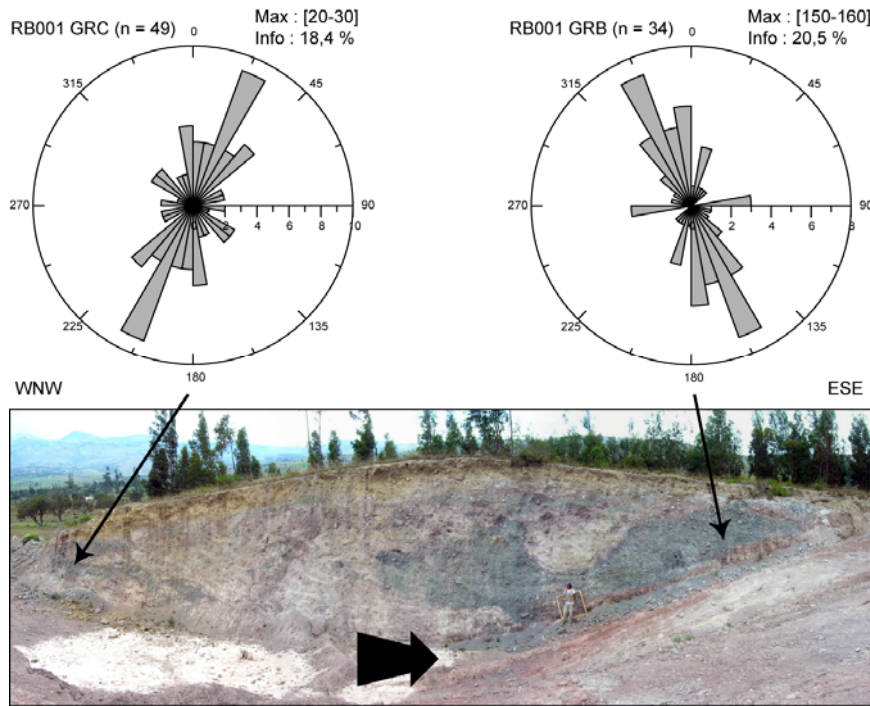


Figure 4.16 Imbrication partielle pour l'affleurement RB001. La flèche noire indique la direction locale d'écoulement de l'avalanche de débris.

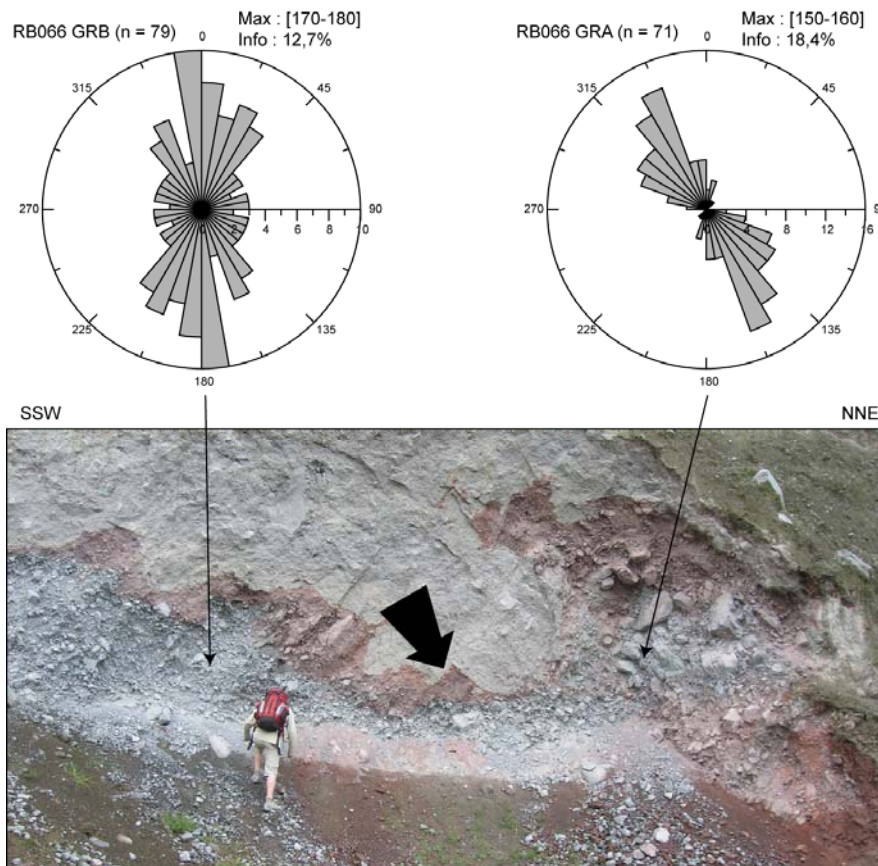


Figure 4.17 Imbrication partielle pour l'affleurement RB066. La flèche noire indique la direction locale d'écoulement de l'avalanche de débris.

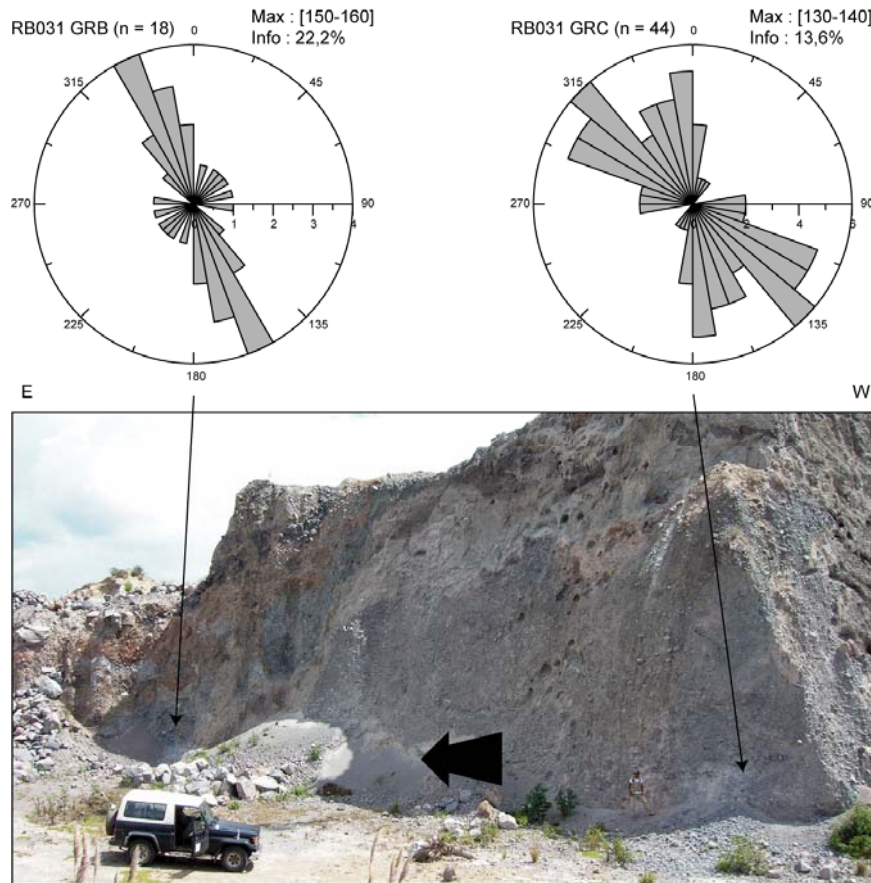


Figure 4.18 Imbrication partielle pour l’affleurement RB031. La flèche noire indique la direction locale d’écoulement de l’avalanche de débris.

Les imbrications avec pour valeurs 60° de pente sont récurrente sauf pour RB066 GRB. Ces résultats ainsi que les nombreuses structures observées dans le DAD du Chimborazo (c.f. 4.1) suggèrent que la fracturation à l’origine de cette imbrication peut être associée à la présence de failles normales dans l’écoulement. Dans les figures 4.16 et 4.18 les imbrications partielles suggèrent que ces failles normales sont perpendiculaires à la direction locale d’écoulement. Il faut modérer cette hypothèse car les informations sur l’imbrication ne sont qu’en deux dimensions cependant de telles structures ont été mises en évidence dans plusieurs études de DADs volcaniques (Belousov *et al.*, 1999; Shea and van Wyk de Vries, 2008). Dans l’étude des structures de DADs non volcaniques de Pollet and Schneider (2004) de telles imbrications signalent la présence de discontinuités secondaires associées à des plans de glissement majeurs subhorizontaux. Dans les affleurements présentés du DAD du Chimborazo il n’apparaît pas de plans de glissement majeurs mais cette hypothèse n’est pas totalement exclue car de telles discontinuités on été observés dans d’autre parties du dépôt (c.f. 4.1).

Forme des grains à la binoculaire

La forme des grains est déterminée à la loupe binoculaire à l'aide de la charte visuelle de Krumbein and Sloss (1963). Nous avons analysé la forme des grains au refus à 2 ϕ (entre 250 et 500 μm) des 33 échantillons du FBE du DAD du Chimborazo en différenciant les lithiques des minéraux libres (tableau 4.5). Les résultats de cette analyse sont surprenants car la forme des grains est d'une grande homogénéité. La nature des grains (lithiques ou minéraux libres) et leur l'origine (laves ou dépôts pyroclastiques) ne semble pas influencer sur leur forme (fig. 4.19). Selon cette analyse, les grains du FBE sont légèrement sphériques mais peu arrondis. Il n'apparaît pas d'évolution significative de la forme des grains en fonction de la distance parcourue. La validité de ces observations, basées sur une charte visuelle, peut être remise en question car elles ne reposent pas sur des mesures mais sur des estimations. Malgré cela, la similitude avec les observations réalisées sur les 10 plus grands clastes des fenêtres 1 m^2 tend à les valider.

Echantillon	Distance parcourue estimée	Groupe	Lithiques			Minéraux libres		
			Sphéricité S_{PL}	Arrondi R_{PL}	Régularité P_{PL}	Sphéricité S_{PMx}	Arrondi R_{PMx}	Régularité P_{PMx}
RB152 GRA	26,3	A1	0,607	0,447	0,527	0,620	0,427	0,523
RB179 GRA	29,4	A1	0,593	0,420	0,507	0,620	0,427	0,523
RB185 GRA	28,2	A1	0,609	0,391	0,500	0,547	0,407	0,477
RB200 GRA	23,2	A1	0,627	0,447	0,537	0,613	0,453	0,533
RB229 GRA	21,6	A1	0,613	0,500	0,557	0,587	0,440	0,513
RB243 GRA	35,2	A1	0,647	0,447	0,547	0,647	0,433	0,540
RB269 GRB	37,6	A1	0,567	0,447	0,507	0,600	0,427	0,513
RB044 GRA	34,1	A2	0,607	0,447	0,527	0,640	0,387	0,513
RB120 GRA	29,1	A2	0,613	0,427	0,520	0,580	0,380	0,480
RB154 GRB	25,9	A2	0,573	0,400	0,487	0,553	0,327	0,440
RB011 GRA	36,0	B	0,560	0,400	0,480	0,647	0,367	0,507
RB023 GRA	35,0	B	0,647	0,413	0,530	0,660	0,420	0,540
RB167 GRA	19,8	B	0,633	0,393	0,513	0,653	0,420	0,537
RB208 GRA	21,0	B	0,620	0,453	0,537	0,527	0,393	0,460
RB008 GRA	32,4	C	0,587	0,353	0,470	0,547	0,327	0,437
RB031 GRC	35,2	C	0,613	0,447	0,530	0,627	0,413	0,520
RB056 GRA	31,7	C	0,633	0,407	0,520	0,593	0,427	0,510
RB085 GRC	24,4	C	0,600	0,427	0,513	0,593	0,400	0,497
RB097 GRA	16,5	C	0,593	0,427	0,510	0,540	0,400	0,470
RB306 GRA	21,6	C	0,593	0,413	0,503	0,620	0,427	0,523
RB066 GRA	13,4	D	0,600	0,413	0,507	0,680	0,467	0,573
RB066 GRB	13,4	D	0,573	0,367	0,470	0,633	0,373	0,503
RB243 GRC	35,2	D	0,660	0,440	0,550	0,607	0,393	0,500
RB286 GRA	36,9	D	0,567	0,440	0,503	0,571	0,410	0,490
RB031 GRA	35,2	E	0,580	0,374	0,477	0,533	0,380	0,457
RB031 GRB	35,2	E	0,587	0,413	0,500	0,607	0,407	0,507
RB001 GRA	34,7	E	0,620	0,400	0,510	0,620	0,360	0,490
RB001 GRB	34,7	E	0,533	0,407	0,470	0,627	0,320	0,473
RB001 GRC	34,7	E	0,613	0,360	0,487	0,580	0,293	0,437
RB111 GRA	31,1	E	0,567	0,427	0,497	0,580	0,413	0,497
RB066 GRC	13,4	F	0,653	0,453	0,553	0,580	0,440	0,510
RB170 GRA	16,4	F	0,560	0,393	0,477	0,553	0,420	0,487
RB233 GRB	32,2	F	0,600	0,353	0,477	0,567	0,353	0,460
Moyenne			0,601	0,417	0,509	0,599	0,398	0,498
Ecart type			0,030	0,033	0,025	0,040	0,040	0,032

Tableau 4.5 Synthèse des mesures de sphéricité et d'arrondi sur les grains (au refus à 2 ϕ) du FBE du DAD du Chimborazo. Ce tableau résume l'observation de 1980 grains pour 33 échantillons.

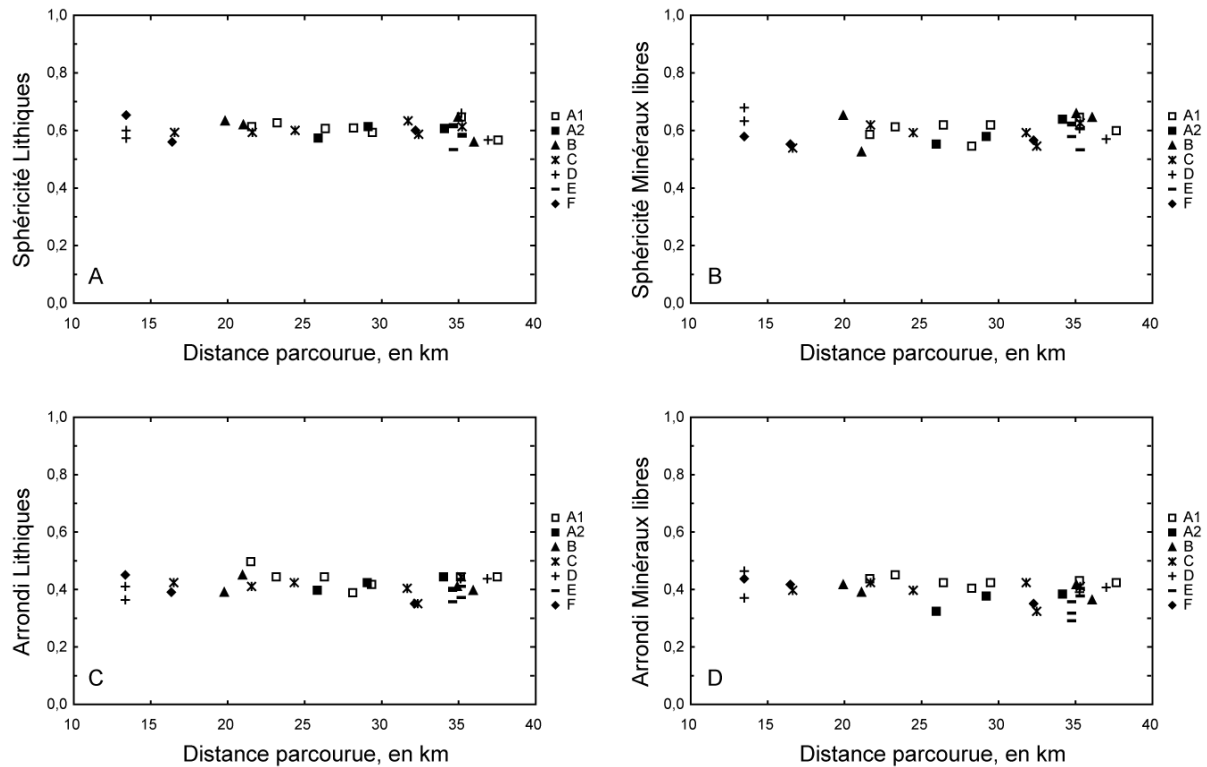


Figure 4.19 Diagramme représentant les paramètres de forme des grains (lithiques et minéraux libres) au refus de 2ϕ en fonction de la distance parcourue des échantillons du FBE du DAD du Chimborazo.

Texture de surface des grains au Microscope Electronique à Balayage (MEB)

Deux tailles de grains ont été observées au MEB en utilisant la méthode de Komorowski et al. (1991) : 0,5-1 mm et 31,5-63 μm . L'objectif de cette étude est d'identifier les textures de surface de ces grains et leur signification. L'aspect de surface des grains du FBE est associé à trois causes principales :

- La forme minéralogique des grains (fig. 4.20A). Cela apparaît surtout dans les fractions fines et pour les minéraux libres. Certains lithiques avec de gros minéraux libre ont une partie de leur surface avec cet aspect.
- La vésicularité des grains (fig. 4.20B et C). Cet aspect de surface est présent surtout dans les échantillons de blocs de dépôts pyroclastiques et est rarement développé dans les clastes de laves.
- La fracturation des grains (fig. 4.20D). C'est l'aspect de surface le plus courant autant pour les lithiques que pour les minéraux libres.

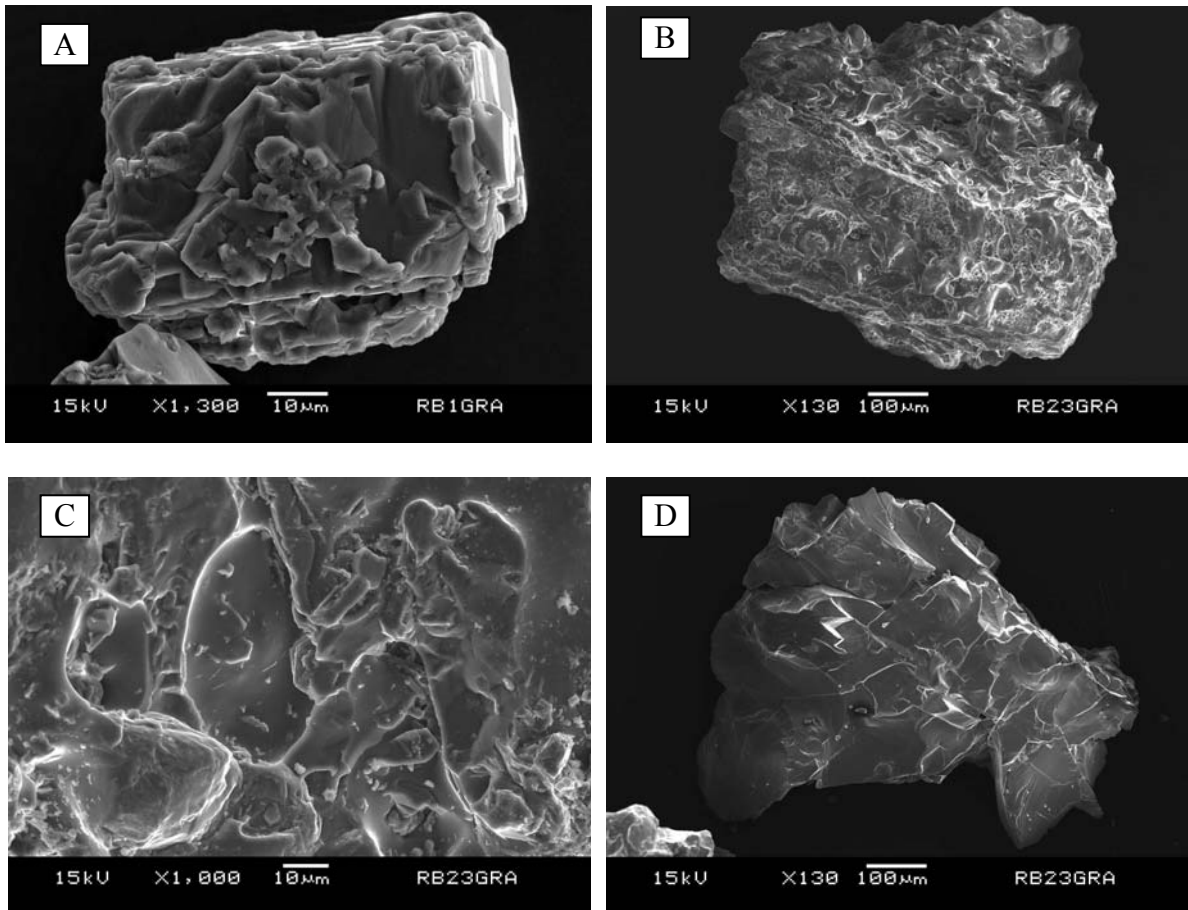


Figure 4.20 Images MEB des grains du FBE du DAD du Chimborazo. (A) Plagioclase bien formé, (B) et (C) lithiques vésiculés dans un échantillon de dépôt pyroclastique, (D) Plagioclase fracturé.

Les fractures de type microcracks (Komorowski *et al.*, 1991; Belousov *et al.*, 1999) ont été observé dans les échantillons de dépôts pyroclastiques et de lave (fig. 4.21A et B). Certaines de ces fractures montrent clairement un déplacement (fig. 4.21B) laissant des vides de plus de 2 µm de large pour 5-10 µm de long. Ces fractures suivent souvent les faces ou les clivages des minéraux et se propagent parfois à partir d'un point central. Ces fractures sont similaires à celles visibles à l'échelle de l'affleurement (jigsaw cracking). Une fracturation de type hackly (la surface du grain est finement fracturée et forme des sorte d'écaillés de poisson ou de feuillet) semble avoir été identifiée sur de nombreux grains surtout dans les échantillons de lave autant en région proximale qu'en région distale (fig. 4.22A, B, C et D). Cependant cette texture n'a été observée que sur les lithiques et jamais sur les minéraux libres ce qui diffère de l'étude de Komorowski et al. (1991). De plus cette texture fréquente sur les clastes de 0,5-1 mm n'apparaît pas dans les fractions fines de 31,5-63 µm. Ensuite lors de la présence de grands minéraux dans les lithiques, ceux-ci ne sont pas affecté par une telle fracturation et la limite entre les deux parties du grain est d'autant plus visible (fig. 4.22A).

Ces observations suggèrent que les minéraux libres ont une réaction différente à la contrainte, à l'abrasion ou aux impacts que les lithiques. Cependant nous n'expliquons pas les différences observées avec l'étude de Komorowski et al. (1991).

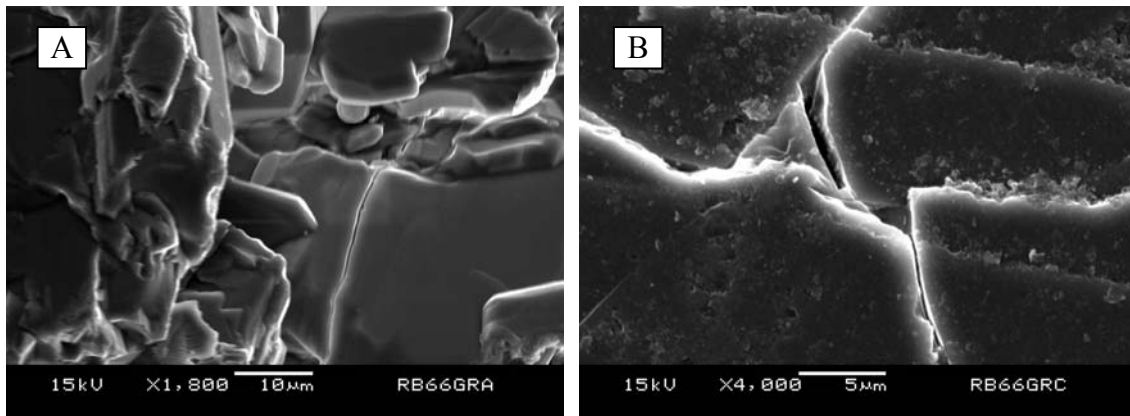


Figure 4.21 Images MEB montrant des microcracks dans (A) un lithique de l'échantillon RB066 GRA (lave) et (B) dans un plagioclase calcique de l'échantillon RB066 GRC (dépôt pyroclastique).

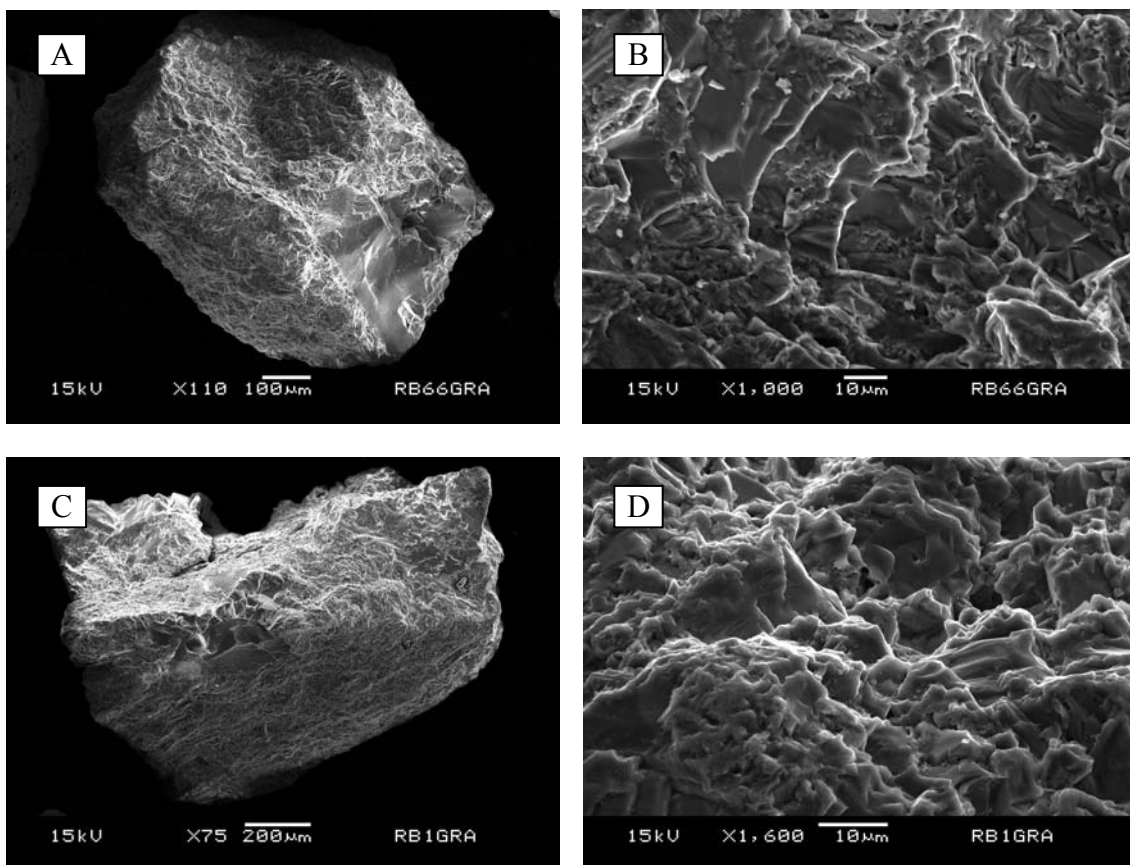


Figure 4.22 Images MEB de texture de surface type hackly. (A) et (B) lithique de l'échantillon RB066 GRA à 13 km de la source. (C) et (D) lithique de l'échantillon RB001 à 37 km de la source. (A) La partie en bas à droite du lithique correspond à un phénocristal de pyroxène sans texture hackly. (B) la texture en écaille de poisson ou feuillet est bien visible.

D'autres types de fractures courbées ou en escalier sont parfois associées aux grandes fractures conchoïdales qui affectent les minéraux libres (fig. 4.23 A et B).

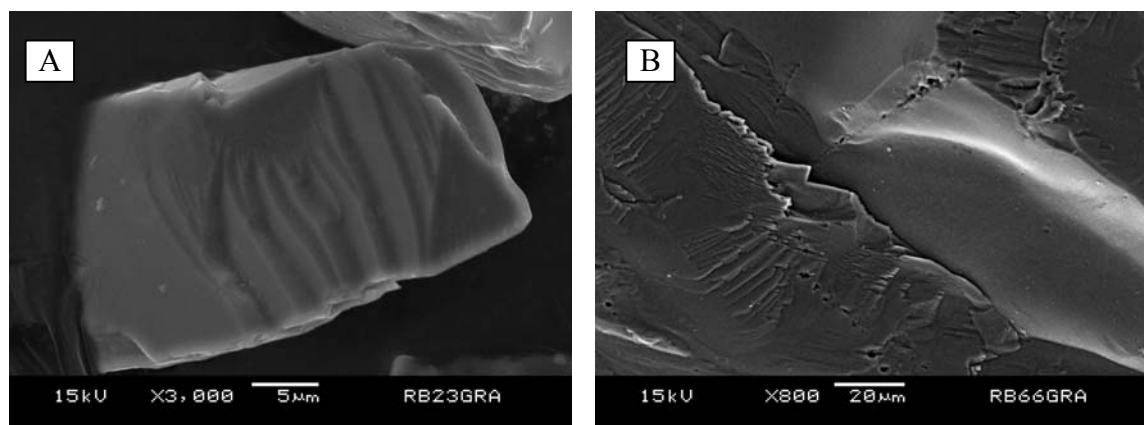


Figure 4.23 Images MEB de fractures courbées ou en escalier dans (A) un pyroxène de l'échantillon RB023 GRA (dépôt pyroclastique) et (B) un pyroxène de l'échantillon RB066 GRA (lave).

4.2.2 Étude du faciès mélangé

Le faciès mélangé (FM) est présent sporadiquement dans les régions proximales et médianes mais devient abondant dans la région distale. L'échantillonnage a été réalisé de sorte à avoir une bonne représentation de chaque région du DAD du Chimborazo (fig. 4.21). Cependant, plusieurs échantillons n'étaient pas suffisamment indurés pour subir l'analyse granulométrique (5 échantillons) ce qui réduit la représentativité de cette étude. Nous avons remarqué que les échantillons les moins indurés correspondent à la partie interne du dépôt (RB154 GRA, RB058 GRA et RB009 GRA) ce qui témoigne peut-être d'une circulation de fluide moins importante dans cette partie que dans les zones marginales (proches des Ríos Chibunga et Guano).

Du fait de l'induration partielle à forte du FM, il n'est pas possible d'utiliser les mêmes méthodes d'analyse que pour le FBE. La méthode d'analyse granulométrique réalisée sur ce faciès est similaire à celle utilisée dans l'étude de la séquence épicyclastique de Perrier (c.f. 2.2.4 et 3.1.4). La forme des dix plus grands clastes dans les fenêtres 1 m² est étudiée par la même méthode que pour le FBE.

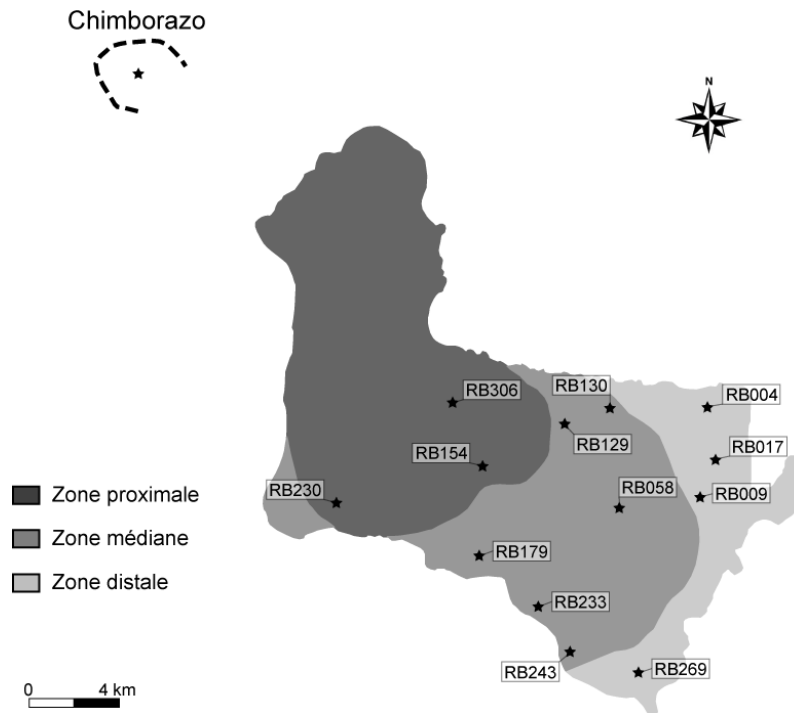


Figure 4.24 Localisation des échantillons de faciès mélangé sur la carte du DAD du Chimborazo.

4.2.2.1 Analyse granulométrique

Nous avons réalisé l'analyse granulométrique de 8 fenêtres 1 m^2 et 10 cm^2 dans le FM du DAD du Chimborazo. Dans cette étude, faire la différence entre le matériel provenant de la source et le matériel incorporé dans l'écoulement est compliqué car tous sont d'origine volcanique. Les clastes d'andésite sub-anguleux et les blocs cataclasés d'andésites sont considérés comme issus de l'édifice source tandis que les galets, les blocs de cendre et de cangahua (dépôt de cendre sur terrain périglaciaire typique d'Équateur et de Colombie) sont regardés comme incorporés pendant l'écoulement. Nous estimons que les proportions obtenues ne sont pas strictement représentatives du FM car, contrairement à l'étude de la séquence épicyclastique de Perrier, nous n'avons pas reproduit l'échantillonnage de ce faciès pour un même affleurement. L'étude des dépôts de Perrier a notamment permis de mettre en évidence la forte variation verticale de la proportion d'éléments du substratum.

Les résultats de cette analyse montrent une très grande variation autant dans les proportions de chaque classe granulométrique que dans les proportions estimées de matériel issu de l'édifice source ou du substratum. La proportion de matériel fin varie entre 70 et 90

vol.%. Il apparaît que la part de matériel provenant de l'édifice source (entre 50 et 90 vol.%) soit toujours supérieure à celle du substratum (entre 10 et 50 vol.%) dans les fractions de blocs et de graviers. Ces résultats contrastes avec ceux de la précédente étude (Bernard et al., 2008). Néanmoins ces proportions ne représentent pas directement la composition de l'ensemble FM car le matériel fin (Sable + Silt + Argile) représente la grande majorité du dépôt. La faible augmentation de la proportion de matériel fin corrélée avec la distance suggère l'incorporation de substratum granulaire fin (cendres volcaniques et dépôts fluviatiles fins) pendant l'écoulement plutôt que la fragmentation (fig. 4.26A). Cependant, il n'apparaît pas de corrélation entre la composition du FM ($\phi > -1 \phi$) et la distance parcourue (fig.4.26B). L'interprétation de ces résultats doit être modérer car la représentativité de ces données est faible par rapport à l'ensemble du dépôt.

Echantillon	Distance au volcan	Distance parcourue estimée	Blocs > -5 ϕ (64 mm)			Gravier -5 ϕ > -1 ϕ			Sable + Silt + Argile < -1 ϕ	% FBV	% Substratum
			Blocs FBV	Blocs Substratum	Blocs Total	Gravier FBV	Gravier Substratum	Gravier Total			
RB004 GRB	29,3	33,8	2,4%	2,3%	4,7%	12,2%	2,5%	14,0%	81,3%	65,1%	34,9%
RB130 GRA	25,6	28,8	8,4%	0,8%	9,1%	14,1%	1,8%	14,4%	76,4%	86,1%	13,9%
RB179 GRB	26,0	29,4	4,7%	2,5%	7,2%	7,7%	4,1%	11,0%	81,9%	63,0%	37,0%
RB230 GRA	21,3	23,1	2,1%	2,1%	4,3%	8,5%	1,0%	9,1%	86,7%	68,1%	31,9%
RB233 GRA	29,4	32,2	3,4%	2,5%	5,9%	8,7%	0,9%	9,0%	85,1%	71,2%	28,8%
RB243 GRB	31,9	35,2	5,7%	0,9%	6,6%	5,5%	0,3%	5,4%	87,9%	87,0%	13,0%
RB269 GRA	34,5	37,6	5,0%	4,6%	9,6%	9,7%	1,7%	10,3%	80,1%	64,4%	35,6%
RB306 GRB	19,2	21,6	1,0%	0,3%	1,4%	9,9%	20,1%	29,6%	69,1%	53,7%	46,3%

Tableau 4.6 Données granulométriques du FM du DAD du Chimborazo. Gravier Total correspond à (Gravier FBE + Gravier Substratum) * (1 – Blocs Total).

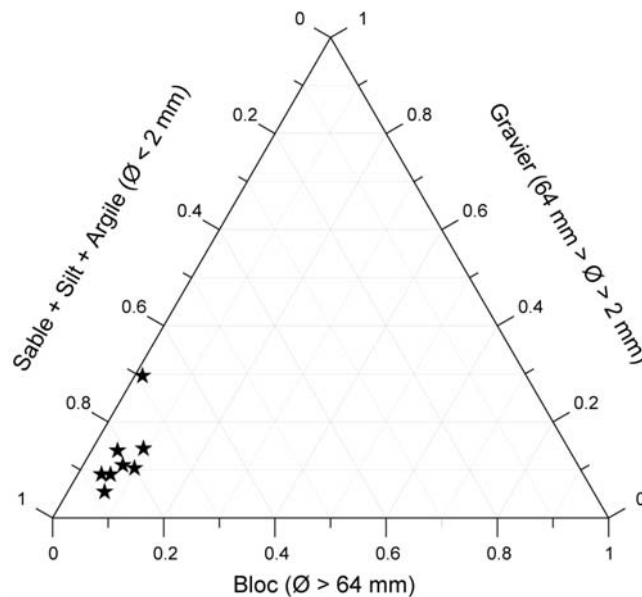


Figure 4.25 Diagramme ternaire représentant les résultats de l'analyse granulométrique du FM du DAD du Chimborazo. La part de blocs ($\phi > -5 \phi$ ou 64 mm), la part de gravier ($-1 \phi < \phi < -5 \phi$) et la part de sable + silt + argile ($\phi < -1 \phi$ ou 2 mm).

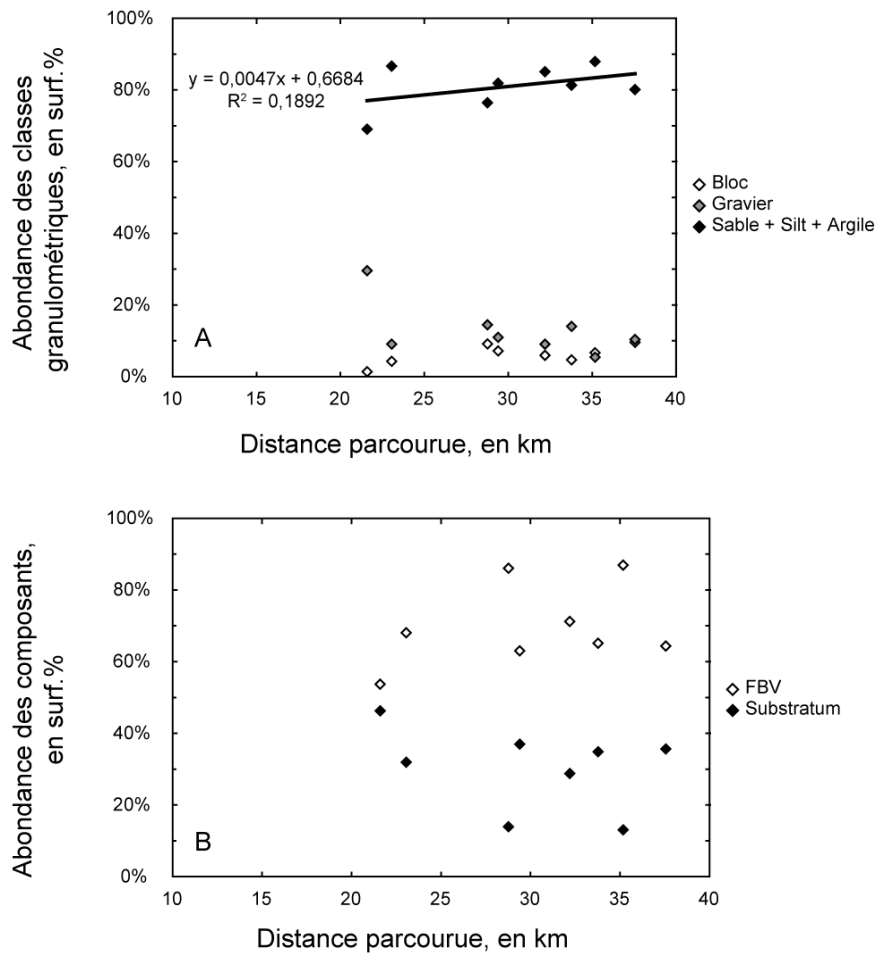


Figure 4.26 Abondance (A) des classes granulométriques et (B) des composants du FM en fonction de la distance parcourue.

4.2.2.2 Forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m²

Nous avons mesuré les trois dimensions (L_p , W_p et T_p) des dix plus gros clastes dans 14 fenêtres 1 m² du FM du DAD du Chimborazo. Ces données nous ont permis de calculer le rapport d'élongation (RE_p), le rapport d'aplatissement (RA_p), le rapport de sphéricité (RS_p) et le facteur de forme (FF_p) de chaque particule (c.f. 2.2.5.1). Les valeurs moyennes des dimensions et des paramètres de forme ainsi que leur écart type sont présentés dans le tableau 4.7. Ces résultats mettent en évidence la taille réduite des particules dans le FM du DAD du Chimborazo avec cependant des écarts types assez importants. La forme des particules est assez homogène mais avec de grandes variations. La comparaison entre la distance parcourue et les paramètres de forme (fig. 4.27) montre qu'il n'y a pas d'évolution significative de la forme des clastes entre 21 et 38 km.

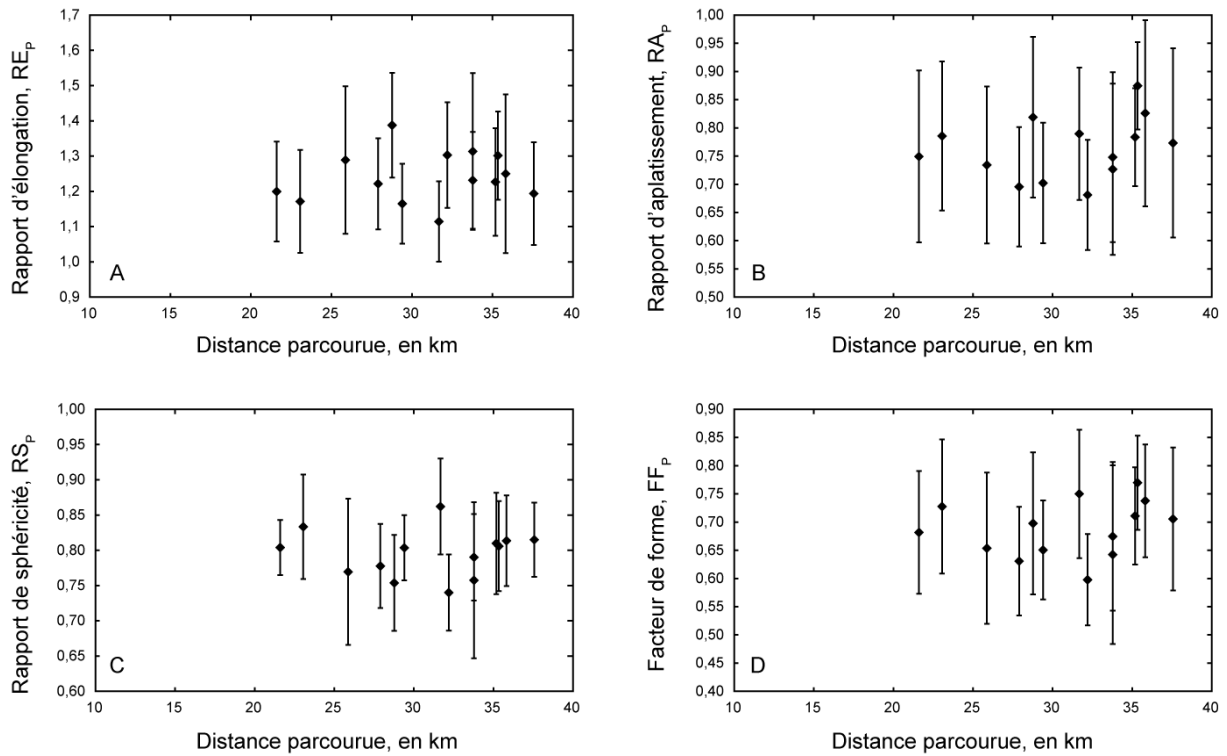


Figure 4.27 Représentation graphique de la valeur moyenne des paramètres de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m² du FM du DAD du Chimborazo. Les barres d'erreur correspondent aux écarts types.

Note : nous n'avons pas réalisé d'analyse des imbrications partielle des clastes car les fenêtres 1 m² du FM montrent trop peu de clastes pour faire une analyse statistiques en utilisant un rapport d'aspect > 1,5.

Echantillon	Distance parcourue estimée	Longueur		Largeur		Epaisseur		Rapport d'élongation		Rapport d'aplatissement		Rapport de sphéricité		Facteur de forme	
		L_P moy (cm)	σ_{Lp}	W_P moy (cm)	σ_{Wp}	T_P moy (cm)	σ_{Tp}	RE_P moy	σ_{REP}	RA_P moy	σ_{RAP}	RS_P moy	σ_{RSP}	FF_P moy	σ_{FFP}
RB004 GRA	33,8	9,00	3,61	6,89	2,59	4,70	0,89	1,313	0,222	0,727	0,152	0,758	0,111	0,642	0,158
RB004 GRB	33,8	11,45	6,11	9,40	5,20	6,70	3,18	1,231	0,137	0,748	0,151	0,790	0,061	0,675	0,132
RB009 GRA	35,3	9,60	2,94	7,55	2,75	6,60	2,40	1,301	0,125	0,875	0,078	0,806	0,064	0,770	0,084
RB017 GRA	35,8	15,06	5,06	12,11	3,79	10,11	3,86	1,250	0,225	0,826	0,165	0,814	0,064	0,738	0,100
RB058 GRA	31,7	7,55	3,68	6,65	2,93	5,20	2,24	1,114	0,114	0,789	0,117	0,862	0,068	0,750	0,114
RB129 GRA	27,9	10,15	3,21	8,30	2,41	5,70	1,53	1,221	0,130	0,696	0,106	0,778	0,060	0,631	0,096
RB130 GRA	28,8	11,50	9,93	8,20	6,52	6,60	4,80	1,388	0,149	0,819	0,143	0,754	0,068	0,698	0,126
RB154 GRA	25,9	11,20	2,66	8,90	2,81	6,40	2,00	1,289	0,209	0,734	0,139	0,769	0,104	0,654	0,134
RB179 GRB	29,4	10,30	4,81	8,90	4,23	6,15	2,94	1,165	0,113	0,702	0,107	0,804	0,046	0,651	0,088
RB230 GRA	23,1	10,30	1,93	8,80	1,38	6,80	0,92	1,171	0,146	0,786	0,132	0,833	0,074	0,728	0,119
RB233 GRA	32,2	13,20	6,77	10,35	6,25	7,00	3,99	1,303	0,150	0,681	0,098	0,740	0,054	0,598	0,081
RB243 GRB	36,2	10,45	2,05	8,70	2,39	6,85	2,11	1,227	0,153	0,783	0,087	0,810	0,072	0,711	0,086
RB269 GRA	37,6	10,80	1,57	9,10	1,26	7,00	1,62	1,194	0,146	0,773	0,168	0,815	0,053	0,706	0,127
RB306 GRB	21,6	9,20	5,95	7,50	4,06	5,90	4,18	1,199	0,142	0,749	0,152	0,804	0,039	0,682	0,109

Tableau 4.7 Synthèse des résultats de l'étude de forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m² du FM du DAD du Chimborazo. σ : écart type des valeurs. Ce tableau synthétise 420 mesures sur 140 clastes de 14 échantillons.

4.3 Principaux résultats de l'étude du DAD du Chimborazo

4.3.1 Dimensions et origine de l'évènement

L'effondrement sectoriel du volcan Chimborazo est daté entre 50 et 60 ka. Les informations cartographiques récupérées pour ce dépôt sont synthétisées dans le tableau 4.8. L'activité volcanique postérieure a presque entièrement masqué la cicatrice d'effondrement sectoriel. Les reliques de cette cicatrice suggèrent qu'elle avait un diamètre de plus de 3 km et une forme en fer à cheval. En considérant l'estimation du volume manquant, cette cicatrice devait avoir une forme en cuillère profondément enracinée en coupe. La cicatrice d'effondrement sectoriel du Chimborazo n'est pas un bon candidat pour l'étude statistique de ces morphologies car les résultats obtenus sont le fruit de multiples hypothèses difficilement satisfaisantes.

Le DAD du Chimborazo est partiellement recouvert de dépôts volcaniques, épivolcaniques et glaciaire dans la région amont. Une partie de ce dépôt est érodé dans la région aval notamment par les Ríos Chambo et Guano. Malgré cela, la cartographie du DAD permet d'estimer ses dimensions indiquant qu'il s'agit d'un dépôt détaché de sa source, relativement mince par rapport à son extension, légèrement allongé et sinueux. L'estimation de son volume fait du DAD du Chimborazo l'un des plus volumineux DADs continentaux (Siebert, 2002). Les informations relatives aux dimensions de ce dépôt sont d'une qualité suffisante pour être intégré dans une étude statistique en estimant une marge d'erreur réaliste de 5 à 10% sur les données.

L'analyse sédimentologique apporte un grand nombre d'information supplémentaire sur la composition du volcan avant l'effondrement sectoriel. L'étude lithologique et granulométrique permet d'identifier la nature des blocs issus de l'édifice source. La part non négligeable de roches de dôme dans le DAD mais absente du CH-I visible actuellement (essentiellement des coulées) suggère la présence de dômes sommitaux avant l'effondrement sectoriel. Il est alors probable que le changement de composition et de dynamisme éruptif du CH-I soit l'un des facteurs d'instabilité à cours ou long terme ayant abouti à l'effondrement

sectoriel. Les dépôts pyroclastiques fins interprétés comme issus d'éruptions phréatomagmatiques permettent de supposer que le volcan était recouvert d'une calotte de glace comme aujourd'hui. Ce paramètre a aussi une influence sur l'origine de la déstabilisation du volcan.

Objet	Paramètres	Estimation	Pertinence	
Cicatrice d'effondrement sectoriel*	L_C	Longueur	3,3 km	+
	W_C	Largeur	3,4 km	+
	W_{ac}	Largeur à l'ouverture	2,6 km	+
	D_C	Profondeur	1,7 km	-
	γ_C	Direction d'ouverture	N125	+
	α_C	Angle d'ouverture	60°	+
	RE_C^{**}	Rapport d'élongation	0,97	-
	FF_C	Facteur de fermeture	0,76	+
	V_I	Volume initial	8,4 km ³	-
Dépôt d'avalanche de débris	L_D	Longueur	28,8 km	++
	A_D	Surface	280 km ²	++
	W_{Dmoy}	Largeur	9,7 km	+++
	P_D	Périmètre	100 km	++
	T_D	Épaisseur	40 m	++
	α_D	Déclivité	< 2°	+++
	V_D	Volume	11,4 km ³	++
	RE_D	Rapport d'élongation	2,97	++
	RA_D	Rapport d'aplatissement	0,004	++
	C_D	Circularité	0,35	++
	RS_D	Rapport de sphéricité	0,077	++
	FF_D	Facteur de forme	0,002	++
	FE_D	Facteur d'étalement	55	++
Phase de transport		Distance au volcan	35 km	+++
	L	Distance parcourue	41,5 km	+++
	H^*	Hauteur de chute	3,6 km	++
	L_e	Distance excessive	35,7 km	++
	$L_e\%$		86%	++
	D	Distance modifiée	36,2 km	+++
	α	Angle apparent de la ligne d'énergie	5°	+++
	H/L	Coefficient de friction apparent	0,087	+++
	D/L	Facteur de courbure	0,87	+++

Tableau 4.8 Récapitulatif des dimensions de l'effondrement sectoriel et l'avalanche de débris du Chimborazo. * : selon les données de Barba (2006) ; ** : calculé avec L_C et pas LE_C (longueur parallèle au plan de glissement). L'estimation de la pertinence des données (- : mauvaise avec une erreur > 20% ; + : moyenne avec une erreur ~15% ; ++ : bonne avec une erreur ~10% ; +++ : très bonne avec une erreur ~5%) est fonction de l'incertitude des résultats de la cartographie.

4.3.2 Informations sur les mécanismes de mise en place des avalanches de débris

L'étude du DAD du Chimborazo apporte un grand nombre d'information sur les mécanismes de transport et de dépôt d'une avalanche de débris. La cartographie a mis en évidence que le dépôt est constitué de 80-85 vol.% de matériel provenant directement de l'édifice source (FBE) et de 15-20 vol.% de faciès mélangé (FM). Le FM est issu de l'incorporation et du mélange du substratum avec une partie du FBE pendant l'écoulement. La part de substratum dans le dépôt final est estimée entre 10 et 14 vol.% ce qui représente près de 1,5 km³ de matériel (principalement des dépôts de cendre et de matériel fluviatile et épicyclastique). Deux modes d'incorporation ont été identifiés : (1) l'érosion par abrasion et lacération via des plans de cisaillement ; (2) la fluidisation (?) de grands blocs de substratum comme l'ignimbrite de Chalupas.

L'étude du dépôt a montré la diversité des structures présentes au cœur et à la base du DAD du Chimborazo :

- Internes : jigsaw cracks et fits, structures rubanées, failles normales et plans de cisaillement, injection de FM et d'ignimbrite de Chalupas, microcracks, texture type hackly (?), structures spiralées ou tourbillonnantes dans le FM.
- A la base : cisaillement et faille inverses, failles normales, ondulation, pénétration et étirement de clastes le long du contact, ondulation, déformation du substratum.

L'analyse sédimentologique permet aussi de quantifier l'évolution de l'avalanche de débris pendant la phase de transport (entre 13 et 38 km) :

- Deux méthodes différentes (taille des plus gros blocs dans les fenêtres 1 m² et analyse granulométrique) montrent qu'il n'apparaît pas de fragmentation pendant le transport après la rupture de pente autant dans FBE que dans FM.
- Il apparaît une légère augmentation de la quantité de matériel fin dans le FM au cours de l'écoulement peut-être associé à une incorporation de substratum fin (cendre plus ou moins grossière qui constitue souvent le substratum de l'avalanche).

- Deux méthodes différentes (mesures 3D des 10 plus gros blocs des fenêtres 1 m² et analyse des formes des grains à la loupe binoculaire) montrent que la forme des grains n'évolue pas pendant le transport après la rupture de pente autant dans FBE que dans FM.
- L'étude de l'imbrication partielle (2D) des clastes dans les blocs du FBE suggère la présence de failles normales dans le dépôt perpendiculaires à la direction d'écoulement. La présence de ces failles peut expliquer la formation des hummocks dans un contexte extensif.
- Les différences de répartitions des hummocks dans le DAD sont associées à (1) des variations du régime de contrainte dans l'écoulement liées à la forme du paléo bassin de réception et (2) la modification postérieure de la surface du dépôt par l'érosion dans certaines régions et le recouvrement dans d'autres.

Chapitre 5 – Étude de plusieurs dépôts d’avalanches de débris volcaniques

Au cours de cette thèse plusieurs dépôts d’avalanches de débris (DADs) volcaniques ont été étudiés en Équateur, au Pérou, au Chili et en France. Certains de ces dépôts ont déjà été présentés en détail dans les chapitres précédents (Monts Dore et Chimborazo). Ce chapitre expose d’abord les observations et les résultats de la cartographie des DADs obtenus lors d’une mission de terrain d’un mois (mars 2006) sur le volcan Ticsani et dans le Río Tambo (Pérou). Ensuite trois autres sites partiellement étudiés lors de courtes missions de terrain (Imbabura en Équateur, avril 2006 ; Taapaca et Parinacota au Chili, août 2007) sont brièvement introduits. La troisième partie de ce chapitre correspond à une étude comparative sur différents thèmes (faciès, lithologies, granulométrie, forme des blocs, analyse structurale) permettant de montrer la diversité d’aspect des dépôts d’avalanches de débris mais aussi de mettre en évidence leurs ressemblances qui aide à la compréhension globale du phénomène. L’objectif de ce chapitre est de fournir des informations et des évidences géologiques pour la discussion générale sur la mise en place des avalanches de débris volcaniques.

5.1. Le Ticsani au Pérou

5.1.1. Présentation du volcan Ticsani

Le volcan Ticsani (5 408 m s.n.m., 70°35’W, 16°45’S) appartient au segment nord de la zone volcanique des Andes Centrales CVZ, à l’extrémité sud du Pérou. Cet édifice est identifié comme un volcan complexe comprenant deux périodes d’activités assez distinctes (Mariño, 2002). Le « Ticsani ancien », d’âge pléistocène inférieur, est un stratovolcan massif formé par l’accumulation de laves andésitiques, de dépôts volcanoclastiques et d’ignimbrites. Cet édifice a subi un effondrement sectoriel majeur à la fin de sa période d’activité laissant une large cicatrice à la zone source et un dépôt d’avalanche de débris visible dans les Ríos Putina, Carumas et Tambo (Mariño and Thouret, 2003). Le « Ticsani moderne » est un complexe de dômes dacitiques d’âge pléistocène moyen à holocène dont la dernière éruption

date de moins de 400 ans. Cet édifice est constitué de coulées de laves, de cumulo-dômes et de dômes coulées avec leurs produits pyroclastiques associés (surtout des dépôts d'écoulement de blocs et cendres et des dépôts de retombées de cendres et ponces).

5.1.2 Le DAD du Ticsani dans la littérature

Les précédentes études de la région du Ticsani (Mariño, 2002; Mariño and Thouret, 2003) ont identifié un effondrement sectoriel du volcan d'âge pléistocène moyen. Ces travaux ont mis en évidence la présence d'une cicatrice ouverte en direction de l'ouest d'un diamètre supérieur à 3 km. Le dépôt associé à cette structure affleure selon eux jusqu'à près de 45 km de la source avant de se transformer progressivement en écoulement de débris. Dans la région proximal l'épaisseur du DAD du Ticsani ancien est estimée à 500 m et s'amincit jusqu'à moins de 10 m en région distale. La superficie couverte par ce dépôt représente près de 70 km² soit un volume estimé à 12 km³. Le volume du dépôt, avant son érosion partielle par les Ríos Putina, Carumas et Tambo, est évalué entre 15 et 20 km³. Quatre unités lithologiques ont été identifiées dans le dépôt en fonction de leur variation de couleur, de texture et de cohésion sans plus de précisions. Quelques hummocks de grande taille (jusqu'à 60 m de haut) ponctuent la surface du dépôt dans la zone proximale.

5.1.3 Cartographie du DAD du Ticsani et des dépôts du Río Tambo

Notre mission de terrain d'un mois sur le volcan Ticsani et dans les régions de Calacoa à Quinistaquillas avait pour objectif de reconnaître, cartographier et étudier le DAD du Ticsani ancien dont les estimations volumétriques précédentes en font un des plus grands DADs volcaniques continentaux connus (Siebert, 2002). Les points de vue et les affleurements utilisés pour illustrer cette partie sont représentés sur la figure 5.1. Les résultats de la cartographie sont synthétisés dans la figure 5.10. La principale différence avec les études précédentes est que nous avons reconnu au moins quatre DADs différents dans la région étudiée.

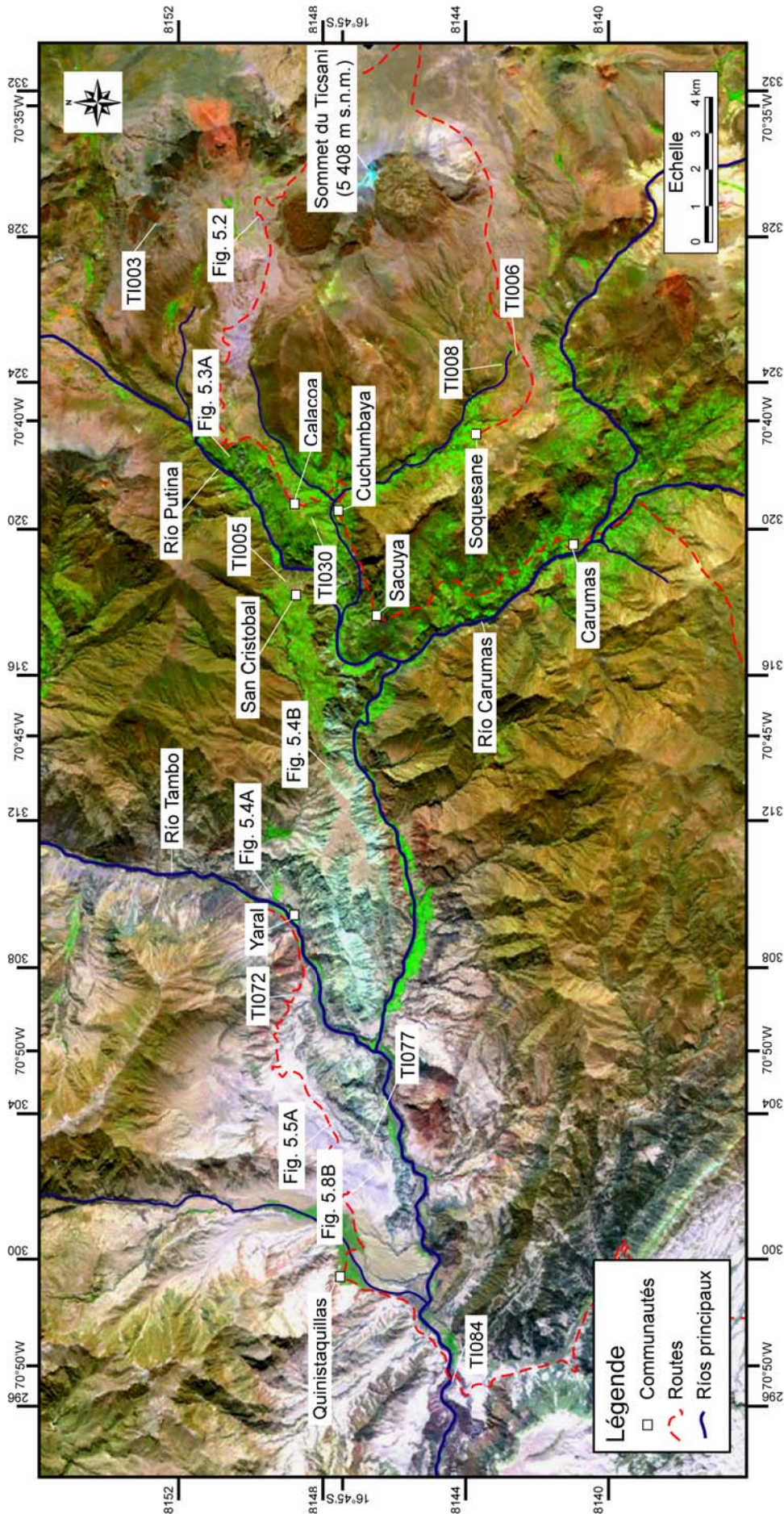


Figure 5.1 Image Landsat Thematic Mapper de la zone du Ticsani – Río Tambo avec localisation des points de vue et des affleurements (source Earth Science Data Interface : <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>). La végétation apparaît en vert sur l'image.

5.1.3.1 Le DAD du Ticsani ancien

Cicatrice d'effondrement sectoriel du DAD du Ticsani ancien

La zone source du DAD du Ticsani ancien est assez évidente dans le paysage (fig. 5.2A) ainsi qu'en image satellite (fig. 5.1). La partie visible de la cicatrice correspond à un amphithéâtre de 4,75 km de large ($W_C = W_a$) et 2 km de long (L_C) au minimum. L'effondrement sectoriel est dirigé vers l'ouest ($\gamma_C = N255$). Il apparaît un dôme (Di) au centre de la cicatrice d'effondrement sectoriel (CES) que nous interprétons comme postérieur à celui-ci (anciennement considéré comme antérieur). Les parois de la cicatrice culminent entre 5 150 et 4 800 m s.n.m. et son plancher à 4 350 m s.n.m. Cependant la CES présente des traces non négligeables d'érosion dans les parties hautes (de nombreuses stries glaciaires ; fig. 5.2B) et de comblement dans la dépression (talus d'éboulis, moraines et dépôts volcanoclastiques). Le manque d'informations sur la zone source ne permet pas d'estimer précisément le volume manquant. En considérant un édifice initial culminant entre 5 500 et 6 000 m s.n.m. le volume initial minimum de matériel est approximativement de 12 à 15 km³.

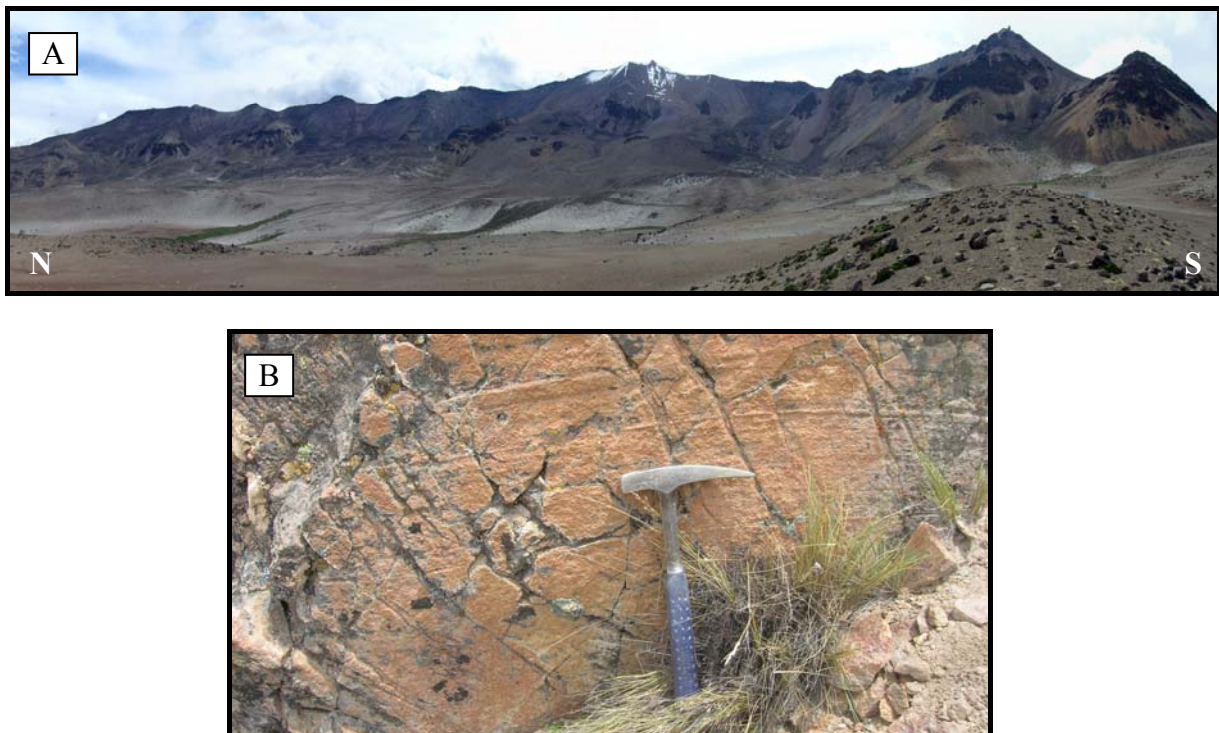


Figure 5.2 (A) Panorama de la cicatrice d'effondrement sectorielle du Ticsani ancien et (B) Stries glaciaires sur les parois de la cicatrice d'effondrement sectorielle du Ticsani ancien (TI003).

Cartographie du DAD du Ticsani ancien

Dans la région de Calacoa, le DAD du Ticsani ancien affleure jusque dans le lit du Río Putina et n'est pratiquement pas recouvert de dépôts récents mais seulement par une végétation luxuriante (fig 5.3A). C'est la seule région où la surface du DAD du Ticsani ancien est ponctuée de hummocks arrondis. L'épaisseur de dépôt est au minimum de 450 m dans cette zone même s'il est plus difficile de l'estimer dans la partie amont. Sur le plateau de San Cristobal le DAD du Ticsani ancien est partiellement recouvert de dépôts pyroclastiques (type écoulement de blocs et cendre), de conglomérat et d'un DAD plus récent (DAD du Ticsani récent) (fig. 5.3B). Jusqu'à 2 km après la confluence avec le Río Carumas, le DAD du Ticsani ancien affleure jusque dans le lit de la rivière ce qui représente une épaisseur de 400 m.

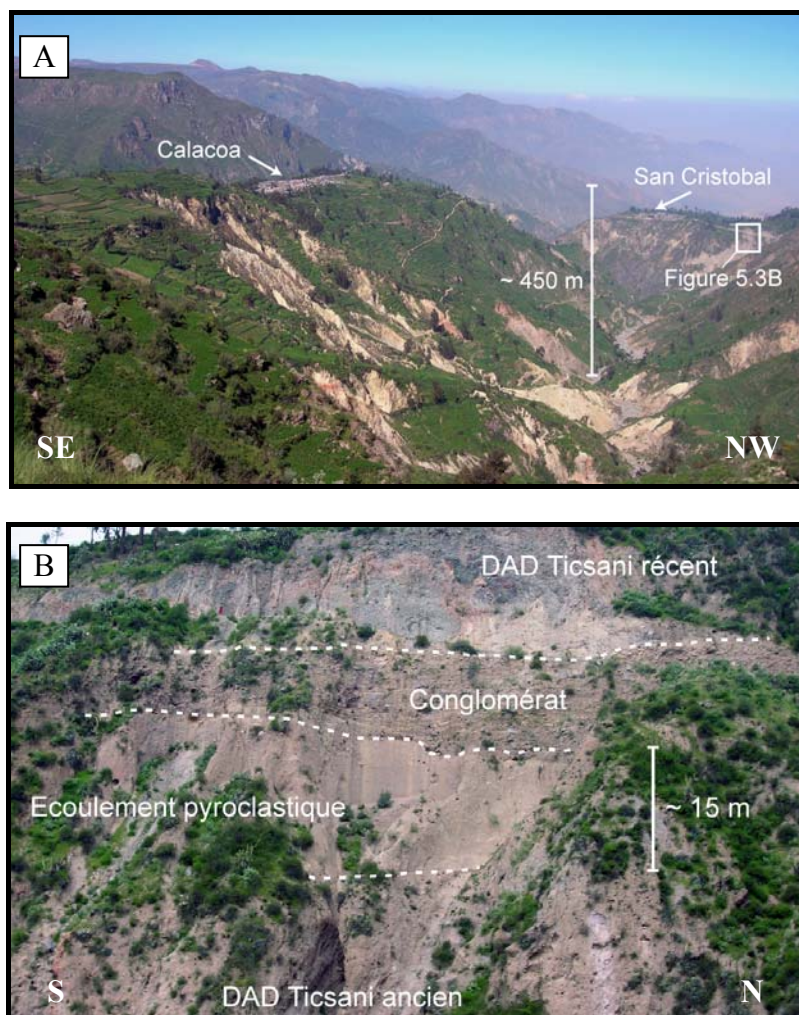


Figure 5.3 Photographies de la région de Calacoa. (A) le DAD du Ticsani ancien affleure jusque dans le lit du Río Putina ; (B) il est recouvert par des dépôts plus récents près de San Cristobal (TI005).

En approchant de Yaral, le contact de base avec le substratum s'éloigne progressivement du lit de la rivière. Le substratum est constitué de roches sédimentaires jurassiques surmontées par une épaisse série (jusqu'à 100 m d'épaisseur maximum) composée d'ignimbrites (au moins deux différentes de couleur rose et blanche) et de conglomérats intercalés (fig. 5.4A). La source des ignimbrites n'est pas identifiée mais nous pensons qu'elles proviennent de la région amont du Río Tambo. Ces observations suggèrent que l'érosion actuelle dans cette zone est plus intense qu'à l'époque de l'effondrement sectoriel du Ticsani ancien ou bien que le DAD du Ticsani ancien s'est mis en place peu de temps après la dernière ignimbrite (blanche). Les contacts de base du DAD du Ticsani ancien observés près de Yaral sont nets et sans dépôts fluviatiles intercalés se qui supporte plutôt la seconde hypothèse. Entre San Cristobal et Yaral, l'épaisseur du dépôt diminue à 350 m.

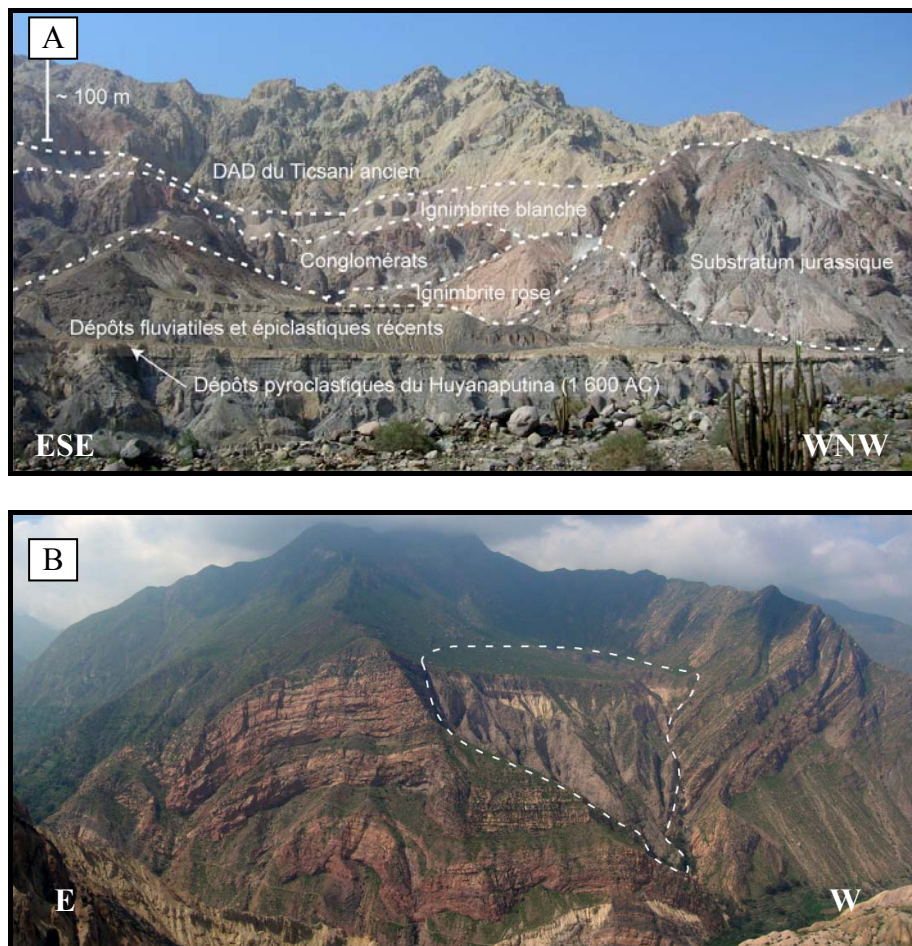


Figure 5.4 Photographies de (A) la séquence des dépôts vue de l'autre côté du Río Tambo face à Yaral et (B) d'une portion de DAD du Ticsani ancien perchée sur les calcaires jurassiques fortement plissés. Il faut noter dans la figure 5.6A que les dépôts récents sont emboîtés dans les dépôts anciens ce qui complique le travail de terrain et l'identification de la stratigraphie. La vue de Yaral ne permet pas d'estimer l'épaisseur du DAD du Ticsani ancien (ici d'un peu plus de 150 m mais de 350 en réalité) à cause de la perspective et de la forme de la paléovallée.

De l'autre côté du Río Tambo, le DAD du Ticsani est intercalé entre le substratum et un nouveau DAD (DAD du Río Tambo). Les contacts de base du DAD du Río Tambo sur le DAD du Ticsani ancien sont assez facilement cartographiés sur le terrain grâce à la présence de nombreux affleurements même s'ils ne sont pas toujours accessibles (fig. 5.5A).

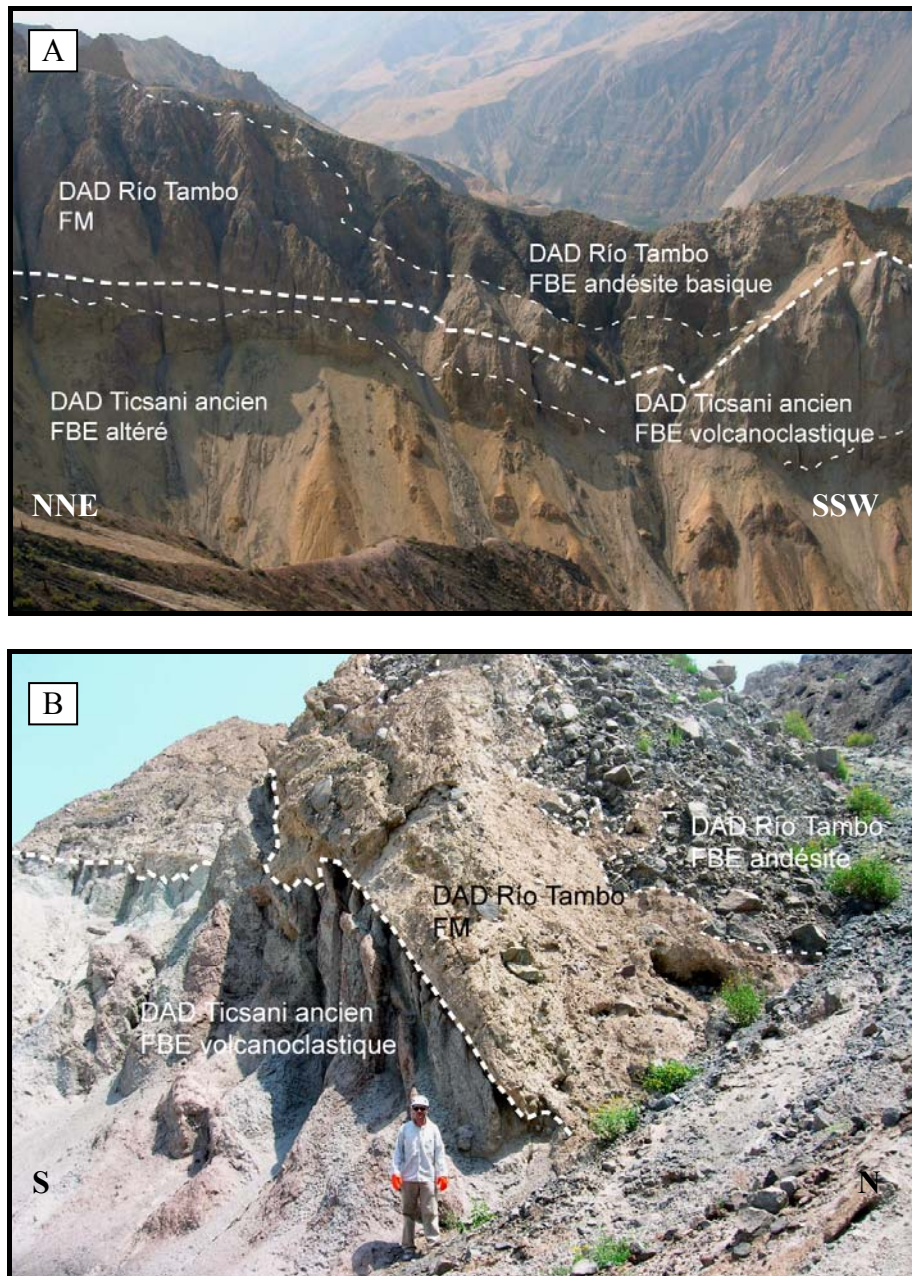


Figure 5.5 Photographies (A) du contact entre le DAD du Ticsani ancien et le DAD du Río Tambo et (B) de l'affleurement TI077 montrant le même contact. FBE : faciès à blocs issus de l'édifice ; FM : faciès mélangé. Il faut noter dans les deux dépôts la présence de faciès différents. Les contacts entre deux faciès sont bien moins nets dans le détail que les contacts entre deux unités. Il apparaît fréquemment des figures de mélange partiel et d'injection entre les deux faciès d'une même unité.

Le DAD du Ticsani ancien affleure donc de manière continue entre la région amont et la confluence avec le Río Tambo soit une superficie de 37,5 km² (en comptant la zone recouverte près de San Cristobal ainsi qu'un petit dépôt perché observé au sud du Río ; fig. 5.4B). L'épaisseur moyenne du dépôt dans cette zone est estimée à 400 m soit un volume de 15 km³. En descendant le Río Tambo vers l'ouest jusqu'à Quinistaquillas le contact de base du DAD du Ticsani revient progressivement dans le lit du fleuve. Malgré cela, l'épaisseur moyenne du dépôt réduit de 250 à moins de 150 m. Dans cette zone d'environ 17,5 km², l'épaisseur moyenne est estimée à 175 m soit un volume de 3 km³. L'avalanche de débris du Ticsani ancien a parcouru une distance minimum (L) de 31,5 km entre le Ticsani et Quinistaquillas (tableau 5.1). Le DAD affleure sur 38,5 km² mais possède une superficie minimum estimé de 55 km² (en comptant les parties couvertes de San Cristobal et Quinistaquillas). La cartographie de ce dépôt est aidée par des faciès facilement distinguable dans le paysage ainsi que par la présence de nombreux affleurements et contacts. Cependant, le calcul du volume doit être considéré avec prudence car les nombreux emboîtements dans les Ríos et la stratigraphie compliquée de cette région augmentent beaucoup la part d'erreur surtout quant à l'épaisseur des dépôts. Son volume total est estimé à 18 ± 3 km³.

Ces résultats sont assez différents de ceux de Mariño and Thouret (2003) pour ce qui concerne la cartographie du DAD (notamment la superficie et la distance parcourue) mais confirment leur estimation global du volume du dépôt. Selon la littérature, le dépôt du Ticsani ancien peut-être considéré comme l'un des 10 DADs volcaniques continentaux plus volumineux au monde (Siebert, 2002). De part l'estimation approximative de la hauteur du Ticsani ancien avant son effondrement sectoriel ainsi que de la longueur de sa cicatrice, nous estimons que certaines dimensions de la cicatrice du Ticsani ancien peuvent être intégrés dans une étude statistique avec une erreur de 20% (tableau 5.1). Les informations relatives aux dimensions du DAD du Ticsani ancien et de la phase de transport de l'avalanche de débris sont d'une qualité suffisante pour être intégrées dans une étude statistique en estimant une marge d'erreur réaliste de 10% sur les données.

Objet	Paramètres	Estimation	Pertinence	
Cicatrice d'effondrement sectoriel	L_C	Longueur	2 km	-
	W_C	Largeur	4,75 km	++
	W_{ac}	Largeur à l'ouverture	4,75 km	++
	D_C	Profondeur	1,5 km	-
	γ_C	Direction d'ouverture	N255	++
	α_C	Angle d'ouverture	100°	+
	RE_C^*	Rapport d'élongation	0,42	-
	FF_C	Facteur de fermeture	1	++
	V_I	Volume initial	13,5 km ³	-
Dépôt d'avalanche de débris	L_D	Longueur	23,5 km	+
	A_D	Surface	55 km ²	+
	W_{Dmoy}	Largeur	2,3 km	+++
	T_D	Épaisseur	325 m	++
	α_D	Déclivité	< 4°	++
	V_D	Volume	18 km ³	+
	RE_D	Rapport d'élongation	10,2	++
	RA_D	Rapport d'aplatissement	0,14	++
	RS_D	Rapport de sphéricité	0,11	++
	FF_D	Facteur de forme	0,004	++
	FE_D	Facteur d'étalement	8	++
Phase de transport		Distance au volcan	29 km	+
	L	Distance parcourue	31,5 km	+
	H	Hauteur de chute	4,15 km	+
	L_e	Distance excessive	24,8 km	+
	$L_e\%$		79%	++
	D	Distance modifiée	30,9 km	+
	α	Angle apparent de la ligne d'énergie	7,5°	++
	H/L	Coefficient de friction apparent	0,13	++
D/L	Facteur de courbure	0,98	++	

Tableau 5.1 Récapitulatif des dimensions du DAD du Ticsani ancien. * : calculé avec L_C et pas LE_C (longueur parallèle au plan de glissement). L'estimation de la pertinence des données (- : mauvaise avec une erreur > 20%; + : moyenne avec une erreur ~15%; ++ : bonne avec une erreur ~10% ; +++ : très bonne avec une erreur ~5%).

Faciès du DAD du Ticsani ancien

Le DAD du Ticsani ancien montre quatre faciès principaux :

- Le faciès dominant est le faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) altéré (> 50 vol.%). Il est présent depuis la zone proximale jusqu'à l'extrémité distale. Ce faciès est constitué de produits volcaniques variés (laves, dépôts pyroclastiques) fortement hydrothermalisés aux couleurs bariolées (fig. 5.6A). Il est difficile d'identifier la stratification originale des dépôts volcaniques dans ce faciès. Il faut noter qu'en région proximale, l'altération hydrothermale actuelle due à la présence de nombreuses résurgences thermales dans le Río Putina se surimpose à l'altération originelle des produits volcaniques dans l'édifice.
- Le FBE de lave andésitiques peu altéré est le second faciès le plus important dans le DAD du Ticsani ancien. Ce faciès est présent entre Calacoa et Yaral parfois en blocs dans le FBE altéré et parfois en grande unité au sommet du dépôt (fig. 5.7A).
- Le FBE volcanoclastique est présent essentiellement dans la région distale après la confluence entre le Río Putina et le Río Tambo. Ce faciès est présent généralement au sommet du dépôt (fig. 5.5B).
- Le faciès mélangé (FM) non altéré du DAD du Ticsani ancien n'a été observé que dans la région distale à la base du dépôt (fig. 5.6B) pour deux raisons : (1) en région proximale la base du DAD n'affleure pas et elle est inaccessible en région médiane ; (2) en région proximale, entre Calacoa et San Cristobal, l'intense altération des dépôts peut entraîner une confusion entre le FM et le FBE altéré.

Le volume très important de matériel hydrothermalisé dans ce dépôt (> 50 vol.%) suggère que l'édifice source était fortement fragilisé avant l'effondrement sectoriel. La présence du dôme interne dans la cicatrice d'effondrement sectoriel n'exclut pas une origine magmatique mais l'hydrothermalisme est considéré comme le mécanisme principal de déstabilisation pour ce cas.

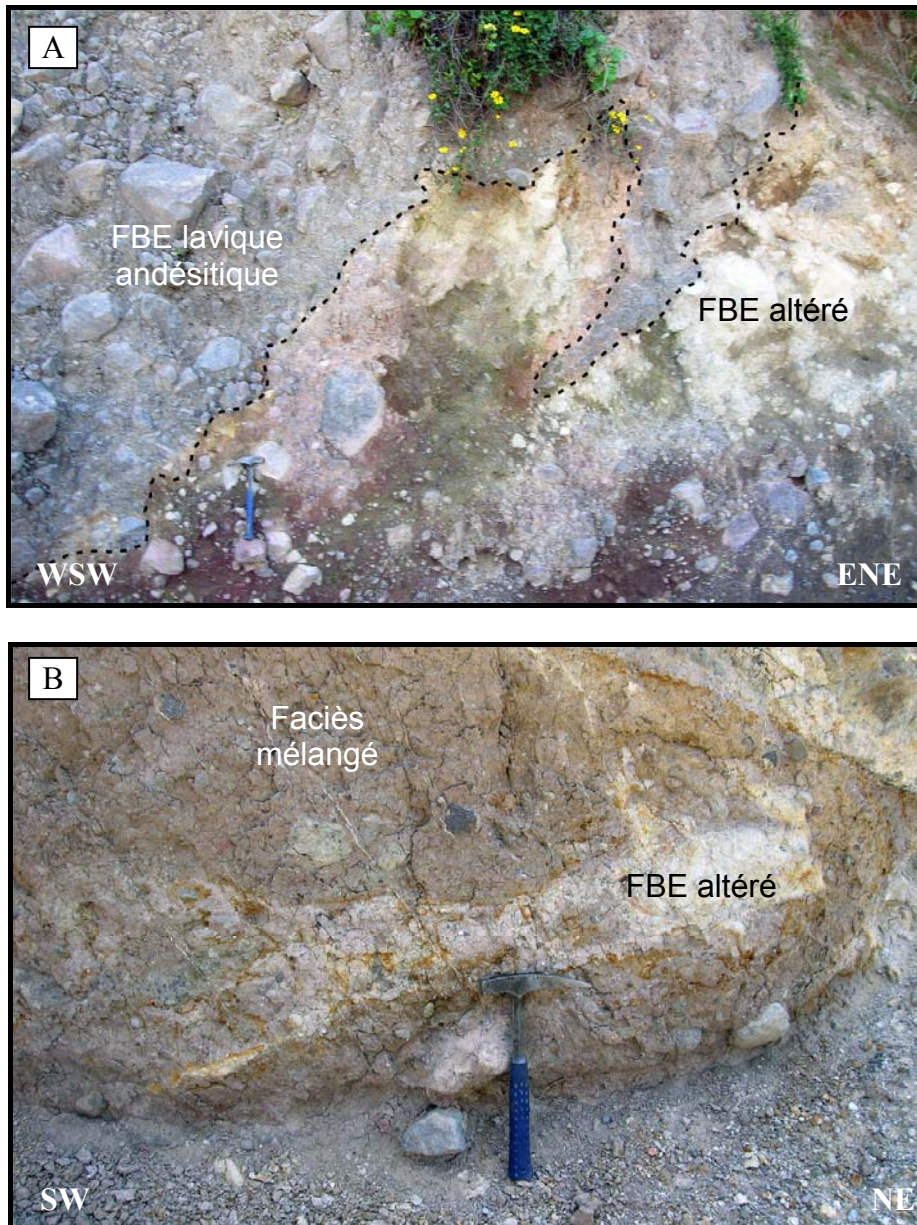


Figure 5.6 (A) Mélange partiel entre les faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) altéré et lavique (TI030). (B) Faciès mélangé (FM) à la base du DAD du Ticsani ancien contenant des blocs de faciès à blocs volcaniques altéré (TI077).

5.1.3.2 Le(s ?) DAD(s ?) du Ticsani récent

Le(s ?) DAD(s ?) du Ticsani récent correspondent à deux dépôts cartographiés dans les zones de San Cristobal et Soquesane (fig. 5.1). Le DAD de San Cristobal affleure rarement sauf dans la route qui mène à San Cristobal (fig. 5.7A) et au nord-ouest du village où il expose un FBE lavique andésitique dominant avec un peu de FM à sa base et en injection

dans le FBE. Sa surface à hummocks typique permet une cartographie approchante. Le dépôt de San Cristobal fait au minimum 25 m d'épaisseur et recouvre une surface de 4 km².

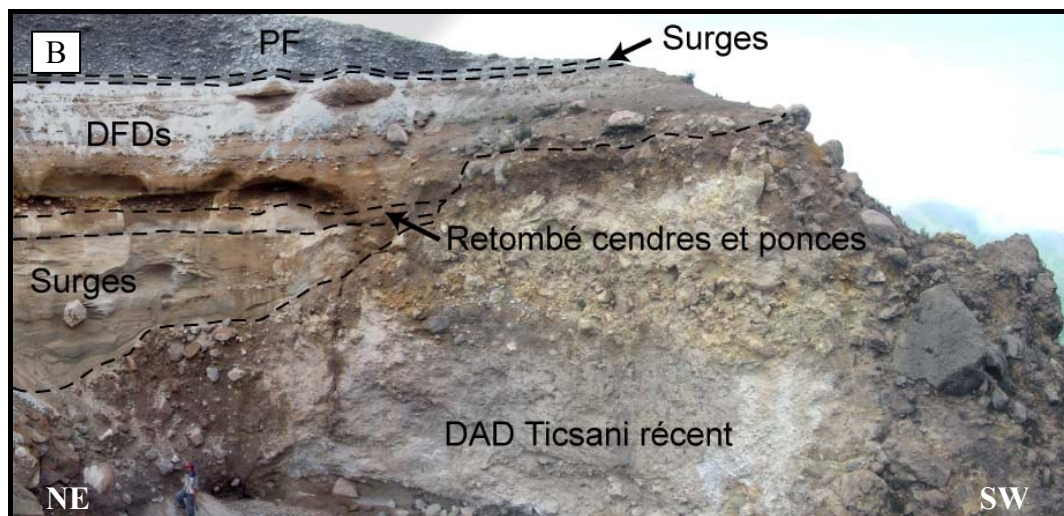
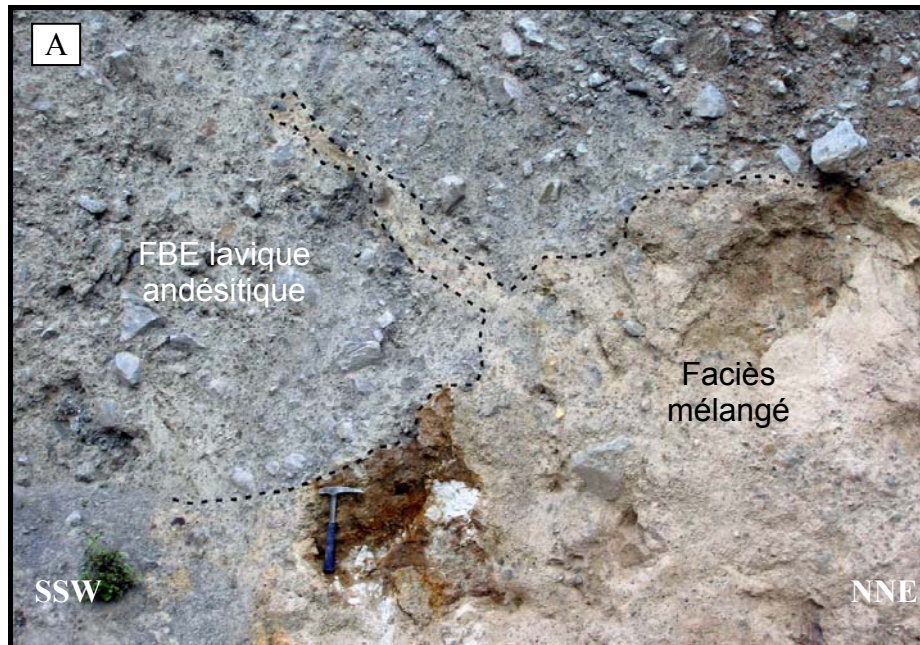


Figure 5.7 Photographie du DAD du Ticsani récent dans (A) la région de San Cristobal (TI005) et (B) la région de Soquesane (TI006). (A) Le FM s'injecte dans le FBE lavique andésitique. (B) La séquence de dépôts récents qui recouvre le DAD fait près de 15 m d'épaisseur. Surges : dépôts de déferlantes pyroclastiques ; DFDs : dépôts d'écoulements de débris ; PF : dépôt d'écoulement pyroclastique.

La cartographie du DAD de Soquesane est compliquée car le dépôt est partiellement recouvert par les produits du Ticsani récent (fig. 5.7B) et que la végétation luxuriante de la région entre Soquesane et Cuchumbaya ne fait apparaître que quelques affleurements souvent

inaccessibles. Le dépôt de Soquesane fait au minimum 30 m d'épaisseur, présente un FBV volcanoclastique dacitique légèrement altéré très dominant avec très peu de FM et recouvre environ 2,4 km². Le cratère C2 (l'actuel sommet du Ticsani) interprété comme un cratère d'explosion partiellement détruit par le Dôme D2 est la principale structure actuellement visible sur le Ticsani qui pourrait correspondre à la source de ce DAD (fig. 5.10). L'absence de continuité entre le DAD de Soquesane et celui de San Cristobal ne permet pas de les associer au même évènement. L'analyse de deux échantillons de roche dans les deux DADs montre deux lithologies différentes mais cet argument est faible pour distinguer clairement ces deux dépôts car peu représentatif.

5.1.3.3 Le DAD du Río Tambo

Le DAD du Río Tambo affleure de Yaral à Quinistaquillas et couvre une superficie estimée de 9,7 km². Il n'apparaît pas de dépôt intercalé entre le DAD du Ticsani ancien et le celui du Río Tambo (fig. 5.5). Ce dépôt fait entre 40 et 60 m d'épaisseur et présente une surface à hummocks caractéristique (fig. 5.8B), un FM développé sur quasiment toute son épaisseur et des blocs de FBV andésitique ennoyé dans le FM (fig. 5.8A). Nous avons identifié un dépôt d'écoulement pyroclastique entre les hummocks sans pouvoir en connaître la source.

Près de Yaral (TI072) le DAD du Río Tambo est recouvert d'un dépôt de cinérites montrant de nombreuses figures de slump (fig. 5.8C). La source du DAD n'est pas évidente mais la présence des cinérites suggère que le DAD a fait un barrage dans le Río Tambo et donc que sa source n'est pas en amont du Río Tambo. L'absence de ce dépôt dans la région de San Cristobal nous conduit à supposer que sa source est l'une des structures présente dans le substratum constitué de laves andésitiques crétacé inférieur (fig. 5.10).

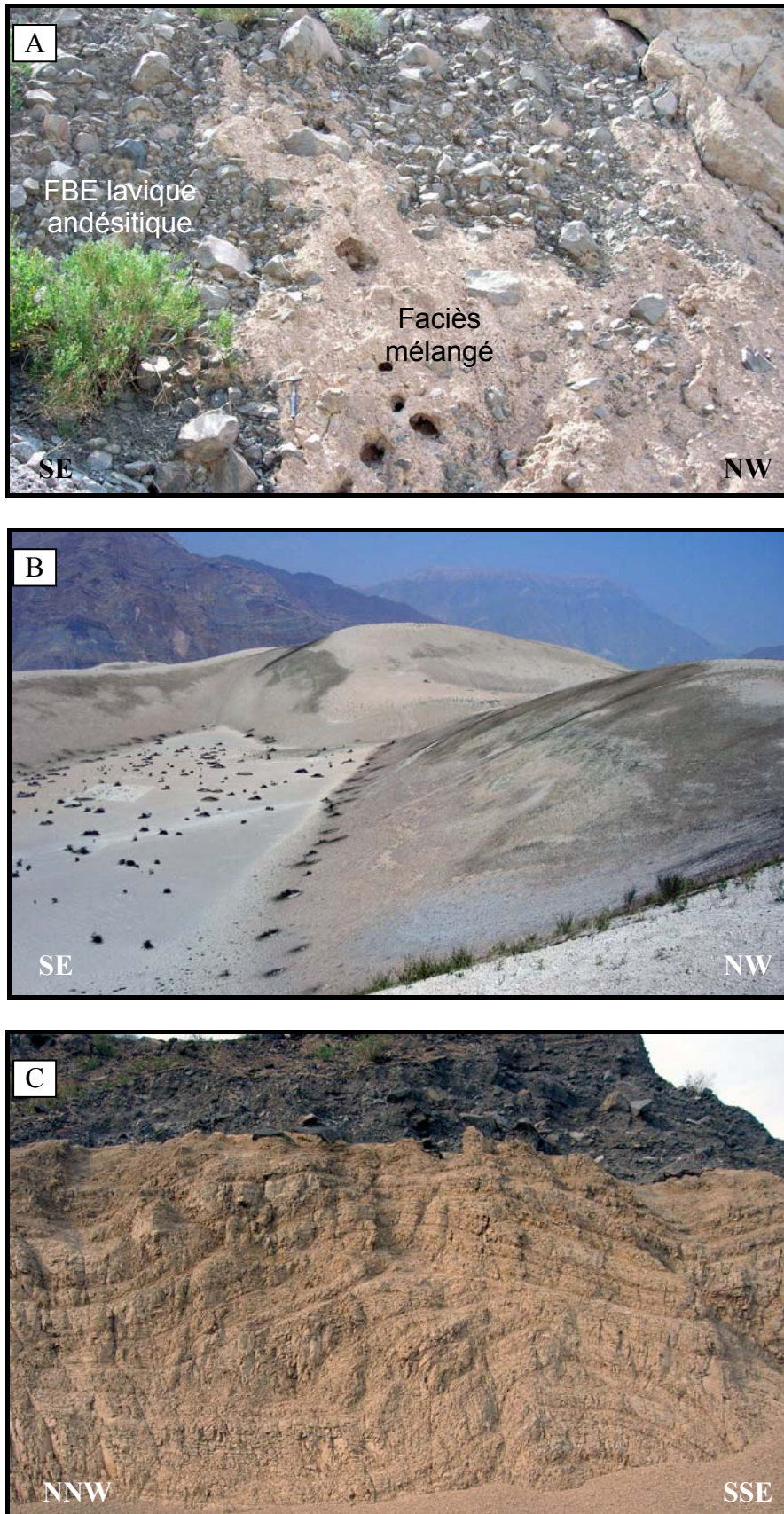


Figure 5.8 Photographies de (A) le faciès mélangé du DAD du Río Tambo contenant des blocs d'andésite basique (TI077), (B) la surface à hummock et (C) l'affleurement de cinérite près de Yaral (TI072). L'affleurement TI072 fait environ 6 m de haut. Les cinérites sont fortement déformées et la couverture est constituée d'éboulis.

5.1.3.4 Le DAD non volcanique du Río Tambo

Un dépôt visible dans le Río Tambo (fig. 5.9A), anciennement interprété comme appartenant au DAD du Ticsani ancien, a été identifié comme un DAD non volcanique. Il est constitué essentiellement de conglomérats (fig. 5.9B) et de quelques laves andésitiques supposés d'âge crétacé inférieur. Ce dépôt correspond à un glissement du flanc de la vallée dont la source est visible sur l'image satellite (fig. 5.1). Un épais dépôt de cinérite est retrouvé en contact avec le DAD non volcanique et suggère que celui-ci a aussi bloqué le Río Tambo pendant une longue période créant un lac de barrage (fig. 5.9). Le DAD non volcanique, d'une épaisseur variant entre 100 et 250 m, recouvre une superficie de près de 6,5 km².

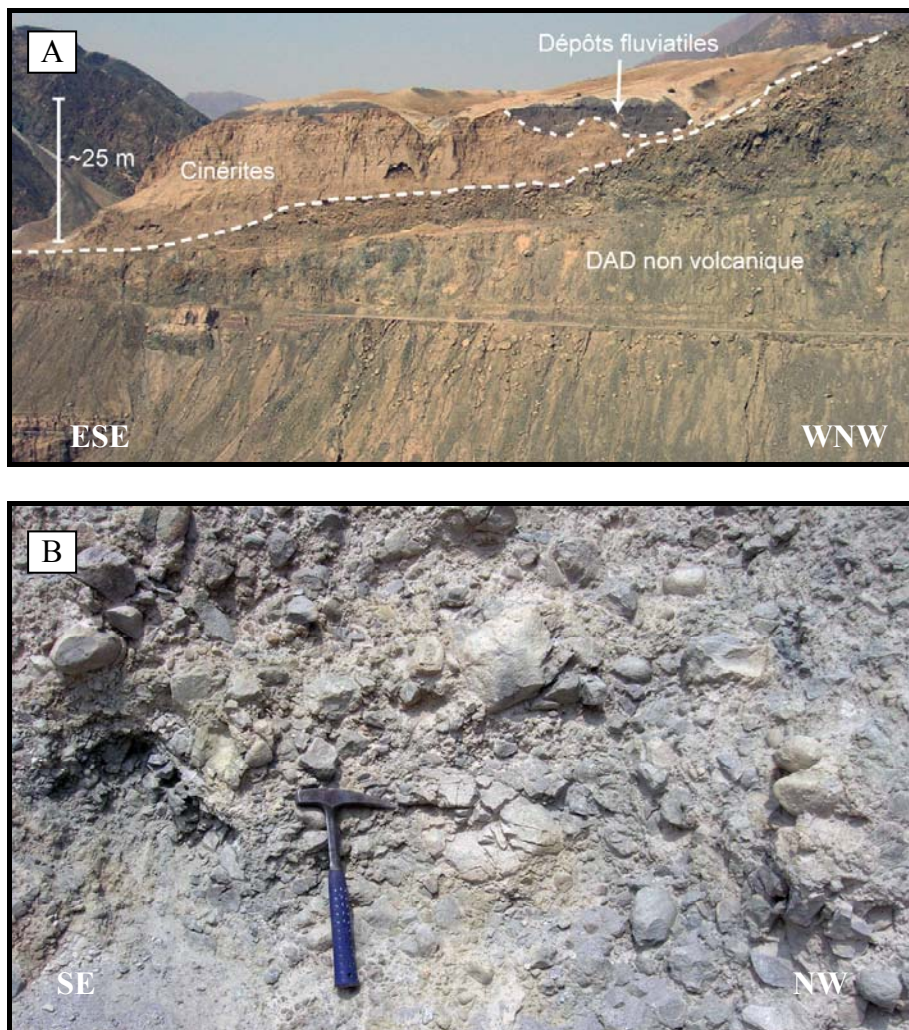


Figure 5.9 Photographie (A) du DAD non volcanique du Río Tambo recouvert par des cinérites et (B) de l'affleurement TI084 de conglomérats affectés par une intense cataclase. (A) Les cinérites sont partiellement recouvertes de dépôts fluviatiles.

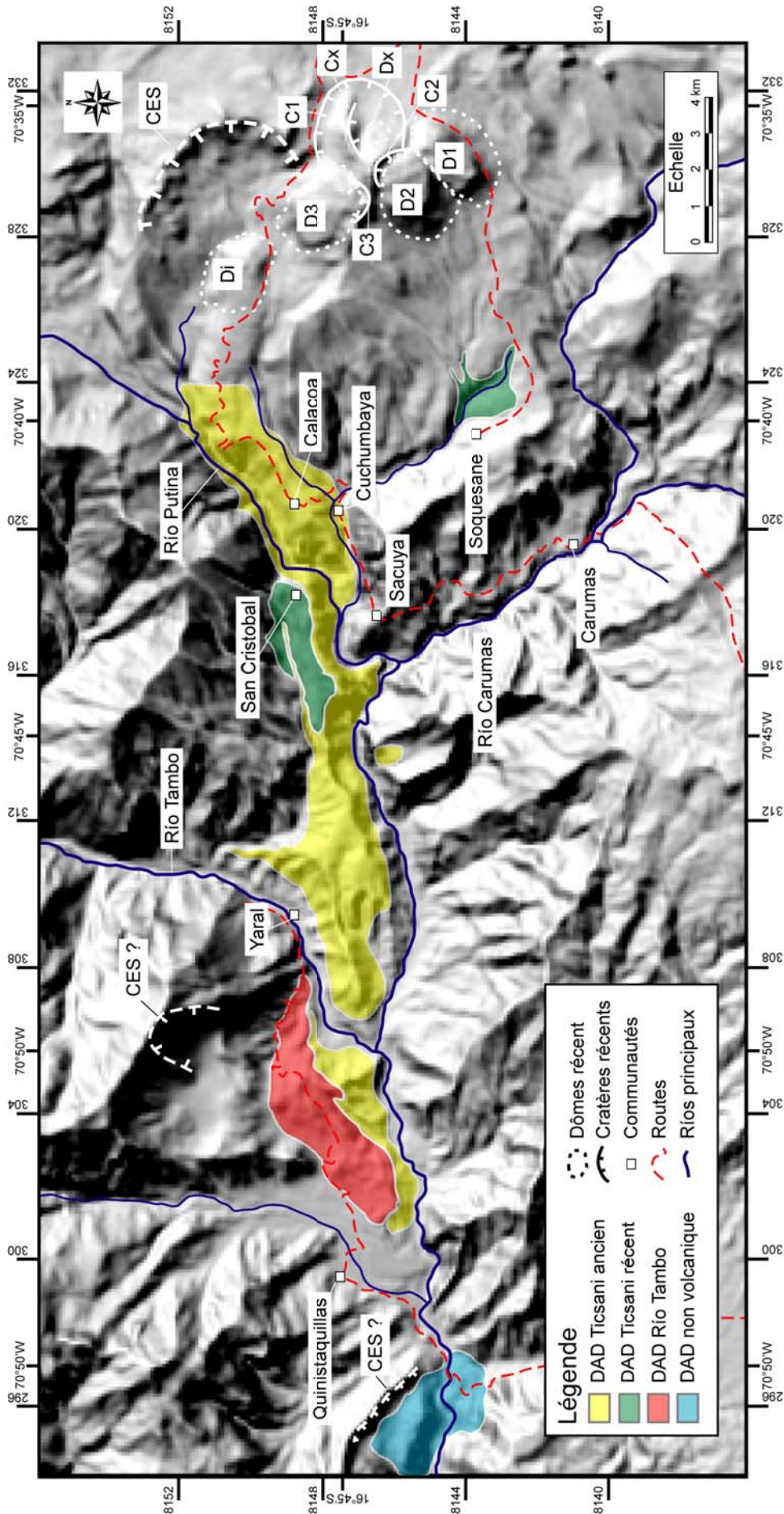


Figure 5.10 Carte de synthèse des dépôts d'avalanche de débris de la région du Ticsani et du Rio Tambo drapée sur une image de relief ombré de la zone (SRTM3 S17W072, résolution 90 m, source : <ftp://e00srp01u.ecs.nasa.gov/>). La cartographie des dômes (D1, D2, D3, Dx et Di) et des cratères (C1, C2, C3 et Cx) du Ticsani est modifiée de Mariño (2002). CES : cicatrice d'effondrement sectoriel (supposée quand suivi d'un ?) ; DAD : dépôt d'avalanche de débris ; TI---- : affleurement. Le sommet du Ticsani (5 408 m s.n.m.) correspond au point culminant de C2.

5.2 Présentation des cibles secondaires

Trois autres volcans (Imbabura en Équateur, Parinacota et Taapaca au Chili) et leurs dépôts d'avalanches de débris ont été examinés au cours de brèves visites. Les données présentées dans cette partie correspondent aux renseignements trouvés dans la littérature.

5.2.1 L'Imbabura en Équateur

5.2.1.1 Présentation du volcan Imbabura

Le complexe volcanique de l'Imbabura ($78^{\circ}10'W$, $0^{\circ}15'N$, 4 621 m s.n.m.) est situé dans la Vallée Interandine de la zone volcanique des Andes Nordiques NVZ au nord de l'Équateur. Ce volcan est divisé en deux stades d'édifications (fig. 5.11). L'« Imbabura Ancien » est un stratovolcan andésitique pléistocène (1,8 Ma à 43 ka) principalement formé par l'accumulation de coulées de laves (Ruiz, 2003). Il a subi un effondrement sectoriel au Pléistocène supérieur (> 43 ka) mettant fin à cette période monotone d'activité principalement effusive. L'« Imbabura Récent » est un complexe de dômes et de coulées de laves andésitiques acides daté du Pléistocène supérieur à l'Holocène. Cet édifice présente une grande quantité de dépôts pyroclastiques associés à la déstabilisation des dômes sommitaux. La dernière éruption de ce volcan est datée à 6 ka.

5.2.1.2 Le DAD de l'Imbabura

L'« Imbabura Ancien » s'est effondré en direction du nord-ouest (N340) et la cicatrice laissée par l'évènement a été complètement masquée par l'activité postérieure et l'érosion glaciaire (Daniel Andrade, com. pers.). L'effondrement sectoriel est associé à la réactivation d'une faille transtensive sous le volcan. Le DAD de l'Imbabura couvre une superficie d'environ 160 km^2 jusqu'à 16 km de sa source (fig. 5.11). Ce dépôt est partiellement recouvert par des formations plus récentes mais est surtout masqué par les infrastructures anthropiques (la ville d'Ibarra $\sim 150\,000$ habitants, de nombreuses fermes et serres pour l'horticulture). Son volume est estimé à $1,6 \text{ km}^3$. Plus de 100 hummocks ont été comptabilisés

sur la surface du dépôt (Ruiz, 2003). Ce dépôt est constitué principalement par le faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) (lavique et volcanoclastique) mais présente aussi de nombreuses injections de faciès mélangé (FM) (fig. 5.12).

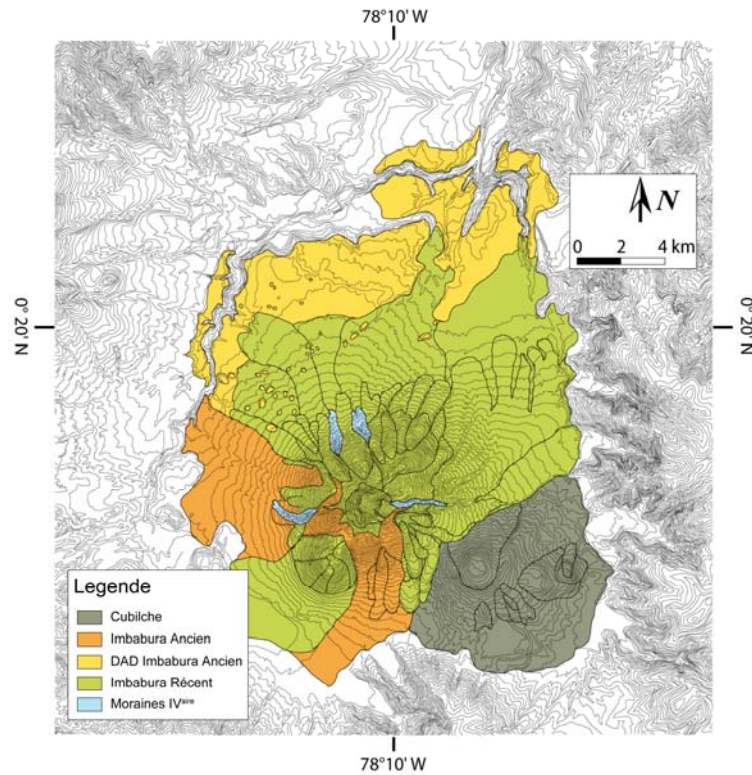


Figure 5.11 Carte géologique simplifiée de l'Imbabura (Daniel Andrade, pers. com.). Le DAD de l'Imbabura ancien (en jaune) est partiellement recouvert pour les dépôts de l'Imbabura récent.



Figure 5.12 Carrière dans le DAD de l'Imbabura montrant un faciès à blocs issus de l'édifice (coulées de laves et dépôts pyroclastiques) recoupé par des injections de faciès mélangé. La stratification des produits volcaniques est encore visible.

5.2.2 Le Parinacota au Chili

5.2.2.1 Présentation du volcan Parinacota

Le Parinacota (69°09'W, 18°10'S, 6 350 m s.n.m.) est un stratovolcan composite situé dans la zone volcanique des Andes Centrales CVZ au nord du Chili, à la frontière avec la Bolivie (fig. 5.13). Son activité éruptive est divisée en trois périodes. Le Parinacota 1 est un volumineux complexe volcanique composé de coulées et de dômes de laves andésitiques à rhyolitiques formé pendant le pléistocène supérieur (300-70 ? ka). Il a ensuite évolué vers un stratovolcan aux fortes pentes essentiellement andésitique (Parinacota 2, 70 ?-8 ka). Un grand effondrement sectoriel a affecté ces deux édifices vers 8 ka selon Clavero et al (2002; 2004b) et vers 18 ka selon Ginibre and Wörner (2007). Le Parinacota 3 est un nouveau stratocône andésitique constitué de coulées de laves et de dépôts d'écoulements pyroclastiques. La dernière éruption de ce volcan est supposée avoir moins de 200 ans. Le cône actuel est presque parfaitement symétrique et présente un cratère de 550 m de diamètre et près de 100 m de profondeur à son sommet.



Figure 5.13 Photographie du Parinacota avec en premier plan la surface mamelonnée de son dépôt d'avalanche de débris.

5.2.2.2 Le DAD du Parinacota

L'activité postérieure du volcan a presque complètement effacé la cicatrice d'effondrement sectoriel dont le seul vestige doit correspondre à un petit escarpement visible sur le flanc sud de l'édifice. Le DAD est remarquablement conservé et remplit un large bassin à l'ouest du volcan. Il affleure jusqu'à plus de 22 km de sa source et couvre près de 140 km² (fig. 5.14). Son volume est estimé à 6 km³ (Clavero *et al.*, 2002). Ce dépôt est très bien conservé grâce à la faible érosion sur l'altiplano Chilien. Deux unités sont distinguées dans le DAD. L'unité inférieure est composée de blocs de coulées et de dômes rhyodacitiques, de dépôts d'écoulements pyroclastiques et de sédiments (fluvioglaciaires et lacustres). L'unité supérieure est constituée principalement de blocs d'andésites. Le DAD a une surface à hummocks prononcée (fig. 5.13). Les sédiments lacustres qui affleurent sous le DAD sont souvent déformés, incorporés dans le dépôt et forment un faciès à blocs de substratum abondant en région distale. L'hypothèse actuelle quant à l'origine de l'effondrement sectoriel est que le volcan a été déstabilisé par la déformation des dépôts fluvioglaciaires et lacustre constituant son substratum.

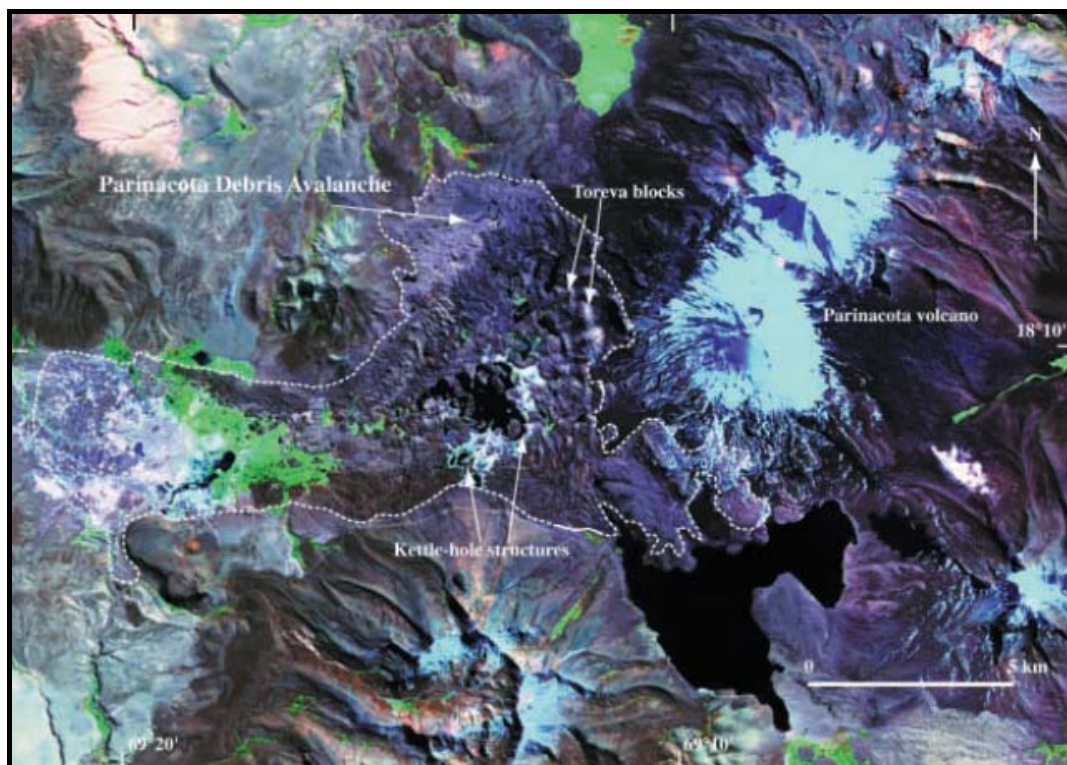


Figure 5.14 Image satellite Landsat Thematic Mapper de la région de Nevados de Payachata avec le DAD du Parinacota en pointillés blancs (Clavero *et al.*, 2002)

5.2.3 La Taapaca au Chili

5.2.3.1 Présentation du volcan Taapaca

Le Taapaca (18°06'S, 69°30'W, 5 850 m s.n.m.) est un large volcan dacitique situé sur la bordure ouest de la zone volcanique des Andes Centrales CVZ à l'extrémité nord du Chili (fig. 5.15). Ce complexe volcanique, à part une activité effusive andésitique pliocène peu affleurante, a produit des dacites porphyriques à hornblende et biotite pendant au moins les derniers 1,5 Ma (Clavero *et al.*, 2004c). L'édifice principal est constitué d'un complexe de dômes avec quelques coulées de laves et une grande quantité de dépôts d'écoulements pyroclastiques associés aux dômes. Il a subi au moins trois épisodes d'effondrement sectoriel pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène. Au cours de son évolution, l'activité volcanique a migré de 4 à 5 km vers le sud-ouest.



Figure 5.15 Vue sur le Taapaca avec en premier plan à gauche la ville de Putre, en premier plan à droite la surface mamelonnée du DAD de Socapave aussi visible en second plan.

5.2.3.2 Les DADs du Taapaca

Tous ces effondrements sectoriels du complexe volcanique du Taapaca sont dirigés vers le sud-ouest. Le DAD de l'unité de Churilenco est daté à 430-450 ka et n'affleure que sur

une surface de 1 km² au bas de la quebrada Socapave. Le faciès très altéré du DAD témoigne peut-être d'une origine liée à l'altération hydrothermale de l'édifice. Ce dépôt, malgré son âge, présente toutes les caractéristiques d'un DAD typique telle une surface à hummocks et des blocs à jigsaw cracks. La source possible de cette avalanche suggère un effondrement sectoriel de grand volume.

Le DAD de l'unité de Tajane est mieux préservé que le précédent mais assez peu documenté. Il présente une surface à hummocks légèrement effacée par l'érosion et partiellement recouverte par des dépôts pyroclastiques récents.

Le DAD de l'unité de Socapave couvre une superficie de plus de 20 km² jusqu'à 10 km de la source. Ce dépôt, daté entre 25 et 9 ka, a une surface à hummocks fraîche partiellement recouverte par des dépôts pyroclastiques récents par endroits (fig. 5.18). Ce dépôt présente un FBE (lavique et volcanoclastique) dacitique très dominant avec quelques injections de FM. Il est reconnu un dépôt de blast au sommet du DAD qui suggère une origine magmatique de l'effondrement sectoriel. La cicatrice de l'effondrement sectoriel de ce dernier événement est en partie masquée par les dômes plus récents.

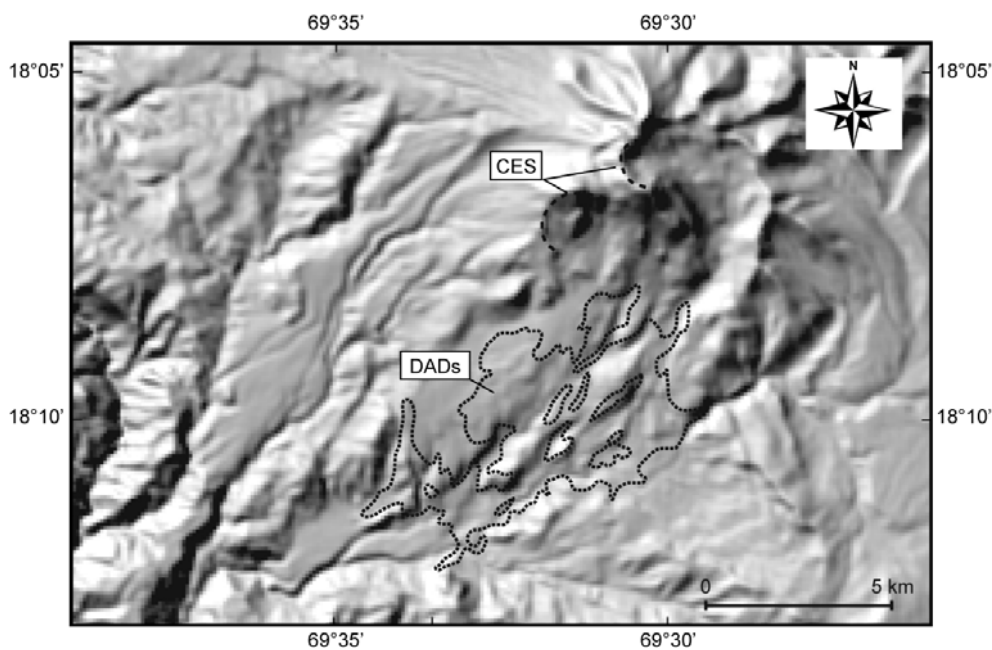


Figure 5.16 Image de relief ombré de la région de Putre avec la cartographie indifférenciée des DADs et des cicatrices d'effondrement sectoriel du volcan Taapaca selon Clavero et al. (2004c).

5.3 Comparaison entre les dépôts d'avalanches de débris étudiés

Les observations réalisées sur ces cibles secondaires sont intégrées dans la troisième partie de ce chapitre permettant une comparaison entre les différents dépôts rencontrés sur les thèmes tel que les faciès, la lithologie, la granulométrie, la forme des grains, les structures et les dimensions des dépôts.

5.3.1 Faciès des dépôts d'avalanche de débris

Les DADs présentés dans ce chapitre ainsi que dans les deux précédents exposent divers faciès en abondance variable selon la nature du volcan, de ces produits et l'environnement de dépôt. Ces observations, résumées dans le tableau 5.2, doivent être relativisées car elles ne représentent pas des informations quantitatives absolues sur la composition des dépôts mais des estimations réalisées à partir d'un nombre limité d'affleurements.

Dépôt d'avalanche de débris	FBE lavique	FBE volcanoclastique	FBE altéré	FM	FBS
Chimborazo	très dominant	peu abondant	rare	peu abondant	rare
Monts Dore (U4)*	peu abondant	rare	-	très dominant	rare
Ticsani ancien	abondant	peu abondant	dominant	rare	-
Ticsani récent San Cristobal	très dominant	peu abondant	-	rare	-
Ticsani récent Soquesane	peu abondant	très dominant	peu abondant	rare	-
Río Tambo	abondant	rare	-	dominant	-
Río Tambo non volcanique	-	-	-	rare	très dominant
Imbabura**	abondant	abondant	rare	peu abondant	-
Parinacota**	abondant	abondant	-	rare	peu abondant
Taapaca (Socapave)**	peu abondant	dominant	rare	rare	-

Tableau 5.2 Récapitulatif des observations réalisées sur les faciès des différentes cibles avec une estimation de leur représentativité dans le dépôt. * : information uniquement de la région distale ; ** : dépôts partiellement étudiés ; FBE : faciès à blocs issus de l'édifice ; FM : faciès mélangé ; FBS : faciès à blocs du substratum ; très dominant : > 75 vol.% ; dominant : 50-75 vol.% ; abondant : 25-50 vol.% ; peu abondant : 10-25 vol.% ; rare : < 10 vol.%.

La comparaison des DADs étudiés montre qu'il est difficile de rencontrer deux dépôts de composition similaire. Par exemple, le DAD du Ticsani ancien est le seul à avoir un faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) altéré dominant et celui du Parinacota est le seul à développer

un faciès à blocs du substratum (FBS) significatif. Il apparaît cependant une plus grande représentativité des FBE laviques et volcanoclastiques dans l'ensemble des dépôts. Cependant, même quand la composition est approchante les relations entre les faciès ne sont généralement pas identiques. Par exemple les DADs de l'Imbabura et du Parinacota sont les plus similaires quant à leur composition mais dans le cas de l'Imbabura le DAD montre une alternance verticale de FBE lavique et volcanoclastique alors que dans celui du Parinacota ces deux termes sont généralement dissociés dans deux unités (unité inférieure volcanoclastique et unité supérieure lavique). La présence de faciès mélangé (FM) et de FBS dans le DAD témoigne (en partie pour le FM) de l'incorporation de substratum pendant l'écoulement qui peut atteindre un volume supérieur au km³ (e.g. Chimborazo).

5.3.2 Étude lithologique et granulométrique

L'étude lithologique et granulométrique des dépôts d'avalanches de débris permet d'acquérir un grand nombre d'informations sur la nature des unités remobilisées dans l'effondrement sectoriel et la transformation de l'écoulement (c.f. 4.3). Il est nécessaire de prélever une grande quantité de matériel (notamment pour l'étude granulométrique et les mesures de masse volumique) à des localités différentes dans le dépôt. L'absence de routes, la durée de la mission et la nature des faciès peuvent limiter une telle étude. Ainsi nous avons pu recueillir suffisamment d'échantillons sur seulement deux dépôts : le DAD du Chimborazo et le DAD de l'unité Socapave du Taapaca. En plus nous avons recueilli trois échantillons dans les DADs du Ticsani ancien et récent (Soquesane et San Cristobal).

La comparaison entre les résultats de l'étude lithologique des DADs du Chimborazo et du Taapaca (unité Socapave) montre assez clairement les différences de composition entre les deux édifices sources (fig. 5.17). La partie remobilisée du Chimborazo CH-I dans l'effondrement sectoriel correspond essentiellement à des laves andésitiques avec quelques dépôts pyroclastiques andésitiques à dacitiques. La différence entre les laves et les dépôts pyroclastiques est bien visible. L'échantillon du DAD du Ticsani récent (unité San Cristobal) entre dans le champ des laves andésitiques du Chimborazo. Le DAD de l'unité Socapave du Taapaca est lui constitué essentiellement de laves dacitiques et de dépôts pyroclastiques (type écoulement de blocs et cendres). Un dépôt d'écoulement cendro-ponceux a été identifié dans

le DAD du Taapaca. Les échantillons des DADs du Ticsani ancien et du Ticsani récent (unité Soquesane) entrent dans le champ des dépôts pyroclastiques dacitiques.

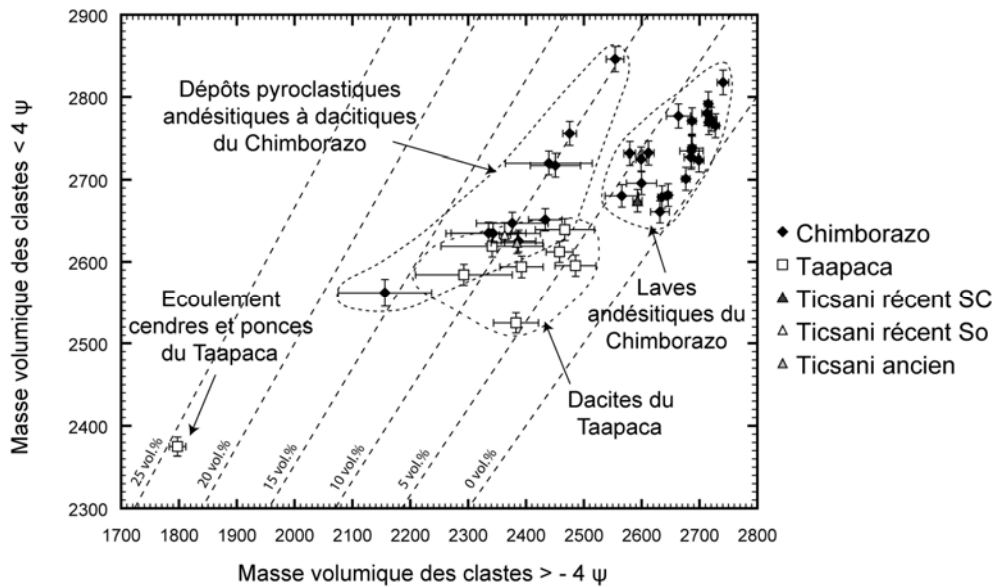


Figure 5.17 Graphique représentant la masse volumique des fractions <math>< 4 \phi</math> (<math>< 63 \mu\text{m}</math>) en fonction de la masse volumique des fractions > - 4 ϕ (> 16 mm). 0 à 25 vol.% correspondent aux droites représentant la vésicularité totale minimum des échantillons. Il faut noter que la mesure de la masse volumique des fractions > - 4 ϕ de l'échantillon le plus vésiculé du Taapaca n'a été reproduite qu'une fois. Ticsani récent SC : unité San Cristobal ; Ticsani récent So : unité Soquesane.

Nous avons réalisé l'analyse granulométrique partielle (sans fenêtre 1 m^2) de quelques échantillons du FBV du DAD du Taapaca (unité Socapave) (fig. 5.18). L'absence des fenêtres 1 m^2 , due aux conditions de la mission réalisée au Chili (courte dans le temps et sans cadre 1 m^2), a des conséquences autant sur les résultats statistiques de Inman (1952) que ceux de Folk and Ward (1957). Chacun des paramètres statistiques (Md-phi, Sigma-phi, SkG, Mz, Sigma-I, SkI, KG) est sous-évalué par rapport à la réalité mais surtout les paramètres Md-phi et Mz. En outre, l'absence des fenêtres 1 m^2 fait apparaître une tendance virtuelle dans la figure 5.20A. Cet artefact est associé au fait que le coefficient de tri des échantillons les plus grossiers est plus diminué par l'absence des données > -5 ϕ que pour les échantillons les plus fins et inversement pour la taille de grain moyen.

Il apparaît cependant que les échantillons du Taapaca ont une granularité généralement similaire à ceux des blocs de lave et des dépôts pyroclastiques grossiers (type écoulement de blocs et cendres) du Chimborazo. L'échantillon de dépôt cendro-ponceux du DAD de

Socapave présente une granularité très différente des autres échantillons (sable fin mal trié et peu leptokurtique avec une dissymétrie légèrement négative). Les données correspondantes aux DADs du Ticsani sont complètes (avec cadre 1 m²) et confirment les résultats obtenus grâce aux mesures de masse volumique : l'échantillon du Ticsani récent (unité San Cristobal) provient d'une unité lavique ; l'échantillon du Ticsani récent (unité Soquesane) provient d'une unité volcanoclastique (type écoulement de cendres et blocs) ; l'échantillon du Ticsani ancien provient d'une unité volcanoclastique (peut-être associé à une activité de type phréatomagmatique).

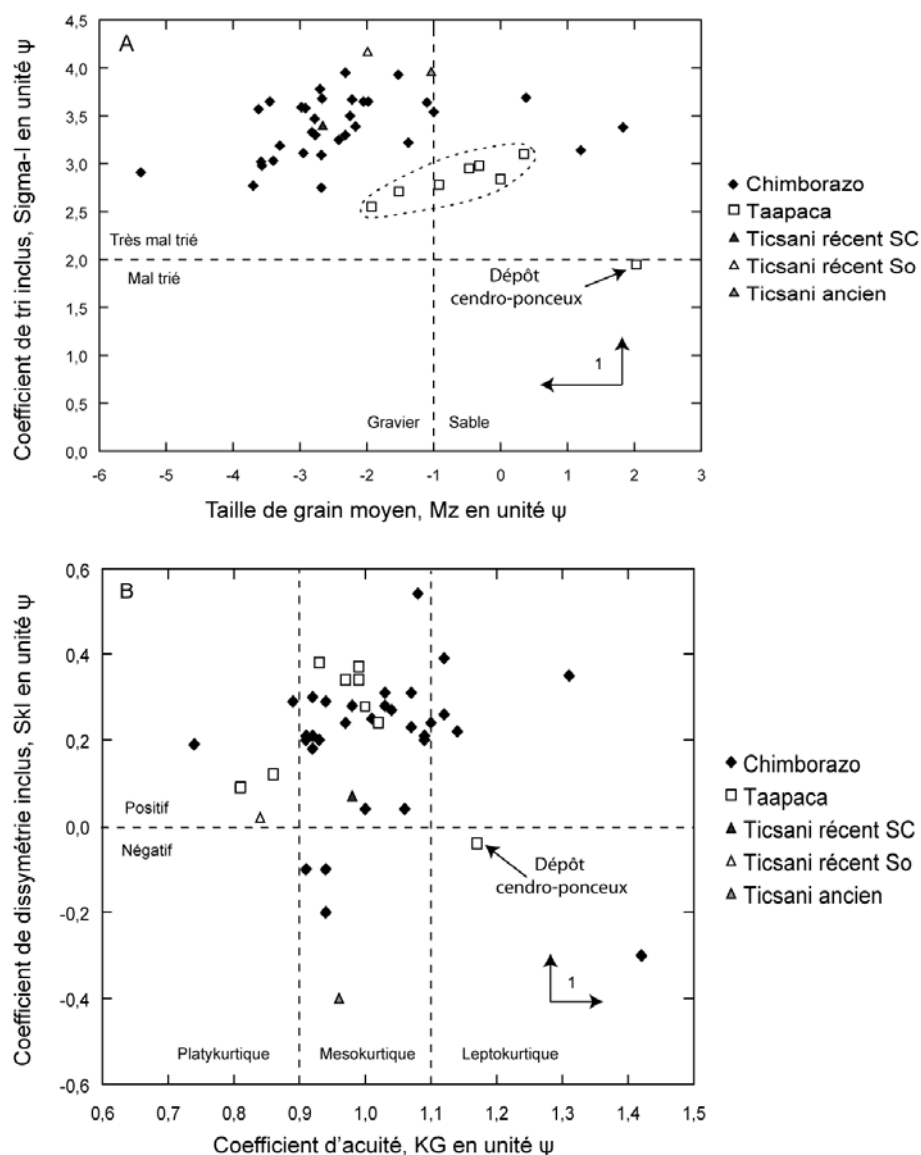


Figure 5.18 Analyse bivariable des paramètres statistiques graphiques de Folk and Ward (1957) pour les échantillons des DADs (faciès à blocs volcaniques) du Chimborazo et du Taapaca (unité Socapave). 1 : sens des erreurs du à l'absence de l'analyse des fenêtres 1 m² pour les échantillons du DAD de Socapave. L'absence des fenêtres 1 m² entraîne l'apparition d'une tendance virtuelle dans le graphique A en affectant à la fois la taille de grain moyen et le coefficient de tri.

5.3.3 Forme des dix plus gros clastes des fenêtres 1 m²

Comme pour les échantillons du DAD du Chimborazo nous avons mesuré les trois dimensions (L_p , W_p et T_p) des dix plus grands clastes des fenêtres 1 m² des DADs rencontrés dans la région du Ticsani. Cette méthode permet de connaître à la fois la taille et la forme des particules (c.f. 2.2.5). Les données recueillies au Chimborazo et au Ticsani sont synthétisées dans la figure 5.19. Dans cette figure les échantillons du Ticsani correspondent à des échantillons des DADs du Ticsani ancien, du Ticsani récent et du Río Tambo. Cet amalgame n'entraîne pas de grandes différences pour ce qui concerne l'interprétation des données.

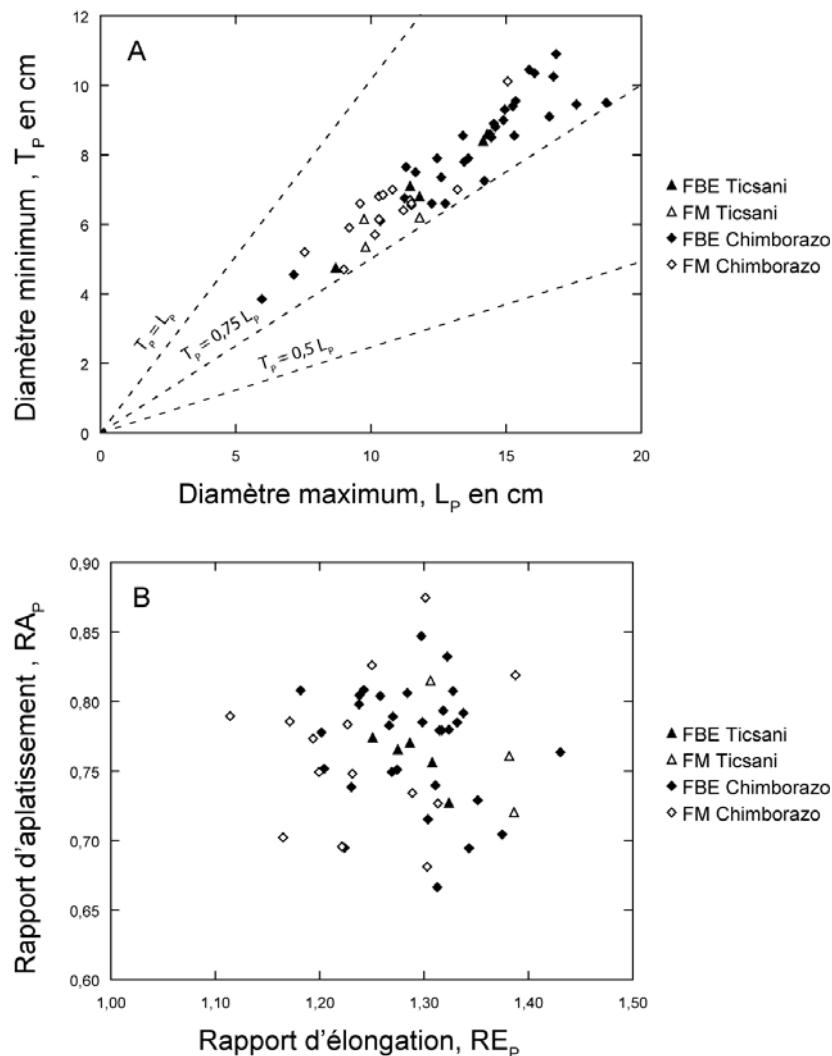


Figure 5.19 Analyse bivariable représentant (A) le diamètre minimum des particules T_p en fonction de leur diamètre maximum L_p et (B) le rapport d'aplatissement des particules RA_p en fonction de leur rapport d'élongation RE_p . Cette figure présente les valeurs moyennes pour dix blocs pris dans une fenêtre 1 m². FBE : faciès à blocs volcaniques ; FM : faciès mélangé. Dans les échantillons du Ticsani il y a des échantillons des DADs du Ticsani ancien, du Ticsani récent et du Río Tambo.

Les principaux résultats qui ressortent de cette analyse sont :

- Les dimensions moyennes des plus grands clastes des échantillons du faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) sont généralement supérieures à celles des plus grands clastes des échantillons du faciès mélangé (FM) (les exceptions correspondent à des FBE volcanoclastiques) (fig. 5.19A).
- Tous les clastes, quelque soit leur origine, ont un diamètre maximum 1,25 à 1,5 fois plus grand que leur diamètre minimum (fig. 5.19A).
- Les valeurs des rapports de formes sont relativement similaires quelque soit leur origine même si les clastes du FM ont des valeurs plus dispersées (fig. 5.19B).

5.3.4 Structures de base

Les contacts de bases des dépôts d'avalanches de débris sont souvent difficiles à observer car ils affleurent rarement ou à des endroits inaccessibles (comme au milieu d'une falaise). En plus des observations réalisées sur les DADs du Mont Dore et du Chimborazo nous avons pu examiner quelques contacts de base sur les DADs du Parinacota et du Ticsani (fig. 5.20). L'aspect de ces contacts est très variable d'un affleurement à l'autre et parfois à l'intérieur d'un même affleurement :

- Les contacts les plus fréquents sont les contacts rectilignes subhorizontaux mais parfois obliques (fig. 5.5 et 5.20B). Le contact peut alors avoir une apparence nette ou diffuse et il est parfois difficile d'identifier le passage de l'un à l'autre (fig. 5.20A). Cependant les contacts sur un substratum grossier et friable (e.g. conglomérat au Mont Dore) sont généralement plus diffus que les contacts sur un substratum fin et induré (e.g. ignimbrite sous le DAD du Ticsani ancien).
- Les contacts de base des DADs sont ponctués de structures de taille variable. Les plus fréquentes sont les failles normales (e.g. Chimborazo, Mont Dore et Parinacota), les cisaillements subhorizontaux (e.g. Chimborazo, Mont Dore et Ticsani) et les injections (e.g. Chimborazo, Mont Dore, Ticsani et Parinacota). Les cisaillements peuvent prendre la forme de failles inverses, d'étirements de blocs le long du contact ou de dilacération du substratum. Les injections sont autant du substratum vers le DAD que l'inverse (fig. 5.20A et 5.20C).

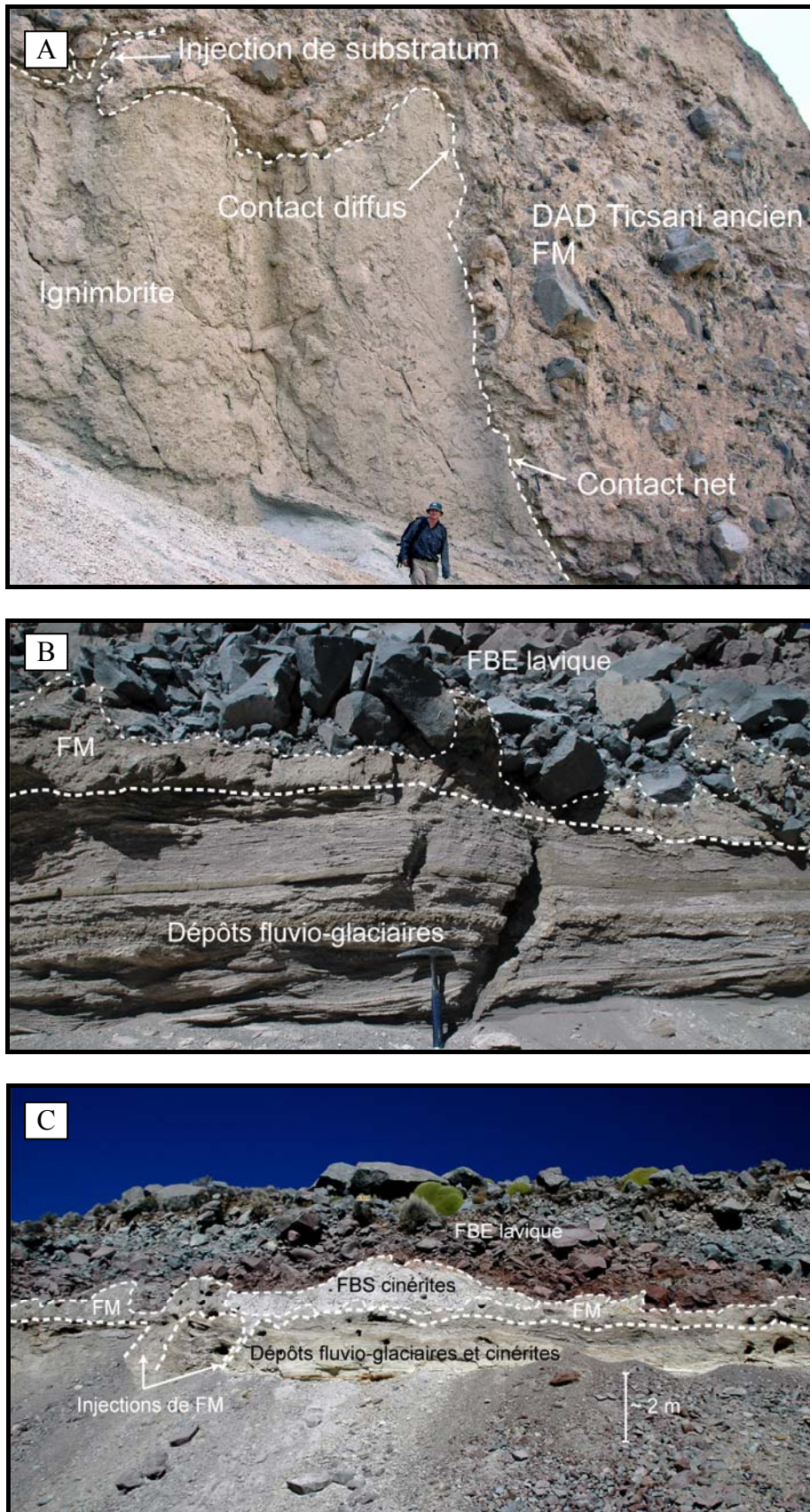


Figure 5.20 Photographies des contacts de base de (A) le DAD du Ticsani ancien sur un dépôt d'ignimbrite et (B) et (C) le DAD du Parinacota sur des dépôts fluvio-glaciaires et des cinérites. FBE : faciès à blocs issus de l'édifice ; FM : faciès mélangé ; FBS : faciès à blocs du substratum.

- Les structures de bulldozer (e.g. glissement de terrain L2 au Mont Dore et Parinacota) consistent en la déformation intense du substratum sous forme de plis (déformation ductile) et de failles chevauchantes (déformation cassante). Ces structures sont rares car elles nécessitent un substratum particulier comme des dépôts lacustres (cinérites) ou évaporitiques (fig. 5.20C).
- Les incorporations de grands blocs de substratum dans le DAD sans déformation, comme des blocs de conglomérat friable, sont rares et associées à la présence de mégablocs dans le faciès mélangé (e.g. Mont Dore).

5.3.5 Structures internes

L'observation des structures internes dans les DADs dépend en grande partie des contrastes de couleur et de texture des dépôts. Plusieurs structures sont redondantes :

- La figure la plus courante (observé dans tous les dépôts même les dépôts non volcaniques) est la fracturation en puzzle (jigsaw cracks ; fig. 5.21A). Les blocs de laves sont beaucoup plus intensément affectés par cette fracturation que les blocs volcanoclastiques (e.g. Chimborazo).
- Dans certains dépôts (e.g. Chimborazo et Ticsani) nous avons observé quelques grands plans de cisaillement subhorizontaux (fig. 5.21B).
- La majorité des DADs montrent aussi des mégablocs avec conservation de la stratigraphie originale des dépôts. Ces mégablocs sont fréquemment affectés de failles normales et étirés en forme du boudinage (fig. 5.22A et B).
- Les figures de mélange partiel entre blocs volcaniques sont courantes (Chimborazo, Ticsani et Taapaca) et elles sont généralement associées à de fortes contraintes environnementales comme l'entrée dans une paléovallée (fig. 22C).
- Les injections de faciès mélangé dans les blocs (volcaniques ou non) ont été rencontrées dans tous les dépôts étudiés (fig. 5.23A). Ces injections utilisent généralement le réseau de fracturation dans les blocs et suivent les contacts entre deux blocs de nature différente. Nous avons aussi pu reconnaître des injections de

substratum fluidisé jusqu'au sommet du dépôt dans au moins trois DADs (Chimborazo, Taapaca et Imbabura) (fig. 5.23B, C et D).

- Peu de figures de mélange partiel entre des faciès mélangés de différentes couleurs ont été rencontrés (e.g. Mont Dore). Il est probable que la présence de ces structures nécessite que le DAD érode des formations aux forts contrastes de couleur comme c'est le cas pour le DAD du Mont Dore (dépôts pyroclastiques et épicyclastiques, substratum cristallin, argiles bariolées).

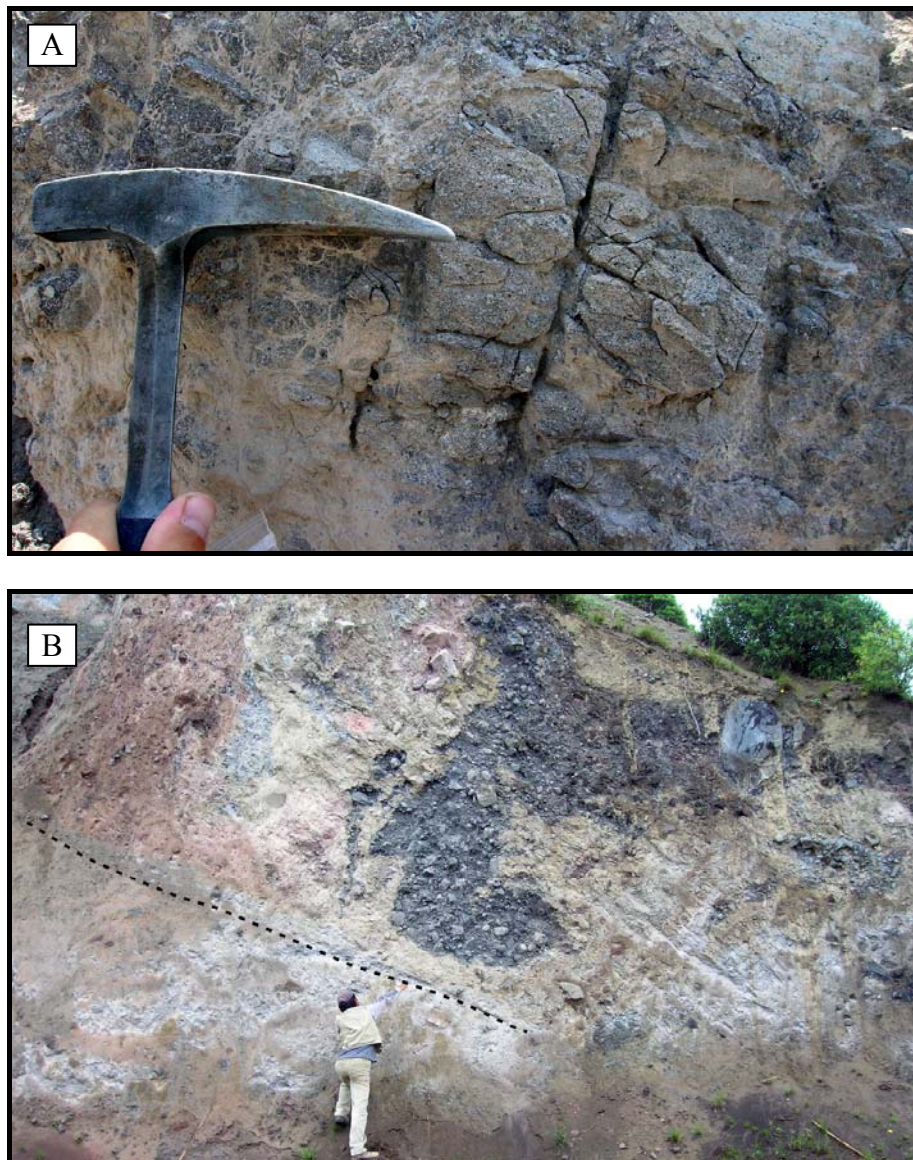


Figure 5.21 Photographies de (A) jigsaw cracks dans le DAD du Ticsani ancien et (B) d'un cisaillement de faible pente dans le DAD du Chimborazo.

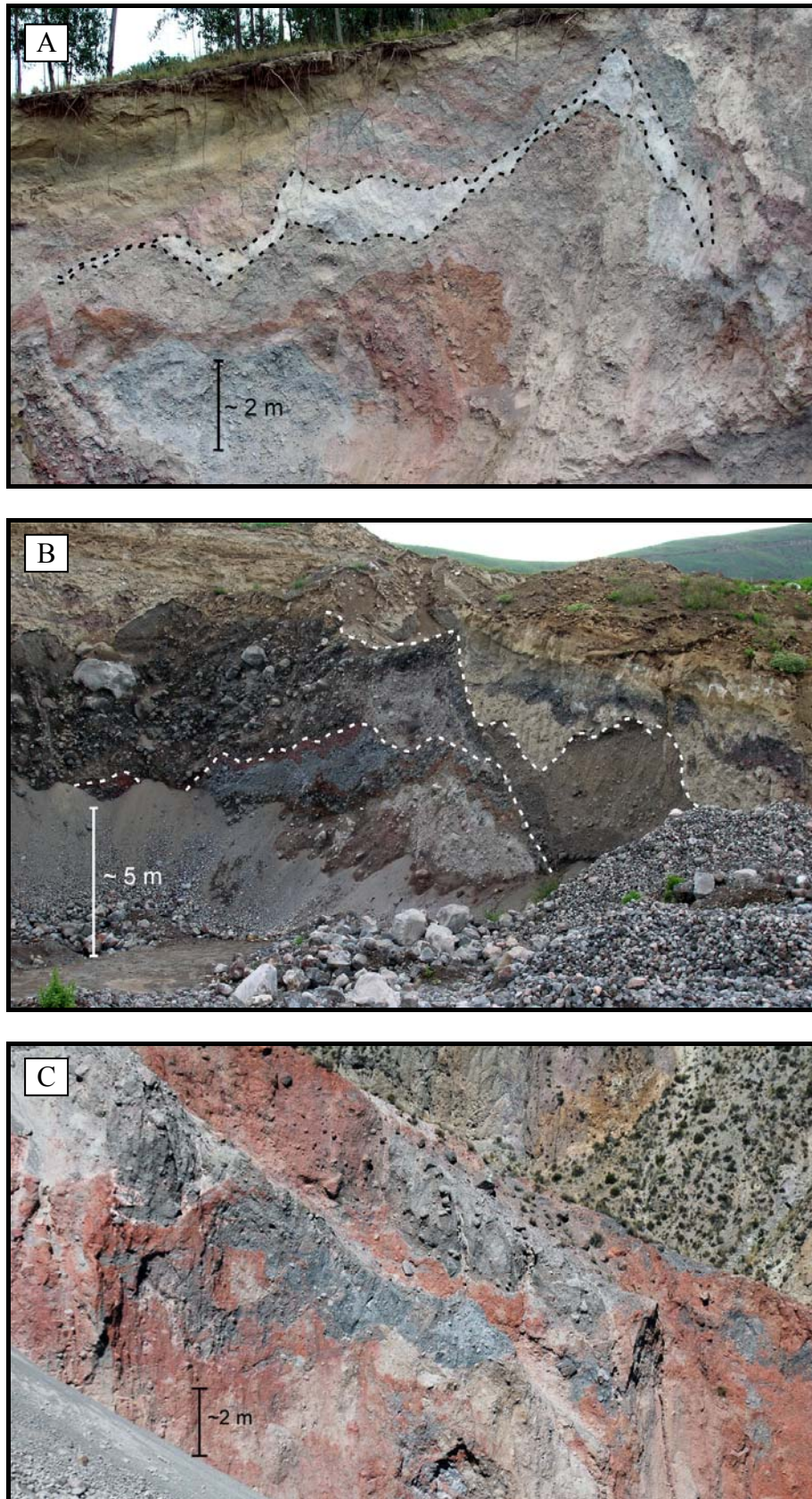


Figure 5.22 Photographies de (A) et (B) figures de boudinages dans les DADs du Chimborazo et de l'Imbabura respectivement et (C) de mélange partiel entre blocs dans le DAD du Taapaca (unité Socapave). Dans les figure (A) et (B) les pointillés entourent une strate repère de dépôts pyroclastiques.

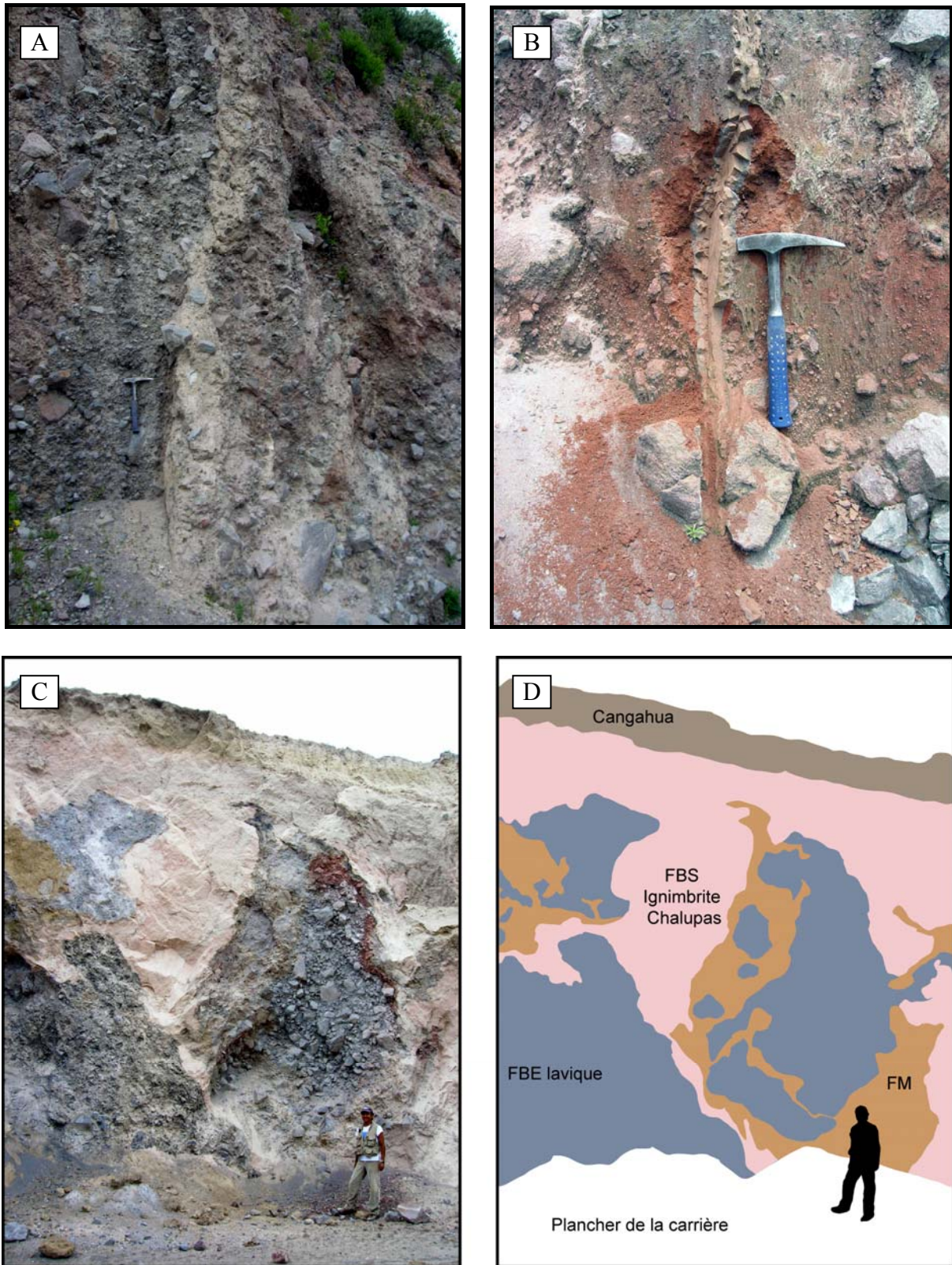


Figure 5.23 Photographies d'injections (A) de faciès mélangé dans le DAD du Ticsani récent de San Cristobal, (B) de cendres fines dans le DAD de l'Imbabura et (C) d'ignimbrite et de faciès mélangé dans le DAD du Chimborazo. (D) Dessin de la photographie (C). FBE : faciès à blocs issus de l'édifice ; SBS : faciès à blocs de substratum ; FM : faciès mélangé.

5.3.6 Morphologies de surfaces

Tous les dépôts que nous avons observés (sauf celui du Mont Dore) exposent des morphologies de surface. Les différences quant à leur forme, leur taille et leur distribution spatiale sont associées à la composition du DAD et au contexte de mise en place :

- Les DADs du Ticsani ancien et récent (San Cristobal) ont peu (une dizaine chacun) de hummocks arrondis.
- Les DADs du Taapaca et du Parinacota ont de très nombreux (plusieurs dizaines à centaines chacun) de hummocks qui sont généralement coniques et fortement pentus en région proximale et arrondis et peu pentus en région distale (fig. 5.24A et B). La taille des morphologies a tendance à décroître en fonction de la distance parcourue (Clavero *et al.*, 2002).
- Les DADs du Chimborazo et du Río Tambo ont à la fois des rides et des hummocks arrondis (plus de 200 pour le DAD du Chimborazo). Dans le cas du DAD du Chimborazo l'existence et la direction des rides sont directement associées à la présence d'obstacle à l'écoulement (cônes de scories, paléovallées).
- Les DADs du Chimborazo et du Parinacota ont des morphologies de type « kettle holes » (Clavero *et al.*, 2002; Lampson, 2007) qui suggèrent la présence de grands blocs de glace dans l'écoulement qui ont par la suite fondu.
- Le DAD du Parinacota est le seul à exposer des blocs *Toreva* ce qui montre qu'il ne s'agit pas d'un phénomène courant peut-être à associer avec la déformation ou l'entraînement de substratum (e.g. Socompa, van Wyk de Vries *et al.*, 2001).
- La taille des morphologies du DAD du Chimborazo augmente de la région proximale à médiane puis diminue dans la région distale (Lampson, 2007).
- Le confinement latéral de l'écoulement ou un changement brutal de la direction ou de la pente de l'écoulement engendre généralement une augmentation de la taille et du nombre de morphologies de surface dans le DAD (Taapaca et Chimborazo).
- La structure interne des hummocks n'a pu être observée précisément que dans le DAD du Chimborazo. Les carrières creusées dans les hummocks montrent alors que le boudinage coïncide avec la forme de la morphologie (fig. 5.24C).

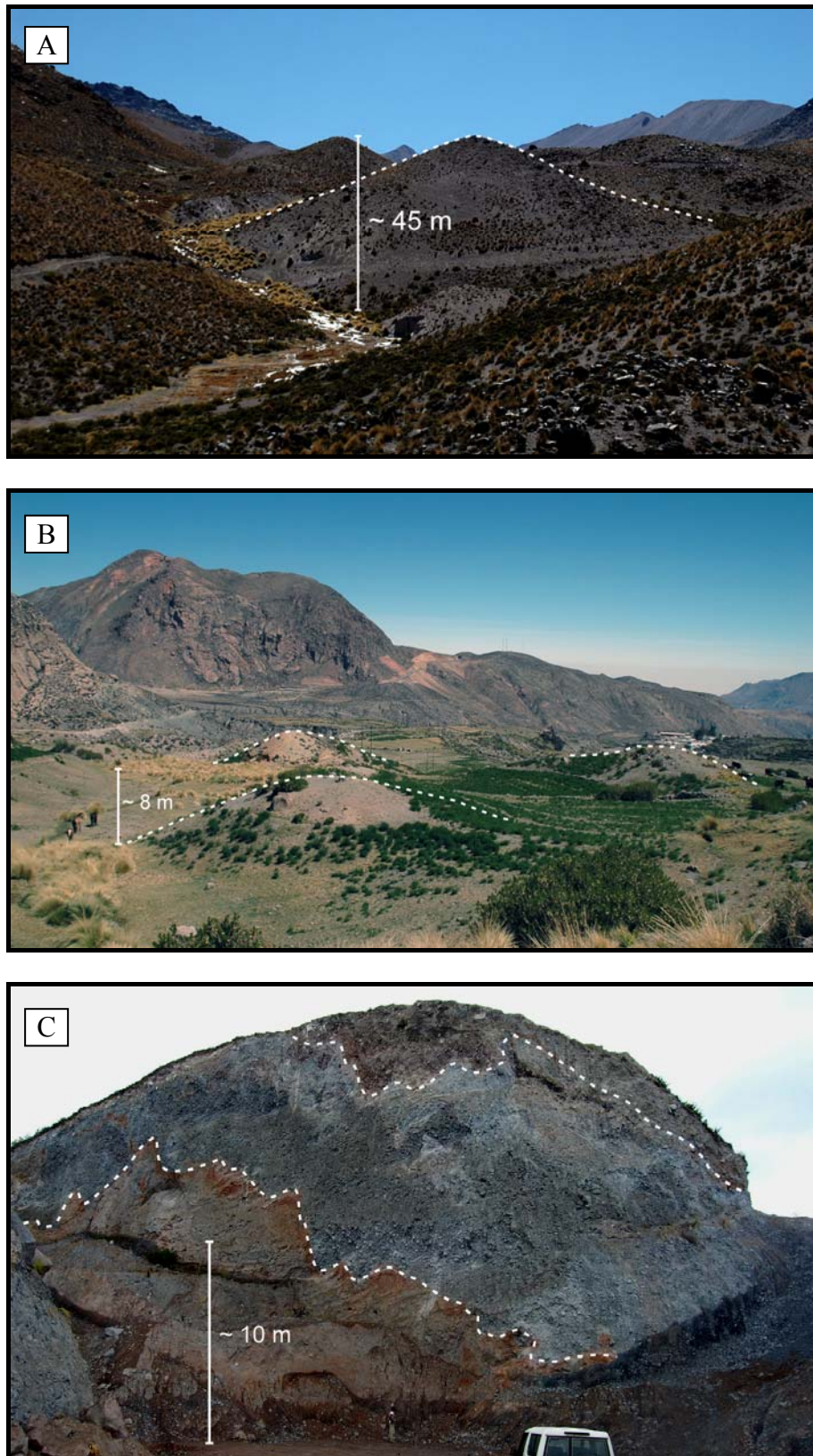


Figure 5.24 Photographies de hummocks (A) en région proximale et (B) médiane du DAD du Taapaca et (C) d'une carrière dans un hummock du DAD du Chimborazo. (A) En région proximale les hummocks sont coniques et mesurent couramment plus de 40 m de haut. (B) En région médiane les hummocks sont arrondis et mesurent généralement moins de 10 m de haut. (C) la structure interne du dépôt en boudinage coïncide avec la forme du hummock.

5.3.7 Dimensions des dépôts d'avalanches de débris

Nous avons réalisé une cartographie rigoureuse et complète sur seulement deux dépôts : les DADs du Chimborazo et du Ticsani ancien. Les données issues de ce travail sont résumées dans le tableau 5.3. Les DADs du Chimborazo et du Ticsani ancien font partie de la même catégorie en terme de volume avec pour chacun un volume supérieur à 10 km^3 .

Objet	Paramètres	DAD du Ticsani ancien		DAD du Chimborazo		
		Estimation	Pertinence	Estimation	Pertinence	
Cicatrice d'effondrement sectoriel	L_C	Longueur	2 km	-	3,3 km	+
	W_C	Largeur	4,75 km	++	3,4 km	+
	W_{ac}	Largeur à l'ouverture	4,75 km	++	2,6 km	+
	D_C	Profondeur	1,5 km	-	1,7 km	-
	γ_C	Direction d'ouverture	N255	++	N125	+
	α_C	Angle d'ouverture	100°	+	60°	+
	RE_C	Rapport d'élongation	0,42	-	0,97	-
	FF_C	Facteur de fermeture	1	++	0,76	+
	V_i	Volume initial	13,5 km ³	-	8,4 km ³	-
	Dépôt d'avalanche de débris	L_D	Longueur	23,5 km	+	28,8 km
A_D		Surface	55 km ²	+	280 km ²	++
W_{Dmoy}		Largeur	2,3 km	+++	9,7 km	+++
T_D		Épaisseur	325 m	++	40 m	++
α_D		Déclivité	< 4°	++	< 2°	+++
V_D		Volume	18 km ³	+	11,4 km ³	++
RE_D		Rapport d'élongation	10,2	++	2,97	++
RA_D		Rapport d'aplatissement	0,14	++	0,004	++
RS_D		Rapport de sphéricité	0,11	++	0,077	++
FF_D		Facteur de forme	0,004	++	0,002	++
	FE_D	Facteur d'étalement	8	++	55	++
Phase de transport		Distance au volcan	29 km	+	35 km	+++
	L	Distance parcourue	31,5 km	+	41,5 km	+++
	H	Hauteur de chute	4,15 km	+	3,6 km	++
	Le	Distance excessive	24,8 km	+	35,7 km	++
	$Le\%$		79%	++	86%	++
	D	Distance modifiée	30,9 km	+	36,2 km	+++
	α	Angle apparent de la ligne d'énergie	7,5°	++	5°	+++
	H/L	Coefficient de friction apparent	0,13	++	0,087	+++
D/L	Facteur de courbure	0,98	++	0,87	+++	

Tableau 5.3 Récapitulatif des résultats de la cartographie des DADs du Chimborazo et du Ticsani ancien. L'estimation de la pertinence des données (- : mauvaise avec une erreur > 20%; + : moyenne avec une erreur ~15%; ++ : bonne avec une erreur ~10% ; +++ : très bonne avec une erreur ~5%) est fonction de l'incertitude des résultats de la cartographie.

Les données sur les cicatrices d'effondrements sectoriels semblent insuffisantes pour en tirer une interprétation poussée cependant il semble que l'altération des matériaux dans l'édifice source peut avoir une influence sur la forme de la cicatrice. Dans le cas du

Chimborazo les produits sont très peu altérés et la cicatrice à une forme en fer à cheval en plan (facteur de fermeture $FF_C \sim 0,76$). Pour le Ticsani, les produits sont très altérés et la cicatrice à une forme d'amphithéâtre en plan (facteur de fermeture $FF_C = 1$).

Même si les deux dépôts sont très mobiles avec une distance parcourue excessive de 25 à 35 km, les différences observées avec le facteur d'étalement et le coefficient de friction apparent montrent que l'avalanche de débris du Ticsani était moins mobile que celle du Chimborazo. Ces différences de mobilité ne peuvent pas être expliquées avec des paramètres tels que le volume ou la pente car ils sont plus grands dans le cas du Ticsani. Trois paramètres peuvent expliquer ces différences : le confinement latéral, l'altération des matériaux et l'explosivité à la source. Le confinement latéral important dans le cas du Ticsani augmente la friction sur l'écoulement et limite l'étalement de l'écoulement. L'altération des matériaux (très forte pour le Ticsani) change la rhéologie du glissement. La présence d'explosion à l'origine du DAD du Chimborazo pourrait augmenter le potentiel énergétique de l'écoulement même si celle-ci reste encore à prouver. Il est possible qu'un de ces paramètres ait une plus grande influence que les autres mais l'étude de deux cas ne suffit pas pour les départager.

Chapitre 6 – Discussion générale

L'étude des dépôts d'avalanches de débris (DADs) volcaniques pose de nombreuses questions autant sur le plan méthodologique que géologique. Il est nécessaire de présenter des données objectives pour initier une discussion admissible par la communauté scientifique. La méthodologie est donc un point essentiel car elle garantit la validité des résultats grâce à une estimation rigoureuse de l'erreur sur les résultats quantitatifs et de la représentativité des observations qualitatives. L'interprétation géologique de l'ensemble des données peut alors être discutée en fonction des connaissances et des théories de la littérature. Dans cette optique notre discussion générale critiquera en premier lieu la légitimité des méthodes utilisées dans ce travail de thèse et proposera des améliorations. Grâce aux résultats obtenus sur plusieurs exemples naturels nous pourrons ensuite discuter des implications de nos observations sur les modèles actuels d'effondrements sectoriels et d'avalanches de débris. Cela permet aussi d'intégrer ce travail dans une perspective plus générale d'évaluation de l'aléa volcanique majeur « effondrement sectoriel et avalanche de débris ».

6.1 Méthodologie de l'étude

6.1.1 Identification et cartographie

La reconnaissance de cicatrices d'effondrements sectoriels (CESSs) et de dépôts d'avalanches de débris (DADs) est devenue courante sur les volcans continentaux (Ui, 1983; Siebert, 1984; Ui *et al.*, 1986b; Francis and Wells, 1988; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006; Ponomareva *et al.*, 2006), océaniques (Carracedo *et al.*, 1999; Smith and Wessel, 2000; Deplus *et al.*, 2001; Gee *et al.*, 2001; Tibaldi, 2001; Voight *et al.*, 2002; Normark *et al.*, 2004; Oehler *et al.*, 2004; Boudon *et al.*, 2008) et même extraterrestres (Quantin *et al.*, 2004) ce qui indique qu'il s'agit d'un processus commun de démantèlement des reliefs volcaniques. La cartographie de ces événements est une étape indispensable pour la compréhension du phénomène et l'évaluation de l'aléa. Plusieurs paramètres compliquent la tâche du géologue sur le terrain autant pour l'identification que pour l'estimation des dimensions de la zone

source et des dépôts (cf. 1.2.1.2 et 2.1.1). Dans ce travail nous avons utilisé et développé plusieurs méthodes permettant la reconnaissance et la cartographie des CESs et des DADs.

6.1.1.1 La cicatrice d'effondrement sectoriel

Malgré la commodité d'utilisation des images satellites et les photographies aériennes pour repérer ces structures (Francis and Wells, 1988), il est important de distinguer l'escarpement actuel et la CES originale. L'escarpement actuel est le résultat de la modification plus ou moins intense de la CES par l'activité volcanique et l'érosion postérieurs. Comme beaucoup d'auteurs l'ont fait remarquer (Siebert, 1984; Karátson *et al.*, 1999; Clément *et al.*, 2003), l'évolution de ces dépressions est plus ou moins rapide en fonction de l'activité volcanique et du climat qui gouverne la vitesse et la nature de l'érosion (surtout fluviale ou glaciaire).

Aussi l'identification et la cartographie de la zone source d'un effondrement sectoriel sont souvent loin d'être évidentes sur le terrain. Dans cette étude, seul l'escarpement de l'effondrement sectoriel du Ticsani ancien (cf. 5.1.1) a pu être cartographié de façon détaillée mais l'érosion et le remplissage postérieur rendent les résultats de la reconstruction géométrique de la cicatrice originale peu satisfaisants. Dans tous les autres cas, l'étude de la zone source relève plus de la spéculation sur quelques indices géologiques que d'une évaluation basée sur une cartographie précise.

L'estimation des dimensions de l'effondrement sectoriel doit prendre en considération la modification de la forme de la cicatrice par deux processus principaux :

- La destruction partielle des murs de la cicatrice par une activité volcanique explosive (e.g. Mount St. Helens), des mouvements de terrains (e.g. écroulement rocheux du 13 octobre 2000 dans la cicatrice d'effondrement sectoriel de l'Altar) ou l'érosion postérieurs (fluviale ou glaciaire). Dans le cas des CESs polygénique, l'estimation du volume initial est d'autant plus difficile.
- Le comblement de la dépression par des formations volcaniques (e.g. croissance d'un dôme interne dans le cas du Ticsani) ou sédimentaires (e.g. moraines).

Ainsi l'étude de la géométrie de la zone source est préconisée sur des effondrements récents comme ceux du Mount St. Helens (Voight *et al.*, 1981), du Mount Augustine (Siebert *et al.*, 1995), du Bandai (Nakamura, 1978) et de la Soufrière de Montserrat (Voight *et al.*, 2002) ou encore dans les cas où la cicatrice a subi peu d'érosion ou de remplissage postérieur comme celles du Socompa (Kelfoun and Druitt, 2005) et du Mombacho (Shea *et al.*, 2007).

6.1.1.2 Les dépôts d'avalanches de débris

Une importante partie de cette thèse est consacrée à l'identification et la cartographie de DADs continentaux dans des environnements différents (topographie et climat). Ce travail montre que le niveau d'argumentation pour distinguer l'origine d'un dépôt varie en fonction de son environnement et de son âge. La reconnaissance de l'origine d'un dépôt et sa cartographie est d'autant plus facile que celui-ci est récent, peu érodé, peu recouvert par des dépôts postérieurs et mis en place dans un contexte simple comme une vaste plaine (exemples par ordre croissant de difficulté de la cartographie : Parinacota, Chimborazo, Imbabura et Taapaca). Dans ces exemples, les caractéristiques typiques des DADs comme les fractures en puzzle (jigsaw cracks) et une topographie à hummock (Siebert, 1984) suffisent pour distinguer un dépôt.

Pour un événement ancien et/ou mis en place dans une vallée étroite (e.g. Ticsani et Mont Dore) plusieurs phénomènes se surimposent pour compliquer l'identification et la cartographie du dépôt tel l'érosion, les emboitements et les remobilisations postérieurs (écoulements de débris et mouvements de terrain sur les flancs de la vallée). Dans l'exemple du Ticsani, une cartographie détaillée a permis de mettre en évidence au moins quatre DADs différents là où les précédentes études n'en considéraient qu'un seul (Mariño, 2002; Mariño and Thouret, 2003). Dans l'exemple de la séquence épiciastique de Perrier (Mont Dore), deux nouveaux dépôts de glissement de terrain aux caractéristiques très similaires aux dépôts parents ont été identifiés modifiant notre perception des risques pour cette région (cf. 3.4.3).

De nombreuses études (Ui and Glicken, 1986; Glicken, 1991; Palmer *et al.*, 1991; Smith and Lowe, 1991; Vallance, 2000; Capra *et al.*, 2002) ont traités du continuum entre

avalanches de débris et écoulements de débris volcaniques. Ces travaux présentent les particularités de chaque événement et montrent aussi que dans certains cas précis (e.g. remobilisation d'un DAD par un écoulement de débris cohésif) les deux phénomènes peuvent partager des caractéristiques similaires. Dans l'exemple complexe de la séquence épicyclastique de Perrier, plus que la cartographie même, c'est la mise en place d'une méthodologie basée sur un large éventail d'arguments de terrain qui permet de distinguer l'origine des unités.

6.1.1.3 Dimensions des avalanches de débris

La cartographie des CESs et des DADs est fondamentale pour l'estimation des dimensions d'un tel événement. Beaucoup d'études utilisent ces dimensions pour contraindre des études statistiques de l'aléa « effondrement sectoriel et avalanche de débris » (Siebert, 1984; Hayashi and Self, 1992; Dade and Huppert, 1998; Legros, 2002). La standardisation de ces paramètres initiée par Siebert (1984), mais mieux développée pour les avalanches de débris non volcaniques (Nicoletti and Sorriso-Valvo, 1991), est une étape obligatoire pour améliorer ces modèles statistiques. Le développement d'une base de données accessible par internet (Dufresne *et al.*, 2008) est la réponse à un tel besoin mais pose encore plusieurs problèmes. Jusqu'à aujourd'hui, rares sont les études qui intègrent une estimation de l'erreur sur leur données (Mehl and Schmincke, 1999; Siebert *et al.*, 2004). Aussi aucune des études statistiques précédemment citées ne critique la validité des données qu'ils utilisent hors il est évident que l'incertitude sur les dimensions d'un DAD est variable pour chaque cas.

L'estimation du volume des DADs est une étape nécessaire mais dont le résultat est fonction de deux paramètres : l'épaisseur et la superficie des DADs. L'erreur sur cette dimension est d'autant plus grande que le dépôt est érodé et/ou recouvert de dépôts postérieurs et que son épaisseur est méconnue. De même que pour l'identification, plusieurs méthodes existent pour estimer le volume des DADs selon l'environnement du dépôt :

- La méthode de Crandell (1989) consiste à diviser le dépôt en zone d'une certaine superficie avec une épaisseur moyenne. Cette méthode, utilisée pour l'exemple du Chimborazo, est valable pour les dépôts ayant subi peu d'érosion avec une faible couverture de dépôts postérieurs et des morphologies de surface ne représentant pas l'essentiel du volume du DAD (e.g. dépôt récent dans une plaine).

L'incertitude sur le calcul du volume dépend essentiellement de l'estimation de l'épaisseur du dépôt. Dans le cas du Chimborazo, l'estimation de l'épaisseur dans les régions médiane et distale est relativement bonne grâce à de nombreuses coupes. Elle est moins bonne en région proximale du fait de l'absence d'affleurements du contact de base c'est pourquoi l'erreur sur le calcul du volume est estimée à ± 10 vol.%.

- La méthode de Clavero (2002) consiste en l'estimation du volume de DAD représenté par les hummocks pour une région du dépôt. Cette méthode permet de compléter celle de Crandell (1989) lorsque les hummocks correspondent à la partie la plus volumineuse du dépôt (e.g. Parinacota).
- La méthode de Mehl and Schmincke (1999) est utilisée pour les dépôts très érodés et/ou recouverts de formation récentes (e.g. dépôt ancien dans une vallée). Cette méthode est basée sur une cartographie précise du dépôt en place, de l'estimation des régions recouvertes et érodées du DAD et de la reconstruction géométrique du bassin de réception. Cette méthode rigoureuse, utilisée pour les dépôts les plus complexes, engendre une erreur non négligeable sur la valeur du volume du DAD. Dans l'exemple relativement bien conservé du Ticsani ancien, l'incertitude sur le volume du DAD est estimée à ± 15 vol.%.

Dans cette étude nous proposons une estimation raisonnable de l'erreur sur chacune des dimensions des DADs. Elle permet de mettre en évidence de réelles différences entre les dépôts via des paramètres comme le coefficient d'étalement ($A_D/V_D^{2/3}$) et la distance excessive (L_e).

Un paramètre important pour la modélisation des avalanches de débris est l'estimation de la dilatation du matériel remobilisé. Hors ce paramètre dépend de l'estimation du volume de la cicatrice, du volume du DAD et du volume incorporé ce qui génère une grande incertitude sur sa valeur. L'utilisation de la valeur moyenne de 20-25% proposé par Glicken (1996) pour l'exemple du Mount St. Helens doit en conséquence être mesurée.

6.1.2 Méthode d'analyse des dépôts

6.1.2.1 Mesure de la masse volumique des clastes

Les méthodes de détermination de la masse volumique des éléments $> -4 \phi$ par immersion et $< 4 \phi$ par pycnomètre à eau complètent l'analyse chimique et pétrologique des constituants du DAD (cf. 4.2.1.1). Elles apportent notamment des informations précieuses pour l'interprétation de l'origine des blocs qui n'avait pas été développée dans les études précédentes (Glicken, 1996). Les erreurs et les écarts types calculés montrent que ces analyses sont fiables et reproductibles. Cependant les résultats exprimés en termes de vésicularité sous-estiment la vésicularité totale.

Dans le cadre d'une étude plus complète il serait intéressant d'utiliser la méthode du pycnomètre à hélium pour préciser la vésicularité totale des clastes. La méthode du cône de sable (Yoro, 1992), permettant de connaître la masse volumique *in situ* des dépôts, pourrait être intéressante mais doit être adaptée à l'hétérogénéité des blocs d'avalanche de débris.

6.1.2.2 Granulométrie

L'analyse granulométrique des blocs issus de l'édifice (FBE) nécessite l'utilisation de trois méthodes reposant sur des principes différents (cf. 2.2.3). Comme les résultats sur le DAD du Chimborazo le montrent clairement, les méthodes « tamisage à sec » et « sédimentométrie » se complètent de manière satisfaisante. L'artefact présent à la jointure des méthodes « fenêtre 1 m^2 » et « tamisage à sec » souligne la difficulté de réaliser un échantillonnage complet du spectre granulométrique des blocs d'avalanche de débris. Le résultat de l'analyse granulométrique est donc semi-quantitatif. Cependant, l'utilisation de paramètres statistiques permet d'avoir une idée assez précise de la granularité du matériel. Les paramètres comme la taille moyenne (Md-phi) ou la taille médiane (Mz) des grains sont souvent sous-estimés comme le montre Siebert et al. (2004). Cependant l'utilisation de l'ensemble des méthodes est nécessaire car l'absence de la méthode « fenêtre 1 m^2 » (e.g. Taapaca) fait apparaître des tendances virtuelles qui peuvent perturber de manière beaucoup

plus importante l'interprétation des résultats. La modélisation des données granulométriques (Wohletz *et al.*, 1989) permet de valoriser ces résultats en suggérant la présence ou l'absence de chaîne de fragmentation entre plusieurs échantillons d'une même lithologie. Les fenêtres 1 m² permettent aussi d'avoir des informations sur l'imbrication 2D des clastes dans les blocs.

L'analyse granulométrique du faciès mélangé (FM), lorsqu'il est induré, est basée uniquement l'analyse des fenêtres 1 m² pour les clastes > -6 φ et des fenêtres 10 cm² pour les fractions fines < -1 φ. Ces méthodes ne suffisent pas pour reconstruire un spectre granulométrique complet mais permettent une vision qualitative de la granulométrie du faciès et de ses constituants.

L'amélioration des résultats granulométriques des blocs d'avalanche de débris passe par un renforcement de l'échantillonnage à la jointure des méthodes « fenêtre 1 m² » et « tamisage à sec ». Cette amélioration peut prendre la forme de prélèvements d'une plus grande quantité de matériel notamment pour les échantillons grossiers ou l'utilisation d'une fenêtre complémentaire (e.g. une fenêtre 50*50 cm) permettant de mieux évaluer les fractions entre -5 et -3 φ. L'amélioration des résultats granulométriques du faciès mélangé peut être réalisée grâce à l'augmentation du nombre de fenêtres d'observations à différentes échelles.

6.1.2.3 Forme et texture des grains

L'étude de la forme des grains est peu représenté dans la littérature des DADs volcaniques (Ui *et al.*, 1986a; Glicken, 1996). Dans notre étude, la forme des grains est étudiée pour deux tailles de grain différentes par deux méthodes (mesures 3D des gros clastes et estimation 2D de la forme des particules fines). Cette démarche est novatrice et l'homogénéité des résultats des deux méthodes soutient leur crédibilité. Cependant la méthode d'estimation 2D de la forme des particules fines repose sur des chartes visuelles et les résultats sont donc semi-quantitatifs. Une manière d'améliorer cette méthode est d'automatiser la reconnaissance des formes par des outils informatiques comme il en existe dans le domaine sédimentaire (Santamarina and Cho, 2004).

L'étude de la texture de surface des grains est plus commune (Komorowski *et al.*, 1991; Belousov *et al.*, 1999; Shea *et al.*, 2007) et apporte aussi d'utiles informations pour la compréhension des avalanches de débris. Les résultats de notre étude sont qualitatifs et une étude statistique des textures comme initiée par Komorowski et al (1991) permettrait d'élargir la discussion sur leur origine.

6.1.2.4 Étude des structures des dépôts

L'étude des structures des dépôts (structures de base et internes, morphologies de surfaces) est essentiellement descriptive cependant la multiplication des observations sur des dépôts différents (Chimborazo, Mont Dore, Ticsani, Taapaca, Parinacota et Imbabura) permet de généraliser (ou non) l'interprétation sur les processus à l'origine de ces structures. Une approche statistique (Clavero *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2007) de la forme et des dimensions de ces structures (notamment pour les morphologies de surface) est néanmoins fondamentale pour préciser quantitativement l'importance de ces processus.

6.2 Effondrements sectoriels et avalanche de débris

6.2.1 Origine(s) des effondrements sectoriels

L'effondrement sectoriel d'un volcan peut être engendré par un grand nombre de processus volcaniques, tectoniques et même climatiques (cf. 1.2.2). Les indices permettant de reconstruire le scénario qui a abouti à l'effondrement sectoriel sont souvent compliqués à recueillir surtout pour des dépôts anciens. Dans cette partie, nous discuterons de l'origine des effondrements sectoriels du Chimborazo et du Ticsani ancien car nous n'avons pas suffisamment d'informations sur les autres exemples (Monts Dore, Ticsani récent et Río Tambo, Imbabura, Taapaca et Parinacota).

6.2.1.1 Effondrement sectoriel du Chimborazo 50-60 ka

L'origine de l'effondrement sectoriel majeur du Chimborazo au Pléistocène supérieur est l'objet d'une discussion dans l'article Bernard *et al.* (2008) cependant l'étude sédimentologique qui l'a suivi permet de préciser quelques points obscurs soulevés par ce travail (c.f. 4.2). L'étude lithologique du DAD du Chimborazo révèle la présence non négligeable de dépôts pyroclastiques, d'andésites acides et de dacites remobilisés par l'effondrement sectoriel. L'absence de telles formations dans la partie ancienne de l'édifice actuel (Barba, 2006) suggère deux conclusions :

- L'ancien édifice du Chimborazo (CH-1) était sûrement coiffé d'un complexe de dôme comme il l'est actuellement.
- La plus grande partie des coulées pyroclastiques (type écoulement de cendres et blocs) émise par ce complexe de dôme s'est écoulée vers le sud-est de part l'asymétrie de l'édifice entier.

Le changement de dynamisme de l'activité du volcan avant l'effondrement sectoriel (plus explosive) associé à une évolution chimique des laves émises est un facteur d'instabilité connu (Robin *et al.*, 1997; Belousov *et al.*, 1999). L'asymétrie du volcan est elle une réponse à son implantation géographique sur le bord de la Vallée Interandine. Elle est donc l'un des premiers facteurs de fragilité de l'édifice (Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

L'étude sédimentologique du faciès à blocs issus de l'édifice (FBE) et la présence de dépôts d'écoulements pyroclastiques fins révèlent aussi que le Chimborazo ait pu avoir une activité phréatomagmatique avant l'effondrement sectoriel. L'activité explosive holocène du volcan (Barba *et al.*, 2008) est essentiellement phréatomagmatique. L'origine du phréatomagmatisme dans ce cas est associée à la fusion de la calotte glaciaire qui le recouvre et l'infiltration de l'eau dans l'édifice. Les dépressions observées dans la surface du DAD (Lampson, 2007) sont considérées comme des reliques de mégablocs de glace fondus (Glicken, 1996; Clavero *et al.*, 2002). Ces informations, couplées à l'altitude estimée du CH-1 (6 200 m s.n.m.) et au climat pour cette région à l'époque (Clapperton, 1990), appuient

fortement l'hypothèse de la présence d'un glacier au sommet du Chimborazo avant l'effondrement sectoriel.

Nous émettons l'hypothèse que l'édifice CH-1 était un volcan asymétrique avec à son sommet un complexe de dôme couvert d'une calotte glaciaire. La direction sud-est de l'effondrement sectoriel, quasiment perpendiculaire au système de faille de la région, est directement liée à l'asymétrie NW-SE du volcan (fig. 6.1A). Le changement d'activité est un facteur important d'instabilité de l'édifice. La présence de la calotte glaciaire n'a pas engendré un hydrothermalisme important du cœur du volcan comme dans le cas du Mount Rainier (John *et al.*, 2008) mais reste un réservoir important susceptible d'augmenter rapidement la pression interstitielle d'eau dans l'édifice lors d'une éruption. Le mécanisme déclencheur de l'effondrement sectoriel n'est pas clairement identifié et semble être soit un séisme tectonique de large magnitude associé au système de failles actives SSW-NNE, soit une éruption de type phréatomagmatique.

6.2.1.2 Effondrement sectoriel du Ticsani ancien

L'étude de CES et du DAD du Ticsani ancien (cf. 5.1.1) a révélé de précieuses informations sur l'origine de cet événement. La direction de la CES est quasiment perpendiculaire à l'orientation régionale des grandes structures tectoniques de la région. Elle coïncide, comme l'exemple du Chimborazo, avec la direction de plus grande pente du substratum (fig. 6.1B). Il est aussi probable que le Ticsani ancien était asymétrique. Le FBE altéré constitue plus de 50 vol.% du DAD et montre que l'altération hydrothermale, visible dans la CES, est le principal mécanisme de fragilisation de l'édifice. L'hydrothermalisme des volcans de la région du Ticsani (Ubinas, Pichu-Pichu) semble associé à la tectonique régionale (résurgences thermales non volcaniques dans les Ríos Putina et Tambo, Vicentina Cruz, *com. pers.*). Le mécanisme déclencheur de l'effondrement sectoriel peut être magmatique comme le suggère la présence d'un dôme dans la CES (dôme interne) et de dépôts d'écoulements pyroclastiques au sommet du DAD sous San Cristobal. Cependant l'intense activité sismique de la région (crise sismique de 2001) peut aussi être à l'origine de la déstabilisation de ce volcan fortement altéré.

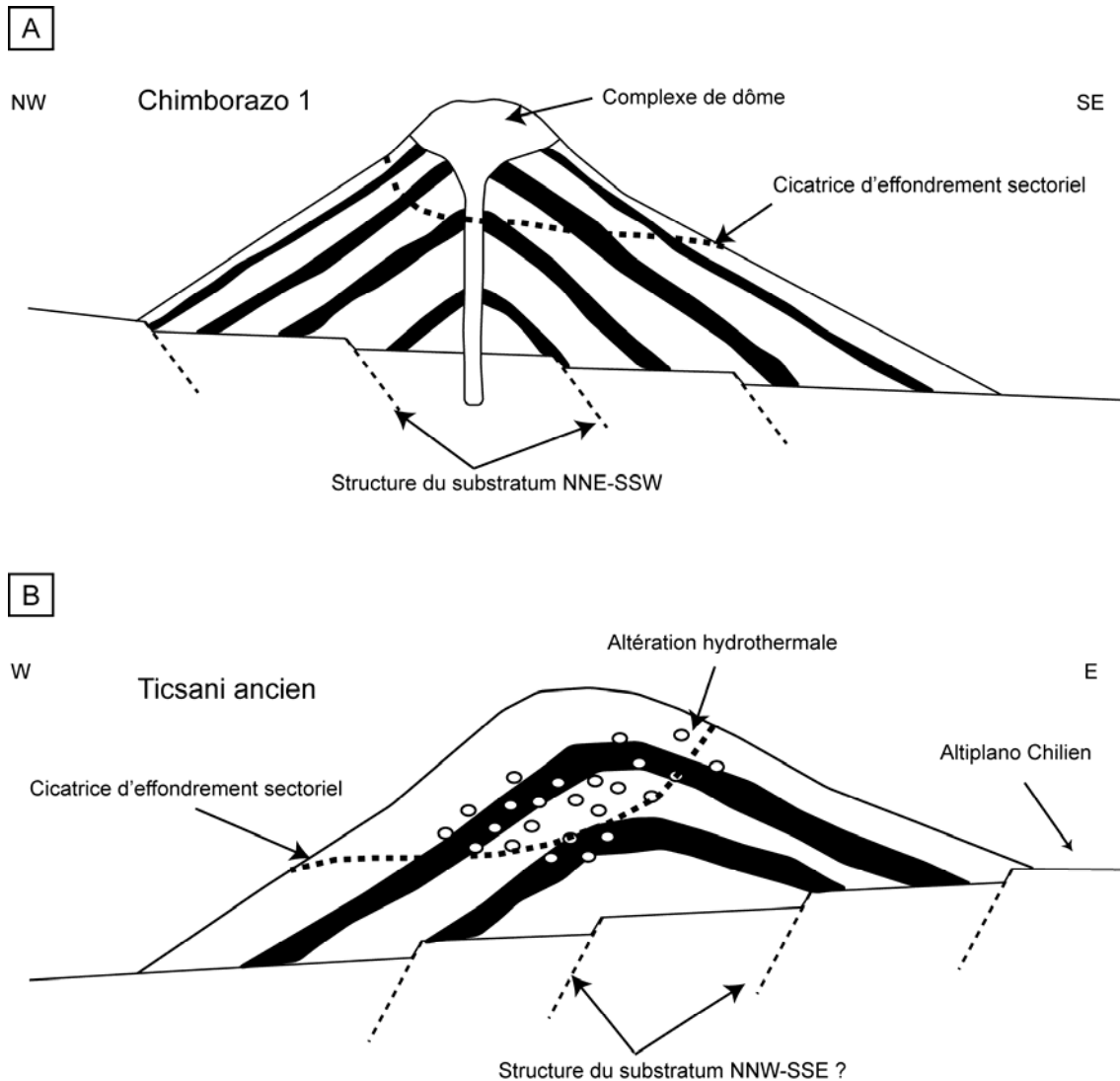


Figure 6.1 Schéma des volcans (A) Chimborazo et (B) Ticsani avant leur effondrement sectoriel. La cicatrice d'effondrement sectoriel apparaît en pointillé. L'effondrement sectoriel du Chimborazo inclut l'ensemble du complexe de dôme ce qui explique l'absence de ces formations dans les reliques de l'édifice. La cicatrice du Ticsani ancien englobe une grande part de matériel altéré.

6.2.2 Modèle(s) d'écoulement des avalanches de débris

Dans cette étude nous avons cherché des arguments pour pouvoir discuter des modèles d'écoulement des avalanches de débris de la littérature (cf. 1.4.1). La génération des faciès et des structures a partiellement été discutée dans les chapitres précédents (cf. 3.4 et 4.1) mais des informations complémentaires (cf. 4.2 et 5) aident à préciser nos hypothèses.

6.2.2.1 Précisions sur quelques processus

Granoclassement dans l'avalanche de débris

Aucun granoclassement n'a été mis en évidence dans les DADs étudiés dans ce travail. Le granoclassement inverse très grossier, mis en évidence sur quelques DADs volcaniques (Mehl and Schmincke, 1999; Shea *et al.*, 2007) mais surtout pour les DADs non volcaniques (Davies *et al.*, 1999) (faciès carapace), correspond selon nous à une différence de fragmentation par décompression du matériel lors de la déstabilisation : les matériaux les plus enfouis dans le volcan décompressent plus et se fragmentent en conséquence. En d'autres termes, l'avalanche conservant la stratigraphie des terrains par domaines, les matériaux les plus superficiels du DAD ont subi moins de décompression et de fragmentation pendant l'effondrement sectoriel. Le granoclassement apparent peut aussi être associé à la présence de formations plus résistantes dans l'avalanche (e.g. coulées de lave).

Fragmentation dans l'avalanche de débris

Certains auteurs suggèrent la présence de fragmentation dans l'écoulement par deux méthodes différentes : l'étude granulométrique (Belousov *et al.*, 1999) et l'étude de la taille des plus grands blocs (Siebert *et al.*, 1995). L'étude granulométrique est compliquée par la difficulté d'obtenir des résultats quantitatifs et la variété des roches dans les DADs. Notre étude a pris en compte la majorité des paramètres altérant ces résultats et grâce à un éventail d'arguments (analyse de la lithologie, analyse des résultats de chaque méthode granulométrique, synthèse et modélisation de la granularité des blocs du FBE) montre qu'il n'apparaît pas de fragmentation entre la région proximale et la région distale pour l'exemple du DAD du Chimborazo (sur une distance de parcours de près de 25 km). L'étude statistique de la taille des blocs (dix plus grands blocs des fenêtres 1 m²) arrive aux mêmes conclusions. Nos résultats confirment les hypothèses formulées par d'autres auteurs avec des méthodes similaires (Komorowski *et al.*, 1991; Glicken, 1996) ou différentes comme la densité des jigsaw cracks (Ui *et al.*, 1986a).

Origine des morphologies de surface

Il apparaît assez clairement deux grandes familles de morphologies de surfaces dans les DADs : (1) les surfaces à failles ; et (2) les surfaces à hummocks et rides (la seule famille représentée dans nos cas d'étude). Ces deux grandes familles ont été reproduites de manière fidèle dans des modélisations analogiques récentes (Shea and van Wyk de Vries, 2008). Les surfaces à failles (e.g. Socompa) apparaissent dans ces modèles lorsque la rhéologie des produits mobilisés est identique et que la partie supérieure de l'écoulement est suffisamment « solide » pour mettre en évidence ces structures (Kelfoun *et al.*, 2008). Pendant l'accélération de l'écoulement, l'extension crée des failles normales. La décélération et la présence d'obstacle à l'écoulement engendre la création de failles inverses et décrochantes.

Les surfaces à hummocks et rides (e.g. Chimborazo et Parinacota) apparaissent lorsqu'il y a de grandes différences rhéologiques entre les produits remobilisés (e.g. dépôts pyroclastiques et coulées de laves) (Shea and van Wyk de Vries, 2008). Plusieurs indices de terrain comme le boudinage des unités (cf. 5.4.3) et les imbrications 2D des clastes (cf. 4.2.1.3) indiquent que les hummocks sont formés par étalement (failles normales) différentiel entre les niveaux pyroclastiques plus mobiles alors que les niveaux de lave font le cœur des hummocks (Glicken, 1991; Shea *et al.*, 2007). Les rides apparaissent lorsque l'écoulement est soumis à de fortes contraintes comme l'entrée dans une paléovallée ou la rencontre de l'écoulement avec un obstacle (e.g. cônes de Calpi pour le DAD du Chimborazo). Cette observation coïncide avec la présence de forte déformation dans le dépôt (faciès zébré). Ce modèle pour l'origine des morphologies explique pourquoi certains dépôts mis en place dans des environnements ouverts sans obstacle (e.g. Parinacota, Mombacho, Tata Sabaya) n'ont pas de ride mais uniquement des hummocks. Cette hypothèse est concordante avec la faible quantité de hummocks rencontrés dans les DADs confinés dans une vallée (e.g. Ticsani ancien). Cependant il n'explique pas facilement la formation des hummocks de faciès mélangé (Glicken, 1991) ni de faciès bulldozer (Clavero *et al.*, 2002; Clavero *et al.*, 2004a) en région distale.

6.2.2.2 Modèle(s) d'écoulement des avalanches de débris

La conservation de la stratigraphie initiale pour de grands domaines dans la majorité des dépôts (e.g. Chimborazo, Imbabura, Taapaca, Parinacota), la préservation de figures comme les jigsaw cracks (et jigsaw fit) dans les régions distales (e.g. Monts Dore, Chimborazo), le mélange partiel entre des faciès différents (e.g. Chimborazo, Ticsani) et l'absence de granoclassement écarte l'hypothèse d'un écoulement totalement fluidisé (Hsü, 1978; Melosh, 1979). L'absence de fragmentation écarte la théorie d'une fragmentation dynamique (Davies *et al.*, 1999; Davies and McSaveney, 2002).

Les nombreuses structures internes, l'absence d'abrasion des clastes et la conservation de la stratigraphie originale par domaines suggèrent que l'avalanche de débris du Chimborazo s'écoule grossièrement comme un plug avec un nombre indéfini de domaines (lithologiques et stratigraphiques) qui s'étalent en formant des hummocks par boudinage et des rides lorsqu'il rencontre un obstacle ou une paléovallée (fig. 6.2). Un niveau de fort cisaillement est localisé la base du plug, produisant le faciès mélangé par incorporation et mélange avec le matériel volcanique. Ce niveau est sous pression et profite des discontinuités dans le FBE pour s'injecter dans le corps de l'écoulement jusqu'au sommet. Lorsque le substratum possède les propriétés physiques (diamètre des particules, cohésion, masse volumique) nécessaires pour être fluidisé (Roche *et al.*, 2004) (comme un dépôt d'ignimbrite non consolidé ou des cendres fines), il peut se produire une fluidisation du substratum et l'injection du matériel dans l'avalanche. Il faut remarquer que plusieurs DADs observés exposent des évidences de fluidisation directe du substratum (Chimborazo, Taapaca, Ticsani, Imbabura et le glissement de terrain L1 de Perrier) ce qui montre que ce phénomène n'est pas anecdotique dans les avalanches de débris.

Un modèle d'écoulement de type plug-flow par domaines sur une semelle lubrifiée est proche de celui développé par Clavero *et al.* (2002) pour l'avalanche du Parinacota. L'écoulement par domaines explique la présence de rampes (Schneider and Fisher, 1998) pendant la phase de dépôt, de hummocks agrégés Clavero *et al.* (2002) et de dépôts détachés de la masse principale (Clavero *et al.*, 2004a). Les différences de mobilité entre les avalanches de débris du Chimborazo et du Ticsani pourraient s'expliquer dans le cadre de ce modèle par

deux paramètres. L'altération importante des matériaux dans le cas du DAD du Ticsani ancien augmente la cohésion du matériel ce qui induit une accélération plus faible à l'initiation et un ralentissement plus rapide dans la phase de dépôt. De plus, le confinement latéral entraîne un sur-épaississement de l'écoulement et peut ainsi diminuer l'efficacité de la semelle lubrifiée.

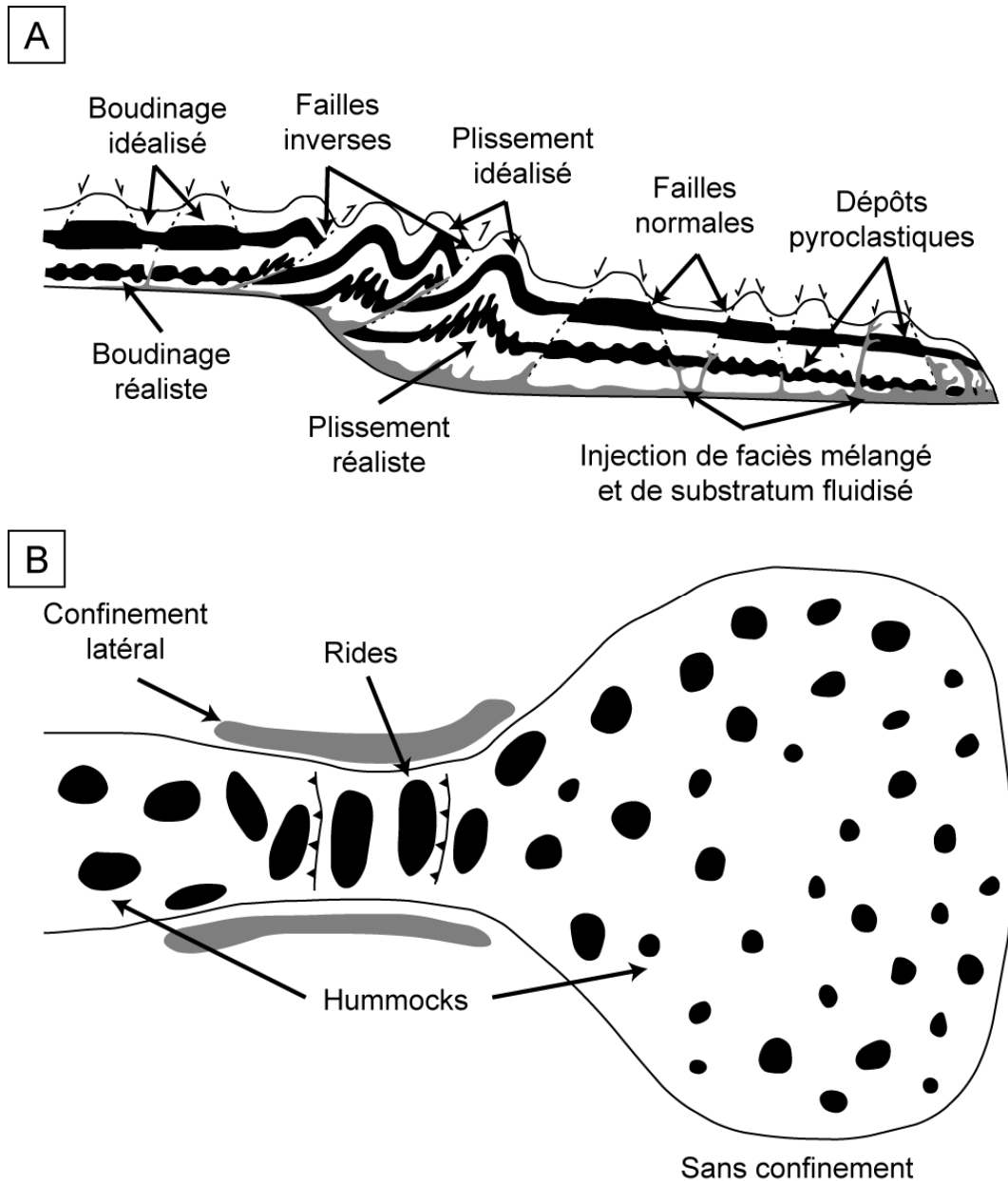


Figure 6.2 Schéma simplifié d'un exemple de DAD (A) en coupe et (B) en plan. Dans cet exemple, l'avalanche de débris a subi un confinement latéral à l'entrée d'un paléovallée puis s'est étalé sur une large plaine. (A) Dans cette exemple, les déformations (idéalisées et réalistes) des dépôts pyroclastiques (en noir) soulignent les structures du DAD. (B) Les morphologies sont cartographiées en noir. La région du DAD où l'avalanche a subi un confinement est caractérisée par des rides alors que la zone de libre étalement présente uniquement des hummocks.

Cependant ce modèle ne semble pas pouvoir être généralisé à toutes les avalanches de débris (Kelfoun and Druitt, 2005). Nous suggérons que certains effondrements sectoriels et avalanches de débris contenant dès l'origine une grande part de substratum (e.g. Socompa) peuvent avoir un comportement différent où la rhéologie du substratum joue un rôle non négligeable. Il pourrait donc exister au moins deux modèles généraux d'avalanche de débris (Shea and van Wyk de Vries, 2008).

6.3 Modèle statistique des effondrements sectoriels et des avalanches de débris volcaniques

Les questions les plus importantes en termes d'évaluation de l'aléa volcanique « effondrement sectoriel et avalanche de débris » sont dans l'ordre :

- Quand aura lieu le prochain effondrement sectoriel sur un volcan ?
- Quel sera le volume de cet effondrement sectoriel ?
- Dans quelle direction s'effondrera le volcan ?
- Quelle surface recouvrira (et détruira) l'avalanche et jusqu'à quelle distance ?

Aujourd'hui, Il est en théorie possible de répondre de manière assez précise à ces questions. L'étude géologique du volcan et l'analyse de la stabilité des pentes devraient permettre d'émettre un diagnostic sur la récurrence et la taille des effondrements sectoriels qui l'affectent. L'étude morphologique et structurale du volcan et de son substratum aide à contraindre la direction de l'effondrement. L'utilisation de modèles numériques (Titan2D, VolcFlow) contribue enfin à une estimation rationnelle de la zone affectée par l'avalanche de débris. Cependant dans la réalité, il est beaucoup plus difficile d'exécuter une telle évaluation car un grand nombre d'informations géologiques sur le volcan sont difficiles à obtenir (structures internes, degré d'altération...). Aussi il est possible d'utiliser les statistiques pour répondre au moins de manière partielle à ces questions. Nous avons pu identifier dans la base de données sur les effondrements sectoriels et les avalanches de débris plusieurs paramètres clés pour l'évaluation de l'aléa « effondrement sectoriel et avalanche de débris ».

6.3.1 Modèle statistique d'effondrement sectoriel

La récurrence des effondrements sectoriels est généralement de l'ordre de 10 000 à 50 000 ans avec quelques exceptions à moins de 5 000 ans (e.g. Mount Augustine, Shiveluch, Colima, Soufrière de la Guadeloupe). De nombreux paramètres peuvent expliquer ces différences (taux d'émission magmatique, nature des produits émis, contexte structural régional, héritage des structures...etc.) mais deux paramètres peuvent suffire pour les prévoir : la forme du volcan et sa taille. La forme du volcan est le témoignage de son activité : un volcan émettant des laves acides et plus visqueuses aura des pentes plus fortes qu'un volcan émettant des laves basiques et fluides. Elle est aussi le témoignage de son histoire (structures héritées) et de son substratum (asymétrie).

Quelques études ont mis en relation le volume de l'effondrement sectoriel et le volume du volcan avant l'effondrement (Siebert *et al.*, 1995) hors le volume de l'effondrement sectoriel gère aussi l'intervalle de temps nécessaire au volcan pour se reconstruire. Il est donc possible d'estimer la récurrence d'effondrement sectoriel en étudiant la forme et la taille du volcan.

Le premier paramètre à définir est la taille de l'effondrement. Le manque de données dans la littérature ne permet pas de faire un modèle statistique avec le volume de l'effondrement sectoriel et le volume du volcan mais il est possible d'utiliser la hauteur du cône (généralement corrélé avec son volume) et le volume du DAD en créant un paramètre sans dimension $V_D^{1/3}/H_{\text{cône}}$. Les données de la littérature montrent que le $V_D^{1/3}/H_{\text{cône}}$ moyen est d'environ 0,8 (fig. 6.3). Il est possible alors de calculer le volume du DAD, corrélé au volume de l'effondrement sectoriel via une correction sur la dilatation des terrains et l'incorporation du substratum, à partir de la hauteur du cône volcanique pour un évènement de taille modéré.

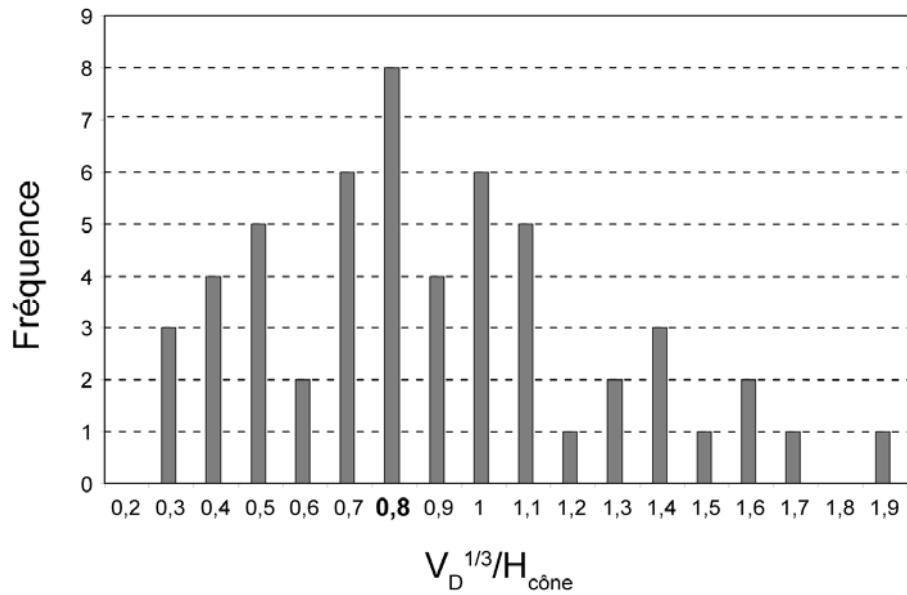


Figure 6.3 Histogramme de fréquence du paramètre sans dimension $V_D^{1/3}/H_{cône}$ dans la littérature (n = 54). La valeur $V_D^{1/3}/H_{cône} = 0,8$ correspond à la moyenne, à la médiane et au mode de l'histogramme.

De manière empirique, nous attribuons à la forme du volcan une probabilité d'effondrement (PE) :

- Edifice régulier avec une pente maximum inférieure à 25° : probabilité faible
- Edifice avec une pente maximum comprise entre 25 et 35° : probabilité moyenne
- Edifice asymétrique (avec peut-être une CES visible) avec une pente maximum supérieur à 35° : probabilité forte

Au regard de quelques exemples connus de la littérature nous proposons une table empirique basée sur ces deux paramètres pour estimer l'intervalle de récurrence des effondrements sectoriels pour un édifice volcanique (tableau 6.1).

Intervalle de récurrence		Fort PE	Moyen PE	Faible PE
Volume du dépôt calculé avec $H_{cône}$	< 1 km ³	< 0,5 ka	0,5 à 5 ka	5 à 10 ka
	1 to 3 km ³	0,5 à 5 ka	5 à 10 ka	10 à 50 ka
	> 3 km ³	5 à 10 ka	10 à 50 ka	> 50 ka

Tableau 6.1 Estimation de l'intervalle de récurrence des effondrements sectoriels pour un volcan en fonction du volume du dépôt et de la probabilité d'effondrement (PE).

La direction de l'effondrement sectoriel est souvent associée au contexte structural (substratum et héritage structural) (Siebert, 1984; Lagmay *et al.*, 2000; Tibaldi, 2001; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006). De même, la forme du volcan permet dans certains cas de préciser une direction préférentielle d'effondrement. Dans le cas de cône est symétrique (e.g. Mount Augustine et Mombacho) il faut considérer que le volcan peut s'effondrer dans toutes les directions.

Il est évident que ce modèle n'est pas que partiellement statistique à cause du manque d'information sur les effondrements sectoriels. Cependant, les informations comme l'estimation du volume d'un DAD de taille modéré peuvent être utilisées dans les modélisations numériques de l'aléa. La base de données qui est entrain de voir le jour (Dufresne *et al.*, 2008) devrait permettre de préciser les paramètres manquants.

6.3.2 Modèle statistique d'avalanche de débris

Les relations statistiques entre le volume (V_D), la superficie (A_D), la distance parcourue (L) et la hauteur de chute (H) des DADs volcaniques dans la littérature (cf. 1.4.1.1) peuvent être utilisées pour prévoir l'extension d'un évènement de taille modéré. Le paragraphe précédent donne les informations sur le volume du DAD et la direction. Il est alors possible d'appliquer les équations déduites de l'étude statistique :

- $H = 1947,3V_D^{0,1676}$
- $L = 16,577V_D^{0,3357}$
- $A_D = 59,946V_D^{0,7357}$

Cependant il apparaît une différence entre les données de la littérature et les données calculées avec V_D . Il est évident que ces différences sont dues à divers paramètres comme la rhéologie de l'écoulement, l'environnement et la géométrie du bassin de réception. Nous proposons, après avoir regardé quelques exemples extrêmes (e.g. Colima, Mombacho et Tungurahua), d'utiliser un coefficient de corrections prenant en compte deux paramètres identifiables : la pente du bassin de réception et le confinement latéral (tableau 6.2).

H et L (CC1), A_D (CC2)		Pente du bassin de réception				
		> 5 °	2,5 à 5 °	1 à 2,5 °	0 à 1 °	négative
Confinement latéral	Ouvert	0.7 0.4	0.8 0.6	0.9 0.8	1 1	1.1 1.2
	Faible	0.8 0.6	0.9 0.8	1 1	1.1 1.2	1.2 1.4
	Moyen	0.9 0.8	1 1	1.1 1.2	1.2 1.4	1.3 1.6
	Fort	1 1	1.1 1.2	1.2 1.4	1.3 1.6	1.4 1.8
	Très fort	1.1 1.2	1.2 1.4	1.3 1.6	1.4 1.8	1.5 2

Tableau 6.2 Charte empirique d'estimation des coefficients de correction (CC1 pour H et L ; CC2 en italique pour A_D) en fonction de la pente du bassin de réception et du confinement latéral.

Dans l'exemple du Parinacota, où le confinement latéral est considéré comme faible et la pente du bassin de réception inférieur à 1°, les résultats de l'application des équations sans correction montrent une erreur de plus de 35% qui tombe à moins de 17% avec les corrections (tableau 6.3).

H _{cône} = 1800 m ; pente = 0 to 1°; confinement latéral : moyen; CC1 = 1.2; CC2 = 1.4							
V _D V _{DC}	6 km ³ 3 km ³	L	22 km	L _C	30 km (35%*) <i>23,5 km</i>	L _C corrigé	25 km (14%*) <i>19,5 km</i>
		H	1900 m	H _C	2670 m (40%*) <i>2325 m</i>	H _C corrigé	2225 m (17%*) <i>1935 m</i>
		A _D	140 km ²	A _{DC}	196 km ² (40%*) <i>115 km²</i>	A _{DC} corrigé	140 km ² (0%*) <i>82 km²</i>

Tableau 6.3 Exemple de l'utilisation du modèle statistique sur le volcan Parinacota. V_D, L, H et A_D sont les données de Clavero *et al.* (2002). L_C, H_C et A_{DC} sont calculés avec les équations à partir de V_D. * : erreur du modèle par rapport aux données de Clavero *et al.* (2002). En italique : modèle calculé avec la hauteur du cône actuel (H_{cône}).

Même si ce modèle manque de précision (notamment sur H), son intérêt est double : (1) il permet de mettre en évidence les dépôts qui sortent du modèle et ont donc une mobilité anormale ; (2) il permet d'estimer facilement un aléa volcanique majeur avec peu de paramètres. Ce modèle va nécessairement s'améliorer avec l'augmentation de la base de données (autant en qualité qu'en quantité) et représente un premier pas vers un modèle plus complexe où pourront être incorporés des paramètres géologiques (taux d'émission magmatique, nature des laves, stratigraphie...etc.).

Conclusions et perspectives

A) Identification et cartographie des dépôts d'avalanches de débris

La séquence épiciastique de Perrier (Massif Central français), âgée de 2,4 à 2 Ma, est composée d'un dépôt d'écoulement de débris cohésif (U1) remobilisant le matériel d'un dépôt d'avalanche de débris (DAD), de deux dépôts d'écoulement de débris (U2 et U3) et d'un DAD (U4) intercalés avec des dépôts fluviatiles (sable et conglomérats). Cette étude a permis de compléter l'histoire du démantèlement des Monts Dore en proposant l'existence de deux effondrements sectoriels majeurs du complexe volcanique vers 2,4 et 2 Ma. Deux glissements de terrain (L1 et L2), remobilisant les formations épiciastiques, ont été identifiés au pied de la colline de Perrier. Ceci met en évidence le risque pour le village de Perrier de chute de blocs et de glissements de terrain liés à la présence des mégablocs de téphrite dans le DAD.

Le volcan Chimborazo (Équateur) a subi un effondrement sectoriel majeur au pléistocène supérieur (50-60 ka). L'origine de la déstabilisation de l'édifice est associée à plusieurs paramètres comme l'asymétrie du volcan, un changement de la nature des produits émis (andésite à dacite) et la présence d'une calotte glaciaire à son sommet. L'évènement déclencheur n'est pas identifié mais nous suggérons qu'il s'agit soit d'une éruption explosive, soit d'un séisme tectonique associé au système de failles de Pallatanga (NNE-SSW). L'avalanche de débris issue de l'effondrement sectoriel s'est écoulée dans le bassin de Riobamba, légèrement canalisée entre le volcan Igualata et la Cordillère Occidentale, jusqu'au Río Chambo (distance parcourue : 41,5 km). Les morphologies de surface et l'épaisseur du DAD témoignent de la présence d'une paléovallée sous le dépôt près de Guano. Le dépôt couvre une superficie d'environ 280 km² avec une épaisseur moyenne de 40 m. Avec un volume de plus de 11 km³, le DAD du Chimborazo est l'un des plus volumineux DADs volcaniques continentaux connus.

Le volcan Ticsani (Pérou) a subi un effondrement sectoriel majeur au pléistocène moyen. La déstabilisation de l'édifice est associée à l'intense altération hydrothermale de ses

produits. La direction de l'effondrement (ouest) coïncide avec la pente du substratum. Il est probable qu'un séisme soit à l'origine de l'effondrement sectoriel même si l'hypothèse d'une éruption associée n'est pas complètement rejetée. L'avalanche de débris du Ticsani ancien a été canalisée dans les Ríos Putina, Carumas et Tambo jusqu'à la localité de Quinistaquillas (distance parcourue : 31,5 km). Le dépôt couvre une superficie d'environ 55 km² avec une épaisseur moyenne de 325 m. Le DAD du Ticsani ancien, avec près de 18 km³, est l'un des dix DADs volcaniques continentaux connus. Au moins trois autres DADs volcaniques et non volcaniques ont été reconnus dans la région du Ticsani.

B) Modèle d'écoulement des avalanches de débris volcaniques

L'étude sédimentologique de plusieurs DADs (Chimborazo et Imbabura en Équateur, Monts Dore en France, Ticsani au Pérou, Taapaca et Parinacota au Chili) suggère que l'avalanche de débris s'écoule à la manière d'un plug divisé en domaines sur une semelle lubrifiée. Dans les zones de confinement (e.g. paléovallée ou obstacle) l'écoulement s'épaissit par plissement des formations (rides) et fait apparaître des zones de chevauchement (rampes). Dans les zones sans confinement (e.g. plaine) l'écoulement s'étale en formant du boudinage (hummocks) lié aux différences de rhéologie entre les coulées de lave et les dépôts pyroclastiques. L'écoulement génère un cisaillement intense près de sa base qui permet l'incorporation de substratum pour créer un faciès mélangé. La pression des fluides dans ce niveau entraîne la fluidisation de certains types de substratum (e.g. ignimbrite non consolidée et/ou cendres) et leur injection dans le corps de l'écoulement par des discontinuités dans le plug. Ce modèle d'écoulement, valable pour les exemples étudiés, n'est cependant pas généralisable à toutes les avalanches de débris volcaniques (e.g. Socompa).

C) Comment améliorer la compréhension de cet aléa volcanique majeur ?

L'amélioration de la compréhension de l'aléa volcanique « effondrement sectoriel et avalanche de débris » passe par : (1) la construction et l'amélioration d'une base de données sur les cicatrices d'effondrement sectoriel et les dépôts d'avalanches de débris (ce travail, en

cours, nécessite de revisiter certains dépôts et de préciser l'incertitude sur les dimensions de ces objets) ; (2) l'étude sédimentologique d'autres dépôts d'avalanches de débris selon les méthodes utilisées (en les améliorant) dans ce travail de thèse (e.g. DAD de l'Imbabura) pour confirmer ou infirmer nos hypothèses ; (3) l'utilisation de modèles analogiques pour préciser les processus intervenant dans l'écoulement des avalanches de débris (e.g. fluidisation du substratum) ; (4) L'intégration dans les modèles numériques de certains paramètres clefs mis en évidence ou suggérés par ce travail (e.g. dilatation différentielle des terrain en fonction de la position dans le volcan, incorporation de grandes quantités de substratum, influence de l'altération sur la rhéologie de l'écoulement).

Références

- AFNOR, 1991. NF P94-054. Sols : reconnaissance et essais - Détermination de la masse volumique des particules solides des sols - Méthode du pycnomètre à eau.
- AFNOR, 1992. NF P94-057. Sols : reconnaissance et essais - Analyse granulométrique des sols - Méthode par sédimentation.
- AFNOR, 1996. NF P94-056. Sols : reconnaissance et essais - Analyse granulométrique - Méthode par tamisage à sec après lavage.
- Alcaraz, S., 2002. Etude de l'avalanche de débris du Chimborazo, 35 000 BP (Equateur). Mémoire d'Aptitude à la Géologie Thesis, Institut Géologique Albert-de-Lapparent, Cergy-Pontoise, 104 pp.
- Alcaraz, S., Bernard, B., Eissen, J.-P., Leyrit, H., Robin, C., Samaniego, P., Le Penneç, J.-L. and Barba, D., 2005. The debris avalanche of Chimborazo, Ecuador. 6th international Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Barcelona)(Extended Abstracts): 29-32.
- Bachelery, P., Robineau, B., Courteaud, M. and Savin, C., 2003. Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion). Bulletin de la Société Géologique de France, 174(2): 125-140.
- Barba, D., 2006. Estudio Vulcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo. Unpublished Thesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 222 pp.
- Barba, D., Robin, C., Samaniego, P. and Eissen, J.-P., 2008. Holocene recurrent explosive activity at Chimborazo volcano (Ecuador). Journal of Volcanology and Geophysical Research, 176(Special issue on ecuadorian volcanism): 27-35.
- Baudron, J.C. and Cantagrel, J.-M., 1980. Les deux volcans des Monts Dore (Massif Central Français) : arguments chronologiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 290(D): 1409-1412.
- Beate, B. and Hall, M.L., 1989. Informe final de Vulcanología: Tungurahua, Cotopaxi, Chimborazo. INECEL – Consultora San Francisco, pp. 1-79.

- Belousov, A., Belousova, M. and Voight, B., 1999. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 61: 324-342.
- Belousov, A., Walter, T.R. and Troll, V.R., 2005. Large-scale failures on domes and stratocones situated on caldera ring faults: sand-box modeling of natural examples from Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 67(5): 457-468.
- Belousov, A.B., 1995. The Shiveluch volcanic eruption of 12 November 1964 - explosive eruption provoked by failure of the edifice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4): 357-365.
- Bemmelen, R.W.v., 1947. *The geology of Indonesia. General geology of Indonesia and adjacent archipelagos*, 1A, the Hague, 732 pp.
- Bernard, B., 2005. Structural analysis and experimental investigation of the Perrier debris avalanche deposits (French Massif Central), Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 49 pp.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S. and Samaniego, P., 2008. The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 176(Special issue on ecuadorian volcanism): 36-43.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B. and Leyrit, H., 2009. Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central). *Bulletin of Volcanology*: Accepted.
- Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B. and Semet, M.P., 2008. A new scenario for the last magmatic eruption of La Soufrière of Guadeloupe (Lesser Antilles) in 1530 A.D. Evidence from stratigraphy radiocarbon dating and magmatic evolution of erupted products. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*: in press.
- Calvari, S., Tanner, L.H. and Groppelli, G., 1998. Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 87: 193-209.
- Campbell, C.S., 1989. Self-lubrication for long runout landslides. *The Journal of Geology*, 97(6): 653-665.

- Cantagrel, J.-M. and Baudron, J.C., 1983. Chronologie des eruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (méthode potassium-argon) : implication volcanologiques. *Géologie de la France*, I(1-2): 123-142.
- Cantagrel, J.-M. and Briot, D., 1990. Avalanches et coulées de débris : le volcan du Guéry; où est la caldéra d'effondrement dans le Massif des Monts Dore ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 311(II): 219-225.
- Capra, L. and Macías, J.L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2): 149-167.
- Capra, L. and Macías, J.L., 2002. The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³): a dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México). *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 117: 213-235.
- Capra, L., Macias, J.L., Scott, K.M., Abrams, M. and Garduño-Monroy, V.M., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 81-110.
- Carmichael, R.S., 1984. *Handbook of physical properties of rocks*, volume III. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida, 340 pp.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. and Pérez Torrado, F.J., 1999. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 94: 169-190.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M.F. and Rodríguez, S.R., 2006. Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 158: 151-176.
- Cecchi, E., van Wyk de Vries, B. and Lavest, J.-M., 2005. Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 67: 72-91.
- Chayes, F., 1956. *Petrographic modal analysis - an elementary statistical appraisal*. John Wiley & Sons, Inc., London, 113 pp.

- Clapperton, C.M., 1990. Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81(2): 91-116.
- Clavero, J.E., Polanco, E., Godoy, E., Aguilar, G., Sparks, R.S.J., van Wyk de Vries, B., Pérez de Arce, C. and Matthews, S., 2004a. Substrata influence in the transport and emplacement mechanism of the Ollagüe debris avalanche (Northern Chile). *Acta Vulcanologica*, 16(1-2): 59-76.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Huppert, H.E. and Dade, W.B., 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 64: 40-54.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Polanco, E. and Pringle, M.S., 2004b. Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, Northern Chile. *Revista Geologica de Chile*, 31(2): 317-347.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Pringle, M.S., Polanco, E. and Gardeweg, M.C., 2004c. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 603-618.
- Cleary, P.W. and Campbell, C.S., 1993. Self-lubrication for long runout landslides: examination by computer simulation. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12): 21,911-21,924.
- Clément, J.-P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Bollinger, C. and Guille, G., 2003. Epiclastic deposits and 'horseshoe-shaped' calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(1-2): 87-101.
- Conway, F.M., Vallance, J.W., Rose, W.I., Johns, G.W. and Paniagua, S., 1992. Cerro Quemado, Guatemala: the volcanic history and hazards of an exogenous volcanic dome complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52: 303-323.
- Coombs, M.L., White, S.M. and Scholl, D.W., 2007. Massive edifice failure at Aleutian arc volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 256: 403-418.
- Costa, J.E. and Shuster, R.L., 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1054-1068.

- Crandell, D.R., 1989. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California and debris-avalanche hazard zonation. U.S. Geological Survey Bulletin, 1861: 32.
- Crandell, D.R., Miller, C.D., Glicken, H., Christiansen, R.L. and Newhall, C.G., 1984. Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, 12: 143-146.
- Dade, W.B. and Huppert, H.E., 1998. Long-runout rockfalls. *Geology*, 29(9): 803-806.
- Davies, T.R. and McSaveney, M.J., 1999. Runout of dry granular avalanches. *Canadian Geotechnical Journal* 36: 313-320.
- Davies, T.R. and McSaveney, M.J., 2002. Dynamic simulation of the motion of fragmentation rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 39: 789-798.
- Davies, T.R., McSaveney, M.J. and Hodgson, K.A., 1999. A fragmentation-spreading model for long-runout rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 36: 1096-1110.
- de Silva, S.L., Davidson, J.P., Croudace, I.W. and Escobar, A., 1993. Volcanological and petrological evolution of Volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55: 305-335.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J. and Cheminée, J.-L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 145-157.
- Donnadieu, F., Merle, O. and Besson, J.-C., 2001. Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bulletin of Volcanology*, 63(1): 61-72.
- Duffell, H., 1999. Contribution géochronologique à la stratigraphie volcanique de Massif des Monts Dore par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. DEA Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 56 pp.
- Dufresne, A., Siebert, L., Bernard, B., Sparks, R.S.J., Takarada, S., Clavero, J., Belousov, A. and Belousova, M., 2008. Volcanic debris avalanche deposit database - a progress report, IAVCEI General Assembly, Iceland.
- Folk, R.L., 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.

- Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957. Brazos river bar : a study of the significance of grainsize parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Francis, P.W. and Wells, G.L., 1988. Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 50(2): 258-278.
- Friedmann, S.J., 1997. Rock-avalanche elements of the shadow valley basin, eastern Mojave desert, California: processes and problems. *Journal of Sedimentary Research*, 67(5): 792-804.
- Garcia Cacho, L., Diez-Gil, J.L. and Arana, V., 1994. A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo Stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(3-4): 217-229.
- Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G. and Mitchell, N.C., 2001. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary islands. *Marine Geology*, 177: 271-293.
- Ginibre, C. and Wörner, G., 2007. Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos*, 98: 118-140.
- Glicken, H., 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *Sedimentation in Volcanic Settings*, 45(SEPM Special Publication): 99-106.
- Glicken, H., 1996. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. Open-file Report, 96-677. Cascades Volcano Observatory, Vancouver, 90 pp.
- Gorshkov, G., 1959. Gigantic eruption of the volcano bezymianny. *Bulletin of Volcanology*, 20(1): 77-109.
- Gorshkov, G., 1963. Directed volcanic blasts. *Bulletin of Volcanology*, 26(1): 83-88.
- Gorshkov, G. and Dubik, Y., 1970. Gigantic directed blast at Shiveluch volcano (Kamchatka). *Bulletin of Volcanology*, 34(1): 261-288.
- Grab, S., 2005. Aspects of the geomorphology, genesis and environmental significance of earth hummocks (thufur, pounus): miniature cryogenic mounds. *Progress in Physical Geography*, 29(2): 139-155.
- Hayashi, J.N. and Self, S., 1992. A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, 97: 9063-9071.

- Heim, A., 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth A. G., Zürich, 218 pp.
- Hoblitt, R.P. and Harmon, R.S., 1993. Bimodal Density Distribution of Cryptodome Dacite from the 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology*, 55(6): 421-437.
- Hoshizumi, H., Uto, K. and Watanabe, K., 1999. Geology and eruptive history of Unzen volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1-4): 81-94.
- Hsü, K.J., 1975. Catastrophic debris streams (Struzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 129-140.
- Hsü, K.J., 1978. Albert Heim : observations on landslides and relevance to modern interpretations. In: B. Voight (Editor), *Rock slides and avalanches, I. Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, pp. 70-93.
- Hu, J. and Stroeve, P., 2006. Shape characterization of concrete aggregate. *Image Analysis and Stereology*, 25: 43-53.
- Hungr, O. and Evans, S.G., 2004. Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9-10): 1240-1252.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J. and Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7(3): 221-238.
- Hutchinson, J.N., 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. In: Balkema (Editor), *Landslides. Proc. 5th Int. Symp, Lausanne*, pp. 3-35.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22: 125 - 145.
- Iverson, R.M., Reid, M.E. and LaHusen, R.G., 1997. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 85-138.
- John, D.A., Sisson, T.W., Breit, G.N., Rye, R.O. and Vallance, J.W., 2008. Characteristics, extent and origin of hydrothermal alteration at Mount Rainier Volcano, Cascades Arc,

- USA: Implications for debris-flow hazards and mineral deposits. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*: in press.
- Kalscheuer, T., Commer, M., Helwig, S.L., Hordt, A. and Tezkan, B., 2007. Electromagnetic evidence for an ancient avalanche caldera rim on the south flank of Mount Merapi, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2): 81-97.
- Karátson, D., Thouret, J.-C., Moriya, I. and Lomoschitz, A., 1999. Erosion calderas : origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61(3): 174-193.
- Kelfoun, K., Druitt, T., van Wyk de Vries, B. and Guilbaud, M.-N., 2008. Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile. *Bulletin of Volcanology*: in press.
- Kelfoun, K. and Druitt, T.H., 2005. Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 110(B12202): 1-13.
- Kerle, N. and van Wyk de Vries, B., 2001. The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua - investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(1-2): 49-63.
- Komorowski, J.-C., 2008. De l'édifice au pyroclaste : une approche pluridisciplinaire de la compréhension des processus volcaniques et de l'évaluation des aléas. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches Thesis, Université René Diderot Paris 7, 549 pp.
- Komorowski, J.-C., Glicken, H. and Sheridan, M.F., 1991. Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clast from the 1980 Mount St. Helens debris-avalanche deposit: implications for particle-particle interactions. *Geology*, 19: 261-264.
- Komorowski, J.-C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Siebe, C., Espindola, J.-M. and Rodriguez, S., 1997. The Colima Volcanic Complex : part I : Quaternary multiple debris-avalanche deposits. Part II : Historical pyroclastic sequences (1913, 1991, 1994), IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, pp. 42 pages.
- Krumbein, W.C. and Sloss, L.L., 1963. *Stratigraphy and sedimentation*. Second edition. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 660 pp.

- Lagmay, A.M.F., van Wyk de Vries, B., Kerle, N. and Pyle, D.M., 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bulletin of Volcanology*, 62: 331-346.
- Lampson, E., 2007. Analyse des morphologies de surface de l'avalanche de débris du Chimborazo par photographie aérienne (Equateur). Mémoire Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 26 pp.
- Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C. and Deplus, C., 2002. L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles. *Comptes Rendus Geosciences*, 334: 235-243.
- Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63: 301-331.
- Legros, F., Cantagrel, J.-M. and Devouard, B., 2000. Pseudotachylyte (Frictionite) at the Base of the Arequipa Volcanic Landslide Deposit (Peru): Implications for Emplacement Mechanisms. *The Journal of Geology*, 108: 601-611.
- Leyrit, H., 2000. Flank collapse and debris avalanche deposits. In: H. Leyrit and C. Montenat (Editors), *Volcanics rocks from magma to sediments*. Gordon and Breach science Publishers, pp. 111-129.
- Lo Bello, P., 1988. Géochronologie par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de ponces quaternaires contaminées. Exemple des ponces du Mont-Dore (Massif Central français). Utilisation d'un laser continu pour la datation de minéraux individuels. Thèse 3^o cycle Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 122 pp.
- Ly, M.H., 1982. Le plateau de Perrier et la Limagne du Sud : Etudes volcanologiques et chronologiques des produits montdoréens. Thèse 3^o cycle Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 180 pp.
- Lyell, C., 1830. *Principles of geology*, 1. John Murray, Albermarle-Street, 479 pp.
- Major, J.J. and Voight, B., 1986. Sedimentology and clast orientations of the 18 May 1980 southwest-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 691-705.
- Mangeney, A., Heinrich, P., Roche, R., Boudon, G. and Cheminée, J.L., 2000. Modelling of debris avalanche and generated water waves: application to real and potential events in Montserrat. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(9-11): 741-745.

- Mariño, J., 2002. Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 160 pp.
- Mariño, J. and Thouret, J.C., 2003. Geología, historia eruptiva y evaluación de peligros de volcán Ticsani (sur del Perú). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 95: 7-31.
- McGuire, W.J., 1996a. Volcano instability: a review of contemporary themes. In: W.J. McGuire, A.P. Jones and J. Neuberg (Editors), Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geological Society Special Publications. Geological Society, London, pp. 1-24.
- McGuire, W.J., 1996b. Volcano instability: a review of contemporary themes. In: W.J. McGuire, A.P. Jones and J. Neuberg (Editors), Volcano instability on the Earth and others planets. Geological Society of London Special Publication, pp. 1-23.
- Mehl, K.W. and Schmincke, H.-U., 1999. Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94: 105-134.
- Melosh, H.J., 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process? Journal of Geophysical Research, 84(B13): 7513-7520.
- Ménard, J.J., 1979. Contribution à l'étude pétrogénétique des nappes de ponces du massif volcanique du Mont-Dore. Thèse 3^o cycle Thesis, Orsay, Paris, 105 pp.
- Mizuno, Y., 1964. Landforms associated with volcanic debris flows at the foot of Zao volcano. Hirosaki Univ. Fac. Educ. Bull., 13: 23-32.
- Moore, J.G. and Albee, W.C., 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Topographic and structural changes, March-July 1980 - photogrammetric data. In: P.W. Lipman and D.R. Mulineaux (Editors), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Professional Paper. U.S. Geological Survey, pp. 123-134.
- Mossand, P., 1983. Le volcanisme anté et syn-caldera des Monts-Dore (Massif Central français), implications géothermiques. Thèse 3^o cycle Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 197 pp.
- Nakamura, K., 1978. Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. Tohoku Univ. Sci. Rep., Ser. 3, 14: 67-119.

- Nehlig, P., Boivin, P., De Goër de Hervé, A., Mergoïl, J., Prouteau, G., Sustrac, G. and Thiéblemont, D., 2003. Les volcans du Massif central. *Géologues, Massif Central*: 1-41.
- Nehlig, P., Dardon, A., Fréour, G., Huguet, D. and Leyrit, H., 2001. Les dépôts d'avalanches de débris du Cantal (France) : témoins de la construction du plus grand strato-volcan européen d'âge miocène. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2: 107-120.
- Nicoletti, P.G. and Sorriso-Valvo, M., 1991. Geomorphic controls of the shape and the mobility of rock avalanches. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1365-1373.
- Normark, W.R., McGann, M. and Sliter, R., 2004. Age of Palos Verdes submarine debris avalanche, southern California. *Marine Geology*, 203: 247-259.
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F. and Labazuy, P., 2007. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology*: in press.
- Oehler, J.-F.o., Labazuy, P. and Lénat, J.-F.o., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology*, 66(7): 585-598.
- Palmer, B.A., Alloway, B.V. and Neall, V.E., 1991. Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand - lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. *Sedimentation in Volcanic settings*, 45(SEPM Special Publication): 89-98.
- Paris, R. and Carracedo, J.C., 2001. Formation d'une caldera d'érosion et instabilité récurrente d'une île de point chaud : la Caldera de Taburiente, La Palma, Iles Canaries. *Géomorphologie*, 2: 93-106.
- Pastre, J.-F., 2004. The Perrier Plateau: a Plio-Pleistocene long fluvial record in the river Allier Basin, Massif Central, France. *Quaternaire*, 15: 87-101.
- Pastre, J.-F. and Cantagrel, J.-M., 2001. Téphrostratigraphie du Mont Dore (Massif Central, France). *Quaternaire*, 12(4): 249-267.
- Pike, R.J. and Clow, G.D., 1981. Revised classification of terrestrial volcanoes and a catalog of topographic dimensions with new results on edifice volume. U.S. Geological Survey Open-File Report, 81-1038, 40 pp.

- Pollet, N. and Schneider, J.-L., 2004. Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 221: 433-448.
- Ponomareva, V.V., Melekestsev, I.V. and Dirksen, O.V., 2006. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 117-138.
- Quantin, C., Allemand, P. and Delacourt, C., 2004. Morphology and geometry of Valles Marineris landslides. *Planetary and Space Science*, 52: 1011-1022.
- Reid, M.E., 2004. Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology*, 32(5): 373-376.
- Reubi, O. and Hernandez, J., 2000. Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 271-286.
- Riggs, N. and Carrasco-Nunez, G., 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 66(4): 322-335.
- Robin, C., Hall, M., Jimenez, M., Monzier, M. and Escobar, P., 1997. Mojanda volcanic complex (Ecuador) : development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 345-359.
- Robin, C., Komorowski, J.-C., Boudal, C. and Mossand, P., 1990. Mixed-magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 52(5): 391-403.
- Roche, O., Gilbertson, M.A., Philips, J.C. and Sparks, R.S.J., 2004. Experimental study of gas-fluidized granular flows with implications for pyroclastic flow emplacement. *Journal of Geophysical Research*, 109(B10201): 1-14.
- Rodolfo, K.S., 1989. Origin and early evolution of lahar channel at Mabinit, Mayon volcano, Philippines. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 414-426.
- Ruiz, A.G., 2003. Estudio geovolcanológico del complejo volcánico Imbabura, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 171 pp.

- Russ, J.C. and Dehoff, R.T., 2000. *Practical Stereology*, Second Edition. Kluwer Academic/Plenum publishers, New York, 381 pp.
- Santamarina, J.C. and Cho, G.C., 2004. Soil behaviour: the role of particle shape, Proceeding Skempton Conference, London.
- Schneider, J.-L. and Fisher, R.V., 1998. Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(1-2): 141-165.
- Shea, T. and van Wyk de Vries, B., 2008. Structural analysis and analogue modeling of the kinematics and dynamics of rockslide avalanches. *Geosphere*, 4(4): 657-686.
- Shea, T., van Wyk de Vries, B. and Pilato, M., 2007. Emplacement mechanisms of contrasting debris avalanches at Volcan Mombacho (Nicaragua), provided by structural and facies analysis. *Bulletin of Volcanology*: in press.
- Sheridan, M.F., Stinton, A.J., Patra, A., Pitman, E.B., Bauer, A. and Nichita, C.C., 2005. Evaluating Titan2D mass-flow model using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Washington. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139(1-2): 89-102.
- Shreve, R.L., 1968. The Blackhawk landslide. *Geological Society of America Special Paper*, 108: 1-47.
- Siebe, C., Komorowski, J.-C. and Sheridan, M.F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 54(7): 573-589.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22: 163-197.
- Siebert, L., 2002. Landslides resulting from structural failure of volcanoes. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, XV: 209-235.
- Siebert, L., Begét, J.E. and Glicken, H., 1995. The 1883 and late-prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4): 367-395.

- Siebert, L., Glicken, H. and Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49: 435-459.
- Siebert, L., Kimberly, P. and Pullinger, C.R., 2004. The voluminous Acajulta debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events. *Geological Society of America Special Paper*, 375: 5-23.
- Smith, G.A. and Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM special publication 45: 59-70.
- Smith, J.R. and Wessel, P., 2000. Isostatic consequences of giant landslide on the hawaiian ridge. *Pure and Applied Geophysics*, 157: 1097-1114.
- Sousa, J. and Voight, B., 1995. Multiple-pulsed debris avalanche emplacement at Mount St. Helens in 1980: Evidence from numerical continuum flow simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4): 227-250.
- Stoffel, D.B. and Stoffel, K.L., 1980. Mount St. Helens seen close up on May 18. *Geotimes*, 25: 16-17.
- Takarada, S., Ui, T. and Yamamoto, Y., 1999. Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 60: 508-522.
- Thouret, J.C. and Lavigne, F., 2000. Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. In: H. Leyrit and C. Montenat (Editors), *Volcaniclastic rocks from magma to sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, pp. 151-174.
- Tibaldi, A., 1996. Mutual influence of dyking and collapses at Stromboli volcano, Italy. In: W.J. McGuire, A.P. Jones and J. Neuberg (Editors), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society Special Publications. Geological Society, London, pp. 55-64.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bulletin of Volcanology*, 63: 112-125.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18: 135-150.

- Ui, T., 1989. Discrimination between debris avalanche and other volcanoclastic deposits. In: J.H. Latter (Editor), *Volcanic Hazards. IAVCEI Proc. Volcano.*, pp. 201-209.
- Ui, T. and Glicken, H., 1986. Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bulletin of Volcanology*, 48(4): 189-194.
- Ui, T., Kawachi, S. and Neall, V.E., 1986a. Fragmentation of debris avalanche material during flowage - evidence from Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27: 255-264.
- Ui, T., Takarada, S. and Yoshimoto, M., 2000. Debris avalanches. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer and J. Stix (Editors), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press eds, London, pp. 617-626.
- Ui, T., Yamamoto, H. and Suzuki-Kamata, K., 1986b. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 29: 231-243.
- Vallance, J.W., 2000. Lahars. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer and J. Stix (Editors), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press London, pp. 601-616.
- van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W. and Keszthelyi, L., 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 105: 225-247.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In: S. R.L. and K. R.J. (Editors), *Landslides, analyses and control*. Transportation Research Board Special Report, pp. 11-33.
- Vidal, N., De Goër de Hervé, A. and Camus, G., 1996. Déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique : exemples pris dans le Massif Central Français. *Quaternaire*, 7: 117-127.
- Vidal, N. and Merle, O., 2000. Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 99: 9-26.
- Vincent, P.M., 1980. Volcanisme et chambre magmatique : l'exemple des Monts-Dore. *Livre du centenaire. Mémoires de la Société Géologique de France*, H.S. 10: 71-85.
- Voight, B., Komorowski, J.-C., Norton, G.E., Belousov, A., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J. and Young, S.R., 2002. The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills

- volcan, Montserrat. In: T.H. Druitt and B.P. Kokelaar (Editors), The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Memoires. Geological Society, London, pp. 363-407.
- Voight, B.H., 1981. Time scale for the first moments of the May 18 eruption. In: P.W. Lipman and D.R. Molineaux (Editors), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Professional Paper. U.S. Geological Survey, pp. 69-80.
- Voight, B.H., Glicken, H., Janda, R.J. and Douglass, P.M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: P.W. Lipman and D.R. Molineaux (Editors), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Professional Paper. U.S. Geological Survey, pp. 347-377.
- Wadge, G., Francis, P.W. and Ramirez, C.F., 1995. The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4): 309-336.
- Walter, T.R., Troll, V.R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke, H.-U., Amelung, F. and v.d. Bogaard, P., 2005. Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 67(4): 281-291.
- Wohletz, K., Orsi, G. and de Vita, S., 1995. Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphie, chemical, and granulometric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67(4): 263-290.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. and Brown, W.K., 1989. Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research*, 94(B11): 15,703-15,721.
- Wooller, L., van Wyk de Vries, B., Murray, J.B., Rymer, H. and Meyer, S., 2004. Volcano spreading controlled by dipping substrata. *Geology*, 32(7): 573-576.
- Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H., 1999. Pyroclastic density current from the 1888 phreatic eruption of Bandai volcano, NE Japan. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 90: 191-207.
- Yamawaki, T., Tanaka, S., Ueki, S., Hamaguchi, H., Nakamichi, H., Nishimura, T., Oikawa, J., Tsutsui, T., Nishi, K., Shimizu, H., Yamaguchi, S., Miyamachi, H., Yamasato, H. and Hayashi, Y., 2004. Three-dimensional P-wave velocity structure of Bandai

- volcano in northeastern Japan inferred from active seismic survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3-4): 267-282.
- Yarnold, J.C., 1993. Rock-avalanche characteristics in dry climates and the effect of flow into lakes: Insights from mid-Tertiary sedimentary breccias near Artillery Peak, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 345-360.
- Yoro, G., 1992. La méthode au sable : protocole et utilisation pratique. *Cahier Orstom série Pédologie*, XXVII(2): 365-372.

Annexe I Volcanic Debris Avalanche Database terminology

VDAD Database Glossary

Basal Facies

Basal part of the debris avalanche that differs from the units above either by mixing of debris avalanche material with material entrained from the runout path (e.g. sediments, organics, etc) or by signs of extensive shearing, structureless appearance, lack of clasts or any other characteristic that clearly distinguishes it from the rest of the deposit. Thickness of this unit can range from a few millimeters to several meters.

Block Facies

The block facies consists of jointed and deformed fragments of volcanic deposits that were derived directly from the source volcano (Ui et al. 1996). A 'block' is a relatively coherent piece of the source volcano (Ui and Glicken 1986) and can be of any size, from centimetres to hundreds of metres. They are commonly poorly consolidated, and often preserve the original stratigraphy of the collapsed mountain (Calvari et al. 1998).

The term 'clast' is used in Ui and Glicken (1986) to describe individual constituents of the matrix facies to distinguish them from the blocks in the block facies (i.e. a clast can be a derivative of a block or can be foreign material incorporated from the runout path, etc). These definitions of 'block' and 'clast' most closely reflect the common usages of the terms in the literature.

Collapse Scar

Opened depression, source area of the destabilization

Collapse Trigger

Event which directly triggered edifice/slope collapse, usually earthquakes, eruptions or climatic events such as severe rainstorms

Complex Volcano

see 'Compound Volcano'

Compound Volcano

Volcanic massif formed from coalesced products of multiple, closely spaced vents (Davidson and De Silva 2000)

Debris Avalanche

Volcanic debris avalanches are epivolcanic phenomena produced by the sudden destabilization of a volcano flank. They are rapid gravity-driven mass movements. They differ from debris flows in that they are not water-saturated and in that the load is entirely supported by particle-particle interaction. (Schuster and Crandell 1984; Vallance 2000). They differ from pyroclastic flows in that they are highly heterogenic and in that they are not always

related to an eruption. They differ from rockslide in that they behave as a flow and in that most of the material is brecciated.

Debris Flow

Flows of sediment and fluid that exhibit strength or resistance to shear (Smith and Lowe 1991)

Deposit Framework

Description of the overall structure of the deposit, e.g. mainly clast-supported, mainly matrix-supported, structureless, massive, presence of distinct units, mono- or heterolithologic, etc)

Drop Height

Refers to the elevation difference from the top of the collapse scar/original summit elevation to the elevation at the distal toe of the deposit. The ratio H/L is commonly used to derive the apparent friction coefficients. (see Figure in 'Length')

Hydrothermal Alteration

Refers to hydrothermal alteration inherited from the source area; excluding post-emplacement in-situ hydrothermal alteration of the deposit where possible

Jigsaw-fractured Block/Clast

Debris avalanche block/clasts that are fractured but not disaggregated (Glicken 1996)

Landslide

Downslope movement of masses of soil and/or rock (after Bates & Jackson, eds, 1984)

Lava Dome

A steep-sided rounded accumulation of lava extruded from a volcano to form a dome-shaped or bulbous mass on congealed lava above and around the vent (Peterson & Tilling 2000)

Matrix Facies

The fine grained, crushed material of identical composition as the block facies. Often found in the lower parts of the debris avalanche deposit.

Mixed Facies

The mixed facies is rich in matrix, and often displays various clast lithologies and lacks stratification or grading (Ui 1983; Crandell et al. 1984; Ui and Glicken 1986; Glicken 1991)

Monogenetic Cone

A volcano that erupts only once (Walker 2000)

Remnant Stratigraphy

Preservation of the original stratigraphy of the source rock, i.e. the lithologies maintain their identity as uniform bands. Textural characteristics of the original rock mass are preserved as the rock is crushed during avalanche emplacement. (after Hewitt et al. 2008 and references therein)

Rockslide

The downward and usually rapid movement of newly detached segments of bedrock, sliding on a surface of bedding, jointing or faulting. The moving mass usually breaks up into many smaller units. (Bates and Jackson (eds) 1984)

Runout Slope

Slope of the terrain upon which the debris avalanche was emplaced as estimated prior to avalanche emplacement

Sector/Flank Collapse:

The sudden destabilization/failure of part of a volcanic edifice due to the interaction of two mechanisms: the edifice weakening (hydrothermal alteration, asymmetric growing...) and a triggering mechanism (eruption, earthquake, heavy rain...).

Shield Volcano

A broad, low-relief volcanic construct made up of relatively fluid lava, typically basalt (Vespermann and Schmincke 2000)

Stratovolcano

A steep-sided volcano constructed of alternating layers of lava flows and pyroclastic material (after Walker 2000)

Substrate

Material present in the runout path prior to avalanche emplacement

Toreva Block

Large coherent segments of the volcano that slid downslope without disaggregation; rotational sliding can produce a reverse dip towards the volcano (modified from Glicken 1991 and Palmer et al. 1991, as referenced in Siebert 2002; van Wyk de Vries et al. 2001; Ponomareva et al. 2006)

Volcanic Debris Avalanche Deposit

Volcanic debris avalanche deposits are coarse-grained, poorly sorted, volcanic (partially or entirely) breccias with a grain size from clay to metric blocks (Siebert, 1984). They differ from other volcanic breccias because of their sedimentary architecture such as surface morphology, internal and basal structures, and extent (Ui, 1983; Glicken, 1991).

Weakening Mechanism

Processes prior to edifice/sector collapse that have compromised the stability and integrity of the source material, e.g. hydrothermal alteration, repeated seismic shaking, severe rainfalls and subsequent material alterations, etc.

Descriptive elements for a volcanic sector collapse caldera

Definitions for a volcanic sector/flank collapse

Sector/flank collapse: sudden destabilization/failure of part of a volcanic edifice due to the interaction of two mechanisms: the edifice weakening (hydrothermal alteration, asymmetric growing...) and a triggering mechanism (eruption, earthquake, heavy rain...).

Geomorphologic elements

Sector/flank collapse scar/scarp: opened depression, source area of the destabilization

Walls: steep limits of the source

Headwall: wall opposed to the mouth of the depression

Sidewalls: walls face-to-face

Floor: interior of the depression, generally plane or with a low angle

Mouth: aperture of the sector/flank collapse depression

Note: flank collapse scars can be affected by posterior modifications such as ablation (fluvial and glacial abrasion) or filling (eruptive products, sediment deposits). Large explosions can also widen the scar. Ablation tend to flatten the steep slopes and to fill the depression. These modifications must be estimated in terms of volume to reconstruct the sector collapse initial volume. We can therefore characterize the actual scar with field or map measurements and estimate the flank collapse dimensions.

Dimensions of the sector collapse scar

Length (L_C): horizontal distance from the headwall to the mouth of the depression (generally the direction of the length corresponds to the direction of the collapse).

Length of the sliding surface (LE_C): distance from the headwall to the mouth of the depression parallel to the sliding surface.

Width (W_C): largest distance between the sidewalls orthogonal to the length.

Aperture width (W_a): width of the mouth.

Depth (D_C): height between the summit and the floor of the actual depression.

Root depth (DE_C): distance orthogonal to the slide surface between the surface of the edifice before the collapse and the floor of the depression before any modifications.

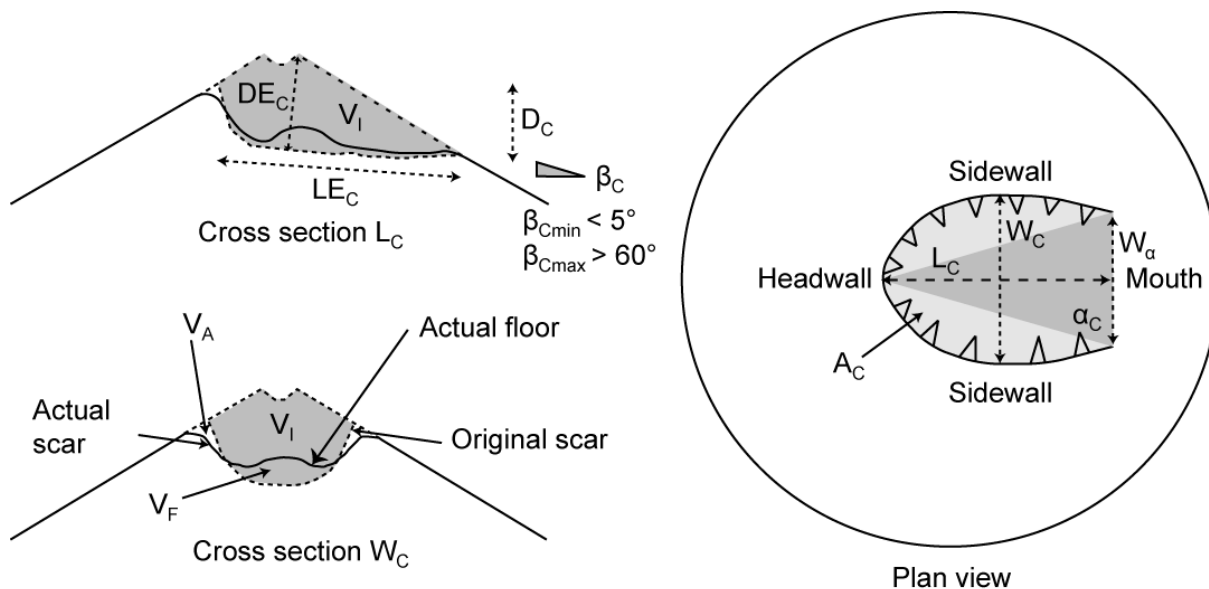
Scar area (A_C): surface of the scar in plan view.

Aperture angle (α_C).

Floor slope (β_C): average slope of the depression floor ($\beta_C = \tan D_C/L_C$). It is possible to detail the maximum (β_{Cmax}) and minimum slope of the depression (β_{Cmin}).

Direction of the sector collapse (γ_C).

Initial volume of the sector collapse (V_I) = volume of the actual depression V_C (difference between the pre-collapse edifice volume and the actual edifice volume) – filling volume V_F + ablated volume V_A .



Shape of the sector collapse scar

We can use shape factor to characterize the shape of the scar such as the elongation ratio (RE_C), the root factor (FE_C) and the closure factor (FF_C):

$$RE_C = \frac{LE_C}{W_C}$$

$$FE_C = \frac{DE_C}{LE_C}$$

$$FF_C = \frac{W_\alpha}{W_C}$$

Shape of the sector collapse scar in cross section:

- Spoon-like or deep-seated scar (e.g. Mount St. Helens): β_{Cmin} gentle, DE_C irregular and FE_C high.
- Regular or thin-skinned scar (e.g. Las Isletas, Mombacho): β_{Cmin} high, DE_C regular and FE_C gentle.
- Step-like scar (e.g. Socompa): depression floor very irregular, common toleva blocks.

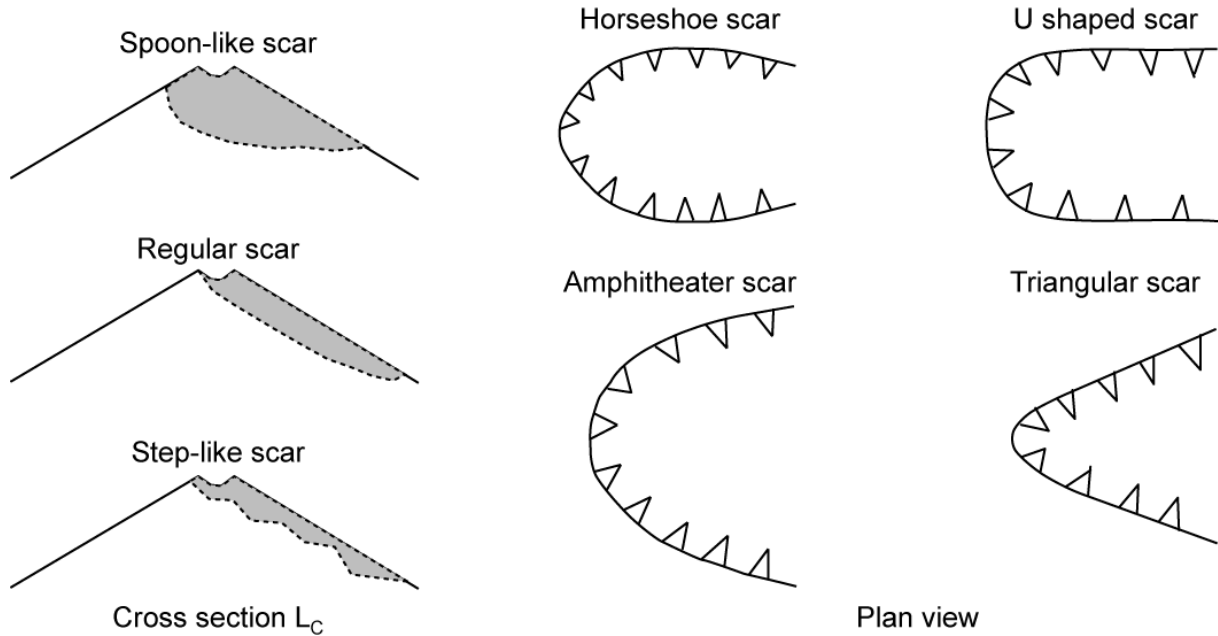
Shape of the sector collapse scar in plan view:

Horseshoe scar (e.g. Cerro Pizarro): W_C within the depression (α_C commonly $< 40^\circ$, $RE_C > 1$ and $FF_C < 0.9$).

U-shaped scar (e.g. Iriga): WC constant from the mouth to the interior of the depression (α_C commonly $< 50^\circ$, $RE_C > 1$ and $1 \geq FF_C > 0.9$).

Amphitheatre scar (e.g. Shiveluch): W at the mouth of the depression (α_C commonly $> 60^\circ$, $RE_C < 1$ and $FF_C = 1$).

Triangular scar (Socompa): W at the mouth of the depression (α_C and RE_C variable, $FF_C = 1$).



Descriptive elements for a volcanic sector collapse caldera

Definition of a volcanic debris avalanche

Volcanic debris avalanches are epivolcanic phenomena produced by the sudden destabilization of a volcano flank. They are rapid gravity-driven mass movements. They differ from debris flows in that they are not water-saturated and in that the load is entirely supported by particle-particle interaction. (Schuster and Crandell 1984; Vallance 2000). They differ from pyroclastic flows in that they are highly heterogenic and in that they are not always related to an eruption. They differ from rockslide in that they behave as a flow and in that most of the material is brecciated.

Geomorphologic elements

Volcanic debris avalanche deposit: they are coarse-grained, poorly sorted, volcanic (partially or entirely) breccias with a grain size from clay to metric blocks (Siebert, 1984). They differ from other volcanic breccias because of their sedimentary architecture such as surface morphology, internal and basal structures, and extent (Ui, 1983; Glicken, 1991). They are commonly limited by lateral and frontal cliffs several meters high. Their surface morphology is irregular punctuated by hummocks, ridges and depressions.

Deposit front: distal limit of the deposit

Deposit tail: proximal limit of the deposit

Dimensions of the volcanic debris avalanche deposit

Length (L_D): horizontal distance from the tail to the front of the deposit.

Area (A_D): area covered by the deposit.

Width (W_D): width of the deposit orthogonal to L_D . We can precise the tail width (WT_D), the front width (WF_D), and also the maximum (W_{Dmax}) and minimum (W_{Dmin}) widths of the deposit. The average width (W_{Dmoy}) can be obtained by calcul ($W_{Dmoy} = A_D / L_D$).

Perimeter (P_D): perimeter of the deposit.

Thickness (T_D): thickness of the deposit. We can precise the maximum (T_{Dmax}) and the minimum (T_{Dmin}) thickness of the deposit. The average thickness (T_{Dmoy}) is usually estimated.

Slope (α_D): average slope of the deposit calculated with the difference of altitude between the tail basal contact and the frontal basal contact of the deposit (H_D) ($\alpha_D = \tan H_D / L_D$). We can precise the tail slope (α_D), the front slope (α_D), and also the maximum (α_{Dmax}) and minimum (α_{Dmin}) slopes.

Volume (V_D): volume of the deposit estimated with the area and the average thickness of the deposit

$$V_D = A_D * T_{Dmoy}$$

Dimensions of the volcanic debris avalanche

Length (L'): horizontal distance between the gravity center of the initial volume and the deposit.

Apparent length (L): maximum runout distance from the scar to the front of the deposit.

Direct apparent length (D): maximum runout distance from the scar to the front of the deposit projected on an axis parallel to the breach direction.

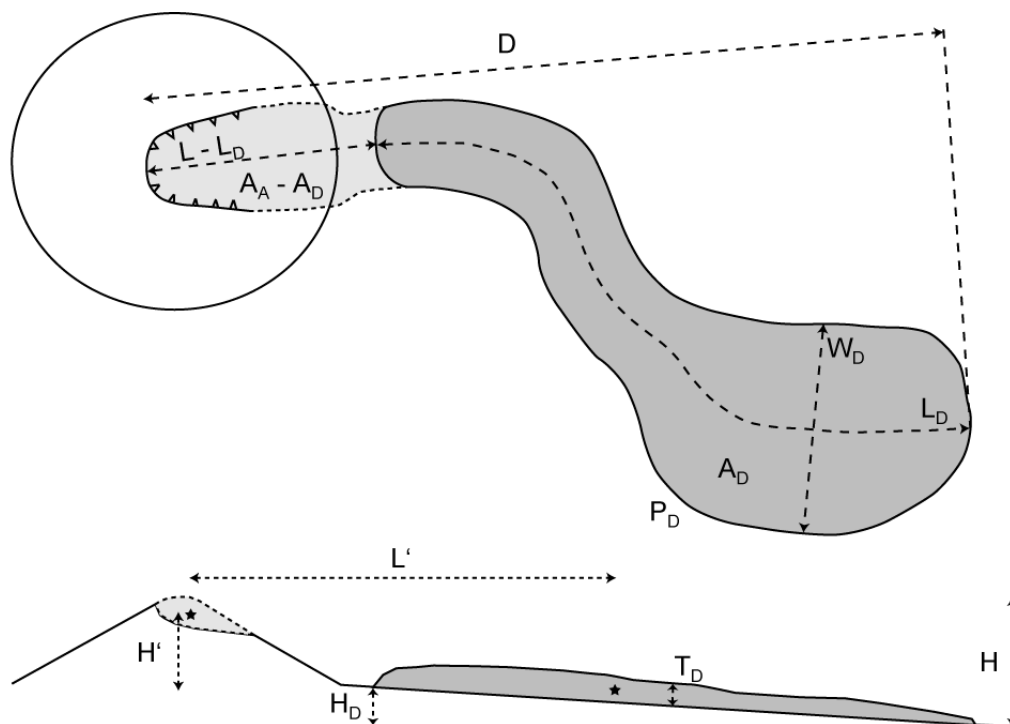
Drop height (H'): elevation difference between the gravity center of the initial volume and the deposit.

Apparent drop height (H): elevation difference between the top of the collapse scar/original summit and the front of the deposit.

Affected area (AA): area affected by the volcanic debris avalanche from the scar to the front of the deposit. It can be different from AD when the deposit is detached from the source or when part of the deposit are detached from the main deposit body.

Energy line slope $\alpha' = \tan H'/L'$.

Apparent energy line slope $\alpha = \tan H/L$.



Shape of the volcanic debris avalanche deposit

The shape of the deposit can be characterised with parameters such as the elongation ratio (RED), the flakiness ratio (RAD), the circularity (CD), the sphericity ratio (RSD), and the shape factor (FFD):

$$RE_D = W_{Dmoy} / L_D$$

$$RA_D = W_{Dmoy} / T_{Dmoy}$$

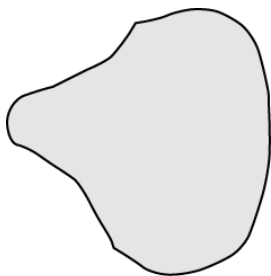
$$C_D = 4\pi A_D / P_D^2$$

$$RS_D = \sqrt[3]{RA_D * RE_D^2}$$

$$FF_D = RA_D / RE_D$$

In plan view, the deposit can be characterised as:

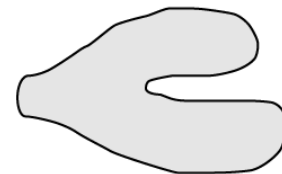
- Fan-shaped (e.g. Unzen): the front of the deposit is wide and concave, the tail is almost trapezoidal.
- Elongate (e.g. Mount St. Helens): the width of the deposit is almost constant all along the runout.
- Lobate (e.g. Lullailloco): the deposit is divided in two independent lobes for a long distance.
- Digitate (e.g. ?): the deposit front is divided into multiple lobes.
- Winding (e.g. Chimborazo): the deposit has curve.
- Round (e.g.): the deposit is round.



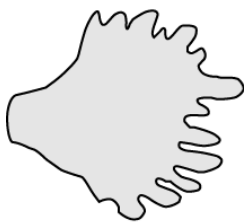
Fan-shaped deposit



Elongate deposit



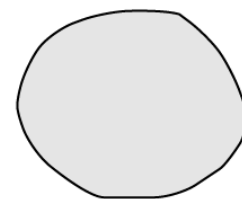
Lobate deposit



Digitate deposit



Winding deposit



Round deposit

Annexe II Protocole de traitement numérique des fenêtres 1m²

- **Image numérique dans Image SOURCE (Figure 1.)**
- **Ouvrir sous Photoshop 7.0 (Figure 2A.)**
 - Image ; réglage => niveaux automatiques si besoin
 - Outils ; lasso polygonal => sélectionner les coins intérieurs du cadre
 - Image ; recadrer
 - Image ; taille de la zone de travail => supérieure à l'image
 - Outils ; lasso polygonal => sélectionner les coins intérieurs du cadre
 - Édition ; transformation ; torsion => ajuster l'image à la zone de travail
 - Image ; taille de l'image => 100 * 100 cm (28,35 pix/cm)
 - Enregistrer sous **Mon travail/Thèse/...** (> 1 Mo)
- **Ouvrir l'image sous Illustrator CS (Figure 2B et 3)**
 - Nouveau calque « taille » => coins NW et SE
 - Nouveau calque « vérif particules 32 » (ne pas oublier rotation des carrés 32*32 mm) => mettre un carré sur chaque particule ≥ 32 mm
 - Nouveau calque « particules 32 » => détourer les particules de VP 32
 - Nouveau calque « vérif particules 64 » seulement pour particules de P 32
 - Nouveau calque « particules 64 » => couper/coller des particules sélectionnées
 - Idem pour « 128 », « 256 », et « 512 » si besoin
 - Enregistrement de tout .ai
 - Enregistrement de Dessin avec nP # bien séparées avec seulement « taille » .ai
 - Enregistrement de chaque P # bien séparées avec seulement « taille » .ai
- **Ouvrir P # sous Photoshop 7.0**
 - Image ; mode => niveaux de gris
 - Image ; taille de l'image => 100 * 100 cm (28,35 pix/cm)
 - Enregistrer .tiff
- **Ouvrir P # sous ImageJ 1.36 (Figure 4)**
 - Plugins ; Macros ; install => « Analyse Granulométrique »
 - run("8-bit");
 - setAutoThreshold();
 - //run("Threshold...");
 - setThreshold(0, 121);
 - run("Threshold", "thresholded remaining black");
 - run("Set Scale...", "distance=28.350 known=1 pixel=1 unit=cm");
 - run("Set Measurements...", "area fit feret's redirect=None decimal=3");
 - run("Analyze Particles...", "size=0-Infinity circularity=0.00-1.00 show=Outlines display include");
 - Save as « Drawing of ... » .jpeg



Figure 1. Image source (RBI GRC).

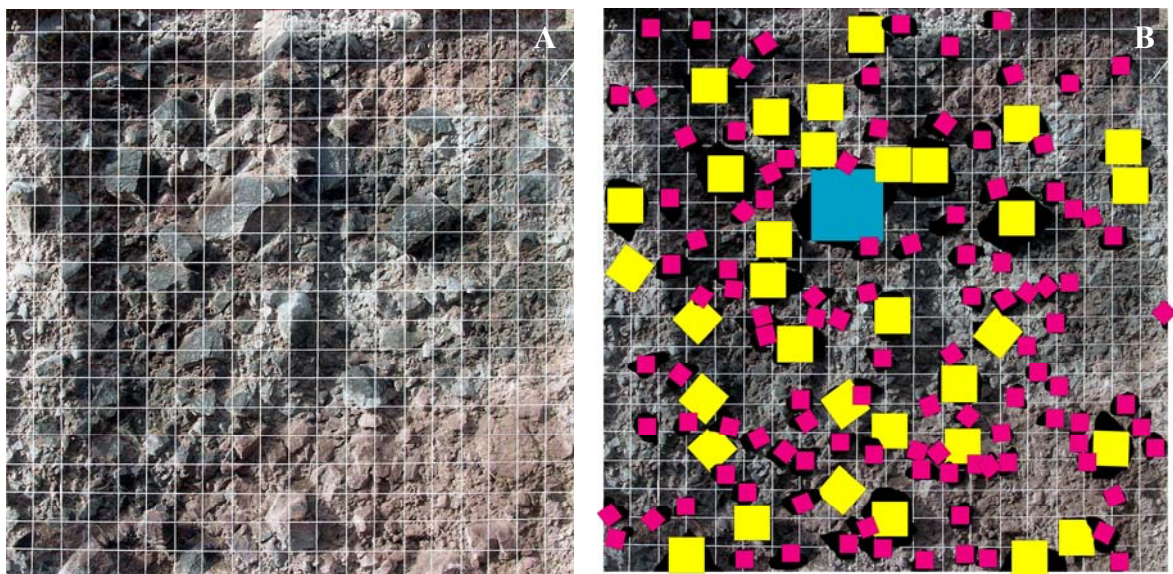


Figure 2. Image modifiée sous Photoshop (A) et document Illustrator (B).

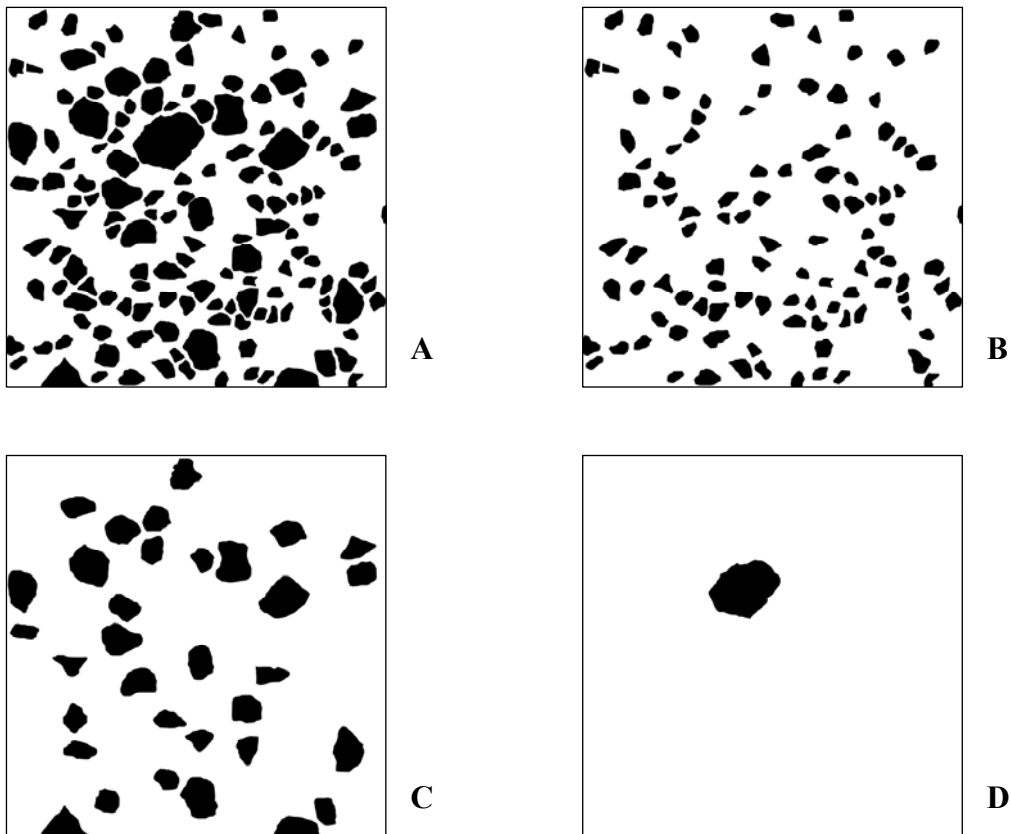


Figure 3. Résultats de l'image traitée sous Illustrator ; A : toutes les particules ; B : Particules 32 mm (-5ϕ) ; C : Particules 64 mm (-6ϕ) ; D : Particules 128 mm (-7ϕ).

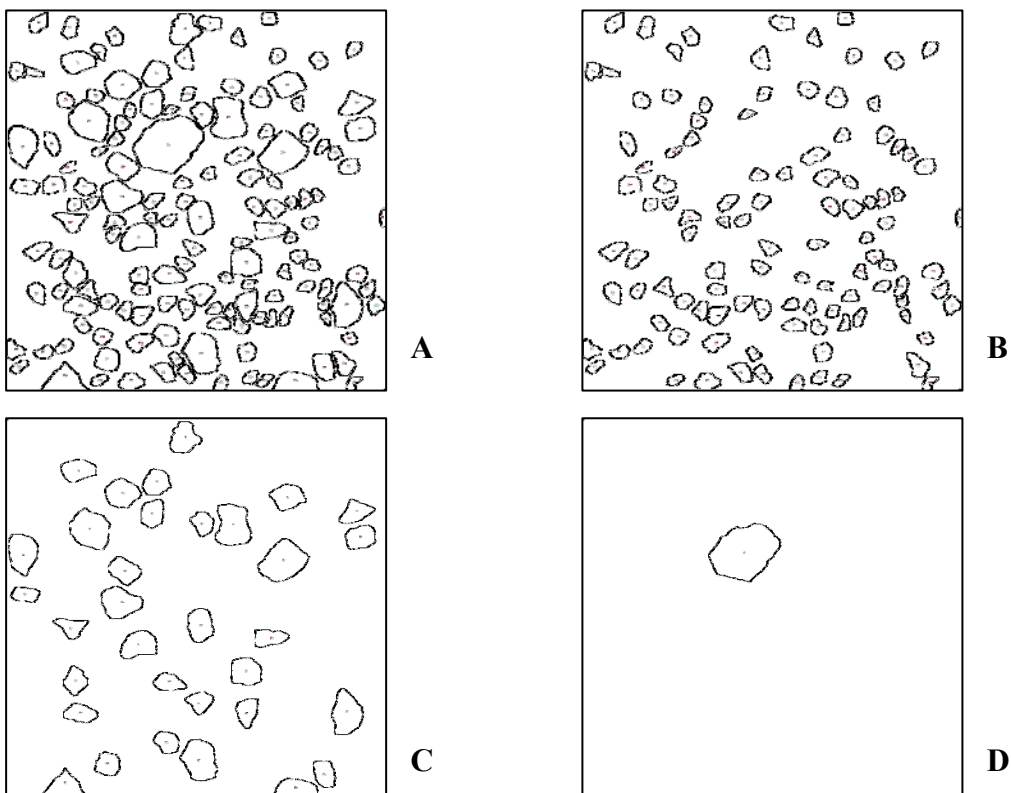


Figure 4. Résultats de l'image traitée sous ImageJ ; A : toutes les particules ; B : Particules 32 mm (-5ϕ) ; C : Particules 64 mm (-6ϕ) ; D : Particules 128 mm (-7ϕ).

Annexe III Photographs of Perrier units



Figure 3.6A Large block of consolidated pumice layer in U1, outcrop GU27 hammer for scale.



Figure 3.6B U4 block and stretched pumice block within L1, outcrop GU44, hammer for scale.



Figure 3.8A U1 basal contact on top of the trachytic plinian fall, outcrop GU16, hammer for scale.



Figure 3.8D Deformed clayey block around a wood void in U1, outcrop GU16, hammer for scale.



Figure 3.8E U4 basal contact with the presence of a mixed layer between U4 and the underlying conglomerate, outcrop GU24, hammer for scale.



Figure 3.8F U4 basal contact on top of a sandy-silty layer, outcrop GU23, hammer for scale.



Figure 3.9A Jigsaw fit block in U1 mixed facies.



Figure 3.9B Evolution from jigsaw crack in the inner part of the trachyandesite block to jigsaw fit near its boundaries in U4, hammer for scale.



Figure 3.9D S-like deformation of a cinerite block in U4, hammer for scale.



Figure 3.9E Partial mixing between different colour mixed facies in U4, hammer for scale.



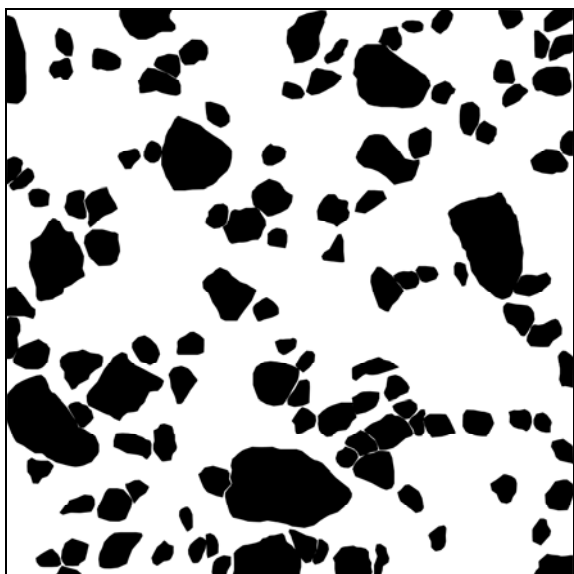
Figure 3.9F Unconsolidated conglomerate block under a large tephrite megablock in U4.



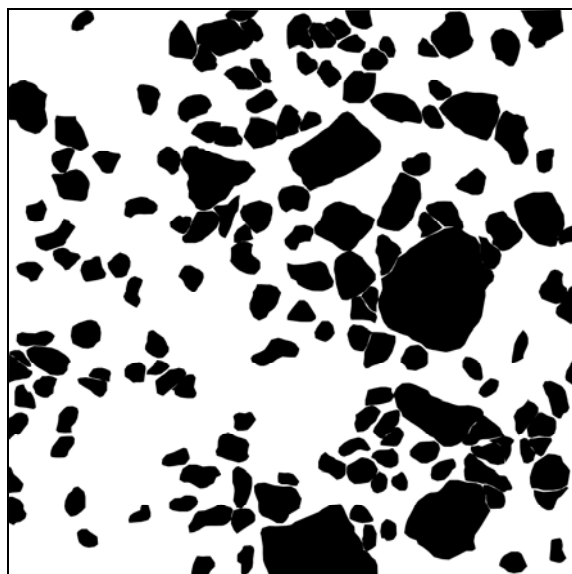
Figure 3.9G Pumice dyke in L1 deposit, hammer for scale.

Annexe IV Dessin des fenêtres 1 m² du faciès à blocs issus de l'édifice du DAD du Chimborazo

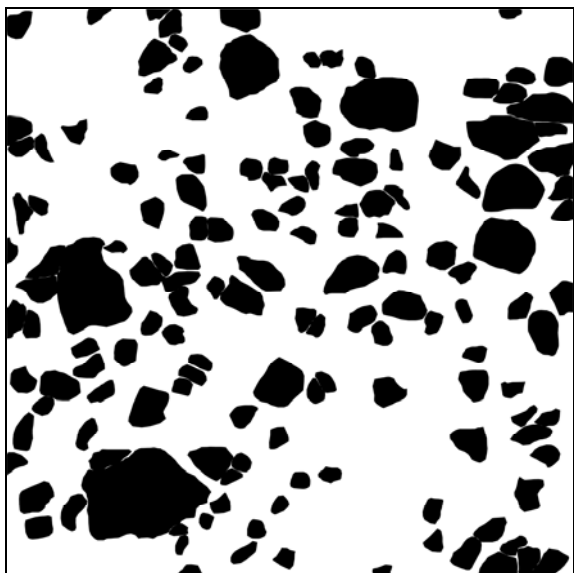
Les dessins des fenêtres 1 m² sont classés par groupes lithologiques et par distance parcourue croissante.



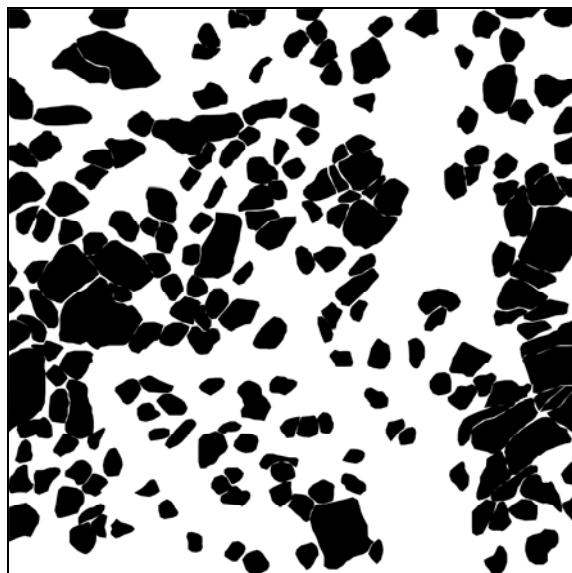
RB229 GRA [A1] interne/cœur



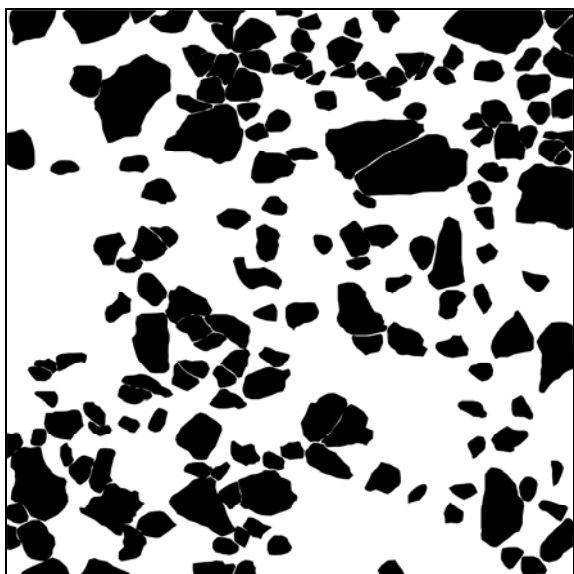
RB200 GRA [A1] bordure/base



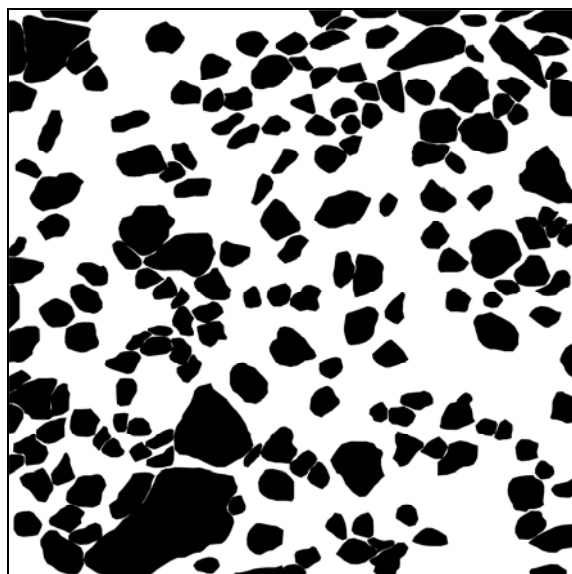
RB152 GRA [A1] bordure/surface



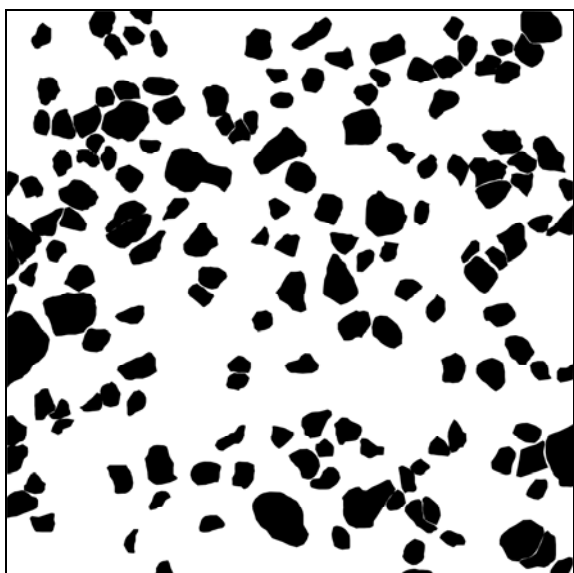
RB185 GRA [A1] bordure/cœur



RB179 GRA [A1] bordure/cœur



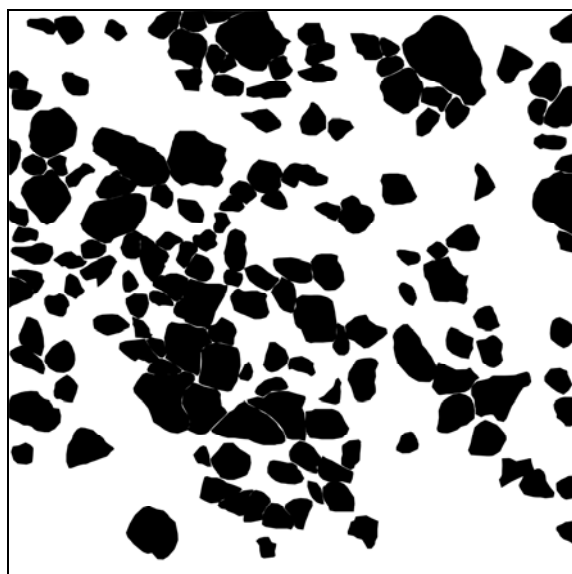
RB243 GRA [A1] bordure/cœur



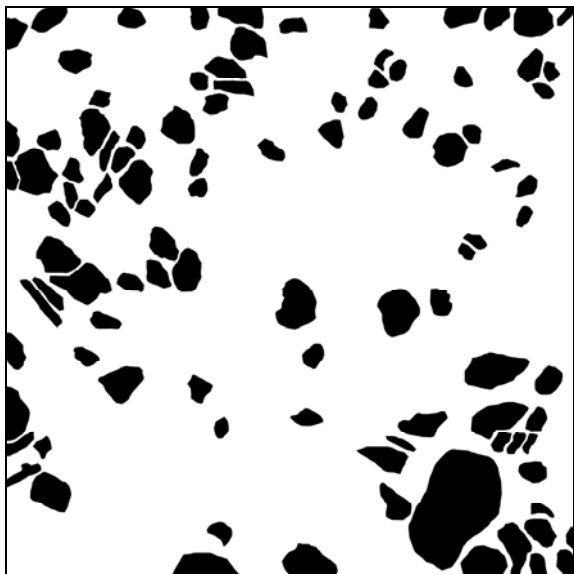
RB269 GRB [A1] bordure/cœur



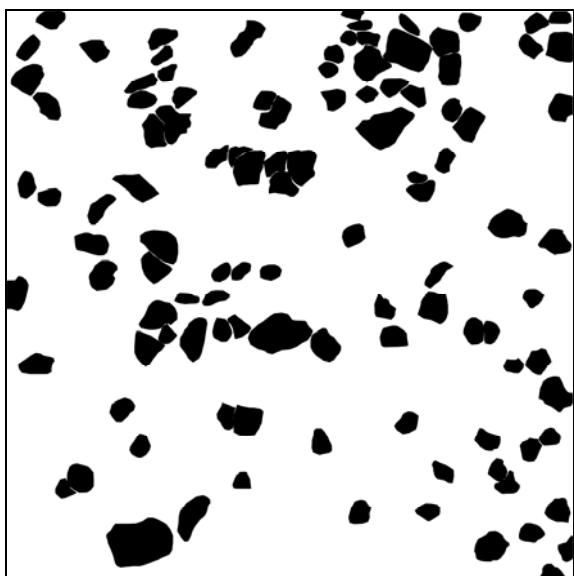
RB154 GRB [A2] interne/surface



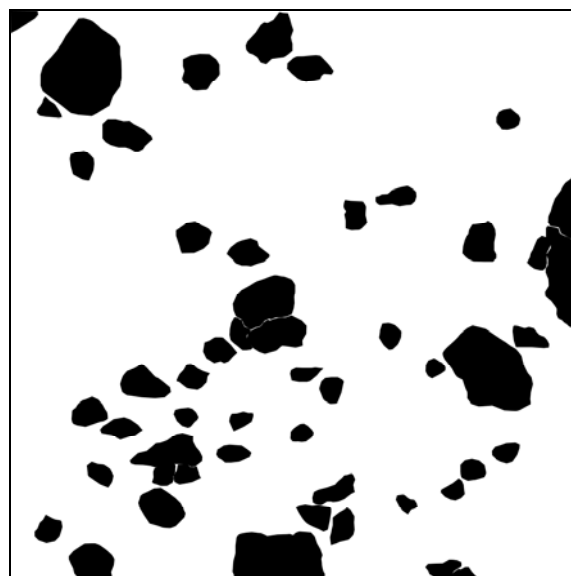
RB120 GRA [A2] interne/surface



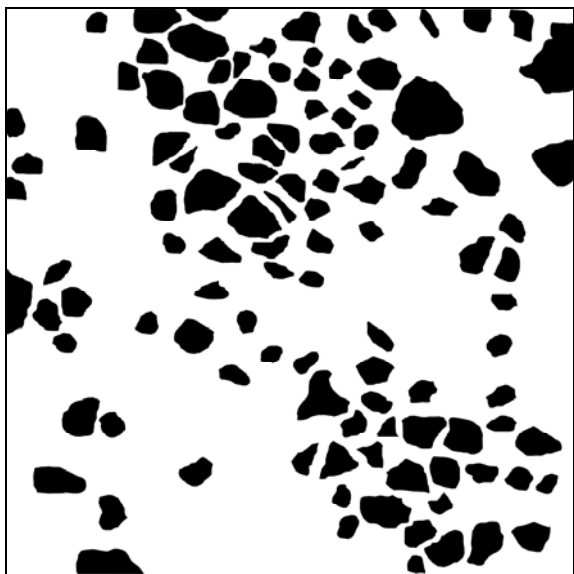
RB044 GRA [A2] interne/cœur



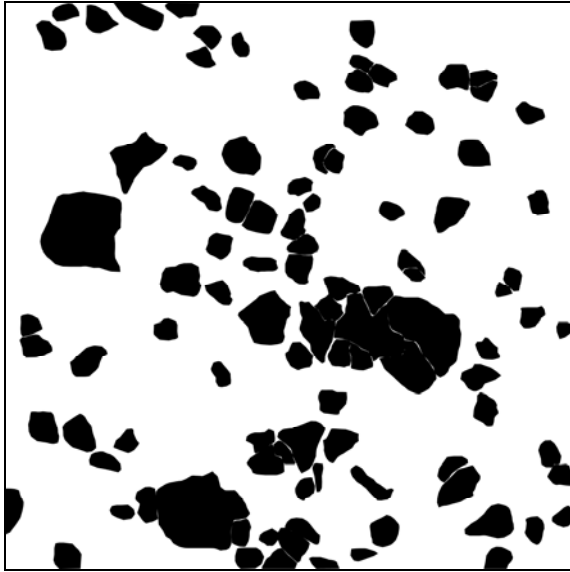
RB167 GRA [B] interne/cœur



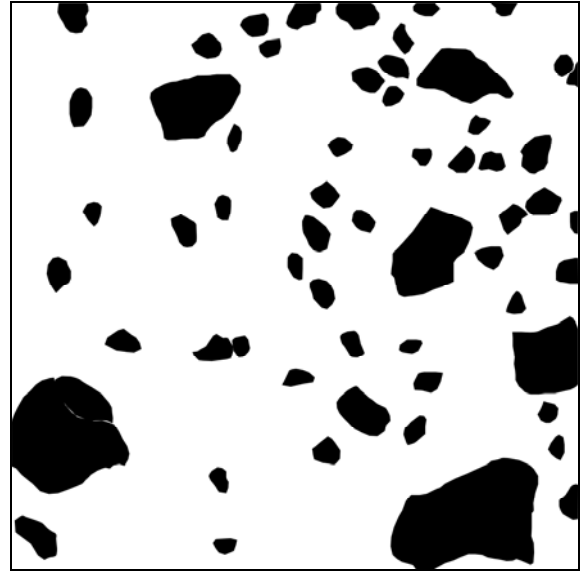
RB208 GRA [B] bordure/surface



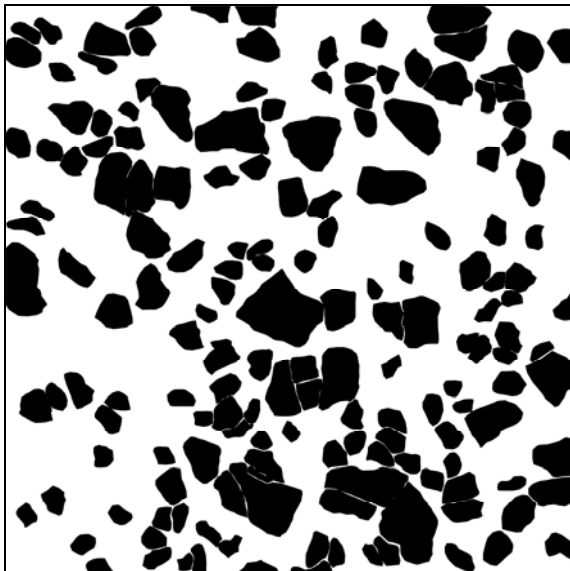
RB011 GRA [B] front/surface



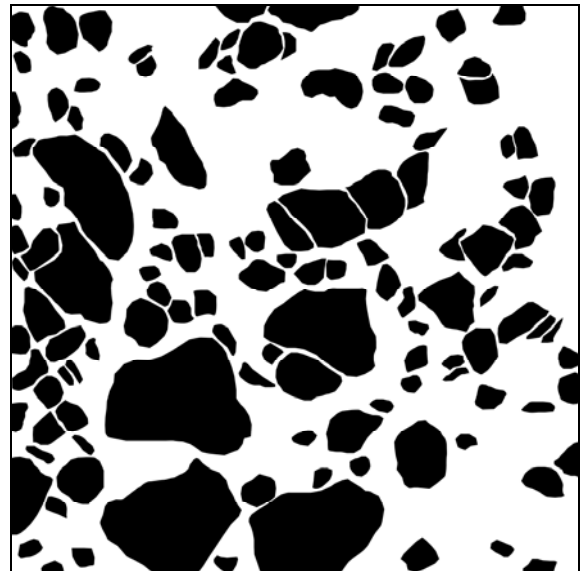
RB097 GRA [C] interne/cœur



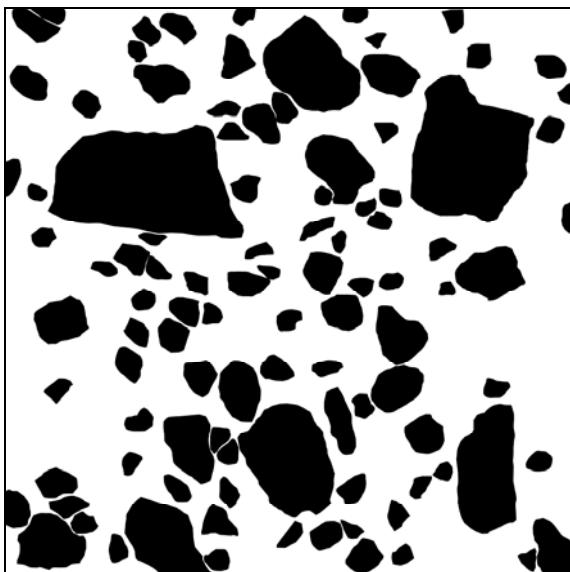
RB306 GRA [C] interne/cœur



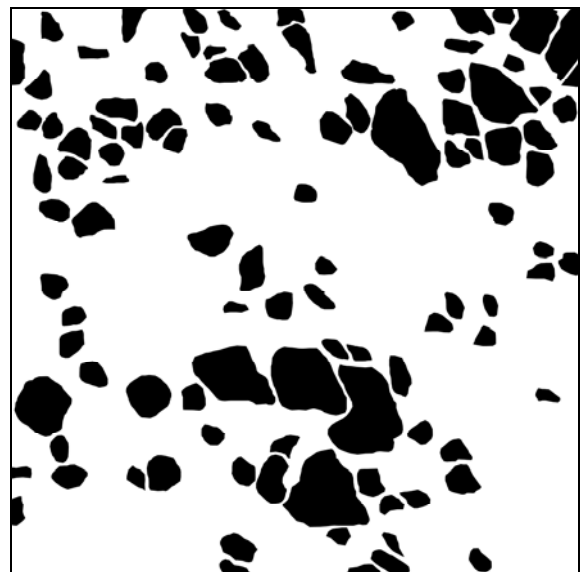
RB085 GRA [C] interne/surface



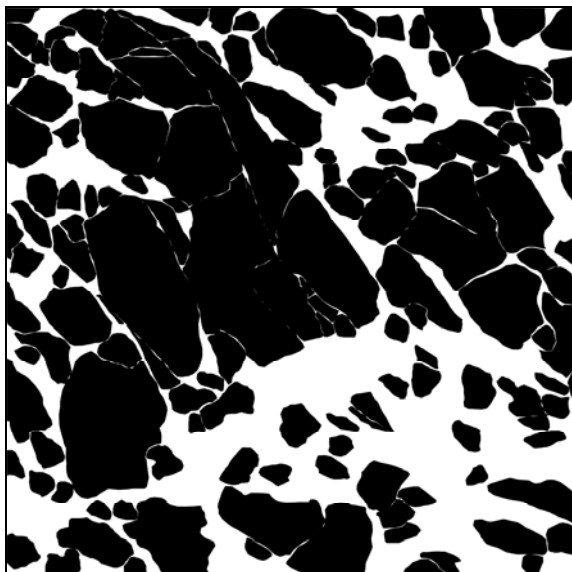
RB056 GRA [C] interne/cœur



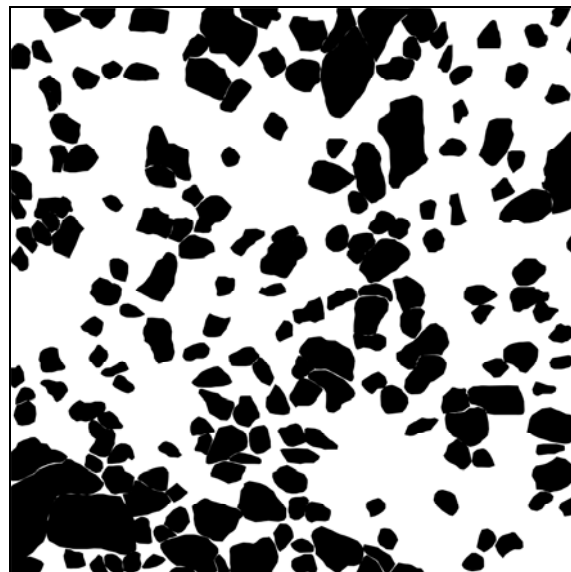
RB008 GRA [C] interne/cœur



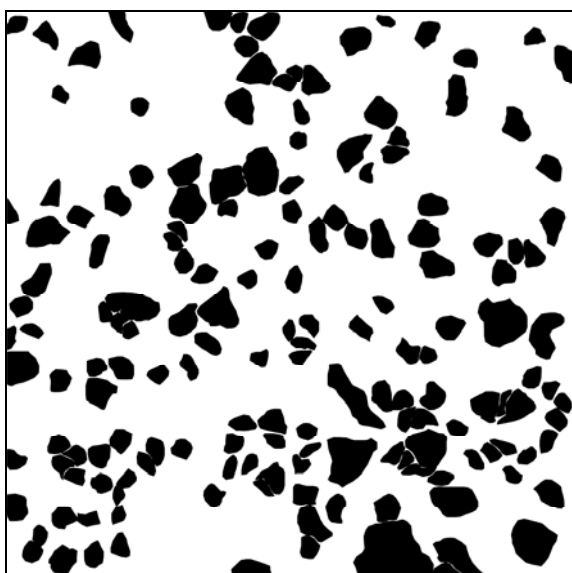
RB031 GRC [C] interne/coeur



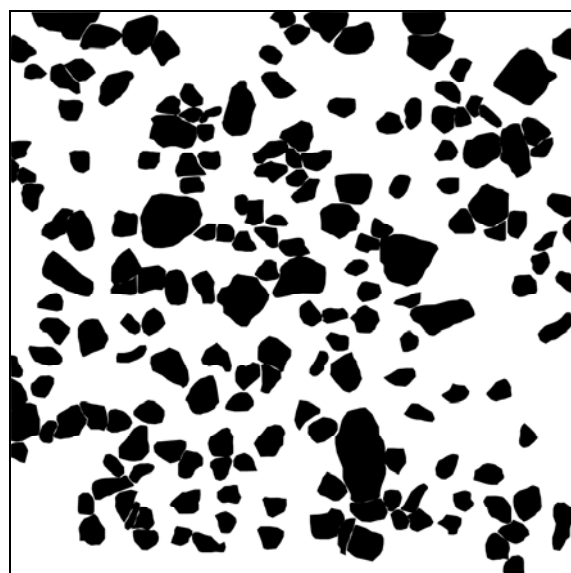
RB066 GRA [D] bordure/coeur



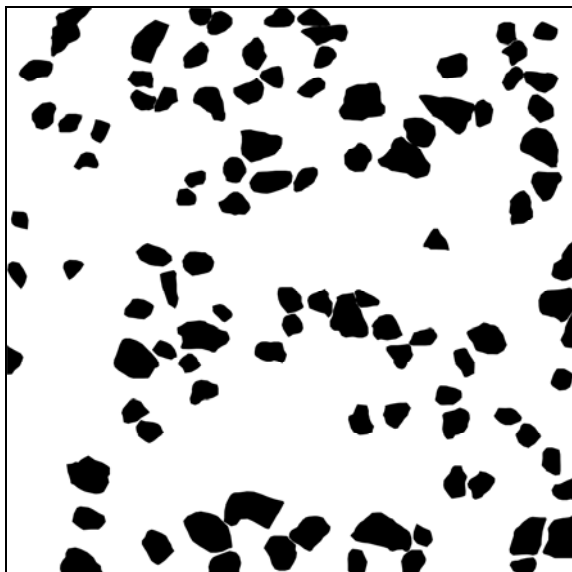
RB066 GRB [D] bordure/coeur



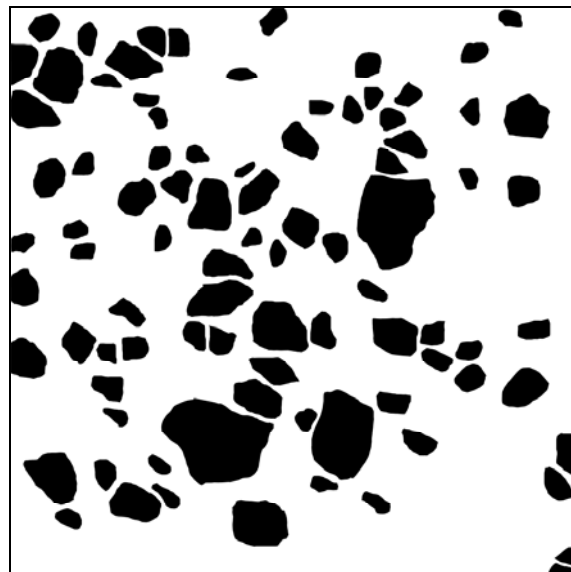
RB243 GRC [D] bordure/surface



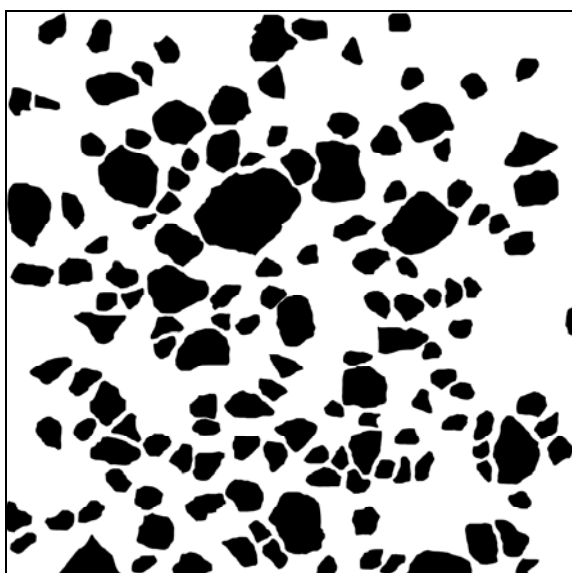
RB286 GRA [D] interne/surface



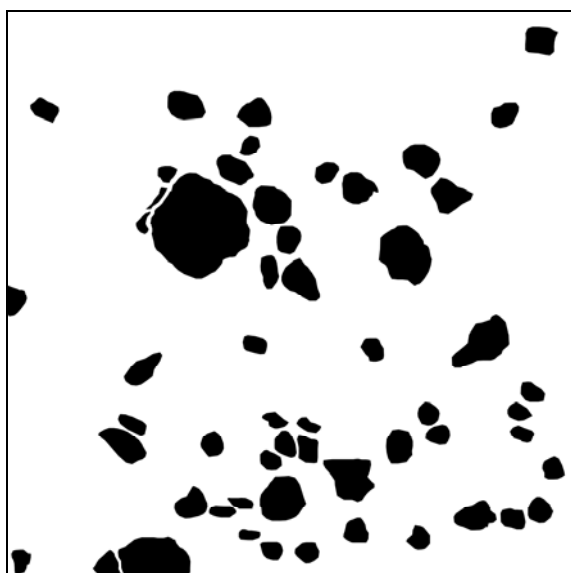
RB111 GRA [E] interne/surface



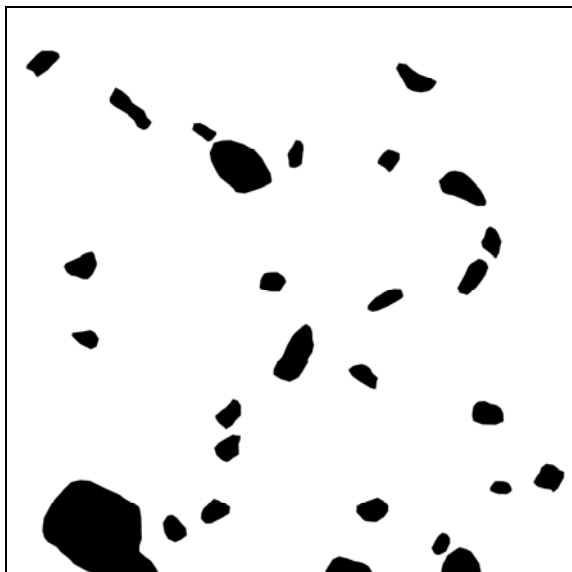
RB001 GRB [E] front/surface



RB001 GRC [E] front/surface



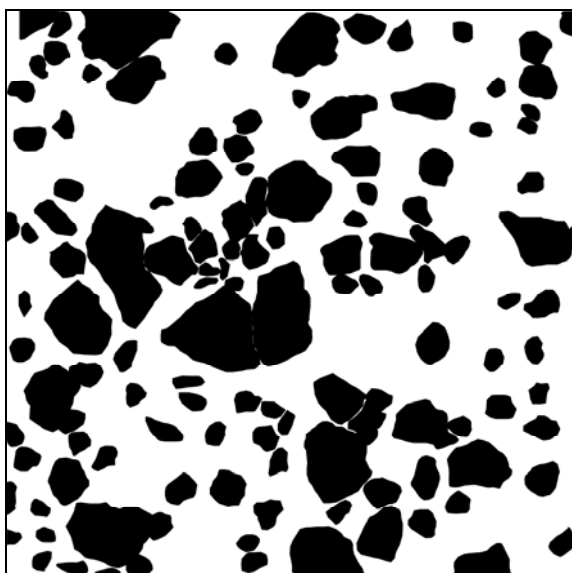
RB031 GRB [E] interne/cœur



RB066 GRC [F] bordure/cœur



RB170 GRA [F] interne/surface

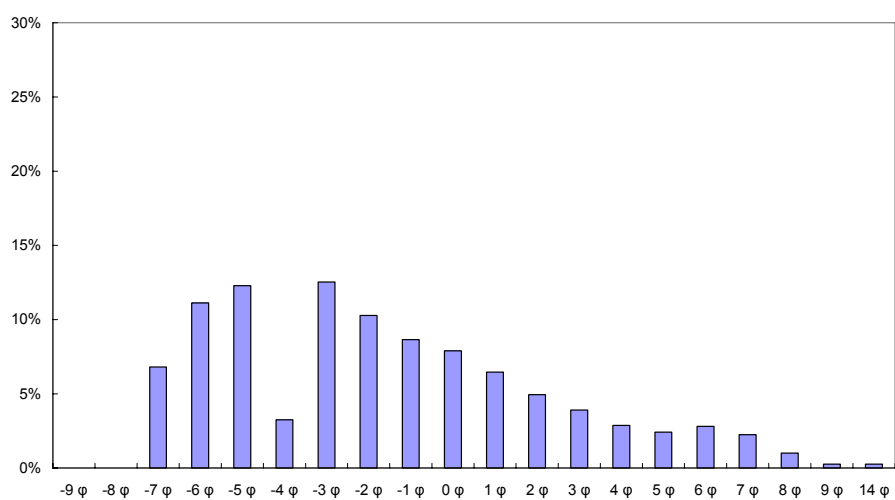


RB233 GRB [F] bordure/surface

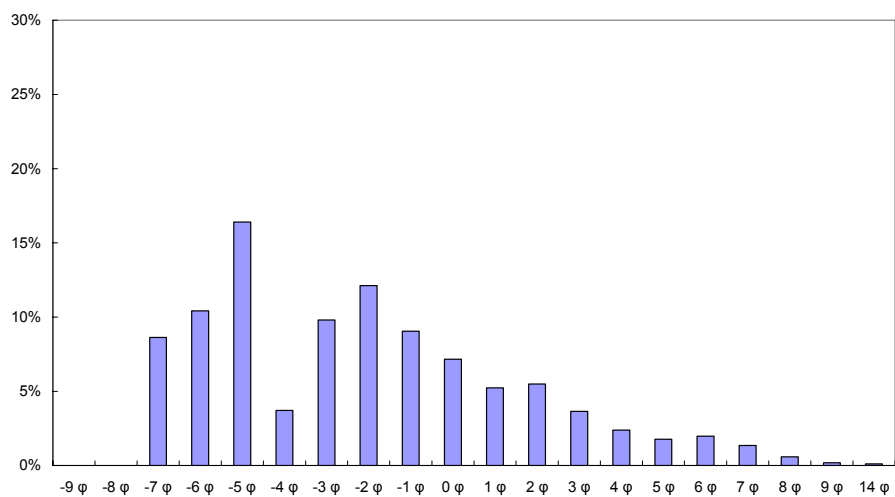
Annexe IV Histogramme de répartition granulométrique des échantillons du faciès à blocs issus de l'édifice du DAD du Chimborazo

Groupe [A1]

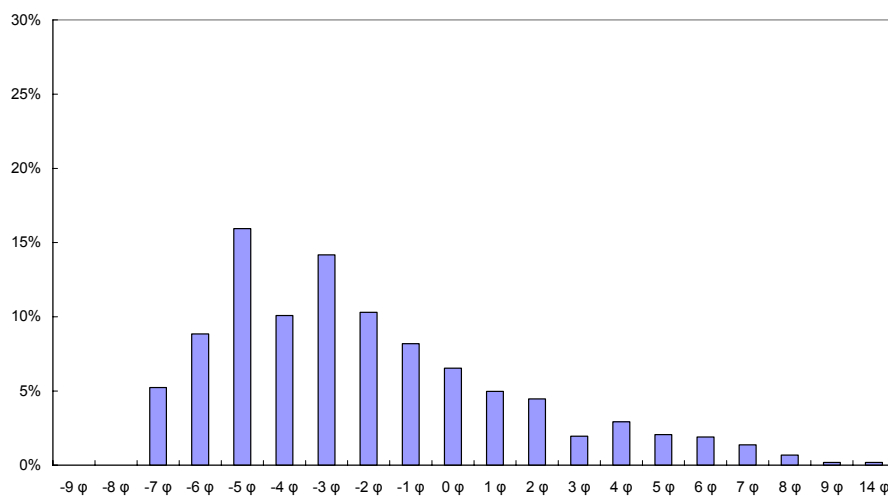
RB229 GRA



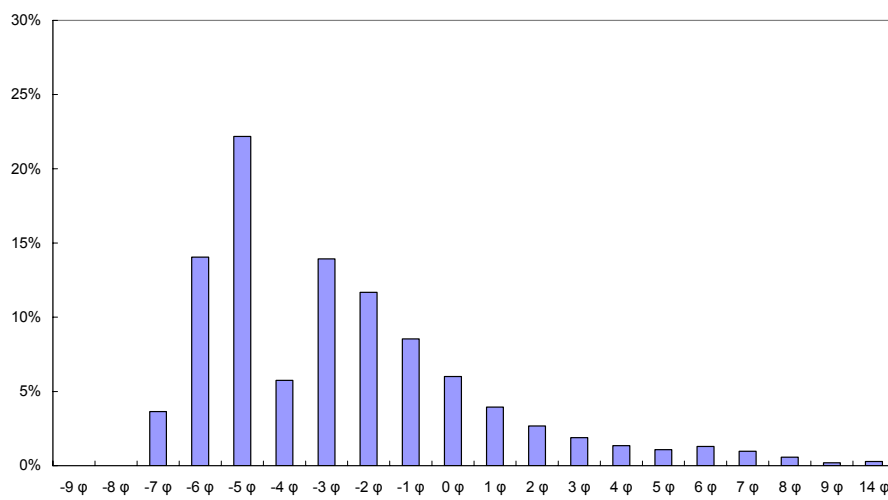
RB200 GRA



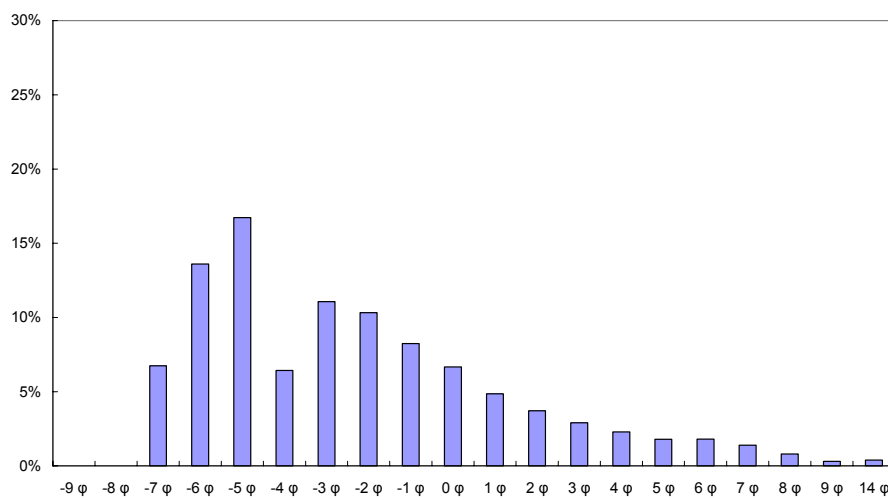
RB152 GRA



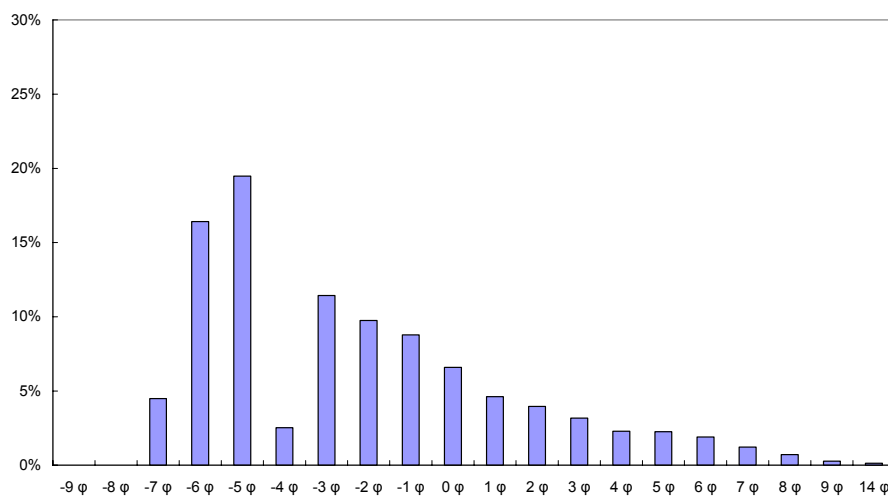
RB185 GRA



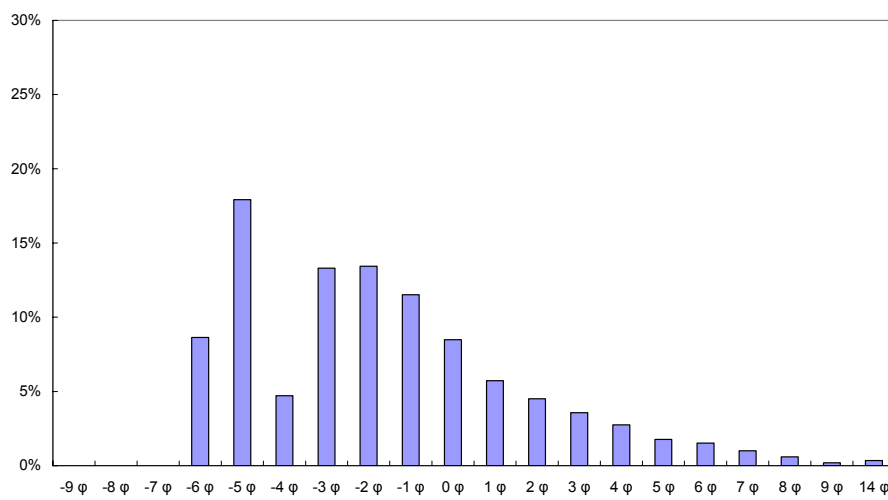
RB179 GRA



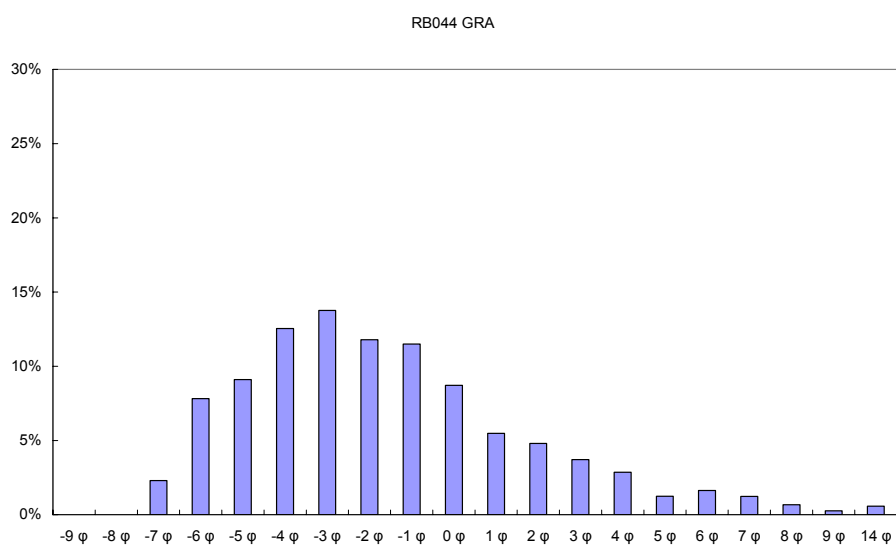
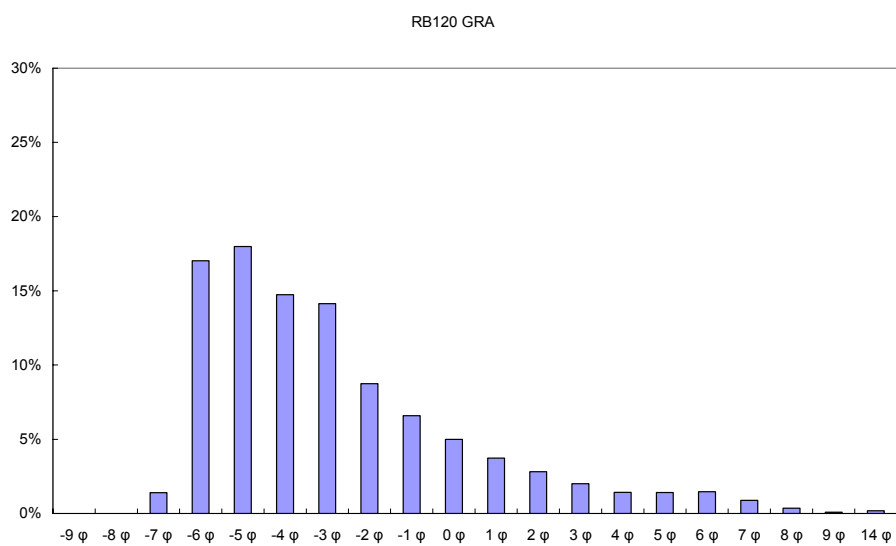
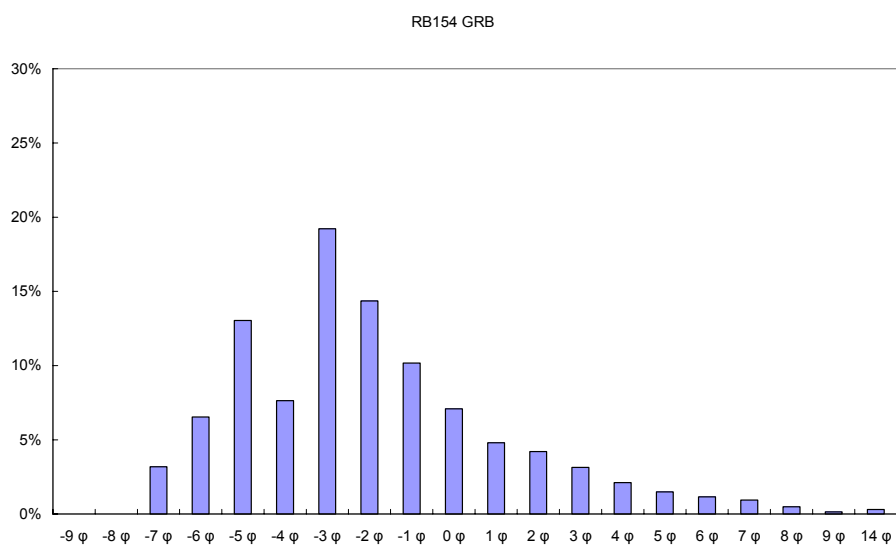
RB243 GRA



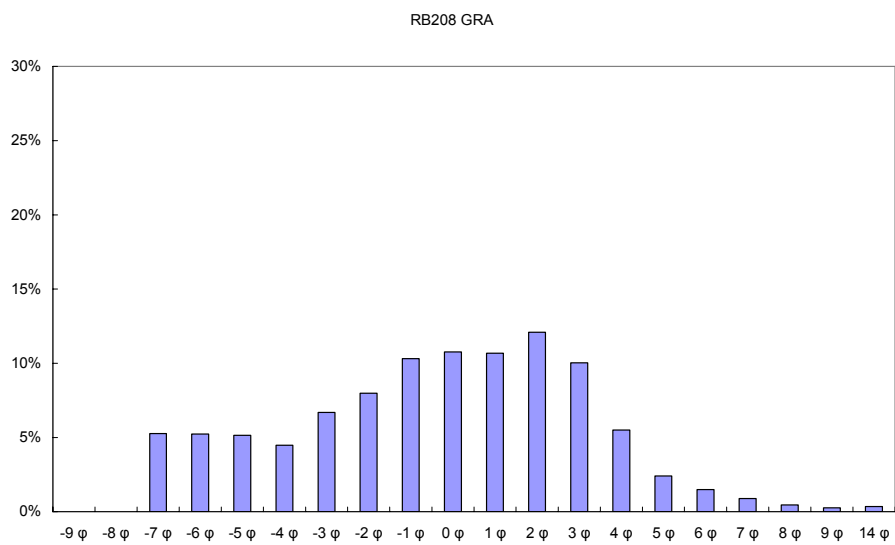
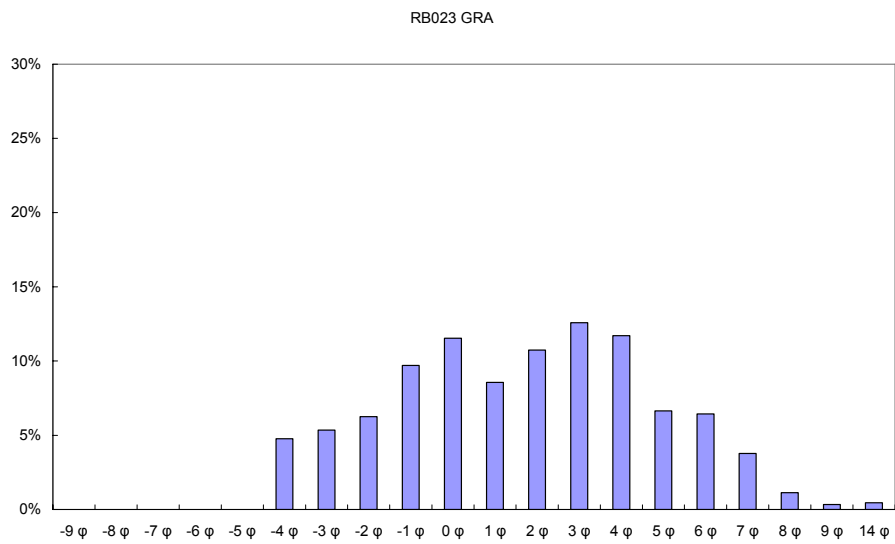
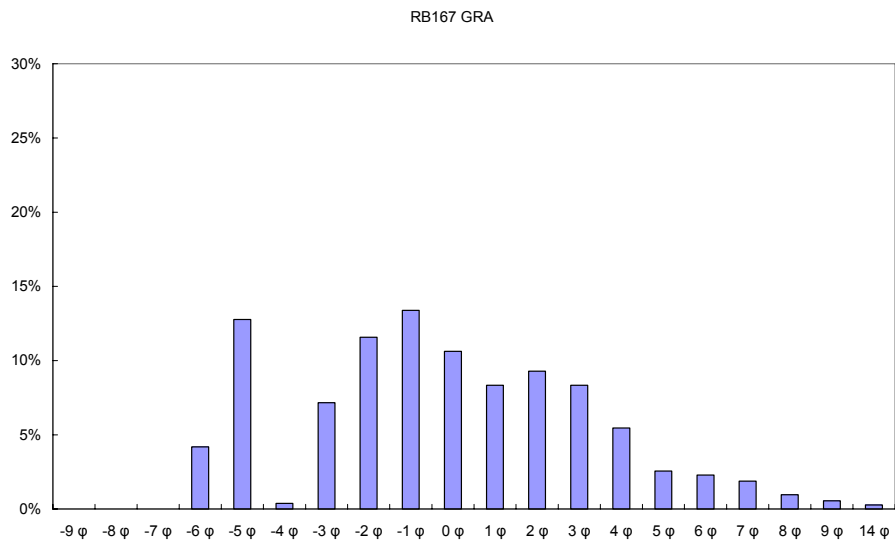
RB269 GRB

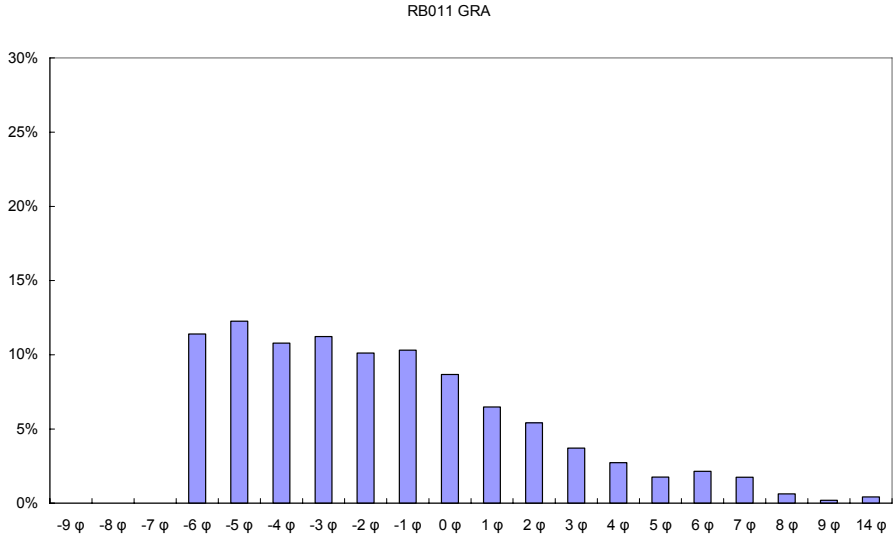


Groupe [A2]

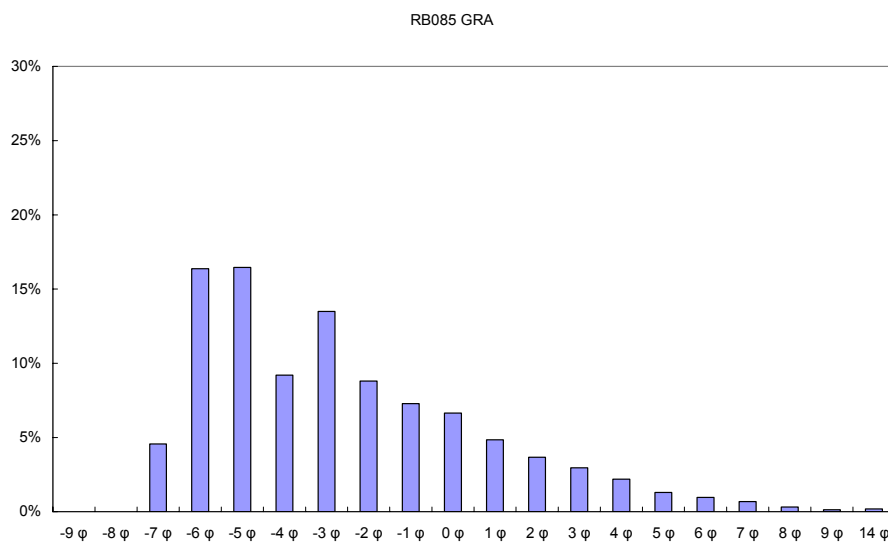
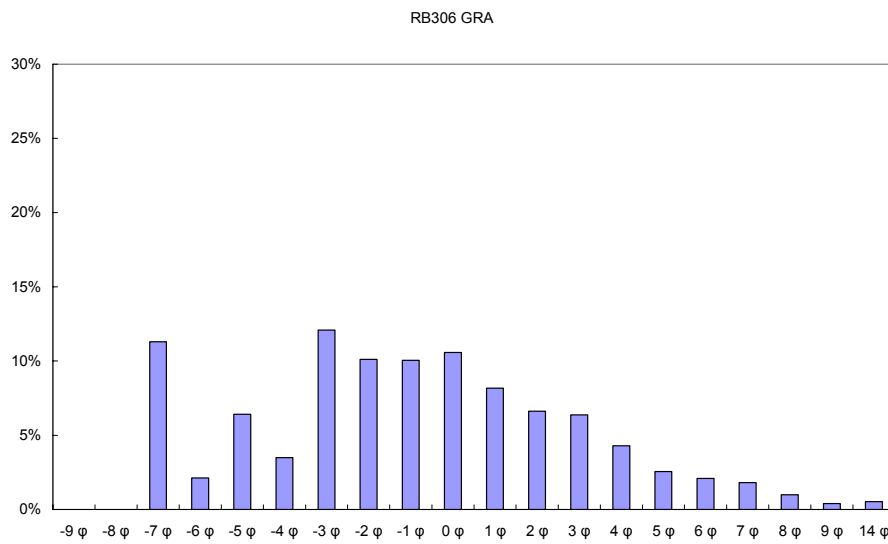
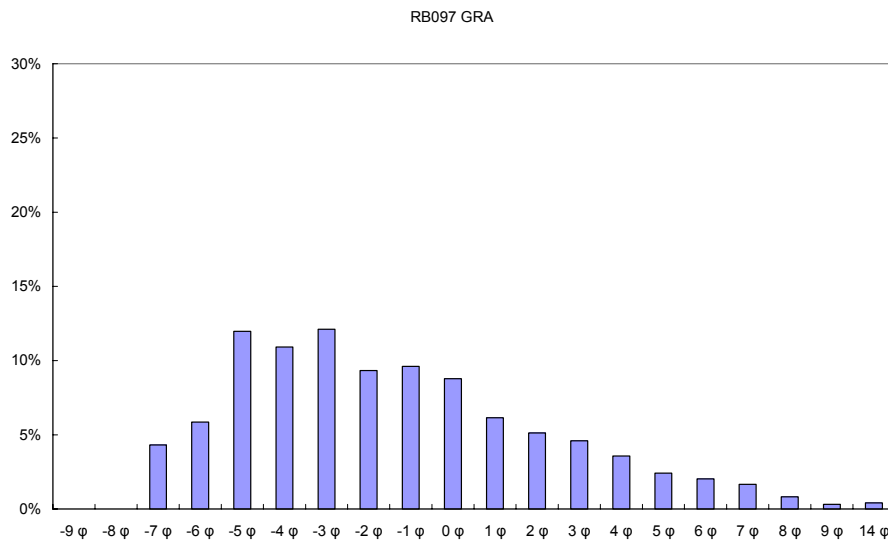


Groupe B

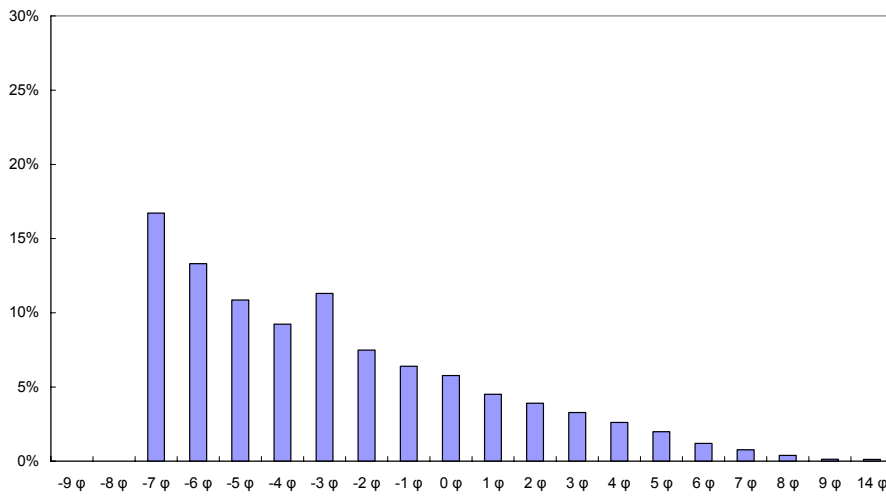




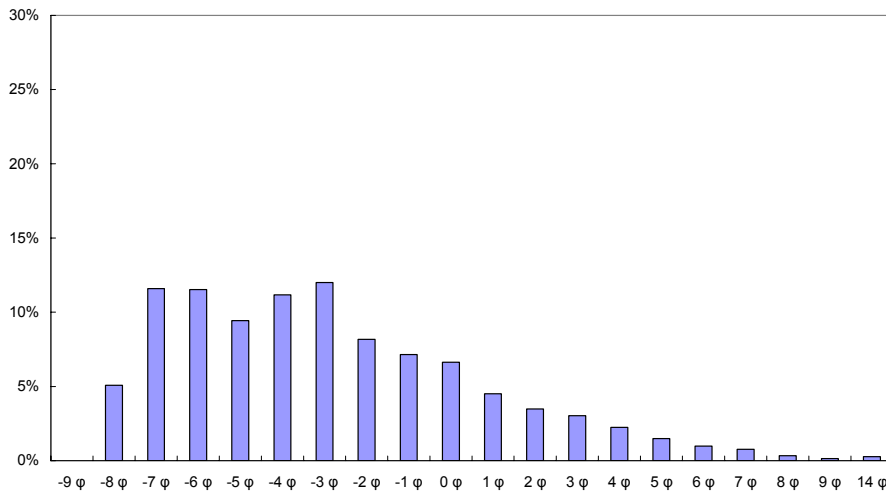
Groupe C



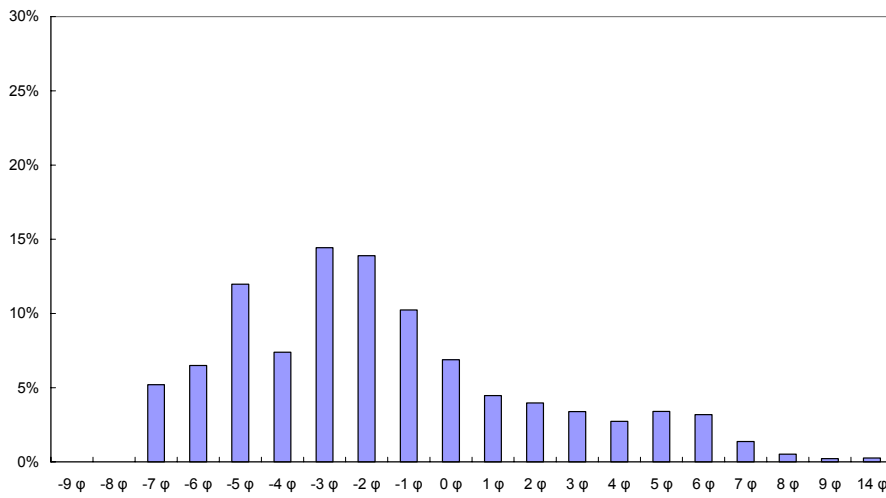
RB056 GRA



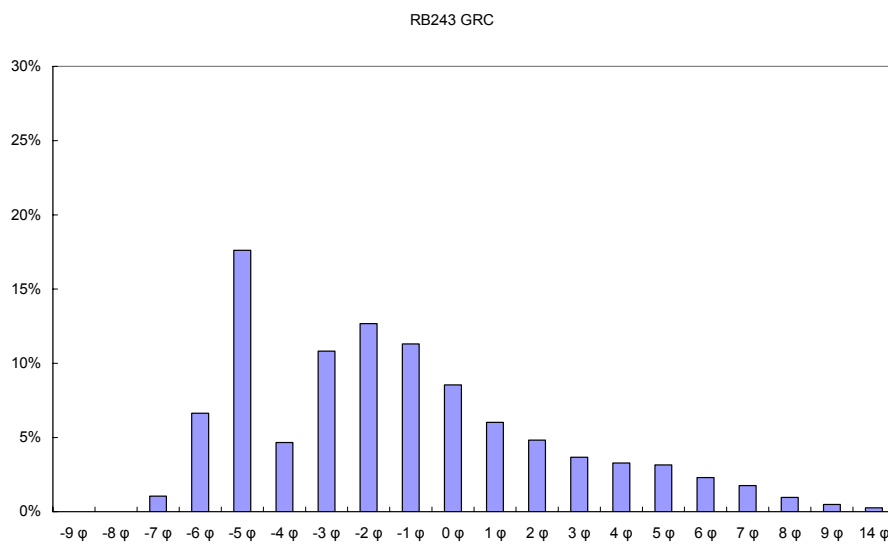
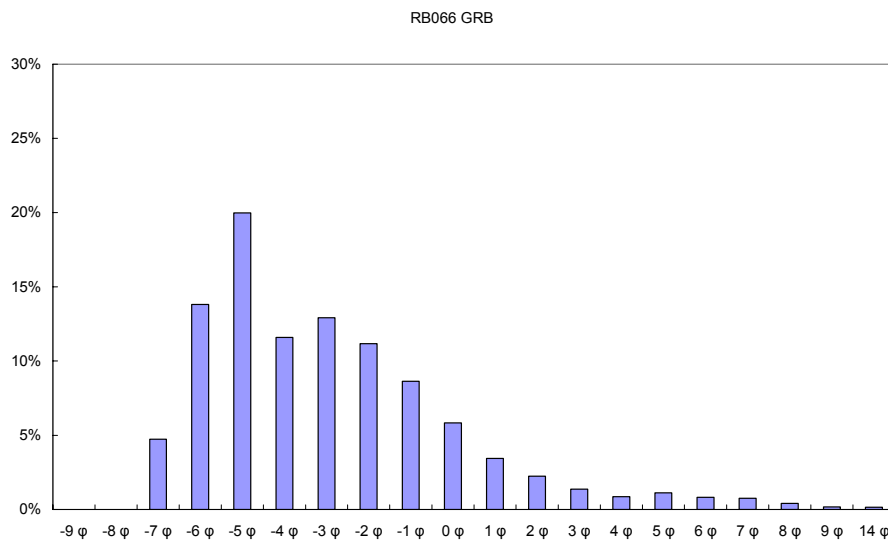
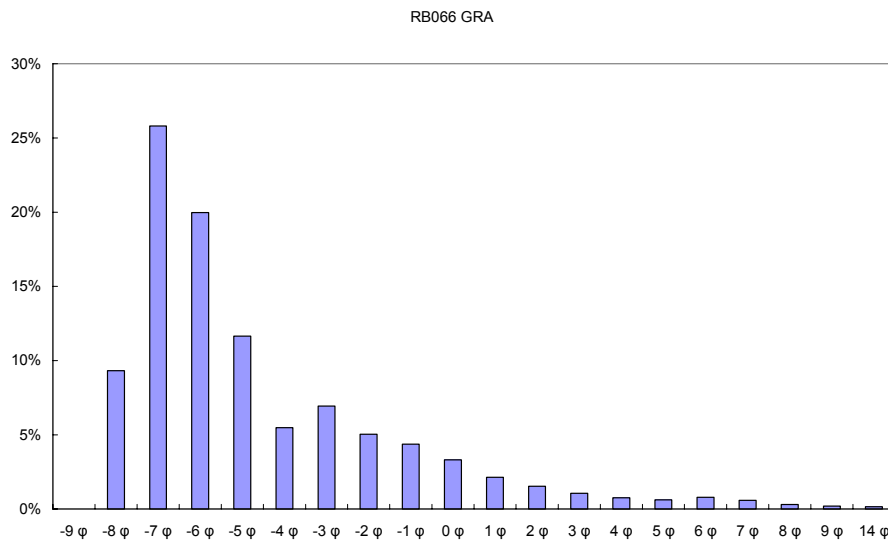
RB008 GRA

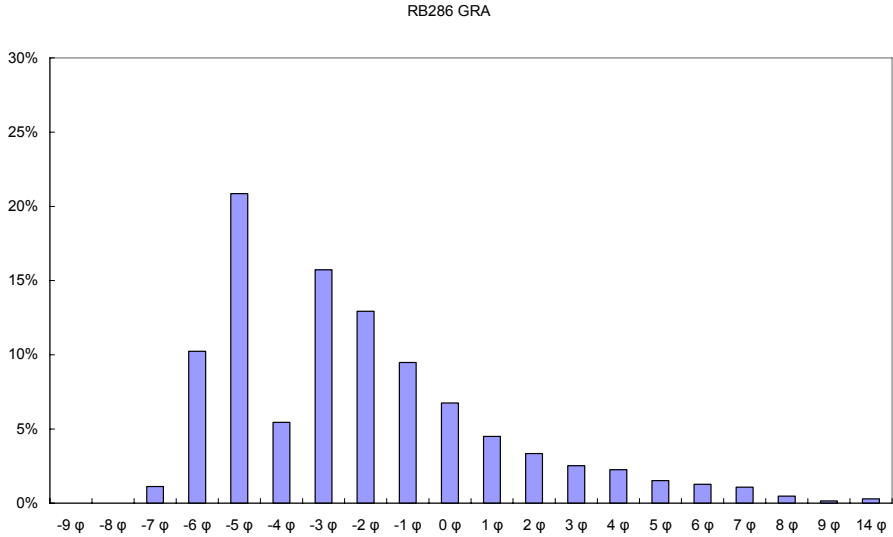


RB031 GRC

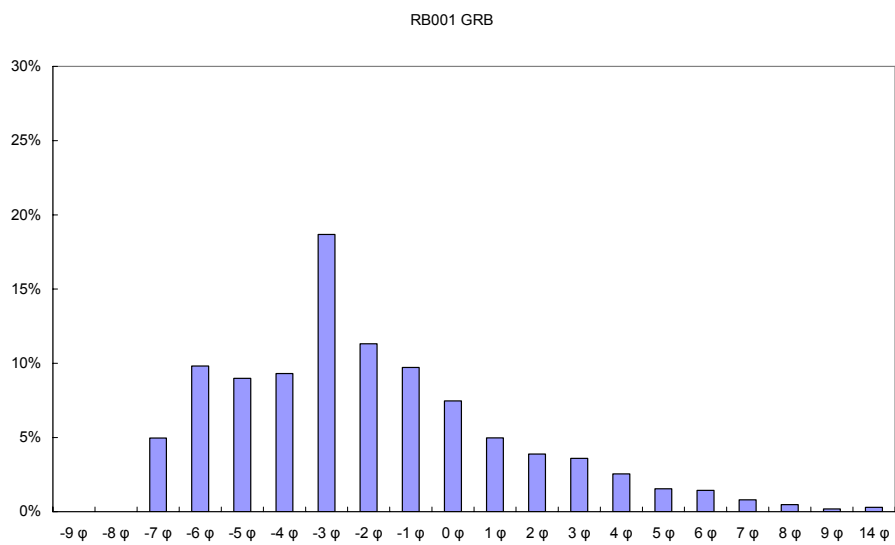
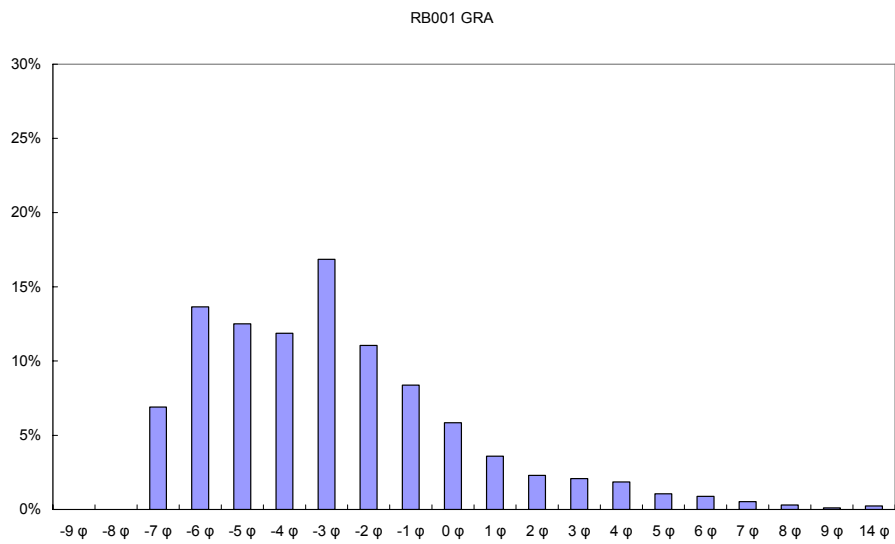
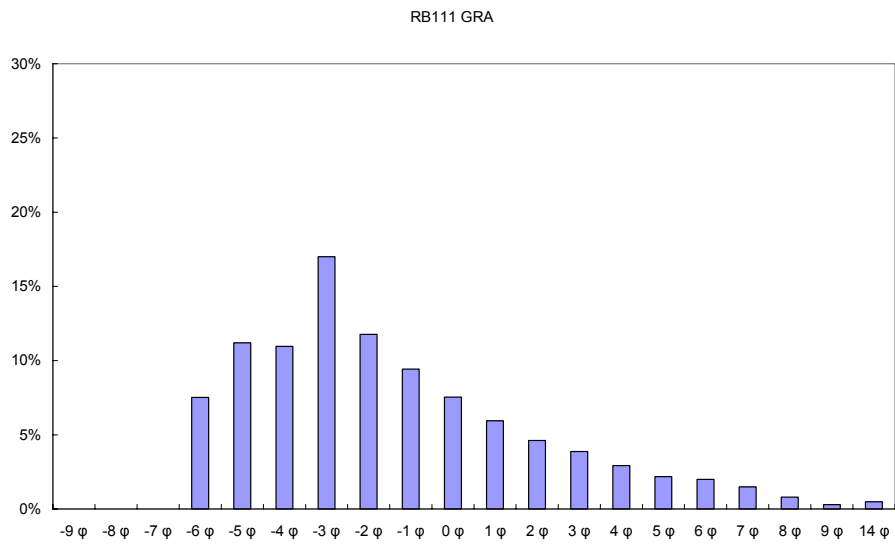


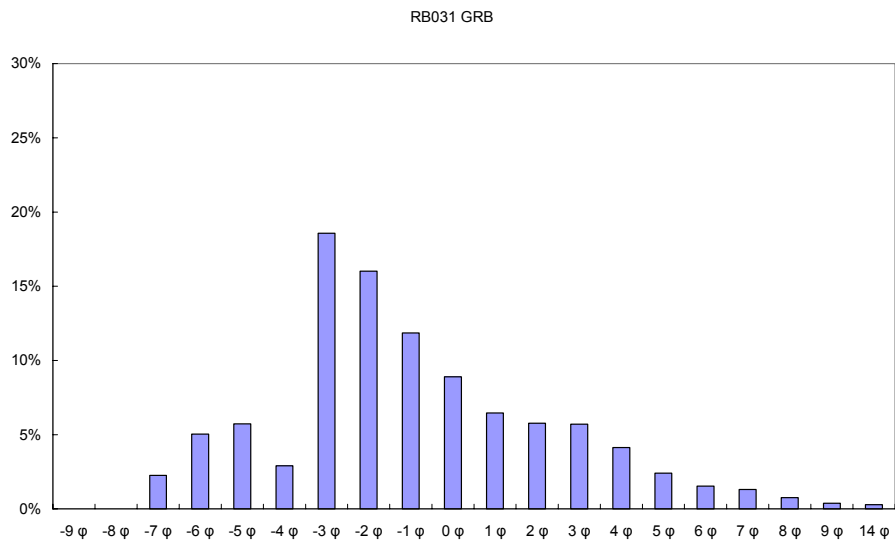
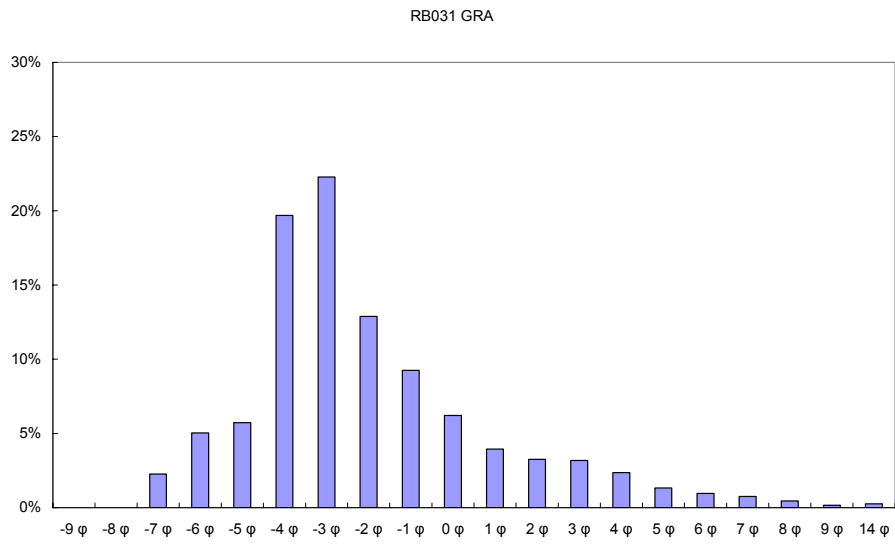
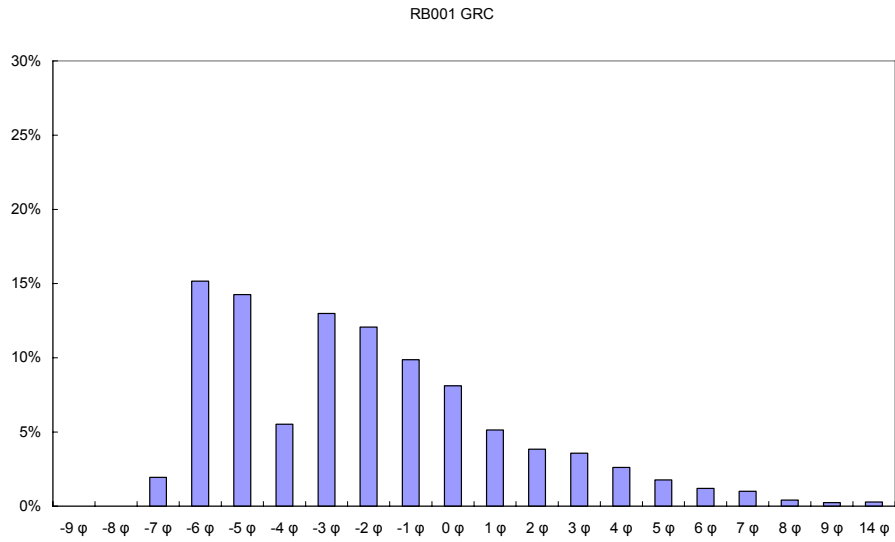
Groupe D





Groupe E





Groupe F

