



HAL
open science

Les interactions entre magmas calco-alcalins "classiques" et adakitiques [Ressource électronique] : exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur)

Sylvana Hidalgo

► To cite this version:

Sylvana Hidalgo. Les interactions entre magmas calco-alcalins "classiques" et adakitiques [Ressource électronique] : exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Volcanologie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2006. Français. NNT : 2006CLF21721 . tel-00713684

HAL Id: tel-00713684

<https://theses.hal.science/tel-00713684>

Submitted on 2 Jul 2012

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

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

N° d'ordre : D.U. 1721

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

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 520

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie - Géochimie

par

Silvana HIDALGO

Diplômée d'Etudes Approfondies

LES INTERACTIONS ENTRE MAGMAS CALCO-ALCALINS
"CLASSIQUES" ET ADAKITIQUES :
EXEMPLE DU COMPLEXE VOLCANIQUE ATACAZO – NINAHUILCA
(EQUATEUR).

Soutenue publiquement le 15 décembre 2006, devant la commission d'examen :

R. C. MAURY	Professeur, Université de Brest	Président
P. SAMANIEGO	Docteur, Ecole Polytechnique de Quito	Rapporteur
M.C. GERBE	Maître de Conférence, Université Jean Monnet	Examinatrice
E. BOURDON	Docteur, Université de Neuchâtel	Examineur
J.P. EISSEN	Chargé de Recherche, IRD	Co-directeur
H. MARTIN	Professeur, Université Blaise Pascal	Directeur de thèse

Remerciements

Le financement de cette thèse a été fourni par l'IRD – Institut de Recherche pour le Développement - (analyses chimiques de roche totale, séances de microsonde électronique, lames minces, datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et ^{14}C , ainsi que 3 missions de terrain), le FUNDACYT et l'Ambassade de France en Équateur (mon séjour en France), le CNRS – Projet DyETI (analyses isotopiques) et le Département de Géophysique de l'École Polytechnique Nationale de Quito.

Au cours de la réalisation de cette thèse et de mon séjour en France j'ai eu l'occasion de rencontrer un grand nombre de personnes que je tiens à remercier pour leur aide et leur soutien.

Hervé Martin, merci d'avoir accepté de diriger cette thèse et d'avoir consacré une bonne partie de ton temps à tout type de discussion, autant « adakitique » que sur des sujets moins rigoureux tel que les différences culturelles entre la France et l'Équateur.

Un remerciement sincère à tous les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail. René Maury et Pablo Samaniego qui ont fait des rapports critiques et fort constructifs permettant l'amélioration du manuscrit original.

Jean-Philippe Eissen, cela fait déjà plusieurs années que nous nous connaissons et je tiens à te remercier pour plusieurs raisons, peut-être trop pour les écrire. Je te remercie en particulier pour ton soutien et ton aide à l'obtention de la bourse de thèse, pour t'occuper à chaque fois des échantillons, des analyses de roche totale, des ordres de mission, etc..., ainsi que pour avoir lu et relu une bonne partie des brouillons du manuscrit malgré tes soucis de santé. Bon courage à toi.

Marie-Christine, merci beaucoup d'avoir partagé avec moi une bonne partie de tes connaissances sur les isotopes de l'oxygène ainsi que ton savoir-faire au niveau analytique. Travailler avec toi a été un vrai plaisir, même si j'avoue, c'était un peu dur, ta capacité de travail semble inépuisableMerci aussi de ta patience et de ta compréhension à chaque fois que je faisais partir l'oxygène, si précieux, vers la pompe ou que je cassait une ampoule. J'espère avoir encore l'occasion de travailler avec toi. J'en profite pour remercier Jean-Yves Cottin et tout le personnel du laboratoire de Transferts Lithosphérique pour leur chaleureux accueil.

Erwan Bourdon, humm, que puis-je dire ??? Je crois que tout a été dit. Merci d'avoir laissé passer l'AGU pour devenir un des examinateurs, le plus dur peut-êtreMerci de m'avoir rappelé des souvenirs assez sympathiques, le Sumaco et la boue, la pluie, l'altitude, la fatigue, les ronflements de BB, etc....mais je me souviens aussi qu'il y avait des étoiles et une Pilsener bien froide à la rentrée...et puis el Buzón del Tiempo, encore un bijou.

Gilles Chazot, un grand merci pour les deux missions de terrain, une où tu as transporté 30 ? 40 ? kg sur le dos pendant trois jours et une deuxième, plus *light*, où tu as insisté pour échantillonner le dôme caché. Merci ensuite pour les innombrables discussions où tu as posé les bonnes questions tout en écoutant patiemment « quelques mauvaises réponses ». ... Tu t'es trouvé à mon côté dans un des pires moments et tu as été d'un grand soutien. Merci pour tout (le grenat inclus).

Merci beaucoup à Michel Fornari qui m'a permis de connaître les bases de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et de réaliser sous sa direction la plupart des datations présentées dans cette thèse. Ça a été un plaisir de travailler avec quelqu'un si méthodique et consciencieux.

Un remerciement spécial à Jo Cotten pour la bonne centaine d'analyses de roche totale pour des éléments majeurs et en traces, données essentielles pour cette thèse.

Je remercie le personnel du LMV pour leur chaleureux accueil. Je remercie en particulier :
Chantal Bosq, pour les analyses isotopiques du Sr et Nd qui sont une partie importante de cette thèse.
Michel Veschambre et à Jean Luc Devidal pour leur indispensable aide lors de analyses à la microsonde électronique.
Pierre Boivin, pour avoir mis en marche un G3 qui marche toujours très bien.
Christophe Constantin pour les lames minces d'excellente qualité.

Et puis au labo il y a plein de thésards tous très sympa, je tiens à remercier particulièrement mes charmants collègues de bureau, Erwan et Nico (on s'est supporté pendant trois ans quand même) ; Géraldine, la gentillesse incarnée (arrosage des plantes, chauffage, et même un frigo plein après les vacances) ; Silke et Carolina, cette possibilité de parler en « chilien », Bergrun, la sérénité en « deux pies », Marca (le pyjama à Vienne), Guillaume, Audrey, Pierre, Sébastien, Perrine et Muriel (réponses à toutes les questions pour la fin de thèse) et puis les tous récents, Lydie, Sarah et Thomas (au moins deux paquets de clopes, quiches, gâteaux, cakes, etc....) et bien évidemment Nathalie Bolfan (même si elle n'est pas une thésarde). Hors du labo, Hichem, Sébastien, PG, Arnaud, Nico, Karen, Hanika, Javier, Yvonne.....

En Équateur je remercie sincèrement le Departamento de Geofísica (EPN) que m'a donné la possibilité de faire cette thèse. Je remercie en particulier Daniel (la bonne soupe aux pâtes), Diego et Omar qui m'ont accompagné plusieurs fois sur le terrain, pas toujours sous de bonnes conditions, Pablo (les discussions intéressantes) et Patricio (soutien inconditionnel).

Je remercie très spécialement et avec mes sentiments les plus profonds deux familles, la mienne qui malgré la distance a toujours été très présente et à l'écoute de tous mes besoins et problèmes, et la famille BERNARD, Florence, Pierre, Lorine, Samuel, Sébastien et bien sûr Manou, qui ont fait de mon séjour en France un vrai bonheur et m'ont fait sentir la chaleur d'une famille à 10 000 km de chez moi.

Ben, si j'écris toutes les raisons de te remercier, je ferais encore 200 pages, alors,

En fin, ce travail est dédié à Michel Monzier, certainement tu mérites beaucoup plus, mais c'est ma seule façon de te rendre hommage et de remercier tout ce que tu as fait pour moi. C'est bien grâce à toi et peut être malgré moi, que me suis retrouvée à travailler dans les volcans. Au cours d'innombrables missions de terrain, sur l'Altar, l'Iliniza ou l'Atacazo, tu as toujours démontré une passion, presque contagieuse, pour ces êtres inertes qui sont à la fois si vivants. Ton calme et ta bonne humeur sous n'importe quelle condition, pluie, vent, grêle, m'ont toujours surpris et j'en suis encore admirative. Ta rigueur et ton organisation pour travailler avec des milliers des données étaient à la fois une folie et un exemple. Merci de m'avoir permis de partager tout ça.

Table des matières

Table des matières	1
Liste des figures	5
Liste des tableaux	11
1 Introduction : modèles pétrogénétiques des magmas d'arc	13
1.1 Historique des modèles pétrogénétiques	14
1.2 Les adakites	21
1.2.1 Fusion de la lithosphère océanique subduite	22
1.2.2 La fusion d'une croûte épaissie	23
1.2.3 Cristallisation de grenat et d'amphibole à haute pression à partir d'un magma riche en H ₂ O.	25
2 Cadre Géologique	27
2.1 Contexte géodynamique	27
2.1.1 La ride de Carnegie	28
2.1.2 La Zone de fracture de Grijalva	30
2.1.3 Géométrie du plan de Benioff	30
2.1.4 Le Bloc Nord Andin	34
2.2 La Zone Volcanique Nord des Andes (NVZ)	35
2.3 Les provinces géologiques de l'Équateur	36
2.4 L'Arc Volcanique Quaternaire équatorien	37
2.4.1 Travaux récents	39
2.5 Objectifs de cette étude	41
3 Géologie du CVAN	43
3.1 Cadre géologique local	43
3.1.1 Localisation géographique	43
3.1.2 Le socle	44
3.1.2.1 Évolution de la Cordillère Occidentale	44
3.1.2.2 Caractéristiques générales des unités géologiques sous le CVAN	46
L'unité Pallatanga	46
L'unité San Juan	46
L'unité Yunguilla	47
L'unité Silante	47
L'unité Tandapi	47
Intrusions miocènes	47
La Cangahua	47
3.1.3 Les failles régionales et alignements locaux	48
3.1.4 Hydrographie	49
3.2 Unités volcaniques du Complexe Atacazo-Ninahuilca	50
3.2.1 La Carcacha	50
3.2.2 L'Atacazo	51
3.2.2.1 Les coulées de base de l'Atacazo	51
3.2.2.2 Les coulées sommitales de l'Atacazo	51
3.2.2.3 Le Dôme Arenal I	52
3.2.2.4 La coulée de lave de La Estancia	52
3.2.3 Les dômes externes	52
3.2.3.1 Les dômes externes du Sud-Est	52
3.2.3.2 Le dôme Gallo Cantana	53

3.2.4	Les dômes internes	54
3.2.4.1	Caractéristiques générales du niveau N1	54
3.2.4.2	La Cocha (N2 et N3).....	56
3.2.4.3	Le dépôt N2	56
3.2.4.4	Le dépôt N3	56
3.2.4.5	L'Arenal II (N4)	56
3.2.4.6	Le dépôt N4	57
3.2.4.7	Ninahuilca I (N5).....	57
	Retombée Plinienne	57
	Volume du dépôt.....	58
	Coulée Pyroclastique associée	58
3.2.4.8	Ninahuilca II (N6).....	59
	Retombée Plinienne	59
	Volume du dépôt.....	60
	Coulée Pyroclastique associée	60
3.3	Géochronologie du CVAN	61
3.3.1	Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	62
3.3.1.1	Méthodologie.....	62
	La méthode Potassium / Argon	62
	La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	63
	Constantes de désintégration et équations d'âge	64
	Matériaux datables par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	70
	Etendue d'application de la méthode	70
	Spectre d'âges	71
	Âge plateau et âge isochrone.....	72
3.3.1.2	Matériel daté	73
	Amphiboles	73
	Roches totales	73
	Préparation des échantillons.....	74
	Analyses de l'Argon.....	75
3.3.1.3	Atacazo : Unités datées et résultats.....	77
	La Carcacha	77
	Les coulées basales de l'Atacazo	79
	Les coulées sommitales de l'Atacazo	81
	La coulée de lave de La Estancia	81
	Le dôme La Viudita	83
	Le dôme Gallo Cantana.....	85
3.3.2	Datations ^{14}C	86
3.3.2.1	Méthodologie.....	86
	Période de désintégration ou demi-vie	86
	Principe de la datation par le carbone 14	86
	Matériel datable la méthode ^{14}C	87
3.3.2.2	Choix d'échantillons	87
3.3.2.3	Unités datées et résultats.....	88
	N3	88
	N4	89
	N5	90
	N6	91
3.4	Développement du CVAN	92
3.4.1	Activité pré-70 ka	92
3.4.2	Activité récente.....	94
3.5	Période de récurrence	97
4	Pétrographie et minéralogie du CVAN	99
4.1	Pétrographie	99
4.1.1	La Carcacha (5 échantillons)	99
4.1.2	L'Atacazo (47 échantillons)	99
	Les coulées de base (18 éch.):.....	99

Les coulées sommitales (23 éch.):	99
4.1.3 La Viudita et Gallo Cantana (8 éch.)	100
4.1.4 La Cocha II (N3) et Arenal II (N4) (11 éch.)	100
4.1.5 Ninahuilca Chico I et II (N5 et N6) (55 éch.)	101
4.2 Compositions des minéraux	101
4.2.1 Le plagioclase	103
4.2.2 L'amphibole	105
4.2.3 Le clinopyroxène	107
4.2.4 L'orthopyroxène	108
4.2.5 La biotite	110
4.2.6 L'olivine	111
4.2.7 Les oxydes ferro-titanés	111
4.2.8 L'apatite	112
4.2.9 Le quartz	112
4.2.10 Les grenats des xénolites du Gallo Cantana	113
4.3 Compositions du verre	113
4.4 Origine des grenats des enclaves du Gallo Cantana	114
4.5 Conditions de pression et de température	115
4.5.1 Géothermométrie : les oxydes ferro - titanés	115
4.5.2 Géobarométrie : les amphiboles	117
4.6 Evolution de la composition des verres	122
4.7 Conclusions à l'étude pétrographique et minéralogique	125
5 Caractérisation géochimique des produits du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN)	127
5.1 Échantillonnage	127
5.2 Eléments majeurs	128
5.3 Eléments en traces	132
5.3.1 LCA et La Estancia	132
5.3.2 Dômes externes et internes	135
5.4 Données isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	137
5.5 Isotopes de l'Oxygène	140
5.5.1 Technique Analytique	140
5.5.2 Données Isotopiques	142
5.5.2.1 Equilibre à des températures magmatiques :	143
5.5.2.2 Calcul du liquide théorique en équilibre avec les phases minérales analysées	145
5.6 Affinités magmatiques	150
5.7 Conclusions de l'étude géochimique	156
6 Processus pétrogénétiques participant à l'origine et à l'évolution des magmas du CVAN	157
6.1 Cristallisation fractionnée	157
6.1.1 Modélisation géochimique	159
6.1.2 Synthèse du rôle de la cristallisation fractionnée	175
6.2 Contamination Crustale – AFC (Assimilation – Cristallisation fractionnée)	177
6.2.1 Contaminants potentiels	178
6.2.2 Modélisation du processus	179
6.2.3 Application aux produits du LCA	181
6.2.3.1 Processus de mélange simple entre deux pôles	181
6.2.3.2 Processus d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC)	182
6.2.4 Rôle de la contamination ou AFC	183
6.3 Fusion partielle	183
6.3.1 Sources probables	184

6.3.2	Modélisation du processus.....	187
6.3.3	Rôle de la fusion partielle.....	194
6.4	Mélanges magmatiques.....	198
6.4.1	Rôle des mélanges magmatiques.....	200
6.5	Conclusions de la modélisation géochimique.....	201
7	Evolution temporelle des magmas du CVAN.....	203
7.1	Implications dans le contexte géodynamique équatorien.....	207
8	Caractéristiques isotopiques de l'arc équatorien.....	209
8.1	Compositions isotopiques O - Sr et Nd.....	209
8.2	Assimilation Crustale.....	214
8.3	Contamination à la source.....	216
8.4	Modèle pétrogénétique pour l'arc équatorien.....	219
	Conclusions générales.....	223
	Références bibliographiques.....	227
	Annexes.....	251
	Annexe I. Calcul des volumes des dépôts pliniens issus de l'activité des dômes Ninahuilca Chico I (N5) et II (N5).....	253
	Annexe II. Données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	267
	Annexe III. Analyses chimiques des minéraux du CVAN.....	275
	Annexe IV. Analyses chimiques des roches du CVAN.....	309
	Annexe V. Données isotopiques (Sr-Nd-O) des roches du CVAN et compilation des données isotopiques de l'arc équatorien et de la Ride de Carnegie.....	323
	Annexe VI. Adakitic magmas in the ecuadorian volcanic front : Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research.....	335

Liste des figures

1	Introduction : modèles petrogénétiques des magmas d'arc.....	13
	Figure 1.1. Modèle de genèse de magmas d'arc d'après Wyllie et Sekine (1982).	16
	Figure 1.2. a. Schéma du modèle de genèse de magmas d'arc d'après Tatsumi (1989). b. Mécanisme de transport d'eau de la plaque plongeante vers le coin du manteau (Davies et Stevenson, 1992).	17
	Figure 1.3. Modèle de genèse des magmas d'arc (Schmidt et Poli, 1998)..	18
	Figure 1.4. Schéma de l'évolution crustale dans la région de la Cordillère Blanche au Pérou (vers 9°S) durant le Miocène.....	24
2	Cadre Géologique	27
	Figure 2.1. Schéma géodynamique de la marge Est-Pacifique au niveau de l'Amérique Centrale et du Sud (Gutscher et al., 1999a).....	28
	Figure 2.2. Contours du plan de Benioff de la partie nord occidentale de l'Amérique du Sud.....	31
	Figure 2.3. Géométrie du plan de Benioff et régions à différent comportement séismique et volcanique définies par Gutscher <i>et al.</i> (1999a).....	32
	Figure 2.4. Configuration du plan de Benioff sous l'Équateur d'après Guillier et al. (2001).....	33
	Figure 2.5. Situation géographique du Bloc Nord Andin par rapport à la Plaque Sud-américaine.	34
	Figure 2.6. Zones volcaniques de l'Amérique du Sud (Thorpe <i>et al.</i> , 1982).....	35
	Figure 2.7. Régions Physiographiques de l'Équateur et principales unités géologiques....	36
	Figure 2.8. Principaux édifices volcaniques de l'arc équatorien.....	38
	Figure 2.9. Lignes volcaniques de l'Arc Equatorien..	39
3	Géologie du CVAN	43
	Figure 3.1. Localisation géographique du CVAN.....	43
	Figure 3.2. Stratigraphie simplifiée des terrains Pallatanga et Macuchi.	45
	Figure 3.3. Carte géologique simplifiée de la Cordillère Occidentale entre 0° et 1°S.....	46
	Figure 3.4. Principaux alignements de la zone d'étude.....	48
	Figure 3.5. Réseau hydrographique du complexe Atacazo-Ninahuilca.	49
	Figure 3.6. Édifices composant le complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca.....	50
	Figure 3.7. Photographie des dômes externes du flanc sud-oriental de l'Atacazo et des dômes internes.....	53
	Figure 3.8. Dôme Gallo Cantana.....	53
	Figure 3.9. Photographie des dômes Internes.....	54
	Figure 3.10. Corrélation des principales sections stratigraphiques du CVAN.....	55
	Figure 3.11. Photographie de la section SA-34.....	57
	Figure 3.12. Section SA-36. Detaille du dépôt de retombée plinienne N6.	59
	Figure 3.13. Photographies des dépôts de la coulée pyroclastique de la période éruptive N6.....	61
	Figure 3.14. Principe de fonctionnement de l'horloge potassium - argon dans le cas d'une roche ignée soumise à plusieurs événements thermiques (d'après Dalrymple et Lanphere (1969)).....	63
	Figure 3.15. Schéma de désintégration du potassium 40 en argon 40 et calcium 40.....	65

Figure 3.16. Disposition d'un porte-échantillon lors de l'irradiation et exemple de courbe montrant la variation de l' $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	67
Figure 3.17. Schéma de provenance des isotopes de l'Argon.....	68
Figure 3.18. Diagramme schématique des rangs d'âge d'applicabilité des méthodes K/Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour différents types d'échantillons.....	71
Figure 3.19. Diagrammes schématiques montrant les spectres d'âge.....	71
Figure 3.20. Diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ représentant une isochrone et une isochrone inverse.....	72
Figure 3.21. Schéma de la ligne d'extraction au four à haute fréquence.....	76
Fig. 3.22. Localisation des échantillons de lave datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	77
Figure 3.23. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$, spectre d'âge et isochrone inverse pour SA 5.....	78
Figure 3.24. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$, spectre d'âge et isochrone inverse pour les Coulées basales.....	81
Figure 3.25. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$, spectre d'âge et isochrone inverse pour les coulées sommitales.....	82
Figure 3.26. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$, spectre d'âge et isochrone inverse pour La Estancia....	83
Figure 3.27. a. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$ et spectre d'âge pour La Viudita.....	84
Figure 3.28. Spectre d'âge pour l'échantillon d'amphibole SA 65.....	85
Figure 3.29. Âge conventionnel du paléosol sur le niveau N3.....	89
Figure 3.30. Âge conventionnel du niveau N4.....	89
Figure 3.31. Âge moyen du au niveau N5.....	90
Figure 3.32. Âge moyen niveau N6.....	91
Figure 3.33. Évolution des édifices anciens (La Carcacha et Atacazo) du CVAN.....	93
Figure 3.34. Croquis représentant l'emplacement des dômes externes et le cratère d'explosion qui coupe les coulées sommitales de l'Atacazo.....	94
Figure 3.35. Schéma géologique représentant les emplacements successifs de dômes internes du CVAN. a. Dôme La Cocha, b. Dôme Arenal II, c. Dôme Ninahuilca Chico I, d. Dôme Ninahuilca Chico II.....	96
Figure 3.36. Schéma montrant les âges calibrés des dernières éruptions du CVAN.....	97
4 Pétrographie et Minéralogie du CVAN.....	99
Figure 4.1. Photographies des enclaves arrondis retrouvées dans les coulées sommitales de l'Atacazo.....	100
Figure 4.2. Xénolites du dôme Gallo Cantana.....	100
Figure 4.3. Composition des plagioclases des unités anciennes du CVAN.....	104
Figure 4.4. Compositions des plagioclases des dômes du CVAN.....	105
Figure 4.5. Classification de amphiboles des dômes du CVAN.....	106
Figure 4.6. a. Classification des amphiboles du dôme Gallo Cantana et de ses xénolites. b. Diagramme SiO_2 vs. K_2O des amphiboles du dôme Gallo Cantana.....	107
Figure 4.7. Classification des clinopyroxènes de La Carcacha et l'Atacazo.....	108
Figure 4.8. Classification des orthopyroxènes d'après Morimoto <i>et al.</i> , (1988).....	109
Figure 4.9. Mg# de l'amphibole, clinopyroxène et orthopyroxène des différentes unités du CVAN.....	110
Figure 4.10. Diagramme TiO_2 vs. MgO pour les biotites de N5 et N6.....	111
Figure 4.11. Classification des oxydes ferro-titanés du CVAN.....	111
Figure 4.12. Classification des grenats analysés dans les xénolites du Dôme Gallo Cantana. Py = pyrope, Gro = grossulaire, Alm = almandin, Sp = spesartite.....	113
Figure 4.13. Comparaison entre les grenats du Dôme Gallo Cantana et les grenats du Complexe Raspas (Gabriele <i>et al.</i> , 2003), du tuff grenatifère en Colombie (Weber <i>et al.</i> ,	

2002), et les grenats expérimentaux produits lors de processus de cristallisation fractionnée (Müntener et al., 2001).....	115
Figure 4.14. Diagrammes fugacité d'oxygène vs. température pour les dômes du CVAN..	117
Figure 4.15. Diagramme $Na+K_A$ vs. Al^{IV} pour les amphiboles des dômes du CVAN... ..	118
Figure 4.16. Variation de pression des produits des dômes du CVAN.....	121
Figure 4.17. Comparaison entre les amphiboles naturelles et expérimentales du Pinatubo et les amphiboles des dômes du CVAN.....	121
Figure 4.18 Comparaison des verres des dômes du CVAN avec les verres du Mont Saint Helens et des verres expérimentaux du Pinatubo.....	123
Figure 4.19. Diagrammes $Q'z-Ab'-Or'$ (Blundy et Cashman, 2001).	125

5 Caractérisation géochimique des produits du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN)..... 127

Figure 5.1. Carte de l'échantillonnage effectué dans le Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN).	127
Figure 5.2. Compositions des roches du CVAN dans le diagramme FeO^*/MgO vs. SiO_2 de Miyashiro (1974).....	128
Figure 5.3. Compositions des roches du CVAN dans le diagramme AFM.	129
Figure 5.4. Composition des roches du CVAN dans les diagrammes de classification des roches volcaniques.	130
Figure 5.5. Diagrammes de variations des éléments majeurs par rapport à SiO_2	131
Figure 5.6. Diagrammes de variation des éléments en traces par rapport à SiO_2	134
Figure 5.7. Diagrammes permettant d'identifier différents groupes géochimiques dans l'ensemble des compositions du CVAN..	136
Figure 5.8. Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour les roches du CVAN.....	139
Figure 5.9. Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 et $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. SiO_2 pour les roches du CVAN.....	140
Figure 5.10. Plan de la ligne d'extraction et conversion d'oxygène du Laboratoire Transferts Lithosphériques de l'Université Jean Monnet.	141
Figure 5.11. $\delta^{18}O$ des échantillons de roche totale des produits du CVAN..	143
Figure 5.12. Diagrammes $\delta-\delta$ pour des couples clinopyroxène - plagioclase ou amphibole - plagioclase des différentes unités du CVAN.	144
Figure 5.13. Gammes des rapports isotopiques de l'oxygène considérés comme représentatifs des valeurs du magma.....	145
Figure 5.14. Diagrammes de variation du $\delta^{18}O$ des produits du CVAN par rapport à leurs variations compositionnelles en éléments majeurs (poids pourcent).	146
Figure 5.15. Diagrammes de variation du $\delta^{18}O$ des produits du CVAN par rapport à leurs variations compositionnelles en éléments en traces (en ppm).	148
Figure 5.16. Diagrammes de variation des rapports La/Yb et Sr/Y vs. $\delta^{18}O$ des produits du CVAN.....	149
Figure 5.17. Diagrammes $\delta^{18}O$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ pour les roches du CVAN.....	150
Figure 5.18. Compositions des roches du CVAN dans les diagrammes d'identification des roches adakitiques.	151
Figure 5.19. Diagrammes multiélémentaires des gammes de compositions des roches du CVAN normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989)..	152
Figure 5.20. Spectres des éléments des terres rares pour les roches du CVAN.....	153
Figure 5.21 Compositions des roches du CVAN dans les diagrammes d'identification des HSA et LSA (Martin <i>et al.</i> , 2005).	155

6 Processus pétrogénétiques participant à l'origine et à l'évolution des magmas du CVAN..... 157

Figure 6.1. Diagrammes d'identification des processus de cristallisation fractionnée (CF) et fusion partielle (FP)..... 158

Figure 6.2. Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989).
..... 163

Figure 6.3. Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).
..... 164

Figure 6.4. Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989).
..... 166

Figure 6.5. Diagrammes multiélémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).
..... 167

Figure 6.6. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs. La et Yb lors de la cristallisation fractionnée suivant les combinaisons de paramètres a et b sans grenat dans le cumulat... 168

Figure 6.7. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs. La et Yb lors de la cristallisation fractionnée suivant les combinaisons de paramètres a et b avec 5 et 4% de grenat dans le cumulat... 169

Figure 6.8. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs. La et Yb lors de la cristallisation fractionnée suivant la combinaison de paramètres « d' »... 170

Figure 6.9. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ lors de la cristallisation fractionnée suivant la combinaison de paramètres « d' »... 171

Figure 6.10. Diagrammes multiélémentaires montrant les compositions des roches parent, fille et celle calculée par le modèle de cristallisation fractionnée..... 173

Figure 6.11. Courbes théoriques de l'évolution du rapport La/Yb vs La et Yb lors de la cristallisation fractionnée..... 173

Figure 6.12. Diagrammes a. MnO vs. SiO₂ b Y vs. MnO et c. Sc vs. MnO. 176

Figure 6.13. a. Diagramme La/Yb vs. SiO₂ et b Sr/Y vs. SiO₂. 177

Figure 6.14. Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs. La/Yb montrant l'évolution théorique en cas de contamination de ATAC 12A (magma parent de la cristallisation fractionnée) par différents contaminants..... 181

Figure 6.15. Spectres de terres rares et diagramme multiélémentaire montrant les résultats des calculs d'AFC pour plusieurs pourcentages d'assimilation du contaminant IM dans l'évolution des roches du LCA..... 182

Figure 6.16. Diagramme La/Yb vs. $\delta^{18}\text{O}$ montrant les courbes d'évolution du processus d'AFC pour différents taux d'assimilation du contaminant IM..... 183

Figure 6.17. Diagrammes multiélémentaires pour les roches les plus basiques du LCA et La Estancia... 186

Figure 6.18. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et diagrammes multiélémentaires normalisés au manteau primitif, montrant les compositions théoriques de la fusion partielle des différentes sources. 193

Figure 6.19. Courbes théoriques produites par les modèles de fusion partielle des sources B, D et BCR... 1997

Figure 6.20. Test de mélange d'après la démarche de Foucade et Allègre (1981)... 199

Figure 6.21. Test de mélange d'après la démarche de Foucade et Allègre (1981)... 200

7 Evolution temporelle des magmas du CVAN 203

Figure 7.1. Différents paramètres géochimiques des sous-unités du CVAN par rapport au temps... 204

Figure 7.2. Diagrammes latitude vs. a. La/Yb et b. Y (ppm)... 208

8 Caractéristiques isotopiques de l'arc équatorial 209

Figure 8.1. Distribution des volcans dans l'arc équatorial d'après Hall et Beate (1991)..209

Figure 8.2 Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches volcaniques équatoriennes..
..... 211

Figure 8.3. Données de $\delta^{18}\text{O}$ des roches de l'arc équatorial et du socle de la Cordillère Occidentale (CW)..... 212

Figure 8.4. Données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches de l'arc équatorial par rapport à la distance à la fosse des différents édifices volcaniques..... 213

Figure 8.5. Données de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des roches de l'arc équatorial par rapport à la distance à la fosse des différents édifices volcaniques..... 214

Figure 8.6. Diagramme Sr/Y vs $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ pour les roches de l'arc équatorial..... 214

Figure 8.7. Données de $\delta^{18}\text{O}$ des roches de l'arc équatorial par rapport à leur teneur en SiO_2 215

Figure 8.8. Diagrammes $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 218

Figure 8.9. Modèle pétrogénétiques pour les termes basiques de l'arc (Samaniego, 2001)..
..... 219

Figure 8.10. Modèle de genèse et évolution des magmas de LCA et La Estancia..... 221

Figure 8.11. Modèle pétrogénétique pour les roches acides du groupe GD-I. 1..... 222

Liste des tableaux

3	Géologie du CVAN	43
	Tableau 3.1. Réactions parasites produites lors de l'irradiation des échantillons.....	68
	Tableau 3.2. Ages plateaux (*mini-plateaux) et isochrones pour les différents échantillons datés.....	85
	Tableau 3.3. Matériaux datables par la méthode ¹⁴ C et leurs quantités nécessaires.	87
	Tableau 3.4. Âge radiogénique et âges calibrés obtenus pour le sol sous la retombée plinienne associée à la période éruptive N3.	88
	Tableau 3.5. Âge radiogénique et âges calibrés obtenus par Almeida (1996) pour la période éruptive N4.....	89
	Tableau 3.6. Âges radiogéniques et calibrés obtenus pour les différents échantillons liés à la période éruptive N5.	90
	Tableau 3.7. Âges radiogéniques et calibrés obtenus pour les différents échantillons liés à la période éruptive N6.	91
	Tableau 3.8. Calcul approximatif de la période de repos du CVAN.	97
4	Pétrographie et Minéralogie du CVAN.....	99
	Tableau 4.1. Synthèse des caractéristiques pétrographiques des différentes unités du CVAN et leur assemblage minéral.....	101
	Tableau 4.2. Compositions des différentes phases minérales présentes dans les unités du CVAN.....	102
	Tableau 4.3. Gammes de variation des teneurs en SiO ₂ , CaO, Na ₂ O et K ₂ O des verres des dômes Gallo Cantana et ses enclaves, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II et les ponces des niveaux des tephra correspondants.	114
	Tableau 4.4. Températures et fugacités d'oxygène estimées pour les unités du CVAN. .	116
	Tableau 4.5. Estimation des pressions de cristallisation des amphiboles des dômes du CVAN.....	119
5	Caractérisation géochimique des produits du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN).....	127
	Tableau 5.1. Nombre d'analyses chimiques par unité du CVAN.....	128
	Tableau 5.2. Données isotopiques du Sr et Nd pour les roches du CVAN.....	138
	Tableau 5.3. Rapports isotopiques de l'oxygène analysés pour des roches totales et des minéraux séparés du CVAN.....	142
	Tableau 5.4. Coefficients pour chaque couple minéral, utilisées dans les équations de fractionnement des isotopes de l'oxygène..	143
	Tableau 5.5. Comparaison entre les caractéristiques typiques des adakites.	150
	Tableau 5.6. Critères de distinction entre HSA et LSA d'après Martin <i>et al.</i> (2005).	154
6	Processus pétrogénétiques participant à l'origine et à l'évolution des magmas du CVAN.....	157
	Tableau 6.1. Coefficients de partage utilisés dans la modélisation géochimique de la cristallisation fractionnée pour les roches du LCA.....	160
	Tableau 6.2. Compositions des roches parentes et filles et de minéraux susceptibles de fractionner utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour LCA.....	161
	Tableau 6.3. Résultats des bilans de masse pour les roches du LCA.....	161

Tableau 6.4.	Compositions en éléments en traces et des isotopes de l'oxygène pour les roches parents et filles de la cristallisation fractionnée et les compositions théoriques calculées à partir des résultats des bilans de masse des éléments majeurs.	162
Tableau 6.5.	Compositions en éléments en traces et des isotopes de l'oxygène pour les roches parents et filles de la cristallisation fractionnée et les compositions théoriques calculées à partir des résultats des bilans de masse des éléments majeurs.	165
Tableau 6.6.	Compositions des roches parent et fille et de minéraux susceptibles de fractionner utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour le GD-1.....	171
Tableau 6.7.	Composition du cumulat calculée par bilan de masse pour les roches du GD-I.....	171
Tableau 6.8.	Compositions en éléments en traces pour les roches parent et fille de la cristallisation fractionnée et la composition théorique calculée à partir du résultat du bilan de masse des éléments majeurs.	172
Tableau 6.8.	Compositions des roches parents et filles et des minéraux susceptibles de fractionner utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour les roche du GD-I.	174
Tableau 6.9.	Résultats des bilans de masse pour les du GD-I.....	175
Tableau 6.10.	Compositions chimiques et isotopiques de quatre contaminants probables considérés dans cette étude et des roches parent et fille de la cristallisation fractionnée. .	179
Tableau 6.11.	Compositions de sources de la fusion partielle.).....	188
Tableau 6.12.	Composition des minéraux résiduels utilisés pour la modélisation de la fusion partielle du manteau ou d'un basalte.....	189
Tableau 6.13.	Résultats de calculs de bilan de masse entre les compositions en éléments majeurs des sources et de magmas « primitifs ».....	189
7	Evolution temporelle des magmas du CVAN	203
8	Caractéristiques isotopiques de l'arc équatorien	209
Tableau 8.1.	Compositions isotopiques des possibles contaminants des magmas équatoriens.....	216

1 Introduction : modèles pétrogénétiques des magmas d'arc

Les zones de subduction sont parmi les environnements géodynamiques actuels les plus complexes de la planète. La lithosphère océanique, créée à l'axe des dorsales océaniques, s'y enfonce dans le manteau ; là elle se transforme, essentiellement par déshydratation et/ou par fusion partielle avant d'être progressivement incorporée dans le manteau supérieur. Ce recyclage de la croûte océanique subduite dans le manteau s'accompagne généralement d'un magmatisme important. Aujourd'hui, la meilleure illustration de ce phénomène est la Ceinture de Feu péripacifique. Les magmas engendrés dans ces environnements se forment directement ou indirectement aux dépens du manteau, ils seront ensuite ajoutés à la croûte continentale, soit sous forme de plutons, soit sous forme de dépôts volcaniques. En conséquence, c'est l'endroit où des matériaux sont extraits du manteau pour former la croûte continentale, c'est donc le lieu où sur notre planète, s'opère aujourd'hui l'essentiel de la différenciation croûte - manteau.

La complexité du magmatisme des zones de subduction tient essentiellement au fait que plusieurs sources potentielles peuvent engendrer le magmatisme calco-alcalin caractéristique de ces environnements ; il s'agit principalement de : 1) des péridotites du coin du manteau ; 2) des basaltes et gabbros de la croûte océanique subductée ; 3) des sédiments portés par cette même croûte océanique ; 4) de la croûte continentale ou océanique sous laquelle s'opère la subduction.

Si aujourd'hui, les grands principes des mécanismes de genèse des magmas dans les zones de subduction sont bien compris, les modalités de détail demeurent l'objet de vastes débats et polémiques. Il en résulte une grande diversité des modèles qui ont été proposés depuis les années 1960.

Les modèles les plus anciens envisageaient la fusion probable de la croûte océanique subductée sous l'arc volcanique (Green et Ringwood, 1968 ; Nicholls et Ringwood, 1973 ; Wyllie et Sekine, 1982). Ce n'est que plus récemment que, mieux contraints par la connaissance de la structure thermique et minéralogique des zones de subduction, d'autres modèles ont rejeté cette possibilité. Ils ont alors proposé que les magmas d'arc provenaient de la fusion d'un manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque plongeante lors de son métamorphisme dû à son enfoncement dans le manteau (Gill, 1981 ; Tatsumi, 1986 ; Tatsumi *et al.*, 1986 ; Tatsumi, 1989 ; Tatsumi et Eggins, 1995 ; Schmidt et Poli, 1998).

Cependant, en parallèle, l'hypothèse de la fusion partielle de la croûte océanique est revenue en force, suite aux travaux de plusieurs auteurs qui ont décrit des roches ayant des caractéristiques géochimiques particulières, dont il est difficile d'expliquer la genèse par fusion d'une péridotite hydratée et qui semblent plutôt provenir de la fusion partielle de

roches basaltiques (Kay, 1978 ; Martin, 1986 ; Martin, 1987b ; Defant et Drummond, 1990 ; Drummond et Defant, 1990 ; Defant *et al.*, 1991 ; Sajona *et al.*, 1993 ; Drummond *et al.*, 1996 ; Maury *et al.*, 1996b). Ces roches dénommées "adakites" sont aujourd'hui reconnues dans de nombreux arcs volcaniques actuels et fossiles.

1.1 Historique des modèles pétrogénétiques

Au tout début du développement de la théorie de la tectonique des plaques, Green et Ringwood (1968), avec une connaissance forcément limitée de la structure de zones de subduction, ont proposé deux hypothèses afin de rendre compte de la genèse des roches calco-alcalines d'arc. Ces hypothèses reposent sur une étude pétrologique expérimentale assez exhaustive de la cristallisation fractionnée de différentes compositions synthétiques (Tholéiite à quartz riche en alumine, andésite basaltique, andésite, dacite et rhyodacite). Les expériences ont été réalisées pour différents intervalles de pression (0,9-1,0 GPa ; 2,7-3,6 GPa) et pour une très grande gamme de PH_2O . Ces auteurs proposent pour les deux hypothèses un modèle à deux étapes : 1) La fusion partielle de la pyrolite du manteau produit des magmas basaltiques sous saturés. Ces magmas vont remonter et former de larges piles de basaltes dans les marges continentales, les dorsales océaniques et les arcs insulaires. Une fois le volcanisme éteint et si les basaltes restent secs, ils vont éventuellement se transformer en éclogites à quartz. Ces éclogites vont s'enfoncer dans le manteau. 2) Entre 100 et 150 km de profondeur, ces éclogites sont susceptibles de fondre et donc ainsi de donner naissance aux magmas calco-alcalins. Le résidu de fusion est alors constitué de clinopyroxène et grenat. Si la déshydratation de la croûte subductée n'est pas totale, alors un résidu sera constitué principalement d'amphibole et de pyroxène, et probablement en moindre quantité et en fonction de la profondeur de fusion, de grenat et du plagioclase calcique. De façon alternative, dans des contextes d'arc continental ou insulaire, s'il y a une entrée d'eau dans la pile de basaltes, la base de la pile sera transformée en amphibolite. Le réchauffement ultérieur de cette amphibolite, dû au renouvellement de l'activité volcanique dans le manteau, permettra sa fusion. Cette fusion aurait lieu à des pressions maximales de 10 kbar, correspondantes à la base de croûte. Les phases résiduelles de cette fusion seraient principalement de l'amphibole et du clinopyroxène, avec de l'orthopyroxène, du plagioclase calcique subordonnés et probablement du grenat.

Quelques années plus tard, Nicholls et Ringwood (1973), proposent un modèle un peu plus complexe qui prend déjà en compte la diversité des phases minérales hydratées entraînées dans la subduction, telles que : amphiboles, épidotes, serpentines et talc. Pour ces auteurs, le gradient de pression et de température permet une déstabilisation ces minéraux tout au long du plan de Benioff, induisant une déshydratation progressive de la lithosphère subduite. Même si des quantités non négligeables d'eau sont déjà libérées par la déstabilisation de minéraux tels que la chlorite, les serpentines, les épidotes, etc., il n'en demeure pas moins que le réservoir majeur d'eau est l'amphibole dont la déstabilisation se produit pour des pressions allant de 2,0 à 3,1 GPa, correspondant à des profondeurs de 70 à 100 km. D'après ces auteurs, l'eau relâchée ne produit pas la fusion de la croûte océanique,

mais promeut une réduction de la viscosité et en conséquence une augmentation de la mobilité dans le manteau. Ceci va déclencher une instabilité gravitaire responsable de l'ascension de diapirs de péridotite hydratée, ces diapirs subiront une fusion partielle pendant leur remontée en donnant naissance à des magmas tholéitiques saturés en silice. Cette fusion est possible grâce à l'effet combiné de la diminution de pression et l'augmentation de température, du fait de la structure thermique du coin du manteau. Lors de leur remontée, ces magmas vont subir une cristallisation fractionnée d'olivine d'abord pour donner naissance à magmas basaltiques et andésitiques sursaturés en silice, puis, à plus faible profondeur, de pyroxène et de plagioclase conduisant à la différenciation des séries tholéitiques d'arc des îles océaniques. À partir de 100 km de profondeur, la croûte océanique subduite se transforme en éclogite à quartz. Dans un basalte métamorphisé, les principaux minéraux hydratés sont : la serpentine, le talc ainsi que des épidotes. Ces minéraux se déshydratent dans l'intervalle de profondeur de 100 à 150 km où les températures de la croûte océanique (éclogite à quartz) atteignent entre 600 et 900°C. Compte tenu de ces conditions de PT, la libération d'eau va permettre la fusion partielle des éclogites, produisant ainsi les magmas calco-alcalins riches en silice (> 65 % SiO₂), avec des rapports K/Na élevés et un important fractionnement des Terres Rares (REE = « Rare Earth Elements »). Cette partie du modèle est en accord avec les hypothèses antérieures de Green et Ringwood, (1968), cependant, Nicholls et Ringwood (1973) proposent qu'au lieu de remonter directement à la surface, les magmas riches en silice réagissent avec la péridotite du coin du manteau ; le résultat de ces interactions consistent en la formation de l'olivine à partir du pyroxène. Lors de ces réactions, des corps de pyroxénites à grenat, hydratées, vont se former ; ils conserveront les caractéristiques géochimiques des liquides issus de la fusion de la croûte océanique. Lors de leur remontée à travers le coin du manteau, du fait de leur moindre densité par rapport à une péridotite non hydratée, ils subiront une fusion partielle engendrant des magmas calco-alcalins, typiquement andésitiques.

Vers le début des années 80, Wyllie et Sekine (1982) proposent un modèle plus complexe mais mieux contraint basé sur l'extrapolation et l'extension de l'équilibre de phases dans le système KAlSiO₄-Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O (Sekine et Wyllie, 1982), qui permet de représenter les compositions des magmas siliceux hydratés provenant de la croûte océanique subduite et de la péridotite sus-jacente. Dans ce modèle, à des profondeurs supérieures à 100 km une hybridation entre : (1) magmas siliceux hydratés et froids, issus de la fusion partielle de la croûte océanique plongeante (M, dans la Fig. 1.1), et (2) la péridotite chaude du manteau, produit une couche hétérogène formée de « corps » dont la minéralogie consiste en un assemblage de phlogopite + orthopyroxène + clinopyroxène ± quartz. Les fluides aqueux, qui s'échappent pendant l'hybridation et la solidification de cette couche (à la position H) remontent vers des zones aux températures plus élevées (N) et déclenchent la production des magmas basiques sous-saturés en H₂O, qui constituent les magmas parents de la série calco-alcaline. La position constante de la zone de fusion de la plaque océanique (M) détermine la localisation et la quantité de magma produite au point N. Cette position détermine donc aussi la localisation du front volcanique. Le reste des « corps » de pyroxénites à phlogopite qui sont entraînés par la convection dans le coin du manteau vers des zones plus profondes et plus chaudes (R) fondent, eux aussi et produisent les magmas alcalins de l'arrière arc. Finalement,

la formation des « corps » de pyroxénite au dessus de la plaque plongeante constitue une source possible des blocs exotiques capables de remonter sous forme de diapirs. Le rôle de ces blocs serait de rester à la base de la lithosphère continentale et de contribuer ainsi à l'enrichissement en K observé dans certains magmatismes continentaux (Fig. 1.1).

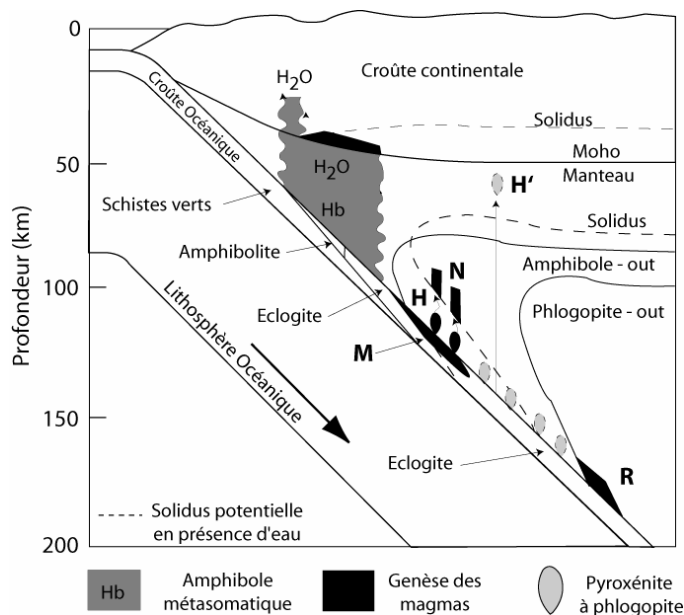


Figure 1.1. Modèle de genèse de magmas d'arc d'après Wyllie et Sekine (1982).

Ces modèles pionniers avaient déjà le très grand avantage de rendre compte de la majorité des caractéristiques géochimiques et pétrologiques des magmas d'arc. Cependant, quelques années plus tard, dû à une meilleure connaissance de la structure de l'interface entre la lithosphère subductée et le coin du manteau, de nouveaux modèles ont été proposés afin d'expliquer la genèse des magmas des zones de subduction (Schmidt et Poli, 1998 ; Tatsumi, 1986 ; Tatsumi, 1989 ; Tatsumi *et al.*, 1986).

Le modèle de Tatsumi (1986), Tatsumi *et al.* (1986) et Tatsumi, (1989) et Tatsumi et Kogiso, (1997), au contraire des modèles antérieurs, ne considère pas la fusion partielle de la croûte océanique entraînée en subduction. Leur modèle est uniquement basé sur la déshydratation, sous l'avant arc, des phases minérales hydratées provenant de la lithosphère subduite telles que l'amphibole, les argiles et la serpentine. Ces fluides aqueux, transportant des éléments fortement incompatibles (K, Cs, Ba, etc), réagissent avec la péridotite du coin mantellique en produisant une « péridotite polluée et hydratée ». Les phases hydratées qui vont se former dans la péridotite lors de ces réactions dépendent d'une part de la composition de la péridotite et d'autre part des conditions de pression et température. Ces phases sont essentiellement une amphibole sodique, du phlogopite et de la clinohumite. D'une part, l'amphibole et le phlogopite sont des phases minérales fréquemment trouvées dans des veines dans les péridotites, en conséquence elles ont été interprétées comme les produits des réactions entre la phase fluide et les péridotites mantelliques (Kepezhinskias *et al.*, 1995 ; Kepezhinskias *et al.*, 1996). D'autre part, la clinohumite semble se former lors des réactions entre l'olivine et les fluides aqueux. Ces phases sont plus stables dans la péridotite

mantellique que dans le basalte de la plaque océanique. En raison du caractère convectif du coin du manteau, cette péridotite hydratée est entraînée en profondeur vers des zones de température et pression plus élevées. Pour une pression d'environ 3,5 GPa. (110 km de profondeur) une première déstabilisation des minéraux hydratés (amphibole) va se produire. Les fluides ainsi libérés vont permettre la fusion partielle de la péridotite et ainsi engendrer les magmas du front volcanique. Un second épisode de libération des fluides sera lié, à plus grande profondeur (> 6 GPa), à la déstabilisation du phlogopite et clinohumite et donnera alors naissance au magmatisme d'arrière arc. Selon ce modèle, des diapirs de péridotite partiellement fondue remontent vers la surface par contraste de densité avec la péridotite non fondue et permettent la formation des volcans. Ces volcans sont, *a priori*, plus nombreux au front volcanique qu'à l'arrière arc (Fig. 1.2. a) du fait de la diminution de la quantité d'eau disponible. Il résulte de ceci, une diminution de l'abondance des phases hydratées au fur et à mesure que celles-ci sont entraînées vers des zones plus profondes du manteau (Tatsumi *et al.*, 1986).

Cependant le modèle de Tatsumi (1989) ne prenait pas en compte le fait que l'amphibole n'est stable que jusqu'à des profondeurs de 75-80 km alors que le plan de Bénioff se situe généralement à environ 110 km sous l'arc volcanique. Cette difficulté a été contournée par Davies et Stevenson, (1992), qui ont proposé un modèle de transport latéral d'eau dans le coin du manteau. Cette migration latérale serait contrôlée par des déstabilisations et cristallisations successives de l'amphibole métasomatique (Fig. 1.2. b) lors de son entraînement dans le coin du manteau convectif, permettant ainsi aux fluides d'arriver en contact avec une péridotite dont la température est supérieure à celle de son solidus hydraté et par là même d'en déclencher la fusion partielle.

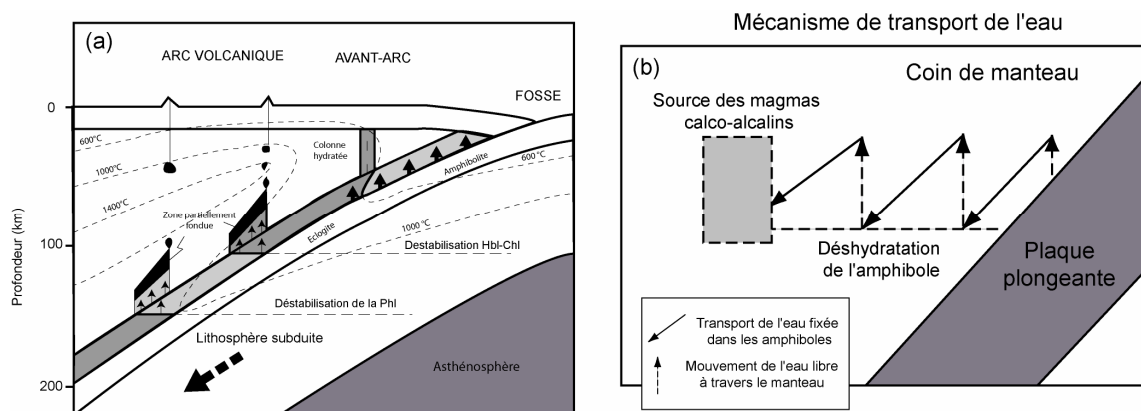


Figure 1.2. a. Schéma du modèle de genèse de magmas d'arc d'après Tatsumi (1989). **b.** Mécanisme de transport d'eau de la plaque plongeante vers le coin du manteau (Davies et Stevenson, 1992).

Vers la fin des années 90, Schmidt et Poli, (1998) ont proposé un nouveau modèle basé sur la déstabilisation des phases minérales hydratées et contraint par l'étude des diagrammes de phases des MORBs et des péridotites hydratées à 330 et 250 km respectivement. Cette étude synthétise les relations de phases pour la chlorite, le lawsonite, les épidotes (zoïsité), l'amphibole, le paragonite, le chloritoïde, le talc et les phengites, dans des basaltes ; pour les serpentines, le talc, la chlorite et l'amphibole dans des roches

ultrabasiques, et résume les résultats Domanik et Holloway, (1996) et Nichols et al., (1994) pour les phases minérales hydratées dans les sédiments entraînés en subduction (phengite, lawsonite, MgAl-pumpellyite et topaze). Au fur et à mesure de l'enfoncement de la lithosphère océanique et les sédiments associés dans le manteau, ces différentes phases minérales vont se déstabiliser. Schmidt et Poli, (1998) ont montré que ainsi des fluides pouvaient être libérés de manière quasi continue jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 150 à 200 km. Le front volcanique se forme sur l'isotherme (ca. 1300°C), là où la production de magmas primaires est volumétriquement suffisante pour permettre leur extraction (Fig. 1.3).

Ces modèles sont confortés par les résultats d'études de pétrologie expérimentale telle celle de Mibe et al., (1999). Ces auteurs prennent en compte la variation de l'angle de mouillage des jonctions triples d'un système fluide aqueux – forstérite afin d'expliquer comment les fluides hydratés issus de la déshydratation de la lithosphère subductée sont piégés dans la péridotite sus-jacente, puis libérés de manière préférentielle entre 80 et 150 km de profondeur, sous le front volcanique et ce, même si la déshydratation de la lithosphère subduite s'effectue de manière continue (mais irrégulière) depuis 40 jusqu'à 300 km de profondeur.

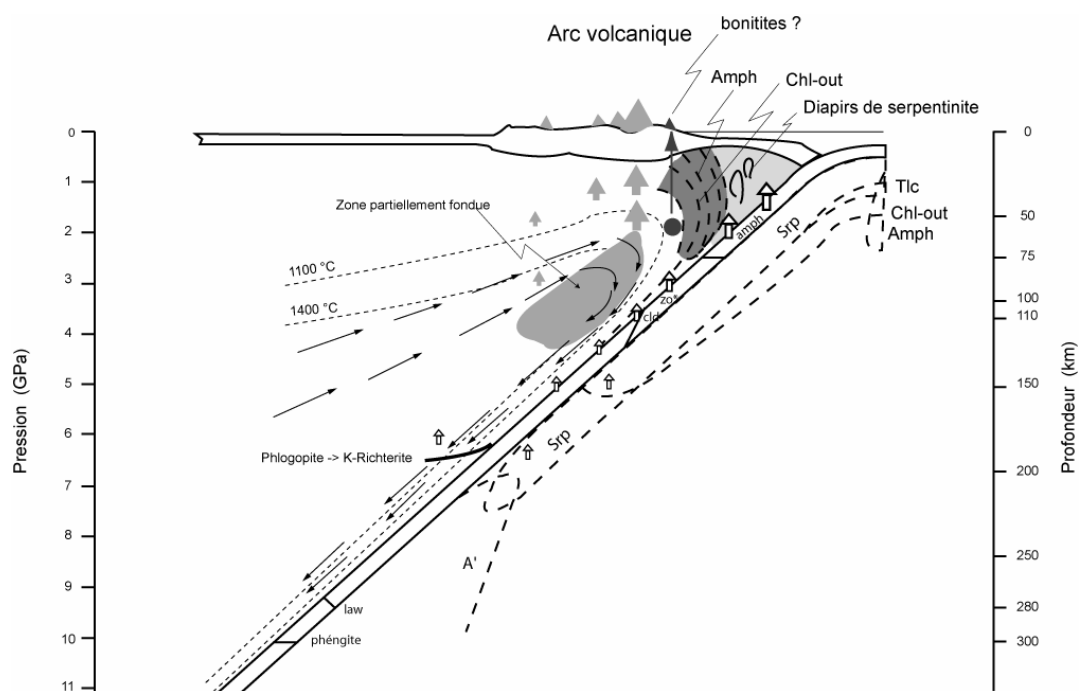


Figure 1.3. Modèle de genèse des magmas d'arc (Schmidt et Poli, 1998). La déshydratation des péridotites et de la croûte océanique a lieu à pratiquement toute profondeur jusqu'à environ 150-200 km. Le front volcanique se forme à l'endroit où la quantité de liquide est suffisante pour que l'extraction mécanique des magmas puisse avoir lieu. Les flèches blanches indiquent la remontée des fluides et les flèches grises celle des liquides magmatiques. Les longues flèches indiquent la convection dans le coin du manteau. Les lignes pointillées indiquent les domaines de stabilité des phases hydratées.

Plusieurs études postérieures se sont intéressées justement aux relations de phases dans la lithosphère océanique subduite afin de mieux contraindre les phases hydratées présentes et leur stabilité sous différentes conditions de pression et température ainsi que les caractéristiques des liquides issus de leur déshydratation.

L'étude expérimentale de Forneris et Holloway, (2003) montre une évolution différente de celle de Schmidt et Poli (1998), pour les phases minérales hydratées dans des basaltes naturels. Les expériences ont été réalisées sous des conditions de pression et de température réalistes pour des zones de subduction (2,2 – 3,4 GPa et 625 – 750°C). Ces auteurs montrent que l'amphibole calcique (barroisite) est stable entre 2,2 et 2,4 GPa ; au-delà de 2,6 GPa, elle se fait remplacer par de l'amphibole sodique (glaucophane) qui est stable jusqu'à 3 GPa à 625 °C. Cet assemblage de haute pression constitue un véritable analogue des éclogites à amphiboles naturelles. A la différence des études précédentes (Schmidt et Poli, 1998), Forneris et Holloway, (2003) considèrent que le chloritoïde n'est pas une phase stable dans les conditions de pression et de température étudiées. En conséquence la quantité d'eau disponible à 3 GPa et 650°C (0,3 % H₂O) est moindre que celle contrainte par l'étude de Schmidt et Poli (1998) qui est de 0,5 – 0,8 % H₂O. Alors, selon Forneris et Holloway (2003), la déshydratation de la croûte océanique, dans le cas d'une subduction froide, ne peut avoir lieu qu'entre 90 et 110 km de profondeur.

Plus récemment Schmidt et al., (2004) ont présenté de nouveaux résultats expérimentaux sur la fusion et la dissolution de la croûte océanique subduite. Les expériences ont eu lieu sur un basalte de dorsale (MORB), une grauwacke et une pélite avec un excès d'eau de 0,4 à 1,4%. Leur résultats montrent qu'au-delà de 100 km de profondeur (> 3,5 GPa) les trois compositions globales sont : grenat + clinopyroxène + phengite + coésite ± disthène ± rutile ; la phengite étant la seule phase minérale hydratée présente à des températures proches de la fusion. Ces auteurs définissent deux régimes en fonction de la pression (profondeur). D'une part, entre 4,0 et 5,0 GPa, ils décrivent un régime de fusion où les températures, les réactions de fusion et les compositions initiales sont globalement les mêmes. La fusion, sous des conditions saturées en fluides, débute aux alentours de 850°C et la quantité de liquide produite est proportionnelle à la teneur en phengite dans la croûte subductée. Les expériences ont montré que le liquide initial produit par la fusion de ces trois compositions correspond à un granite riche en SiO₂, avec de rapports molaires K : Na de 1,4 à 2,0 et des teneurs en H₂O entre 8 et 13%. D'autre part, à des pressions plus grandes (> 6 GPa), le phengite est déstabilisé par dissolution et en conséquence, une fusion classique ne peut plus avoir lieu. A ce stade, la disparition de la phengite, la présence d'une phase liquide riche en K et l'impossibilité d'identifier un liquide issu de la fusion, indique la fermeture du solvus entre une phase aqueuse de base densité (fluide) et une phase silicatée hydratée de haute densité (liquide). Ainsi, au-delà de ces pressions (> 6 GPa) le fluide et le liquide ne forment plus des phases séparées mais un liquide supercritique. Cette conclusion est similaire à celle exposée par Bureau et Keppler (1999), qui ont conclu que les fluides hydratés issus de la déstabilisation de l'amphibole à faible profondeur, soient pauvres en silice et très mobiles. A l'opposé, les fluides produits à plus grande profondeur par la déstabilisation de la lawsonite et des phengites sont plus riches en silice, mais en contrepartie, ils ont une mobilité très réduite. Ces comportements contrastés s'expliquent par la différence de miscibilité entre les liquides silicatés et l'eau dans le manteau supérieur, celle-ci étant complète uniquement à de grandes profondeurs.

Kessel *et al.*, (2005) arrivent à des conclusions similaires lors de leur étude sur les relations de phases dans le système H₂O -basalte (sans K) entre 4 et 6 GPa et 700 et 1400°C. L'assemblage minéral résiduel est le même que celui trouvé dans les expériences de Schmidt *et al.* (2004). Les résultats de Kessel *et al.* (2005) indiquent qu'à 4 GPa, les liquides sont très riches en eau (~ 80 wt%) et leur composition reste presque constante entre 700 et 850 °C. Au-delà de cette température, la teneur en eau diminue de manière radicale jusqu'à 35 wt% à 900°C, et puis une diminution graduelle de cette teneur se produit jusqu'à 15 wt% à 1300°C. A 5 GPa l'évolution des liquides est similaire mais elle se produit à des températures plus élevées. Ainsi, la teneur en eau diminue de 94 wt% à 700°C jusqu'à 53 wt% à 1000°C, pour finir avec 18 wt% entre 1000 et 1050°C. A 6 GPa la diminution d'eau est graduelle, de 87 wt% à 900°C à 11 wt% à 1400°C. Les principaux oxydes SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO et Na₂O ont des teneurs anticorrélées à la teneur en eau. En somme, les compositions des liquides montrent des variations systématiques liées aux changements de pression et température.

1) Pour la gamme des pressions étudiée (4 – 6 GPa), la phase liquide à base température est per-alcaline et évolue vers des compositions méta - alumineuses lorsque la température augmente.

2) Les liquides de température intermédiaire montrent une tendance moins alumineuse et moins siliceuse en passant de rhyolites/andésites méta – alumineuses à 4 GPa vers des trachytes per-alcalines à 6 GPa.

Les compositions de liquides normalisés sur une base anhydre correspondent à de rhyolites pour les liquides de base température, des andésites et trachytes pour les liquides de température intermédiaire et des compositions proches du basalte pour les liquides de haute température. Ce qui indique que n'importe quel liquide issu de la déshydratation de la lithosphère océanique subduite entre 4 et 6 GPa est riche en silice. Au-delà de 5 GPa de pression, le liquide se comporte comme un liquide supercritique, ce qui empêche dans les zones de subduction, la distinction entre une métasomatose induite par fluides ou par liquides.

Au contraire, Manning (2004) considère que les fluides profonds peuvent être assez dilués, et donc ne pouvant pas contenir des dizaines de % en poids de solides dissouts, comme c'est le cas pour les liquides supercritiques de compositions intermédiaires à acides (Bureau et Keppler, 1999 ; Kessel *et al.*, 2005 ; Schmidt *et al.*, 2004). Cette concentration serait, a priori, indépendante de la pression, de la température et de la teneur en Cl. Néanmoins, il existe des différences entre les fluides produits dans une zone de subduction continentale et ceux engendrés dans une subduction océanique. Les fluides profonds sont riches en Si et Na avec des rapports Al/Ca >1. En l'absence de Cl dissout, ces fluides auront de faibles teneurs en Fe et Mg. Par contre, les fluides d'origine moins profonde sont enrichis en alcalins ainsi qu'en d'autres métaux alors que l'aluminium y est pratiquement insoluble.

La plupart des modèles et des études expérimentales les plus récents font appel à la déshydratation, excepté Schmidt *et al.* (2004), et non à la fusion de la lithosphère océanique en subduction comme le phénomène déclencheur de la génération des magmas d'arc.

Néanmoins pour la génération d'une sorte particulière des magmas d'arc dénommés « adakites », d'autres processus sont mis en jeu.

1.2 Les adakites

Tout d'abord dans l'île d'Adak (Kay, 1978), puis dans la Zone Volcanique Australe (AVZ) des Andes (Stern et Futa, 1982), et enfin dans tout le pourtour de l'océan Pacifique (Defant et Drummond, 1990 ; Drummond et Defant, 1990), ont été découvertes des roches dont la signature géochimique diffère significativement des caractéristiques des magmas d'arc calco-alcalins classiques. Les adakites sont des roches calco-alcalines intermédiaires à felsiques, plutoniques ou volcaniques, contenant des phénocristaux d'amphibole et plagioclase dans les laves ainsi que de la biotite et du quartz dans leurs équivalents plutoniques. Les pyroxènes, qu'il s'agisse d'orthopyroxène ou de clinopyroxène, sont rarissimes et atypiques. Des phases minérales accessoires telles que l'apatite, le zircon, le sphène et la titano-magnétite sont fréquentes. Du point de vue chimique, les adakites sont des roches intermédiaires à acides ($\text{SiO}_2 > 56\%$), relativement pauvres en K ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0,42$) et riches en Al_2O_3 ($> 15\%$) et Na_2O (3,5 - 7,5 %) par rapport à leurs équivalentes calco-alcalins classiques. Les Mg# (0.5-0.6) ainsi que les teneurs en Cr (36 ppm) et en Ni (24 ppm) sont relativement élevés. Des anomalies négatives en Nb et Ti sont remarquées. La caractéristique la plus remarquable de ces roches est leur faible teneur en terres rares lourdes (HREE) et Y. Les signatures isotopiques (Sr, Nd, Pb) sont très similaires à celles des MORB altérés (Defant et Drummond, 1990 ; Drummond et Defant, 1990 ; Drummond *et al.*, 1996 ; Martin *et al.*, 2005 ; Maury *et al.*, 1996a).

Ce type de roches a été découvert dans de plus en plus de localités : Mt. St. Helens (Defant et Drummond, 1993) ; Panama (Defant *et al.*, 1992) ; Kamtchatka Arc (Kepezhinskas *et al.*, 1995) ; Baja California (Aguillon-Robles, 2001 ; Calmus *et al.*, 2003) ; Aleutians (Kay, 1978 ; Yogodzinski *et al.*, 1995 ; Yogodzinski et Kelemen, 1998 ; Yogodzinski *et al.*, 2001 ; Yogodzinski *et al.*, 1994) ; Leyte, Mindanao et Zamboanga aux Philippines (Maury *et al.*, 1996b ; Sajona *et al.*, 1996 ; Sajona *et al.*, 1993) ; en Ecuador (Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Bourdon *et al.*, soumis ; Hidalgo *et al.*, 2006 ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002) ; Japon (Morris, 1995) et la Zone Volcanique Australe (Stern et Futa, 1982 ; Stern et Killian, 1996).

Au premier abord, les caractéristiques géochimiques des adakites semblent pouvoir être expliquées par la fusion partielle de basaltes. Des modèles et des travaux expérimentaux fixant les conditions dans lesquelles la dite fusion pouvait se produire sont apparus successivement (Winther et Newton, 1991 ; Wolf et Wyllie, 1991 ; Rapp *et al.*, 1991 ; Wolf et Wyllie, 1994 ; Sen et Dunn, 1994a ; Peacock *et al.*, 1994 ; Rapp et Watson, 1995 ; Prouteau *et al.*, 1999 ; Rapp *et al.*, 1999 ; Hermann et Green, 2001 ; Tatsumi, 2001 ; Martin *et al.*, 2005). Selon ces travaux expérimentaux un basalte peut fondre en présence ou en absence d'eau à des pressions au-delà de 1 GPa et à de températures de l'ordre de 750 - 1100°C. Ces expériences ont aussi permis de préciser la composition des liquides issus de degrés de fusion

compris entre 10 et 40%. Néanmoins l'endroit où cette fusion se produit, la plaque océanique subduite ou des basaltes sous-plaqués en base de croûte, est encore sujet à débat.

D'un autre côté, de nouvelles études proposent un processus de genèse pour les magmas adakitiques qui exclut la fusion d'un basalte. Ces travaux proposent la cristallisation précoce de grenat comme étant responsable des caractéristiques géochimiques des adakites (Müntener *et al.*, 2001 ; Prouteau et Scaillet, 2003)

Ainsi, trois modèles invoquant différents processus ont été proposés pour expliquer la genèse des adakites :

1. La fusion de la lithosphère océanique subduite ;
2. La fusion de basaltes sous-plaqués dans le cadre d'une croûte continentale épaissie ;
3. La cristallisation de grenat et amphibole à haute pression à partir d'un magma riche en H₂O.

1.2.1 Fusion de la lithosphère océanique subduite

La croûte océanique est capable de fondre si elle atteint des fortes températures à relativement faible profondeur, c'est-à-dire si le gradient géothermique le long de la zone de subduction est élevé. D'après les expériences numériques de Peacock *et al.* (1994), cela arrive si au moins une des conditions suivantes est réalisée : 1) si la contrainte de cisaillement entre les plaques est assez élevée (> 100 MPa) afin de maintenir les roches à des températures proches de la température de fusion ; 2) si la plaque en subduction est assez jeune (< 5 – 10 Ma) et en conséquence encore chaude. ; 3) si la subduction est une subduction jeune (même dans le cas d'une croûte océanique ancienne). Ces modèles numériques sont bien complétés par des données expérimentales (Rapp *et al.*, 1991 ; Sen et Dunn, 1994a ; Rapp *et al.*, 1999). Ces travaux ont précisé les conditions de P et T sous lesquelles, dans les zones de subduction, le basalte de la croûte océanique peut fondre en présence ou en absence d'eau (P>1 GPa, T : 750-1100°C). Ils ont aussi permis de préciser la composition des liquides issus de degrés de fusion compris entre 10 et 40%. En fonction de la quantité de magma adakitique qui transite par le manteau, on peut avoir deux processus différents : 1) si le rapport adakite / peridotite est élevé, les magmas adakitiques seront capables de remonter vers la surface sans interagir avec la péridotite mantellique. 2) si le rapport adakite / péridotite est bas, les magmas adakitiques sont entièrement consommés lors de réactions de métasomatose dans le manteau (Rapp *et al.*, 1999). Dans ce travail, des expériences d'interactions entre des liquides adakitiques (riches en Na) et une péridotite ont été aussi réalisées. Ces interactions consistent 1) en l'assimilation de péridotite par le liquide issu de la fusion des basaltes subductés et 2) en la métasomatose de la péridotite par des réactions qui produisent de l'amphibole sodique. Ensuite la fusion de cette péridotite métasomatisée laisse un résidu composé d'orthopyroxène et grenat. Le processus de métasomatose serait capable de modifier les teneurs en Si, Mg, Cr et Ni des magmas sans affecter la signature caractéristique des adakites (i.e. faibles teneurs en REE et Y).

Récemment, Martin *et al.* (2005) ont introduit une distinction entre 2 types d'adakites issues de la fusion de la plaque subduite, qui diffèrent non seulement par leur composition, mais aussi par leur mode de genèse:

Adakites riches en SiO₂ (HSA = High Silica Adakites) : Avec des teneurs en SiO₂ > 60 wt%, ces magmas ne contiennent jamais de pyroxène et ne montrent aucune anomalie positive en Sr. Elles sont interprétées comme le produit de la fusion du matériel basaltique subducté à des pressions élevées permettant la stabilité du grenat dans le résidu de fusion (amphibolite à grenat, éclogite). Néanmoins, par rapport aux compositions expérimentales, les magmas naturels sont légèrement enrichis en MgO, Cr et Ni. Cette caractéristique a été attribuée justement aux interactions entre le liquide et la péridotite mantellique (i.e. assimilation de péridotite par le liquide pendant la remontée) (Rapp *et al.*, 1999 ; Maury *et al.*, 1996b ; Prouteau *et al.*, 2001).

Adakites pauvres en SiO₂ (LSA = Low Silica Adakites) : Les LSA ont des SiO₂ < 60 wt %, et peuvent contenir des phénocristaux de pyroxène. Elles possèdent aussi des teneurs très élevées en Sr (>1000 ppm) induisant une anomalie positive en Sr dans les diagrammes multi-élémentaires. Leur genèse requiert deux étapes successives : 1) dans un premier temps, le magma adakitique directement issu de la fusion de la lithosphère subductée, est totalement consommé par les réactions métasomatiques avec les péridotites du coin du manteau ; 2) dans un second temps, la fusion ultérieure de ces péridotites métasomatisées donne naissance aux LSA. Grâce aux réactions métasomatiques qui ont produit de l'amphibole dans la péridotite, sa fusion permet de garder le grenat en tant que phase résiduelle et en conséquence les appauvrissements en HREE et Y, liés à la présence de grenat dans le résidu, sont reproduits dans les magmas résultants. De plus la fusion de l'amphibole est incongruente et laisse elle aussi du grenat résiduel. Il faut noter que ces caractéristiques et processus sont aussi reconnus pour des roches Archéens de la série TTG (Tonalite-Trondhjémite-Granodiorite) et les sanukitoïdes. Ces roches seraient les équivalents archéens respectifs des HSA et LSA modernes (Martin, 1986 ; Martin *et al.*, 2005).

1.2.2 La fusion d'une croûte épaissie

Les modèles et les données expérimentales de Rapp *et al.* (1991), Peacock *et al.* (1994) et Rapp et Watson (1995) démontrent que les adakites sont formées par fusion d'un basalte dans le domaine de stabilité du grenat, mais ces travaux ne donnent aucune information sur l'environnement géodynamique où une telle fusion peut se produire. En conséquence, ils n'excluent pas la fusion de matériel basaltique à la base d'une croûte épaissie pour produire les caractéristiques pétrologiques des adakites. Etant donné que dans certains arcs volcaniques continentaux, la croûte peut atteindre quelques dizaines de kilomètres de profondeur (> 40 km), cette hypothèse n'est pas négligeable. Ainsi, Petford et Atherton (1996) ont proposé que les adakites du Batholite de la Cordillère Blanche au Pérou se soient formées en deux étapes : 1) formation d'un sous-placage de basaltes résultant de la fusion partielle du coin du manteau métasomatisé par des fluides ; 2) dans un second temps, grâce à

l'arrivée continue de magma basaltique chaud, ces basaltes sous-plaqués fondent pour produire des tonalites. En considérant que l'épaississement est continu, la fusion se produit alors de plus en plus profond jusque dans le domaine de stabilité du grenat. Ceci peut donc permettre la genèse de magmas riches en Na, Al et Sr (le plagioclase n'est plus stable dans le résidu) et très appauvries en HREE et Y (i.e. adakites). Des données géophysiques supportent cette hypothèse au Pérou indiquant une épaisseur de la croûte entre 45 et 70 km (Petford et Atherton, 1996). L'épaisseur la plus importante étant associée à des matériaux d'une densité de 3 g/cm^3 , comparable à la densité estimée pour des résidus riches en grenat (Fig 1.4).

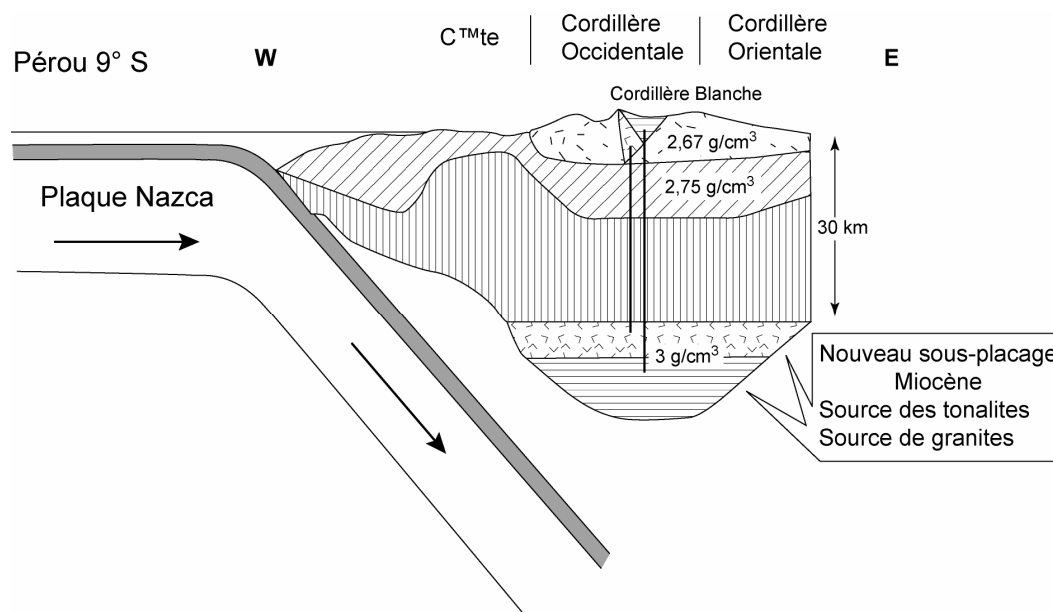


Figure 1.4. Schéma de l'évolution crustale dans la région de la Cordillère Blanche au Pérou (vers 9°S) durant le Miocène, basé sur les données géophysiques de Couch et al. (1981). Le maximum d'épaississement crustal, ainsi que de soulèvement coïncide avec l'emplacement de la Cordillère Blanche (15-3 Ma), dont la source est la croûte épaissie formée de basaltes hydratés. Le schéma montre que la croûte s'épaissit avec le temps et qu'en conséquence la source des magmas devient de plus en plus profonde. Ainsi, les liquides tonalitiques seront engendrés à des pressions moins élevées que les liquides leucogranodioriques postérieurs, dérivés d'une source plus riche en grenat.

Bien que, Petford et Atherton, (1996) n'ont pas expliqué le processus qui permet la fusion de ces basaltes sous-plaqués, ce type de modèle est conforté par des travaux récents (Petford et Gallagher, 2001 ; Annen et Sparks, 2002 ; Annen *et al.*, 2006) qui expliquent comment ces sous placages se forment et le processus qui conduisent à leur fusion. Dans ces modèles, la genèse des magmas est conditionnée par le taux d'intrusion des magmas basaltiques issus de la fusion du coin du manteau hydraté, la composition et la quantité d'eau des roches crustales préexistantes et la température et teneur en eau de l'intrusion basaltique. Au début du processus il y a une période d'incubation durant lequel les intrusions basaltiques se solidifient complètement. Néanmoins, pour des gammes de taux d'intrusion représentatifs de situations tectoniques communes, la chaleur ne s'échappe pas aussi vite, permettant une augmentation progressive de la température de la zone d'intrusion. Une fois la température du solidus des basaltes hydratés atteinte, la fusion partielle est déclenchée. La durée d'incubation est inversement proportionnelle au taux d'intrusion. Des taux d'intrusion faibles de moins de 50 m par 100 000 ans ne sont pas capables d'induire la fusion de la croûte basaltique. Le

liquide est engendré simultanément par le refroidissement et par la cristallisation de chaque intrusion basaltique (liquide résiduel lors de la cristallisation) ainsi que par les liquides issus de la fusion des roches préexistantes grâce au transfert de chaleur à partir de chaque intrusion. Ainsi, la croûte ancienne pré-existante et la nouvelle croûte basaltique contribuent à la formation du liquide. Les proportions de ces deux composantes dans le liquide résultant sont en relation avec la lithologie et la concentration de minéraux hydratés dans l'encaissant ainsi que la température et la teneur en eau de l'intrusion basaltique. Les variations de ces caractéristiques expliqueraient la diversité géochimique de certains magmas d'arc ainsi que l'évolution du magmatisme basique à acide, observée dans certains édifices volcaniques (Annen et Sparks, 2002).

Si ce modèle semble bien contraint, il n'explique que la production de magmas à caractéristiques adakitiques dans des arcs où la croûte est très épaisse, mais, en aucun cas, la genèse des adakites dans des arcs à croûte d'épaisseur normale et encore moins la relation qui existe au niveau global entre la présence d'adakites et les zones de subduction jeunes et chaudes (Martin *et al.*, 2005).

1.2.3 Cristallisation de grenat et d'amphibole à haute pression à partir d'un magma riche en H₂O.

Prouteau et Scaillet, (2003) ont proposé un modèle différent des précédents pour expliquer les caractéristiques adakitiques des produits éruptifs de la dernière éruption du volcan Pinatubo (1991). Tout d'abord ils pensent que la fusion de la lithosphère subductée ou de la croûte basaltique sous plaquée n'est pas possible au Pinatubo, et ce parce que les compositions chimiques théoriquement produites par ces deux processus et les compositions des produits dacitiques du Pinatubo sont très différentes. Les produits issus de la fusion de la lithosphère océanique ou de la base de croûte sont enrichis en SiO₂ et appauvris en H₂O par rapport aux produits du Pinatubo. Ces auteurs, proposent donc un modèle alternatif reposant sur les données expérimentales de Müntener *et al.* (2001) et la présence de grenat dans certaines dacites, telles que celles du Bassin Nord-Pannonian en Europe Centrale (Harangi *et al.*, 2001).

Ce modèle consiste en la fusion partielle de la péridotite du coin de manteau déclenchée par l'intervention des liquides issus de la fusion de la lithosphère subductée ou de fluides issus de sa déshydratation. Ce magma basaltique riche en eau remonte et stagne à la limite croûte inférieure – manteau supérieur où il cristallise et fractionne du grenat. Les motifs pour lesquels ce magma stagne pourraient être la cristallisation par décompression due à son caractère riche en H₂O ou au fait qu'il a traversé la partie la moins chaude du coin du manteau, ou une combinaison de ces deux facteurs. Les liquides dacitiques produits par cette cristallisation sont extraits grâce à leurs faibles densités et viscosités associées aux teneurs élevées en eau. Ces magmas conservent leurs teneurs élevées en Cr, Ni et Mg associées à leur origine mantellique. De plus, la cristallisation abondante de grenat et d'amphibole va empêcher la formation et le fractionnement d'olivine, spinelle ou pyroxène qui

consommeraient ces éléments. Ces magmas vont continuer leur remontée vers des niveaux plus superficiels où ils vont cristalliser de l'amphibole aux alentours d'une pression de 1 GPa, Enfin, un dernier épisode de cristallisation aura lieu dans une chambre magmatique superficielle (200 MPa) avant l'éruption des produits avec une composition géochimique relativement homogène. Ce modèle explique : (1) le caractère acide des magmas grâce à leur différenciation par cristallisation, (2) l'enrichissement en Na, Al et Sr dû à l'impossibilité de cristalliser le plagioclase dans des liquides riches en eau et (3) les appauvrissements en HREE et Y par la cristallisation précoce de grenat. La rareté des produits basiques dans le cas particulier du Pinatubo serait aussi expliquée par cet enchaînement de processus.

Il faut noter que dans toutes les expériences effectuées lors de cette étude, aucun grenat n'a été trouvé, même dans les expériences de cristallisation à haute pression (980 MPa). Ce qui indique que le grenat s'il cristallise et fractionne doit le faire à des pressions encore plus élevées. Ce modèle semble bien s'adapter à la genèse et aux processus participant à l'évolution des magmas de la dernière éruption du Pinatubo. Néanmoins, ainsi que le modèle précédent, il n'explique pas l'apparition des adakites des zones de subduction jeunes.

D'après tous ces modèles, on peut retenir que pour produire les magmas d'arc, il y a la participation de trois sources différentes : la croûte océanique subduite (avec une couverture sédimentaire plus ou moins épaisse), le coin du manteau et la croûte continentale. Chacune de ces sources peut participer d'une manière différente : 1) la croûte océanique subduite peut libérer soit des fluides aqueux, soit des liquides silicatés, ou les deux ; 2) la croûte continentale peut agir en tant qu'agent de contamination lors de la traverse des magmas, ou elle peut fondre pour produire ainsi des magmas acides ; et 3) le manteau, lequel en fonction de l'agent et du degré de métasomatose, peut fondre pour produire une grande diversité de magmas, ou il peut aussi participer en tant que contaminant si les magmas sont issus de la fusion de la lithosphère subductée.

2 Cadre géologique

2.1 Contexte géodynamique

Le long de la marge équatorienne, soit entre les latitudes 2°N et 3°S, la plaque de Nazca entre en subduction sous la plaque Sud Américaine (Fig. 2.1). Plusieurs auteurs ont estimé le taux de convergence actuel entre 6 et 8 cm/an et constaté que la direction de subduction est presque orthogonale à la fosse (N 082 et N 112) (DeMets *et al.*, 1990 ; Freymueller *et al.*, 1993 ; Hey, 1977 ; Kellogg et Vega, 1995). Les mesures GPS plus récentes donnent une vitesse de $5,8 \pm 0,2$ cm/an (Trenkamp *et al.*, 2002). L'étude de la distribution spatiale de la sismicité a permis de déterminer un angle de subduction de 25° à 35° malgré une sismicité réduite (Guillier *et al.*, 2001 ; Lonsdale, 1978 ; Pennington, 1981 ; Prévot *et al.*, 1996).

Au cours du temps, la subduction de la plaque océanique sous la plaque Sud Américaine a été fortement contrôlée par l'activité du Point Chaud de Galápagos et par la fragmentation de la Plaque Farrallon. Des reconstructions géométriques et magnétiques ont été réalisées afin de déterminer le mouvement relatif de la Plaque Nazca depuis le Crétacé (Daly, 1989 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987). Trois périodes de convergence rapide (> 10 cm/an) ont été reconnues :

- de 50 à 42 Ma, en relation avec de fortes contraintes de déformation le long de la partie centrale des Andes et la formation des bassins de transtension dans la région avant-arc (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Daly, 1989) ;
- de 28 à 20 Ma, en rapport avec la fragmentation de la Plaque Farrallon pour former les Plaques de Nazca et de Cocos au Sud et la Plaque Juan de Fuca au Nord (Duncan et Hargraves, 1984 ; Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978) ;
- à la limite Miocène-Pliocène, en relation avec une intense activité tectonique en Équateur et au Pérou (Mégard, 1984) ;
- Depuis 10 Ma, aucun changement significatif de la vitesse de convergence n'a été observé (Daly, 1989).

La Plaque Nazca est composite, jeune au Nord de la Zone de Fracture de Grijalva, où elle résulte de l'activité de la Dorsale des Galápagos depuis 27-25 Ma, et pré-Oligocène-Eocène au Sud de cette zone de fracture (Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978 ; Lonsdale et Klitgord, 1978). La partie nord de la plaque de Nazca porte la Ride de Carnegie, formée lors du passage de la Plaque Nazca au dessus du Point Chaud de Galápagos (Fig. 2.1).

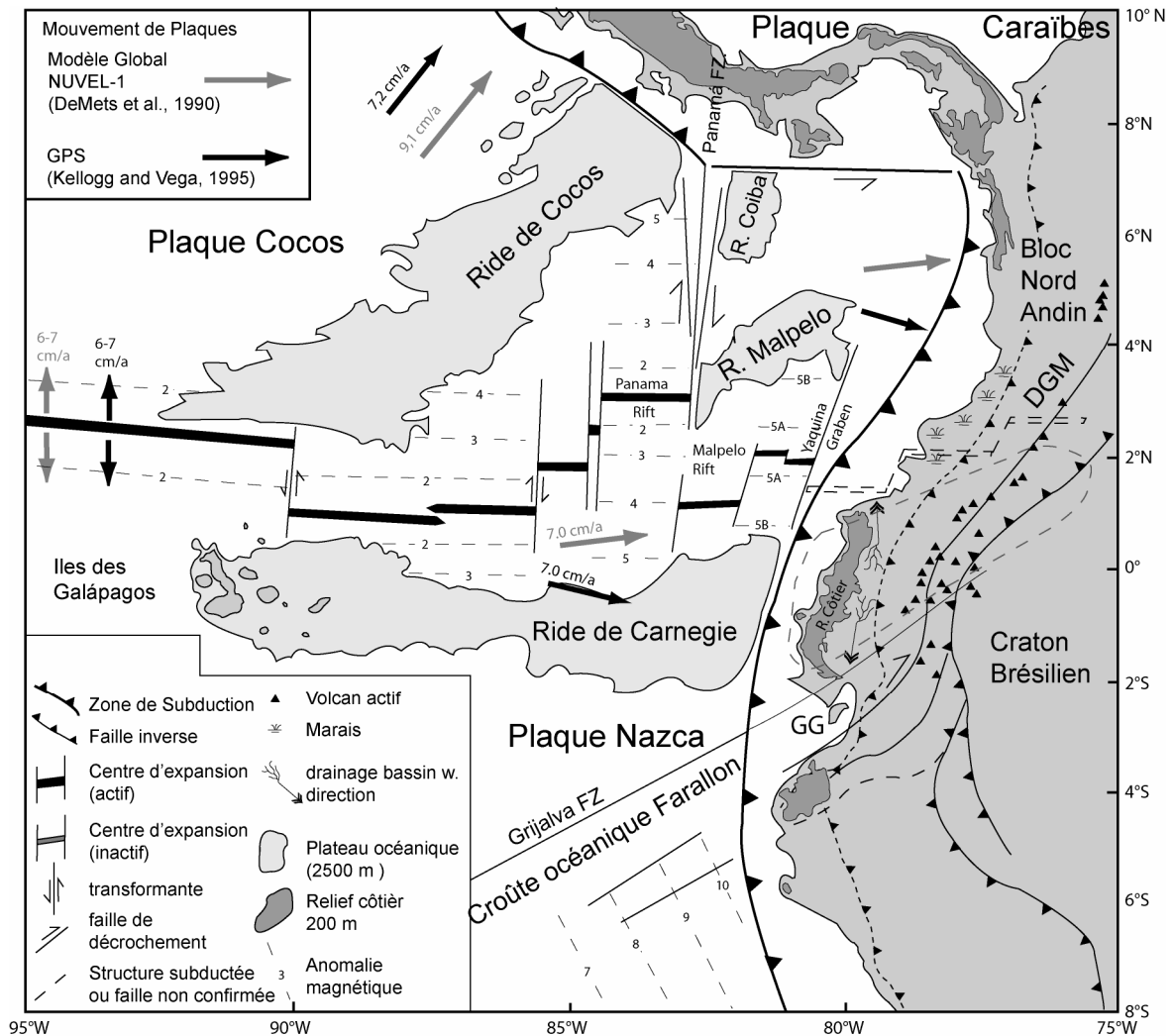


Figure 2.1. Schéma géodynamique de la marge Est-Pacifique au niveau de l'Amérique Centrale et du Sud (Gutscher *et al.*, 1999a). FZ = Zone de Faille ; GG = Golfe de Guayaquil ; DGM = Dolores-Guayaquil Megashhear.

Le long de la marge équatorienne, l'entrée en subduction de la fracture de Grijalva, ainsi que de la Ride de Carnegie pourraient avoir une forte influence sur le régime de subduction (Daly 1989), la déformation de l'avant arc (Aalto et Miller, 1999 ; Cantalamessa et Di Celma, 2004 ; Pedoja *et al.*, 2006), et même sur la signature géochimique de l'arc volcanique (Bourdon, 1999 ; Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002).

2.1.1 La Ride de Carnegie

La ride de Carnegie consiste en une partie de la croûte océanique jeune et épaisse qui représente la trace du Point Chaud des Galápagos sur la Plaque Nazca (Fig. 2.1). Cette ride fait presque 900 km de longueur par un maximum de 300 km de largeur à son extrémité orientale. Deux segments peuvent être distingués : un segment Ouest et un segment Est, séparés par une dépression bathymétrique. L'épaisseur de la croûte océanique au niveau de cette ride varie de $12,9 \pm 0,3$ km pour le segment occidental à $19,0 \pm 0,4$ km pour le segment

oriental (Sallarès et Charvis, 2003). Cette ride est limitée au sud et au nord par des failles normales montrant des jeux de 200 à 500 m et probablement formées par contraction différentielle de la lithosphère pendant son refroidissement (Lonsdale, 1978 ; Van Andel, 1971). Le début de sa formation remonterait à environ 23-15 Ma (Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978 ; Pilger 1984). À cette époque la Dorsale des Galápagos était centrée sur le Point Chaud du même nom, ce qui a permis la formation de la ride de Carnegie, ainsi que de la ride jumelle de Malpelo-Cocos. Les âges les plus anciens sont supportés par des travaux plus récents qui indiquent que ces deux rides auraient eu leur origine il y a au moins 23-20 Ma (Meschede et Barckhausen, 1998 ; Sallarès et Charvis, 2003).

Plusieurs évidences indiquent que la Ride de Carnegie est entrée en subduction dans la fosse équatorienne :

- Les différences de profondeur entre la fosse équatorienne et celles du nord du Pérou et du sud de la Colombie. La fosse péruvienne est profonde de 5000 m tandis que la fosse colombienne atteint 3920 m. En revanche la fosse équatorienne à l'endroit où la ride de Carnegie entre en subduction n'est profonde que de seulement 2920 m (Lonsdale, 1978) ;
- La prolongation des structures de surface de la ride de Carnegie sous la marge continentale a été mise en évidence grâce à des études de sismique de réflexion. Les profils étudiés sont orthogonaux à la direction de la fosse et indiquent que les unités sismiques identifiées sur la ride (couverture sédimentaire de la ride) continuent sous la marge continentale au moins jusqu'à une distance de 10 km (Villamar, 2001) ;
- La prolongation des structures crustales de la ride de Carnegie sous la marge continentale a été mise en évidence lors des études de sismique réfraction réalisées au cours de plusieurs campagnes marines (Sallarès et Charvis, 2003). Les profils orthogonaux à la fosse indiquent que le sur-épaissement qui caractérise la ride de Carnegie est observable jusqu'à 60 km de distance sous la marge continentale (Graindorge *et al.*, 2004).

Si la présence de la ride de Carnegie sous la marge continentale est bien contrainte, l'âge de son entrée dans la subduction reste l'objet d'une grande controverse : 2 - 3 Ma (Cantalamesa et Di Celma, 2004 ; Egüez et Aspden, 1993 ; Lonsdale, 1978 ; Witt *et al.*, 2006), 5 Ma (Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a) ; 8 Ma (Gutscher *et al.*, 1999a) ; 9 - 10 Ma (Hungerbühler *et al.*, 2002), ou encore 15 Ma (Spikings *et al.*, 2005 ; Spikings *et al.*, 2001). Ces auteurs se sont basés sur des méthodes et des hypothèses différentes. Ainsi, Lonsdale (1978) estime un âge de 2-3 Ma grâce à l'étude de profils de sismique réflexion et du soulèvement des bassins d'avant-arc et des terrasses marines. Cantalamessa et di Celma (2004), proposent aussi un âge récent en considérant que le soulèvement de la marge continentale a commencé depuis 0,5 Ma et que celui-ci est la conséquence directe de la subduction de la ride de Carnegie. Des âges récents (< 2 Ma) sont aussi proposés par Witt *et al.* (2006). Ces derniers auteurs, ainsi que Pennington (1981), associent la phase la plus importante d'ouverture du Golf de Guayaquil ainsi que le déplacement du Bloc Nord Andin à la collision de la ride contre la marge continentale. D'autre part, Gutscher *et al.* (1999a), considèrent que la ride est entrée en subduction il y a environ 8 Ma. Ils se sont basés sur la

morphologie côtière, la topographie régionale (soulèvement du socle jusqu'à 110 km de distance vers l'est de la fosse) et la sismicité réduite à l'aplomb de la ride de Carnegie. Des âges plus anciens, entre 10 et 15 Ma, ont été proposés sur la base de la datation par traces de fission dans les cordillères andines. Ces études indiquent des périodes de refroidissement et une augmentation du taux d'exhumation des Cordillères Real et Occidentale au nord de 2°30' S aux âges indiqués (Hungerbühler *et al.*, 2002 ; Spikings *et al.*, 2005 ; Spikings *et al.*, 2001). Au sud de cette latitude, l'évolution est différente avec un régime d'extension tectonique. Ces auteurs associent ces taux de refroidissement et d'exhumation élevés à l'arrivée de la ride de Carnegie en subduction. D'autres études de l'arc volcanique équatorien ont associé sa largeur anormale (120 km) ainsi que ses caractéristiques géochimiques originales à la présence de la ride en subduction (Hall et Wood, 1985 ; Barberi *et al.*, 1988). Des études plus récentes proposent un âge minimal d'engagement de la ride à 5 Ma (Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a). Cette hypothèse est basée sur les changements au cours du temps de la signature géochimique des magmas. En passant celle-ci de calco-alcaline "classique", pour les édifices anciens, à adakitique, pour les produits les plus récents (Bourdon, 1999 ; Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Samaniego, 2001 ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002). Ce changement vérifié pour la plupart des complexes volcaniques étudiés, entre 1°N et 1°S, serait lié aux changements de la structure thermique associés à l'entrée de la ride en subduction.

2.1.2 La zone de fracture de Grijalva

Cette zone de fracture rentre obliquement en subduction sous la Plaque Sud Américaine à environ 3°S de latitude (Fig. 2.1). Elle sépare deux domaines de la Plaque Nazca d'âge différents. Au sud de cette fracture, la Plaque Nazca est d'âge Paléogène (> 32 Ma), tandis qu'au nord elle est Oligocène - Miocène (12-24 Ma). La partie ancienne de la plaque est issue de l'activité de la Dorsale Est - Pacifique, tandis que la partie jeune est produite par l'activité de la Dorsale des Galápagos (Hey, 1977 ; Lonsdale et Klitgord, 1978). Cette fracture engendre un escarpement marin d'environ 700 m de haut et de direction N60°. Il est possible que cet escarpement ait une influence sur la quantité et la nature des sédiments pélagiques qui entrent en subduction (Lonsdale et Klitgord, 1978). Dumont *et al.* (2005) ont lié des structures d'inversion tectonique dans les Îles Puna et Santa Clara à la présence de cette fracture. Néanmoins, la déformation liée à cette structure reste encore mal comprise.

2.1.3 Géométrie du plan de Benioff

L'angle de subduction de la plaque océanique de Nazca sous la marge équatorienne est aussi un sujet de vive controverse. Pennington (1981), à partir d'une étude de la localisation des séismes et leurs mécanismes au foyer, a reconnu trois segments dans la marge nord-occidentale de la Plaque Sud Américaine (Fig. 2.2).

- Le segment *Bucaramanga* situé entre 11°N et 5,2°N, présente un plan de Benioff continu plongeant en direction N109°E avec un angle de 20 à 25 ;

- Le segment *Cauca* entre 5,2°N et 1,5°N montre une plaque océanique plongeante vers N120°E avec un angle de 35 ;
- Plus au sud, le segment *Ecuador* présente une direction de subduction N35°E avec un plongement de 35°. La direction de plongement attribuée à ce segment n'est pas un accord avec la direction de subduction de la Plaque Nazca, ce qui jette un doute sur cette dernière configuration. Au fait, l'absence de sismicité intermédiaire observée entre 2°N et 2°S est un facteur limitant pour établir la configuration de cette partie de la zone de subduction.

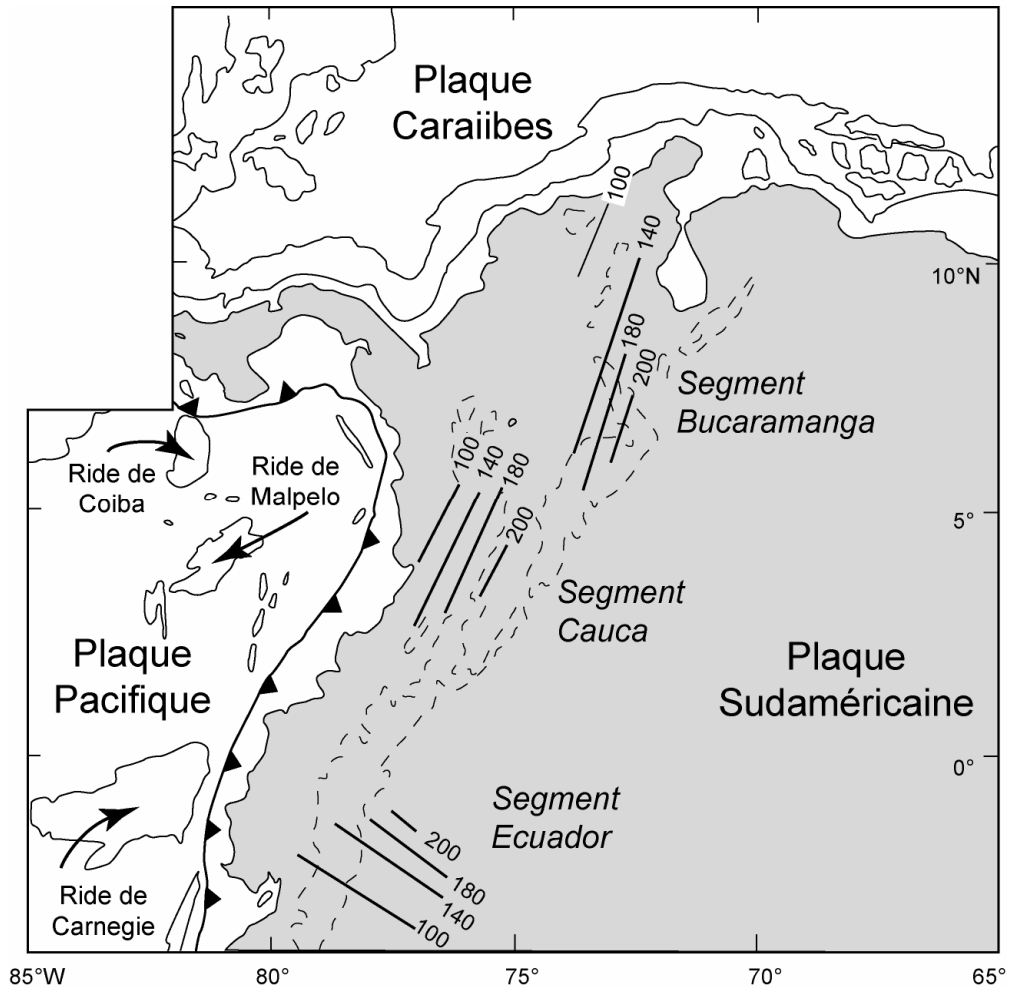


Figure 2.2. Contours du plan de Benioff de la partie nord occidentale de l'Amérique du Sud, montrant les trois segments de lithosphère océanique subductée identifiés par Pennington (1981). Les chiffres indiquent la profondeur du plan de Benioff en km. Les lignes pointillées montrent l'arc volcanique andin.

Un deuxième travail consacré à la description de la géométrie du plan de Benioff est celui de Gutscher *et al.* (1999a) (Fig. 2.3). Sur la base de la sismicité récente et du volcanisme actif, ces auteurs définissent quatre régions dans les Andes du Nord.

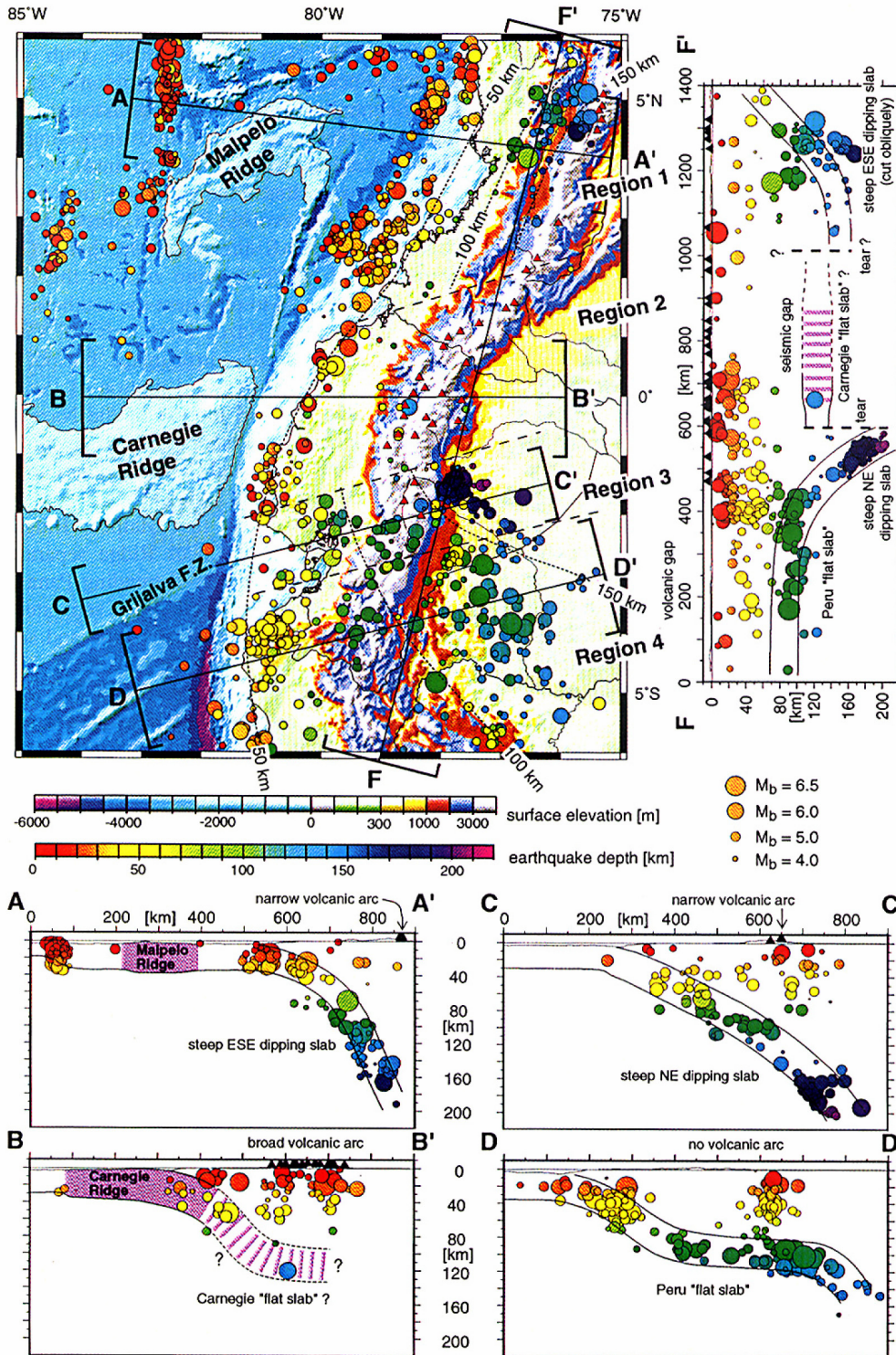


Figure 2.3. Géométrie du plan de Benioff et régions à différent comportement séismique et volcanique définies par Gutscher *et al.* (1999a).

1. Une région 1, entre 6°N et $2,5^\circ\text{N}$, présente un plan de Benioff à plongement ESE fort ($\sim 45^\circ$) qui atteint une profondeur de 200 km. L'arc volcanique est étroit (environ 80 km) et se trouve à 160 km au-dessus du croûte océanique subductée ;

2. Une région 2, entre 2,5°N et 1°S, ne présente quasiment aucune sismicité intermédiaire et l'arc volcanique est très large (120 km). Selon ces auteurs, la subduction de la ride de Carnegie aurait induit une subduction plate ;

3. Une région 3, entre 1°S et 2°S, présente une sismicité intermédiaire à profonde qui définit un plan de Benioff à fort pendage vers le NE. L'arc volcanique est à nouveau étroit ;

4. Une région 4, au sud de 2°S, connue comme "la subduction plate" du Pérou (Gutscher *et al.*, 1999b ; Gutscher *et al.*, 2000b ; Pilger, 1981) montre une subduction presque horizontale. À partir de cette latitude, une lacune volcanique existe jusqu'à 15°S, latitude où débute la Zone Volcanique Centrale (CVZ).

Cependant, la subduction plate proposée par Gutscher *et al.* (1999a), entre 2,5°N et 1°S, ne peut qu'être hypothétique, du fait de l'absence de sismicité intermédiaire dans cette zone. Plus récemment, une étude plus détaillée utilisant un réseau sismique local temporaire ainsi que des stations permanentes (Guillier *et al.*, 2001), a montré que le plan de Benioff plonge, sous la marge équatorienne, jusqu'à 150-200 km de profondeur avec un pendage de 25-35° (Fig. 2.4). Cette configuration est en accord avec les travaux plus anciens de Lonsdale (1978) et de Pennington (1981).

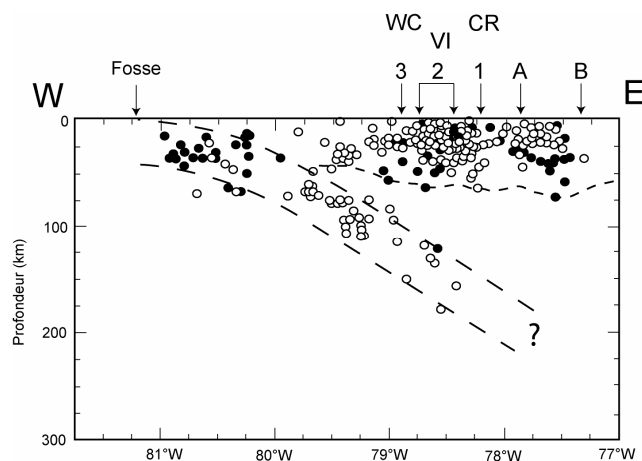


Figure 2.4. Configuration du plan de Benioff sous l'Équateur d'après Guillier *et al.* (2001). WC = Cordillère Occidentale ; VI = Vallée Interandine ; CR = Cordillère Real ou Orientale, 1 = Suture Jurassique supérieur ; 2 = suture du crétacé supérieur ; 3 = suture du Tertiaire ; A = failles inverses de la Cordillère Real ; B = failles inverses de la région subandine.

A partir d'une étude sur les Andes, Muñoz (2005) confirme les résultats de Guillier *et al.* (2001) sur la base de calculs de la répartition spatiale des régimes fragile et ductile dans la zone de subduction. Il conclut que les séismes qui se produisent entre 75 et 100 km de profondeur ont leur origine dans le manteau supérieur subcontinental et en conséquence que la subduction de la lithosphère océanique n'est pas une subduction plate. Néanmoins, l'absence de sismicité intermédiaire, constatée par Pennington (1981) ainsi que par Gutscher *et al.* (1999a), a été interprétée comme due à la faible viscosité de la lithosphère subductée, qui pourrait quant à elle résulter de sa température élevée, voire même de son état partiellement fondu (Samaniego *et al.*, 2002).

2.1.4 Le Bloc Nord Andin

Le Bloc Nord Andin est une microplaque tectonique indépendante, localisée dans la partie nord-occidentale du continent Sud Américain (Pennington, 1981). Ce bloc est limité à l'Ouest par la fosse Équateur-Colombie et au Nord par la plaque Caraïbe. La limite orientale est constituée par le système de failles « Dolores – Guayaquil Megashear » (Fig. 2.5).

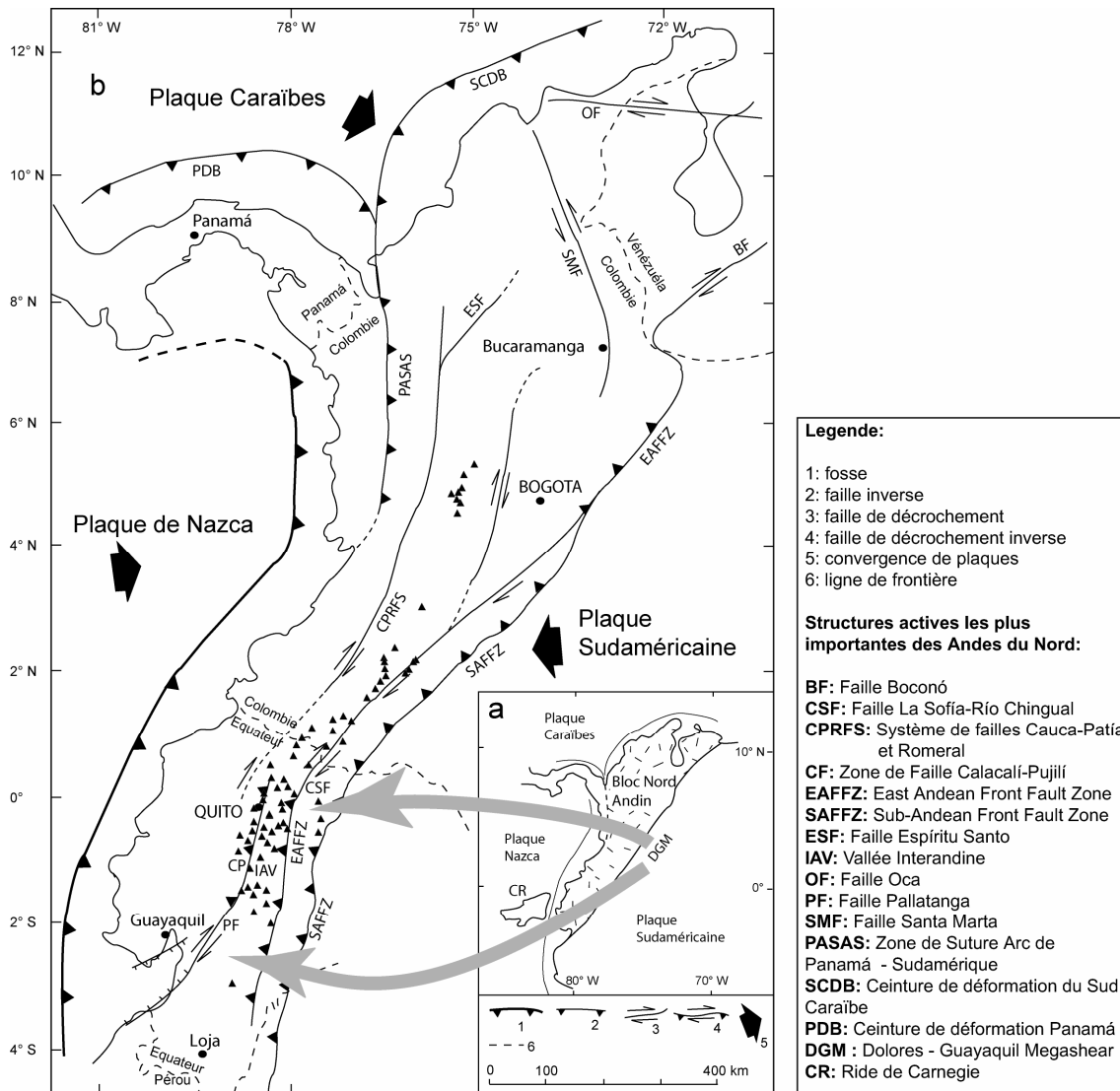


Figure 2.5. a. Situation géographique du Bloc Nord Andin par rapport à la Plaque Sud-américaine. b. Détail du système de failles qui limitent le Bloc Nord Andin.

Ce système est formé par une série de failles de décrochement dextre qui traversent les Andes équatoriennes de sud au nord : la Faille Pallatanga, les failles de la Vallée Interandine et la Faille Chingual – La Sofia (Lavenu *et al.*, 1993 ; Soulas *et al.*, 1991 ; Winter, 1990 ; Winter *et al.*, 1993). Ce système de failles se poursuit en Colombie avec « l'Eastern Andean Frontal Fault Zone » (Ego *et al.*, 1996 ; Pennington, 1981) qui continue au Venezuela avec la faille décrochante dextre de Boconó. Le Bloc Nord Andin se déplace vers le Nord-Est par rapport à la plaque sud-américaine avec une vitesse relative d'environ 8 mm/an (Trenkamp *et al.*, 2002). D'après Pennington (1981), le déplacement du bloc a été déclenché par l'entrée de la

ride de Carnegie en subduction. Le déplacement du bloc aurait provoqué ensuite l'ouverture du Golf de Guayaquil (Witt *et al.*, 2006). Ego *et al.* (1996) considèrent que ce bloc se déplace grâce à la compression produite par la convergence E-W de la plaque Nazca.

2.2 La Zone Volcanique Nord des Andes (NVZ)

Le volcanisme actif des Andes est divisé en quatre zones (Thorpe *et al.*, 1982), la zone volcanique nord (NVZ), la zone volcanique centrale (CVZ), la zone volcanique sud (SVZ) et la zone volcanique australe (AVZ) (Fig. 2.6).

La NVZ est située entre 5°N et 2°S, sur les territoires de la Colombie et de l'Équateur (Fig. 2.6). Cette zone a une extension totale de 750 km. La croûte atteint une altitude maximale comprise entre 4000 et 6000 m correspondant à une épaisseur de plus de 50 km en Équateur (Prévot *et al.*, 1996) et de 30 à 40 km en Colombie (Meissner *et al.*, 1976).

Dans la partie occidentale de l'Équateur la croûte est formée par des terrains allochtones d'origine océanique accrétés à la paléo-marge continentale à la fin du Crétacé (85-65 Ma) et à la fin de l'Eocène (58-38 Ma) (Aspden et Litherland, 1992 ; Bourgois *et al.*, 1986 ; Cosma *et al.*, 1998 ; Goosens et Rose, 1973 ; Lebrat *et al.*, 1987 ; Mamberti *et al.*, 2003 ; Reynaud *et al.*, 1999).

Par contre, dans la partie orientale du pays, la croûte est constituée de terrains métamorphiques paléozoïques et jurassiques (Aspden et Litherland, 1992 ; Litherland et Aspden, 1992 ; Litherland *et al.*, 1994 ; Spikings *et al.*, 2000 ; Spikings *et al.*, 2001 ; Spikings *et al.*, 2005).

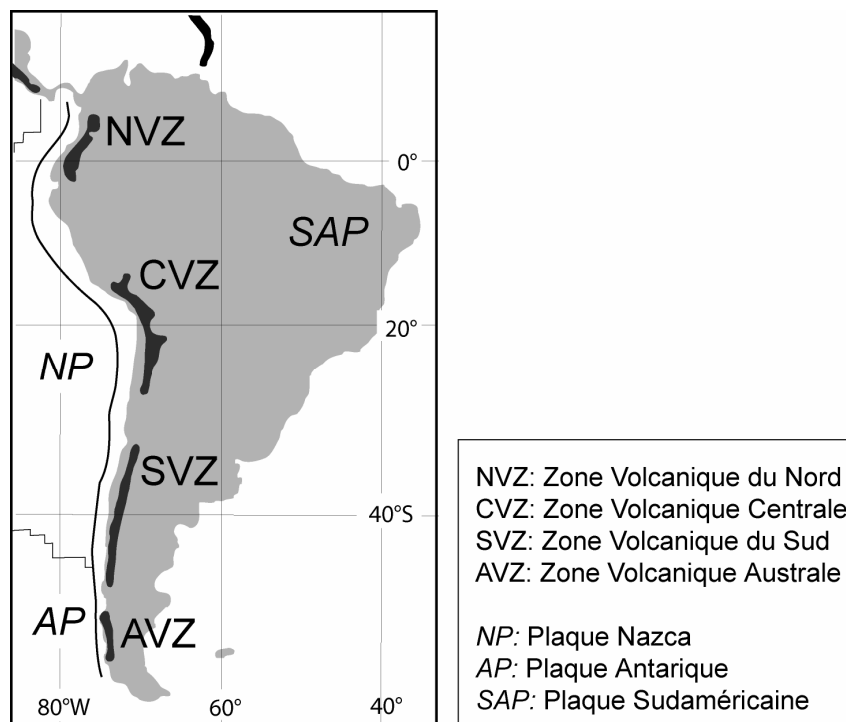


Figure 2.6. Zones volcaniques de l'Amérique du Sud (Thorpe *et al.*, 1982).

2.3 Les provinces géologiques de l'Équateur

L'Équateur peut être divisé en trois régions physiographiques qui correspondent aussi à trois provinces géologiques différentes: la côte Pacifique ou « Costa », la région andine ou « Sierra » et le bassin amazonien ou « Oriente » (Fig. 2.7).

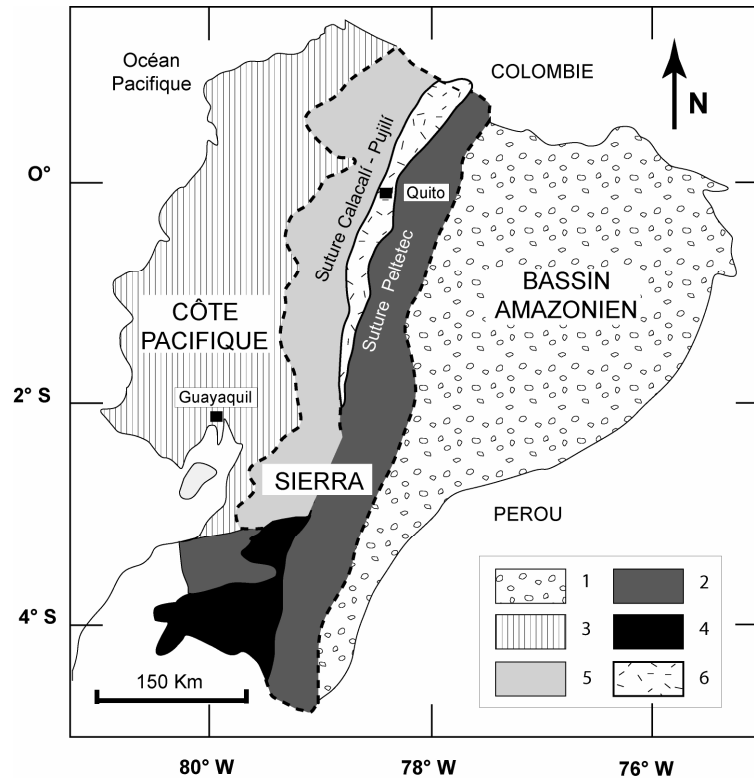


Figure 2.7. Régions Physiographiques de l'Équateur et principales unités géologiques. 1 = Bassin Amazonien ; 2 = Cordillère Orientale et Bloc Amotape - Tahuín ; 3 = Côte Pacifique ; 4 = Bassin d'Alamor - Lancones ; 5 = Cordillère Occidentale ; 6 = Vallée Interandine. D'après Aspden *et al.* (1992).

La Province de la côte Pacifique consiste en un soubassement composée de basaltes et de dolérites toléiitiques, initialement considéré comme un fragment de croûte océanique accréte au continent (Goosens et Rose, 1973 ; Lebrat *et al.*, 1987). Néanmoins, des nouvelles études géochimiques proposent que ce terrain correspond à un plateau océanique du Crétacé inférieur (Reynaud *et al.*, 1999). Ces terrains sont couverts localement par des arcs intra - océaniques et des dépôts volcano - sédimentaires issus de leur érosion (Lebrat *et al.*, 1987 ; Reynaud *et al.*, 1999). Des bassins avant arc éocènes et leur couverture sédimentaire recouvrent la plupart de la plaine côtière (Jaillard *et al.*, 1997 ; Jaillard *et al.*, 1996 ; Jaillard *et al.*, 2004 ; Toro et Jaillard, 2005).

La Province du Bassin amazonien consiste en un bassin sédimentaire riche en hydrocarbures. Ce bassin repose sur le socle cristallin du craton Amazonien.

En Équateur, la chaîne andine forme deux lignés parallèles : la Cordillère Occidentale et la Cordillère Royale ou Orientale. Ces deux alignements sont séparés par la Vallée Interandine. D'épaisses couches de dépôts volcaniques Plio-Quaternaires remplissent cette

vallée, masquant totalement le socle. Cependant des données gravimétriques (Feininger et Seguin, 1983) suggèrent une continuation du socle de la Cordillère Royale.

La *Cordillère Royale* est formée de ceintures métamorphiques sub-linéaires d'âge paléozoïque à mésozoïque. Des multiples intrusions granitiques de type S et I traversent ces roches, qui généralement sont couvertes par les dépôts volcaniques récents. Ce domaine constituait la marge continental active jusqu'à la fin du Jurassique (ca. 140 Ma) (Aspden *et al.*, 1992b ; Aspden *et al.*, 1992a ; Aspden et Litherland, 1992 ; Litherland et Aspden, 1992 ; Litherland *et al.*, 1994 ; Spikings *et al.*, 2000).

La *Cordillère Occidentale* est située entre la Province de la côte Pacifique et la Vallée Interandine. Cette cordillère est principalement constituée de terrains non - métamorphiques : basaltes de plateau océanique et roches ultrabasiqes, turbidites marines, séquence de basaltes et andésites d'arc insulaire, séquences de remplissage de turbidites et séquence des sédiments terrigènes. Ces unités sont traversées par des intrusions granitiques de type I (Hughes et Pilatasig, 2002 ; Jaillard *et al.*, 2004 ; Mamberti *et al.*, 2003 ; Toro et Jaillard, 2005). Cette cordillère est limitée à l'Est par la Zone de Faille Calacalí-Pujilí (active), qui se prolonge au Nord par la Faille Cauca-Patía, qui traverse toute la Colombie vers les Caraïbes (Aspden et Litherland, 1992).

2.4 L'Arc Volcanique Quaternaire équatorien

L'arc volcanique équatorien s'étend du nord au sud sur tout le pays (Barberi *et al.*, 1988 ; Hall, 1977 ; Hall et Beate, 1991), toutefois la partie active au Quaternaire se limite à la zone située au nord de 2°S. Il comprend au moins 60 volcans repartis sur 300 km de long (Fig. 2.8).

De grands strato-volcans d'affinité calco-alkaline, parmi lesquels au moins une trentaine ont eu une activité holocène, caractérisent le magmatisme quaternaire équatorien (Hall et Beate, 1991). Ces complexes volcaniques sont constitués de coulées, de dômes et de dépôts pyroclastiques dont les compositions vont d'andésites basiques à des rhyolites (Barberi *et al.*, 1988).

On considère généralement que les volcans de l'arc équatorien appartiennent à quatre domaines subparallèles: la Cordillère Occidentale (front volcanique), la Vallée Interandine, la Cordillère Orientale (ou Royale) et les volcans de l'Amazonie ou de l'arrière arc (Hall, 1977 ; Hall et Beate, 1991 ; Hall et Wood, 1985) (Fig. 2.9a). Toutefois, (Monzier *et al.*, 1999a) proposent un regroupement différent avec seulement trois alignements parallèles (le front volcanique, l'arc principal et l'arrière arc) et, à part, les volcans de Riobamba qui constituent la terminaison sud de la NVZ (Fig. 2.9b). Dans ce schéma, l'arc principal regroupe les volcans de la Vallée Interandine et ceux de la Cordillère Orientale de Hall et Beate (1991) tandis que l'individualisation du groupe volcanique de Riobamba est basée sur la nature basique des produits, par rapport à ceux des autres volcans équatoriens ou les produit peu différenciés sont très rares.

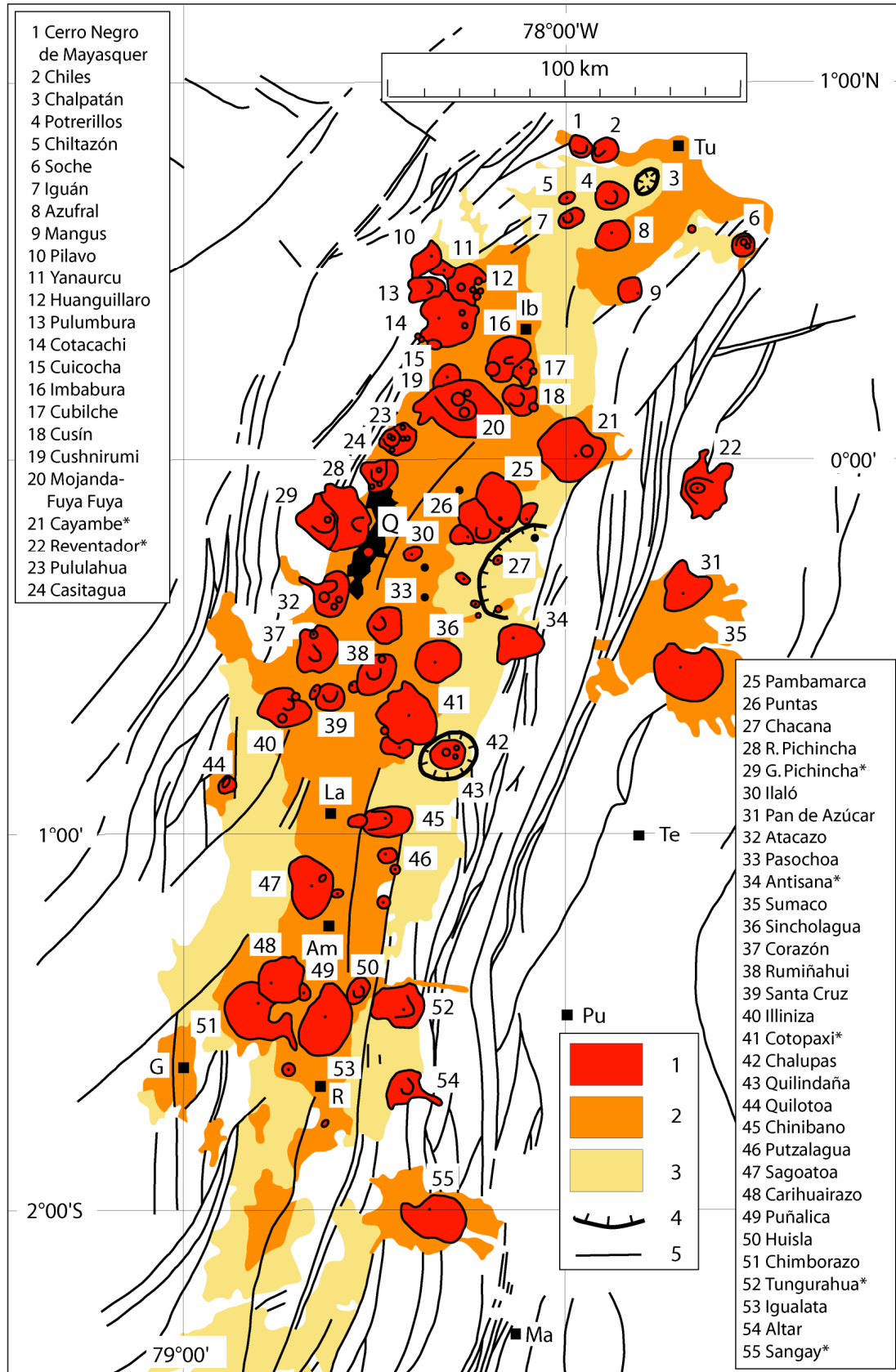


Figure 2.8. Principaux édifices volcaniques de l'arc équatorial (Hall et Beate, 1991). 1= édifices Quaternaires, 2= dépôts volcaniques proximaux, 3= dépôts volcaniques distaux.

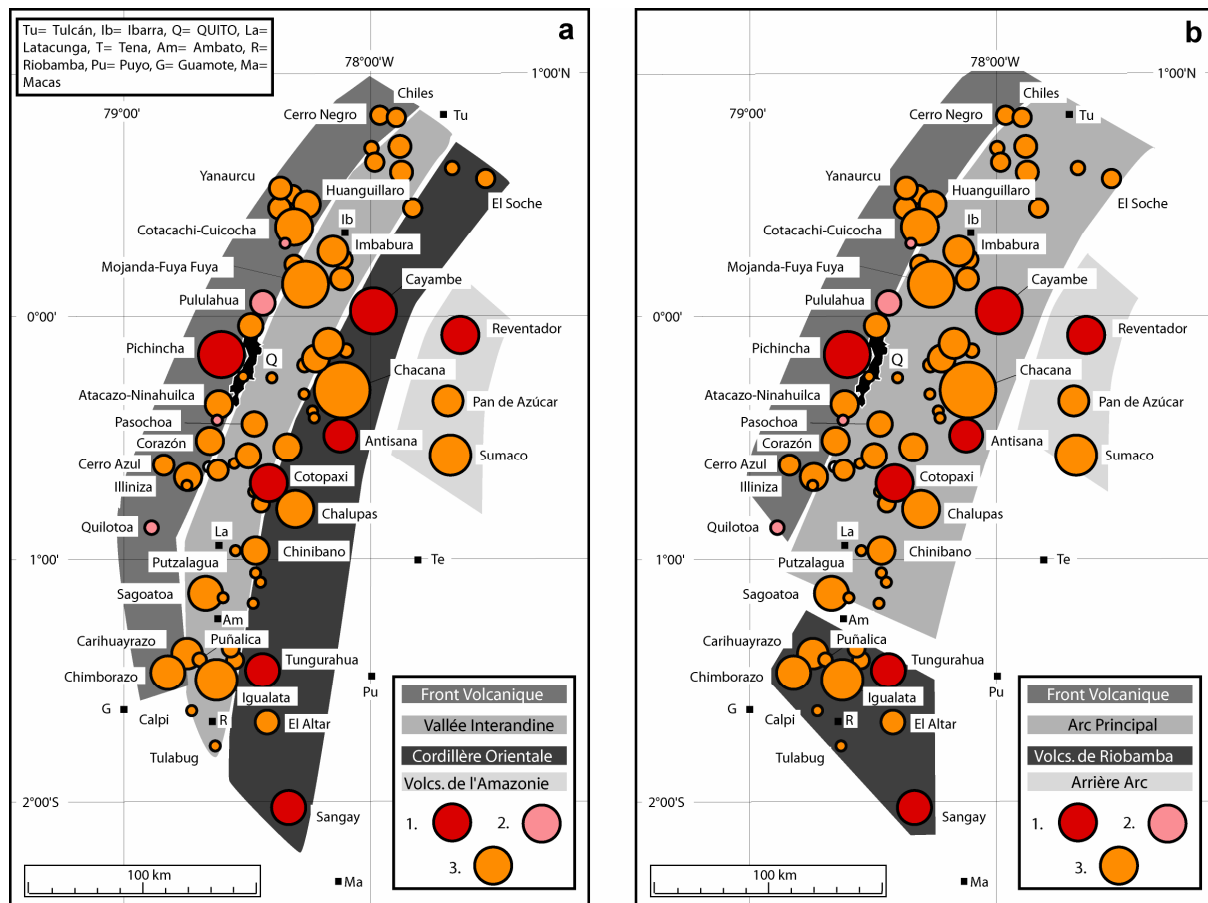


Figure 2.9. a Lignes volcaniques de l'Arc Equatorien selon Hall et Beate (1991). b. Groupes de volcans de l'Arc Equatorien selon Monzier *et al.* (1999a). 1= Volcans avec activité historique. 2= Volcans actifs depuis 3000 ans. 3= volcans plio-quadernaires.

2.4.1 Travaux récents

Lors des premières études géochimiques, (Barberi *et al.*, 1988 ; Monzier *et al.*, 1997b), ont considéré uniquement deux alignements, occidental et oriental, ignorant les volcans d'arrière arc, mal connus à l'époque. Sans surprise, à teneur en silice équivalente, les roches de l'alignement occidental montrent généralement des concentrations moindres en éléments à grand rayon ionique (LILE) et terres rares légères (LREE) que celles de l'alignement oriental.

Monzier *et al.* (1997) insistent surtout sur les très faibles concentrations en terres rares lourdes (HREE) et Y dans les roches volcaniques équatoriennes, une caractéristique typique des adakites.

Dans le cas de l'Équateur, Monzier *et al.* (1997), expliquent les adakites par la fusion de la croûte équatorienne (>50 km) et la stabilité du grenat et de l'amphibole à ces profondeurs, en accord avec le modèle proposé par Petford et Atherton, (1996) pour le Nord du Pérou. Au contraire Bourdon (1999), Samaniego (2001), Bourdon *et al.* (2002a ; 2002b ; 2003) et Samaniego *et al.* (2002, 2005), insistent sur le phénomène de fusion de la croûte océanique subductée pour expliquer les faibles concentrations en terres rares lourdes (HREE) et Y des magmas équatoriens. Ces dernières études sont ciblées sur les complexes volcaniques

de Pichincha, Antisana et Sumaco, localisés dans le front volcanique, l'arc principal et l'arrière arc respectivement (Bourdon *et al.*, 2003) ; ainsi que sur le volcan Cayambe, localisé dans l'arc principal (Samaniego *et al.*, 2005) et le volcan Mojanda dans le front volcanique (Robin *et al.*, in press.). Les derniers travaux de Bryant *et al.* (2006), proposent que les adakites équatoriennes sont en partie le résultat de la fusion de la croûte océanique subductée, mais surtout du fractionnement précoce de grenat à des grandes profondeurs.

D'autre part, Barragán *et al.* (1998) proposent que la composition chimique des laves de l'arc équatorien est contrôlée par la profondeur du plan de subduction. Leurs résultats sont basés sur une coupe géochimique transversale à l'arc, qui utilise la composition des produits des volcans Atacazo, Antisana et Sumaco. Ils concluent que l'apport de la plaque océanique subductée se fait uniquement par des fluides issus de sa déshydratation et non pas par des liquides issus de sa fusion partielle. L'apport des fluides hydratés est plus important sous le front volcanique et diminue progressivement vers l'arrière arc. La quantité des fluides libérés contrôle aussi le degré de fusion partielle du manteau hydraté, celui-ci étant plus élevé sous le front volcanique. Leurs données isotopiques indiquent que l'assimilation crustale ne dépasse jamais 15% pour les volcans étudiés. Récemment Hammersley et De Paolo (2002), sur la base des isotopes de l'oxygène, considèrent que la contamination crustale, bien que toujours faible (15-20 %), est plus importante dans la Cordillère Royale que dans la Cordillère Occidentale. Ces résultats sont en accord avec des travaux plus anciens (Harmon et Hoefs, 1984 ; James, 1984 ; James et Murcia, 1984) qui ont bien montré le rôle de la contamination crustale dans la genèse des volcanites de la CVZ, ainsi que la quasi-absence de ce processus pour la NVZ et la SVZ.

Quelques études de volcans individuels ont permis de diversifier les modèles de genèse des magmas dans l'arc équatorien. Ainsi, Kilian *et al.* (1995) proposent un modèle de mélange pour produire les volcanites du Complexe Volcanique Chimborazo, localisé au sud du pays. Pour ces auteurs, un mélange entre un magma issu de la fusion du manteau hydraté et des liquides issus de la fusion de la croûte inférieure, serait le responsable des caractéristiques géochimiques des produits de ce complexe. Pour le volcan Sangay, le volcan le plus au sud de la NVZ, Monzier *et al.* (1999b) proposent un modèle en plusieurs étapes : le magma serait issu de la fusion d'un manteau enrichi, métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation de la plaque océanique subductée, qui est ensuite stocké en base de croûte où des processus de type AFC se produisent. Il faut noter que ces deux complexes volcaniques font partie du groupe des Volcans de Riobamba (Monzier *et al.*, 1999a) et en conséquence les processus ici détaillés sont difficilement applicables au reste de l'arc équatorien. Plus récemment d'autres complexes volcaniques ont été étudiés : Tungurahua (Hall *et al.*, 1999) ; Mojanda-Fuya Fuya (Robin *et al.*, in press. ; Samaniego, 1997) ; Iliniza (Hidalgo, 2001 ; Hidalgo, 2002 ; Hidalgo *et al.*, 2006) ; Pululahua (Andrade, 2003), Almas Santas (Chemin, 2004) ; Pan de Azúcar (Hoffer, 2004). La plupart de ces études montrent qu'au sein d'un même édifice, l'affinité géochimique des laves a changé au cours du temps, passant de calco-alkaline à adakitique. Leurs conclusions supportent en règle générale plutôt les modèles petrogénétiques de Bourdon *et al.* (2003) et Samaniego *et al.* (2005), qui sur la base d'études pétrologiques,

isotopiques et chronologiques, proposent la fusion partielle de la plaque océanique subductée et la métasomatose de la péridotite mantellique par des magmas acides, comme le processus responsable de la genèse et des variations géochimiques des magmas dans l'arc équatorien. Pour ces auteurs, la fusion de la plaque subductée est possible grâce à la subduction de la ride de Carnegie, qui induit un changement des conditions thermodynamiques de la subduction équatorienne.

Des modèles basés sur la configuration de la subduction ont aussi été proposés. Ainsi, Gutscher *et al.* (2000) proposent un modèle d'évolution en trois étapes pour les zones de subduction avec une croûte océanique subductée en cours d'horizontalisation qui pourrait expliquer la genèse des adakites dans un contexte similaire à celui de l'Équateur. La première étape correspond à une zone de subduction "normale" avec un arc volcanique calco-alcalin qui se développe entre 100 et 150 km au-dessus d'une croûte océanique subductée à fort angle de plongement ($\sim 45^\circ$). En raison d'un changement dans la flottabilité de la plaque plongeante résultant de la présence d'un corps de faible densité comme un plateau océanique ou une ride asismique, la croûte océanique subductée commence à s'horizontaliser et l'arc volcanique s'élargit. Durant une période de transition qui peut durer quelques millions d'années, l'horizontalisation de la croûte océanique subductée se poursuit, tandis qu'une fusion partielle de celle-ci est rendue possible par les caractéristiques particulières des isothermes et des trajectoires de P-T-t impliquées par cette horizontalisation (deuxième étape). Au fait, la plaque océanique subductée serait durant une longue période dans un champ de température (700 – 800°C) et pression (0,25 GPa) où la fusion d'un basalte hydraté est possible (Martin, 1999). Enfin (troisième étape), une fois la croûte océanique subductée horizontale, la disparition totale du coin mantellique et le refroidissement de la croûte océanique subductée ne permettent plus la genèse de magmas, ni en provenance du manteau, ni en provenance de la croûte océanique subductée, et une lacune volcanique apparaît. Selon Gutscher *et al.* (2000) et Bourdon *et al.* (2002), la zone de subduction sous l'Équateur serait actuellement dans la deuxième étape de ce processus, c'est-à-dire en situation transitionnelle entre subduction « normale » et subduction horizontale « mure ». Cela expliquerait à la fois la largeur anormale de l'arc volcanique et l'empreinte adakitique omniprésente dans ses produits.

2.5 Objectifs de cette étude

La genèse d'adakites dans l'arc volcanique quaternaire équatorien a été démontrée depuis plusieurs années et ce, par de nombreux auteurs. Cette affinité adakitique est évidente, et se manifeste en particulier par un fort appauvrissement en HREE et en Y des laves équatoriennes par rapport aux magmas calco-alcalins classiques. La discussion ici, ne portera donc pas précisément sur la présence d'adakites mais plutôt sur le ou les mécanisme(s) de leur genèse. En effet, plusieurs processus magmatiques sont à même de produire les faibles teneurs en HREE et en Y des roches équatoriennes :

- Fusion des basaltes de la croûte océanique subductée ;
- Fusion de basaltes sous-plaqués en base d'une croûte continentale ;

- Fractionnement précoce à grande profondeur de grenat et d'amphibole dans un magma basaltique.

En conséquence les objectifs principaux de ce travail consisteront :

- à établir lequel ou lesquels de ces processus est ou sont capable(s) de rendre compte de la genèse et de l'évolution des magmas du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN), localisé dans le front volcanique équatorien ;
- à vérifier si, tel que pour d'autres complexes volcaniques, la composition géochimique des laves change au cours du temps, en présentant un caractère de plus en plus adakitique, le but étant de contraindre et de discuter et les raisons de ce changement.

Afin de répondre à ces deux objectifs une étude de terrain complète, ainsi qu'un échantillonnage minutieux, ont été réalisés dans le CVAN. Ceci au cours de trois missions de terrain d'une durée de 3 à 4 semaines chacune.

Différents types d'analyses ont été effectués sur plusieurs échantillons :

- Analyses chimiques de roche totale (éléments majeurs et en traces), analyses effectuées par Josephe Cotten à l'Université de Bretagne Occidentale ;
- Analyses chimiques des minéraux (éléments majeurs), analyses effectuées au laboratoire Magmas et Volcans ;
- Analyses isotopiques de roche totale (Sr, Nd et O). Les analyses des isotopes du Sr et du Nd ont été effectuées par Chantal Bosc au Laboratoire Magmas et Volcans. Les analyses du rapport isotopique de l'oxygène ont été réalisées au laboratoire des Isotopes Stables de l'Université de Saint Etienne, sous la direction de Marie-Christine Gerbe ;
- Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roches totales et minéraux séparés). Les analyses de l'argon ont été réalisées au laboratoire de Géochronologie de l'Université de Nice, sous la direction de Michel Fornari ;
- Datations ^{14}C (paléosols ou bois carbonisés). Ces datations ont été effectués par Joseph van der Plicht au Centre de Recherche Isotopique de l'Université de Groningen au Pays Bas.

Les données ainsi acquises seront utilisées afin de modéliser les différents processus pétrogénétiques et d'établir quelle a été leur participation relative dans la genèse et l'évolution des magmas du CVAN. L'ensemble des résultats sera alors replacé dans le contexte géodynamique global de la subduction équatorienne.

3 Géologie du CVAN

3.1 Cadre géologique local

3.1.1 Localisation géographique

Le Complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN) est situé dans la Cordillère Occidentale (Arc Frontal) de l'Équateur, à 10 km au sud-ouest de la ville de Quito (Fig. 3.1).

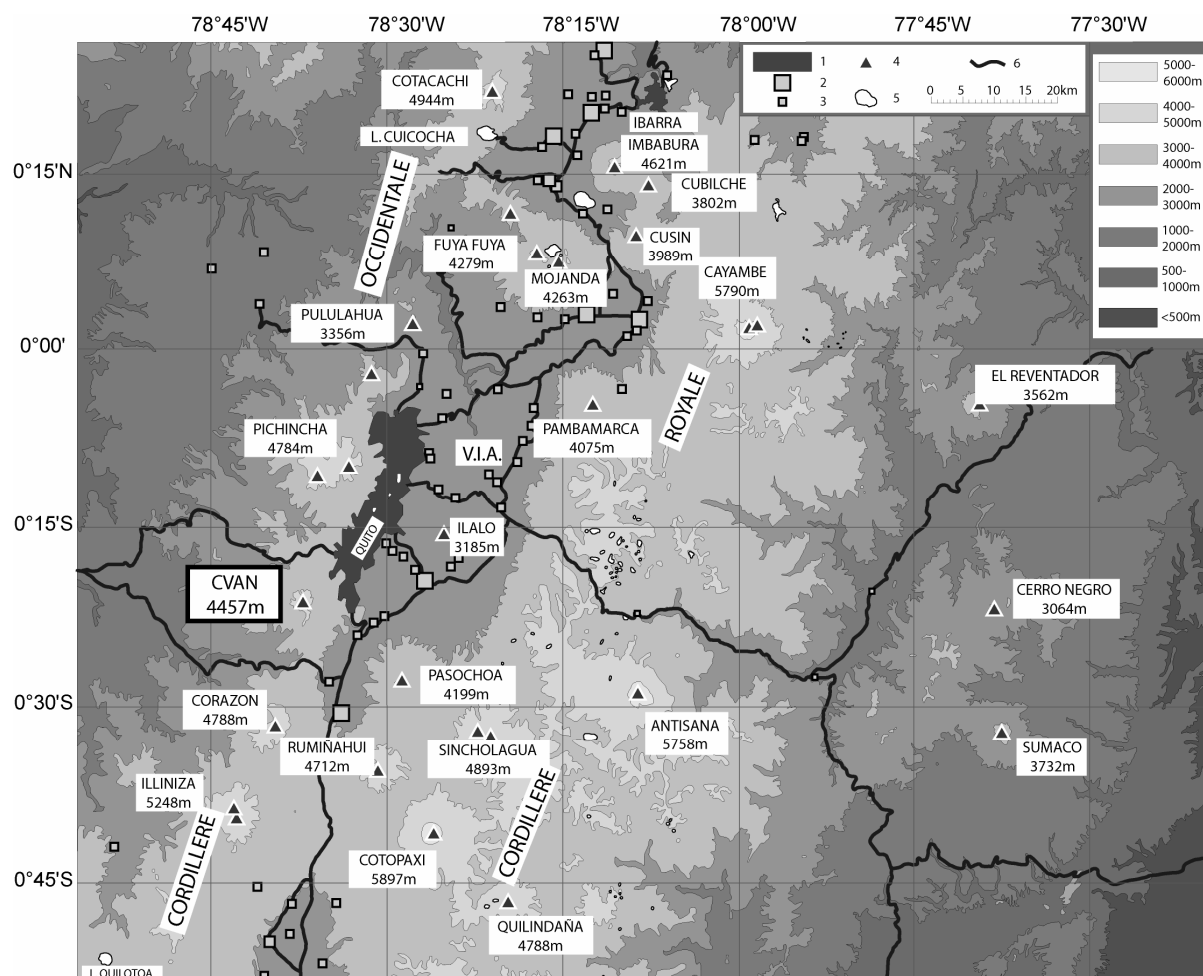


Figure 3.1. Localisation géographique du CVAN.

Ce complexe, de grande taille, est constitué de plusieurs édifices volcaniques et occupe une surface de 130 km². La partie occidentale du complexe est construite en contact discordant sur le socle de la Cordillère Occidentale, lequel est constitué d'une série d'écaillés tectoniques des unités d'âge crétacé Pallatanga, San Juan et Yunguilla. Dans la zone orientale, le socle est masqué dans toute la Vallée Interandine par l'épaisse couverture volcano-sédimentaire issue du volcanisme quaternaire.

3.1.2 Le socle

3.1.2.1 *Évolution de la Cordillère Occidentale*

Le socle de la Cordillère Occidentale est constitué de terrains anté-oligocènes accrétés à la paléo-marge continentale entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire inférieur (Aspden et Litherland, 1992 ; Bourgois *et al.*, 1990 ; Cosma *et al.*, 1998 ; Egüez *et al.*, 1997 ; Hughes et Pilatasig, 2002 ; Lebrat *et al.*, 1987 ; Mamberti *et al.*, 2003 ; Reynaud *et al.*, 1999 ; Spikings *et al.*, 2001 ; Wallrabbe-Adams, 1990). Ces terrains comprennent des basaltes océaniques inclus dans une séquence ophiolitique post-Aptien-Albien (Aspden et Litherland, 1992) nommée unité Pallatanga (ancienne Formation Piñón de la Sierra : (Baldock, 1982 ; BGS-CODIGEM, 1998). Des travaux plus récents basés sur des données géochimiques montrent que l'unité Pallatanga correspond à un plateau basaltique produit par l'activité d'un point chaud localisé au sud de celui des Galápagos (Cosma *et al.*, 1998 ; Reynaud *et al.*, 1999). Ce plateau océanique âgé d'environ 123 Ma (Cosma *et al.*, 1998), à croûte fortement épaissie mais moins dense que la croûte océanique sous-jacente, n'est pas entré en subduction et s'est accrété à la paléo-marge continentale il y a environ 80 Ma, au long de la Zone de Faille Pujilí (Aspden et Litherland, 1992 ; Reynaud *et al.*, 1999). Cet âge d'accrétion est suggéré par le réajustement des âges isotopiques, entre 85 et 65 Ma, des roches métamorphiques de la Cordillère Orientale. Ce réajustement résulte des contraintes tectoniques et du réchauffement associés aux processus d'accrétion en cours (Aspden et Litherland, 1992). Cette accrétion aurait aussi produit un soulèvement régional qui a permis le dépôt vers l'occident de l'unité Yunguilla (Maastrichtien), constituée de turbidites marines et argiles siliceuses (BGS-CODIGEM, 1998 ; Hughes et Pilatasig, 2002).

Après cette phase d'accrétion vers la fin du Crétacé (85-65 Ma), la subduction a repris au Paléocène, donnant un arc volcanique continental au Sud de 3°S et un arc insulaire au Nord de cette latitude. Les dépôts de l'arc continental sont connus sous le nom d'unité Sacapalca (Egüez et Poma, 2001) et ceux de l'arc insulaire correspondent à l'unité Macuchi (BGS-CODIGEM, 1998). Durant cette période, le groupe Angamarca constitué d'une séquence sédimentaire siliceuse-clastique s'est déposé dans le bras de mer séparant l'arc insulaire Macuchi de la marge continentale. Pendant l'Éocène moyen à supérieur, l'arc Macuchi s'est accrété de manière oblique, du Sud vers le Nord, à la marge continentale au long de la Zone de Cisaillement Chimbo-Toachi (Hughes et Pilatasig, 2002). Cette accrétion a entraîné la déformation du groupe Angamarca et de l'unité Yunguilla (BGS-CODIGEM, 1998).

Après la phase d'accrétion éocène, ou pendant cet événement, l'unité Arrayanes (turbidites et volcanites basiques) s'est déposée sur l'arc Macuchi (BGS-CODIGEM, 1998).

À l'Éocène supérieur, l'activité magmatique au sud de la cordillère a été caractérisée par un volcanisme d'affinité calco-alcaline dont les dépôts sont connus comme groupe Saraguro. L'activité volcanique de cet arc s'est arrêtée à la limite Oligocène-Miocène avec l'emplacement tardif de l'Ignimbrite de Jubones. Au Nord, l'unité Silante, une séquence

sédimentaire continentale, s'est déposée lors de l'activité volcanique du groupe Saraguro (BGS-CODIGEM, 1998).

L'activité au Miocène moyen à supérieur a été marquée par le volcanisme du groupe Zumbagua au Nord de la cordillère (BGS-CODIGEM, 1998). À la fin du Miocène, les principaux bassins inter-andins se sont formés (BGS-CODIGEM, 1998 ; Steinmann *et al.*, 1999).

Du Plio-Quaternaire à l'actuel, l'activité de l'arc volcanique continental a repris recouvrant toute la zone andine au Nord de 2,5°S. Un schéma stratigraphique simplifié est présenté dans la figure 3.2.

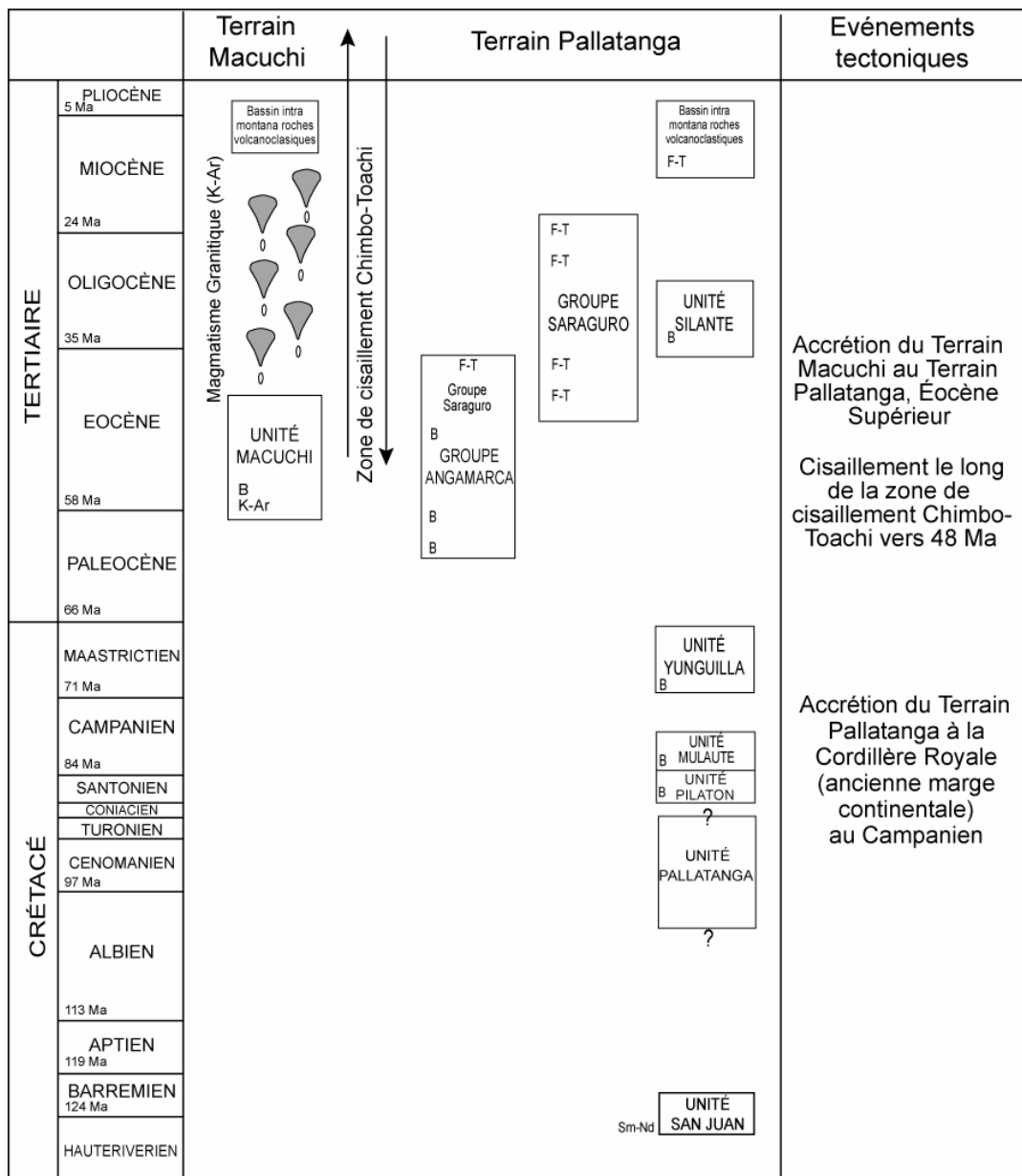


Figure 3.2. Stratigraphie simplifiée des terrains Pallatanga et Macuchi avec les événements tectoniques du Crétacé et du Tertiaire. B = âge bio-stratigraphique ; K – Ar = âge potassium-argon ; F-T = âge par traces de fission ; Sm – Nd = âge Samarium-Neodyme. Modifié à partir de Hughes et Pilatasig (2002).

3.1.2.2 Caractéristiques générales des unités géologiques sous le CVAN

Plusieurs unités lithostratigraphiques ont été cartographiées dans la zone d'étude (BGS-CODIGEM 1998). La figure 3.3 montre une carte simplifiée, extraite du travail de Hughes et Pilatasig (2002), avec les unités les plus importantes. Une description synthétique de leurs caractéristiques générales est proposée ci-après :

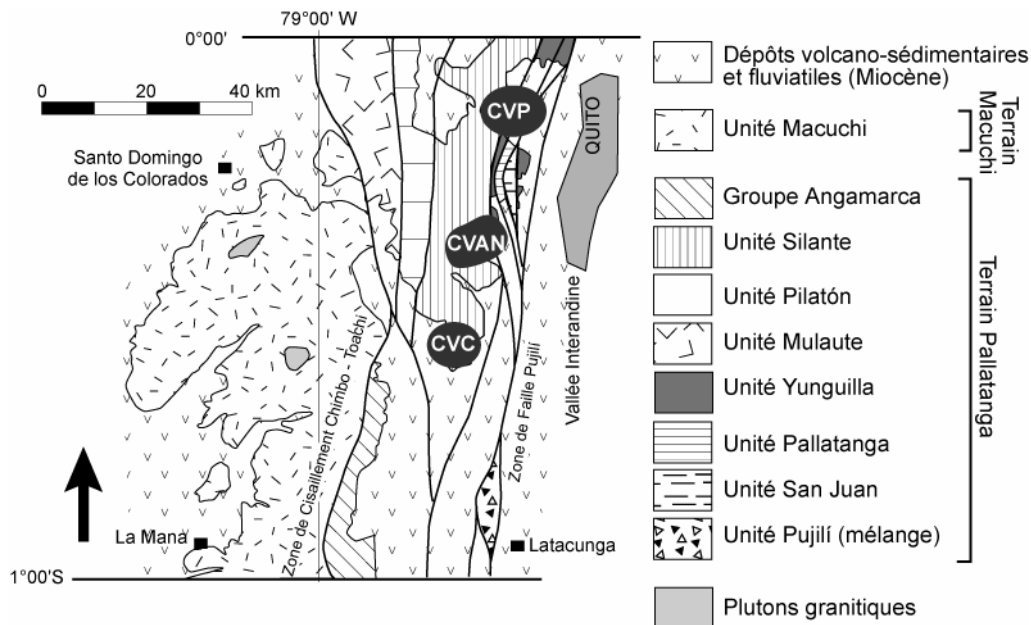


Figure 3.3. Carte géologique simplifiée de la Cordillère Occidentale entre 0° et 1°S. Modifié à partir de Hughes et Pilatasig, (2002). CVAN = Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca ; CVP = Complexe Volcanique Pichincha ; CVC = Complexe Volcanique Corazón.

L'unité Pallatanga

L'unité Pallatanga est constituée de laves basaltiques, basaltes en pillow, hyaloclastites, sédiments marins fins et localement de roches ultramafiques. Lebrat *et al.* (1987) ont attribué une composition de type MORB à ces basaltes. Néanmoins des travaux plus récents, basés sur des données géochimiques (Cosma *et al.*, 1998 ; Reynaud *et al.*, 1999), ont mis en évidence une affinité de plateau océanique pour cette unité. Lapiere *et al.* (2000) et Mamberti *et al.* (2003), ont suggéré que cette unité est constituée par deux plateaux océaniques d'âge et d'origine différentes. Cette hypothèse est supportée par des nouvelles données stratigraphiques (Toro et Jaillard, 2005) indiquant que l'unité Pallatanga peut être divisée en deux terrains : l'unité San Juan du Crétacé inférieur, accrétée à la marge vers 85-80 Ma ; et le terrain Guaranda du Crétacé supérieur, accrété vers 68-65 Ma (Jaillard *et al.*, 2004).

L'unité San Juan

L'unité San Juan est constituée de roches basiques et ultrabasiqes (péridotites serpentinisées, dolérites, anorthosites et gabbros). Trois associations magmatiques peuvent être reconnues dans cette unité : des gabbros isotropes à amphibole, des gabbros et péridotites

rubanés feldspathiques ou des gabbros et péridotites sans feldspath. Cette série représente, d'après Cosma *et al.* (1998), les termes profonds de la croûte d'un plateau océanique, dont les unités superficielles seraient représentées par les basaltes et dolérites de la formation Piñón de la côte équatorienne. Lapierre *et al.* (2000) reportent un âge Sm-Nd de 123 ± 12 Ma pour des gabbros de l'unité San Juan.

L'unité Yunguilla

L'unité Yunguilla est constituée de grès turbiditiques à grain fin, siltstones et mudstones. Ces caractéristiques indiquent une origine détritique par érosion d'un arc magmatique et des roches du socle continental (Toro et Jaillard, 2005). Cette unité repose sur les basaltes de l'unité Pallatanga. Un âge maastrichtien a été attribué à cette unité à partir des fossiles de foraminifères (BGS-CODIGEM, 1998 ; Faucher *et al.*, 1971).

L'unité Silante

C'est une séquence des sédiments terrestres dominée par des dépôts fluviaux et lacustres dérivés d'une source andésitique proximale. L'âge attribué à cette unité est Éocène supérieur à Oligocène Inférieur (BGS-CODIGEM, 1998). Elle s'est formée après l'accrétion du terrain Macuchi (Hughes et Pilatasig, 2002) et repose en contact discordant sur l'unité Yunguilla. Quelques âges K-Ar indiquent un âge de $51,5 \pm 2,5$ Ma à 40 ± 3 Ma (Van Thournout *et al.*, 1992 ; Wallrabbe-Adams, 1990).

L'unité Tandapi

Vers la limite occidentale de l'unité Silante, près du village de Tandapi, on trouve les *Tandapi Beds* (Kehrer et Van der Kaaden, 1979), qui ont été renommées ensuite unité Tandapi (Cosma *et al.*, 1998 ; Egüez, 1986 ; Reynaud *et al.*, 1999). Cette unité est une séquence d'andésites et des brèches andésitiques calco-alcalines. Les derniers travaux du BGS-CODIGEM (1998) leur attribuent une origine hydromagmatique lors de l'intrusion de magmas andésitiques dans les sédiments humides de l'unité Silante.

Intrusions miocènes

Plusieurs intrusions d'âge miocène ont été observées dans la Cordillère Occidentale. Leurs compositions correspondent à des gabbros, diorites, granodiorites et tonalites (Hughes et Pilatasig, 2002 ; Somers *et al.*, 2005). Ces intrusions ont été liées à l'arc calco-alcalin développé sur la marge continentale du fait de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Sudaméricaine (Egüez *et al.*, 1997). La datation de ces intrusions a permis de mettre en évidence trois phases d'intrusion magmatique : 23-25 Ma, 18-21 Ma et 9-12 Ma. Des études récentes confirment l'affinité calco-alcaline de ces roches et même une affinité adakitique pour quelques échantillons (Somers *et al.*, 2005).

La Cangahua

Le terme « cangahua » désigne des formations issues des retombées aériennes des volcans explosifs pendant une période de climat sec et froid. Ses dépôts couvrent la plupart

des Andes Équatoriennes entre 2°N et 2°S jusqu'à 3500 – 4000 m d'altitude. La cangahua apparaît sous la forme d'accumulation de cendres, lapillis et ponces remaniées par les vents dont les compositions chimiques sont équivalentes aux andésites acides et aux dacites (Vera et López, 1986). Un âge compris entre 200 000 ans et 10 000 ans lui est attribué en concordance avec le dernier grand épisode glaciaire (Clapperton, 1993).

Dans la zone d'étude, cette formation, affleure en forme d'une couche d'épaisseur variable composée des cendres fines de couleur ocre ou beige.

3.1.3 Les failles régionales et alignements locaux

La zone de faille Calacalí-Pujilí-Pallatanga (Aspden et Litherland, 1992 ; Hughes et Pilatasig, 2002), qui est la continuation au sud de la Faille Cauca-Patia en Colombie (Aspden et Litherland, 1992 ; Ego *et al.*, 1996 ; Soulas *et al.*, 1991), traverse la partie occidentale du CVAN (Fig. 3.3). Cependant, ces failles ainsi que plusieurs alignements de direction E-W et d'autres de direction N-S (subparallèles à la zone de faille Pujilí) ne semblent pas avoir joué un rôle important dans la localisation des événements volcaniques du complexe.

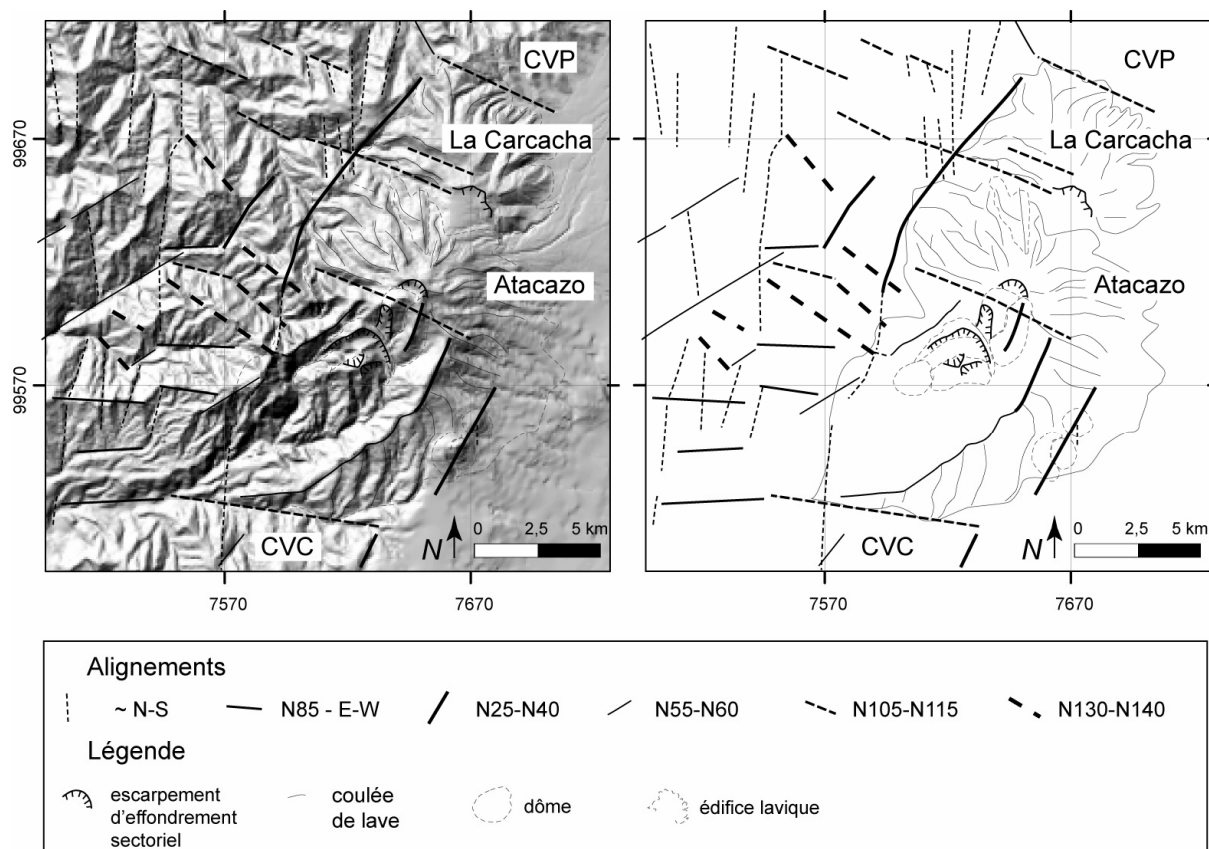


Figure 3.4. Principaux alignements de la zone d'étude. CVP= Complexe Volcanique Pichincha, CVC = Complexe Volcanique Corazón. Les coordonnées UTM correspondent à la zone 17.

Au contraire, quatre groupes d'alignements de direction WNW (N105-115), NNE-NE (N25-N40), NE-ENE (N55-N50) et SE (N130-N140) semblent contrôler quelques caractéristiques structurales de la zone d'étude. D'une part les alignements de direction WNW contrôlent de manière globale les limites des grands édifices volcaniques comme le Pichincha,

la Carcacha et le Corazón, ainsi que sommet de la Carcacha et l'effondrement sectoriel de l'Atacazo. D'autre part, les alignements de direction NNE et NE semblent avoir contrôlé la limite occidentale des édifices, la forme rectangulaire dans laquelle se sont disposées les coulées de laves de l'Atacazo ainsi que l'emplacement des dômes externes du côté sud oriental et le dôme Arenal I (Fig. 3.4).

3.1.4 Hydrographie

Le réseau hydrographique du complexe est typiquement circulaire, excepté du côté SW où les dômes intra caldeira ont compliqué la forme du réseau. Les *quebradas* (ravins) les plus importantes du côté nord occidental sont les *quebradas* El Arenal, Atacazo, La Plata, Cristal et Carcacha, qui déversent leurs eaux vers le *río* Saloya. Du côté est et sud-est, les *quebradas* San José, Monjas, Saguanchi, La Chorrera, El Belén, San Antonio, Miraflores et Parcayacu, sont employées pour l'irrigation des cultures installées sur les flancs de l'édifice volcanique et rejoignent leurs eaux au *río* San Pedro. Vers le sud-ouest, la *quebrada* Lagche ainsi que les *Ríos* Minashuilca Chico et Minashuilca Grande nourrissent les *ríos* Quitasol et Naranjal, principaux affluents du *río* Pilatón. Vers l'occident, les *quebradas* Illoatan et Santa Ana alimentent le *río* Pilatón. (Fig. 3.5).

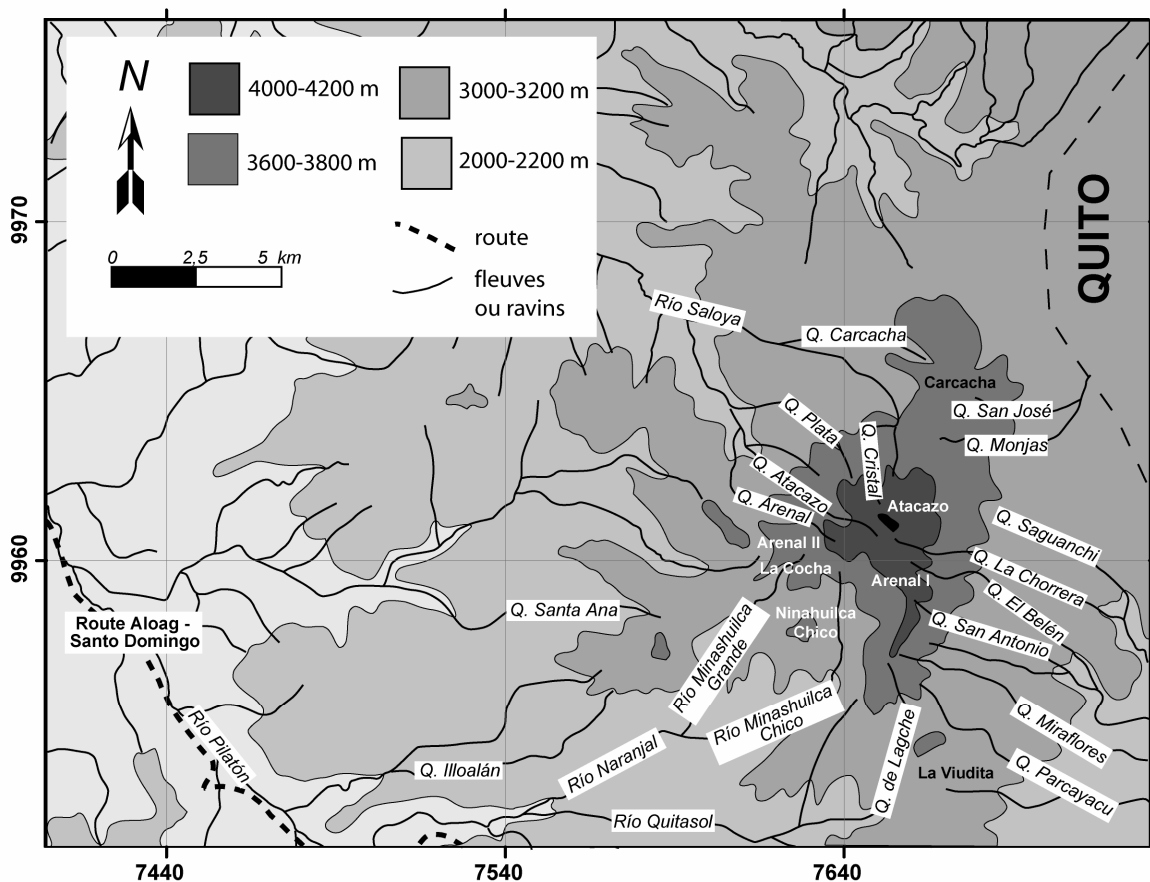


Figure 3.5. Réseau hydrographique du complexe Atacazo-Ninahuilca.

3.2 Unités volcaniques du Complexe Atacazo-Ninahuilca

Le CVAN est un volcan composite formé d'un ancien édifice (Carcacha), un édifice intermédiaire avec des dômes satellites associés (l'édifice de l'Atacazo et les dômes Arenal I, Omoturco, Cuscungo, La Viudita et Gallo Cantana) ; et un édifice récent constitué d'un groupe de dômes post-avalanche (Arenal II, La Cocha, Ninahuilca Chico I et II) (Fig. 3.6). En tout, on peut distinguer 11 édifices de différentes tailles dans ce grand complexe volcanique.

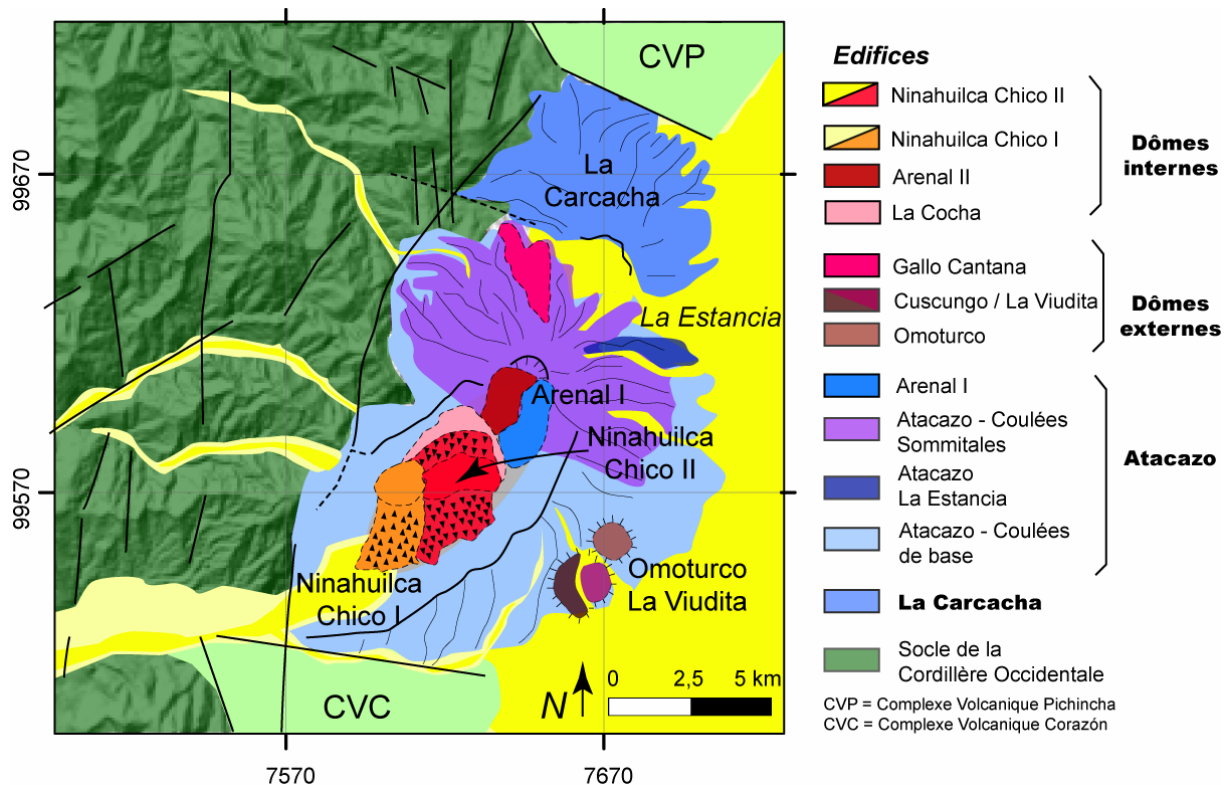


Figure 3.6. Édifices composant le complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca. Les coordonnées UTM correspondent à la zone 17. CVP = Complexe Volcanique Pichincha, CVC = Complexe Volcanique Corazón. En jaune sont représentées les aires couvertes par les dépôts pyroclastiques issus des deux dernières éruptions.

3.2.1 La Carcacha

La Carcacha est l'édifice le plus ancien du complexe. Il a une forme semi-circulaire avec un diamètre de base de 4,5 kilomètres.

Cet édifice, très érodé, est situé au nord de l'Atacazo proprement dit (Fig. 3.6). Il constitue un édifice indépendant, mais étant donné sa proximité de l'édifice principal, il est considéré comme faisant partie du complexe. Cet édifice est composé essentiellement de coulées de lave andésitique à deux pyroxènes et olivine qui sont disposées de manière radiale autour de deux sommets. Le plus élevé se trouve au sud et culmine à 3880 m d'altitude, tandis que le second se trouve à 1,5 km au nord du premier et atteint 3813 m. Le pendage des coulées entre 3200 et 3600 m est d'environ 17° tandis qu'à partir de 3600 m l'édifice devient plus plat avec des pentes de l'ordre de 6°. Toutes ces laves forment des planèzes produites

grâce à l'érosion. Seule l'activité de type effusive est rencontrée. Cela, peut être dû à l'intense érosion fluvio-glaciaire et à l'épaisse couche de Cangahua qui recouvre l'édifice. On considère cet édifice comme la partie la plus ancienne du complexe où aurait débuté l'activité magmatique avant une migration de l'événement vers le Sud, c'est à dire vers l'Atacazo proprement dit.

3.2.2 L'Atacazo

L'Atacazo proprement dit, a une forme elliptique. L'axe majeur, de direction NE-SO, atteint une longueur de 18 km et l'axe mineur a environ 12 km. Le sommet de cet édifice est une longue arête qui atteint 4455 m d'altitude (Fig. 3.6). Cet édifice, plus récent que la Carcacha, témoigne d'une histoire beaucoup plus riche et complexe. Globalement, c'est un édifice lavique qui s'est construit au moins dans trois périodes différentes d'émission : Les coulées basales, les coulées sommitales et l'Arenal I et la coulée de La Estancia. L'emplacement des laves les plus anciennes a été contrôlé par les alignements de direction N30 et N120. Ce contrôle tectonique a produit un édifice de forme rectangulaire, dont la forme ressemble à une caldeira d'avalanche. Néanmoins l'absence de dépôts associés à un tel événement empêche la validation de cette hypothèse. Du côté nord et sud de l'édifice, les coulées sommitales (avec une distribution radiale autour du sommet) et le dôme Arenal I reposent sur les coulées basales de l'Atacazo. Cet édifice présente au sommet un amphithéâtre semi-circulaire de 1 km de diamètre qui rappelle un cratère d'explosion. L'érosion glaciaire a joué un rôle important dans la morphologie de l'édifice. Vers le nord, de grandes vallées glaciaires en U jusqu'à 2 km de longueur et de quelques dizaines de mètres de profondeur ont été creusées lors de l'épisode glaciaire correspondant à 35 000 - 20 000 ans BP. Les parois de ces vallées sont constituées par les coulées de laves sommitales, ainsi leur inversion de relief est clairement mise en évidence.

3.2.2.1 Les coulées de base de l'Atacazo

Ce sont des coulées de lave andésitique à deux pyroxènes. Elles affleurent sur le flanc sud du massif entre la *quebrada* Honda et la *quebrada* Miraflores, le long du *rio* Quitasol. Au Nord-Ouest, ces laves affleurent au Sud de la *quebrada* El Arenal, à partir de 2800 m d'altitude. Entre 3400 et 3000 m d'altitude, ces coulées présentent des pentes d'environ 15°. Entre 3200 et 2800 m d'altitude, où elles commencent à affleurer, elles ont un pendage qui varie entre 20 et 30°. L'épaisseur totale de ces laves est d'environ 600 m (Maruri, 1994).

3.2.2.2 Les coulées sommitales de l'Atacazo

Les coulées sommitales affleurent dans le Nord et le Nord-Est du massif à partir de 3200 et 3400 m. Du côté occidental, on les trouve à partir de 3600 m. Au Sud et Sud Est, ces coulées n'affleurent plus, la plus méridionale étant celle de San Francisco El Picacho. Ces laves présentent une distribution radiale autour du sommet. Leur pendage varie entre 7 et 12°. Il s'agit d'andésites à deux pyroxènes. Un cratère semi-circulaire d'un kilomètre de diamètre

recoupe ces laves. La formation de ce cratère pourrait être une éruption majeure qui aurait probablement aussi déclenché un effondrement partiel de l'édifice vers le SW.

3.2.2.3 *Le Dôme Arenal I*

L'Arenal I (4384 m) est un dôme associé à l'emplacement des coulées sommitales. Il a grandi dans l'extension sud du cratère d'explosion de l'Atacazo. Il possède une forme allongée en direction NNE-SSW, avec une longueur de 2,5 km et une largeur de 1,5 km. La hauteur de ce dôme est de 800 m. Les pentes de cet édifice sont de l'ordre de 23°. Maruri (1994), considère que ce dôme a été mis en place à la fin de l'activité pyroclastique qui a produit le premier niveau de téphra (N1) décrit par Almeida (1996). Néanmoins, vu la différence pétrographique et de composition chimique entre les roches du dôme et les ponces du niveau N1, ces deux événements ne semblent pas être liés.

3.2.2.4 *La coulée de lave de La Estancia*

Cette coulée affleure du côté oriental de l'édifice (Fig. 3.6). Elle fait environ 4 km de longueur par 1 km de largeur. Elle est en contact discordant avec les coulées sommitales. Sa pente est faible, vers l'édifice elle atteint un maximum de 10°, et vers la vallée interandine, elle devient quasi horizontale, formant une planèze. Elle a une épaisseur d'environ 30 m. Cette coulée est constituée d'une andésite basique gris foncé contenant deux pyroxènes.

3.2.3 Les dômes externes

Parmi les dômes externes, on trouve un ensemble composé de trois dômes du côté sud-occidental (La Viudita, Omoturco et Cuscungo), et un dôme isolé du côté nord de l'édifice : Le Gallo Cantana (Fig. 3.6). Ces édifices ne présentent pas de dépôts pyroclastiques associés à leur activité. Néanmoins au pied du Gallo Cantana, affleure un dépôt de type « blocs et cendres » (block and ash) qui est lié aux effondrements gravitaires consécutifs de l'édifice.

3.2.3.1 *Les dômes externes du Sud-Est*

Les dômes : Omoturco, Cuscungo et La Viudita affleurent sur le côté SE de l'Atacazo (Fig. 3.7). L'Omoturco (3569 m) semble le dôme le plus ancien de cet ensemble car il a une forme circulaire typique (diamètre de base : ~1 km) mais un sommet parfaitement horizontal. Les pentes de ses flancs varient entre 6 et 10° entre 3200 et 3400 m. Par contre La Viudita (3786 m ; diamètre de base : ~2 km) est un dôme avec une morphologie conique probablement plus jeune que l'Omoturco. Il se trouve emboîté dans les parois d'un édifice plus ancien, le dôme Cuscungo (3620 m). Les pentes de La Viudita vont de 4° dans la partie la plus basse, entre 3200 et 3400 m, à 27° aux alentours du sommet. Pour le Cuscungo, la pente est d'environ 17° dans le flanc restant du dôme. Les laves des deux derniers édifices correspondent à des dacites contenant de l'amphibole et du quartz.



Figure 3.7. Photographie des dômes externes du flanc sud-oriental de l'Atacazo et des dômes internes. Vue aérienne du sud-est de l'édifice (photo Michel Monzier, 2004).

3.2.3.2 *Le dôme Gallo Cantana*

Ce dôme localisé au côté nord de l'édifice atteint une altitude de 4119 m (Fig. 3.8). Il présente un dépôt de type « block and ash » sur son pied nord, qui atteste au moins d'une période d'activité éruptive de ce centre d'émission. Ce dôme possède une forme particulière type dôme-coulée, allongée en direction N-S. Les pentes les plus fortes (22°) se trouvent dans la partie sud du dôme. Cependant, son écoulement prend une direction nord avec des pentes plus faibles, d'environ 17° . Les laves sont des dacites très homogènes riches en amphibole. Des cônes de déjection formés par la chute de blocs se trouvent au pied du dôme.



Figure 3.8. Dôme Gallo Cantana. Vue du sud.

3.2.4 Les dômes internes

Cet ensemble de dômes est le plus important du complexe car c'est le plus jeune et qu'il présente d'impressionnants dépôts pyroclastiques associés à son activité. Ces dômes, au nombre de quatre (chronologiquement : La Cocha, Arenal II, Ninahuilca Chico I, Ninahuilca Chico II), constituent à chaque fois les étapes finales d'une période éruptive explosive. Ils se trouvent tous à l'intérieur de l'ancien édifice de l'Atacazo, à l'occident du cratère sommital (Fig. 3.9). Almeida (1996) a associé à ces dômes des périodes éruptives qui vont de N1 pour la plus ancienne à N6 pour la plus récente. Les analyses chimiques de roche totale (cf. chapitre 5) ont permis de corréliser les dômes aux différents dépôts pyroclastiques. Seule la section SA-67 montre les six dépôts de retombée. Seuls les deux derniers dépôts montrent une distribution régionale. Les dépôts de retombée et d'écoulements pyroclastiques produits lors de l'activité des dômes internes ont recouvert une grande partie de la Vallée du *río* Naranjal, du côté SW, ainsi qu'une bonne partie de la plaine interandine du côté oriental du volcan. Les meilleures sections stratigraphiques affleurent dans la région occidentale du complexe. Leur corrélation est présentée dans la figure 3.10.



Figure 3.9. Photographie des dômes Internes. Vue de la partie occidentale du complexe (photo M.Monzier, 2004).

3.2.4.1 Caractéristiques générales du niveau N1

Cette période éruptive est représentée par un dépôt de 30 cm d'épaisseur (section SA-67, Fig. 3.10) constitué de cendres fines couleur ocre et de ponces fines légèrement oxydées. Ce dépôt a été en partie pédogénisé, ce qui rend souvent difficile la reconnaissance de ce niveau sur le terrain. Le volume des dépôts et la magnitude de cette période éruptive restent inconnus du fait de la rareté des affleurements. Contrairement à l'idée d'Almeida (1996) selon laquelle ce niveau serait lié à l'activité d'un des dômes post-avalanche, il serait possible que

ce dépôt soit le résultat de l'éruption qui a formé le cratère d'explosion qui coupe les laves sommitales de l'Atacazo. Néanmoins cette hypothèse est difficile à confirmer. Sur ce niveau repose une couche de 15 cm d'épaisseur des cendres oxydées de grain moyen provenant du Complexe Volcanique de Pichincha, localisé 30 km au nord.

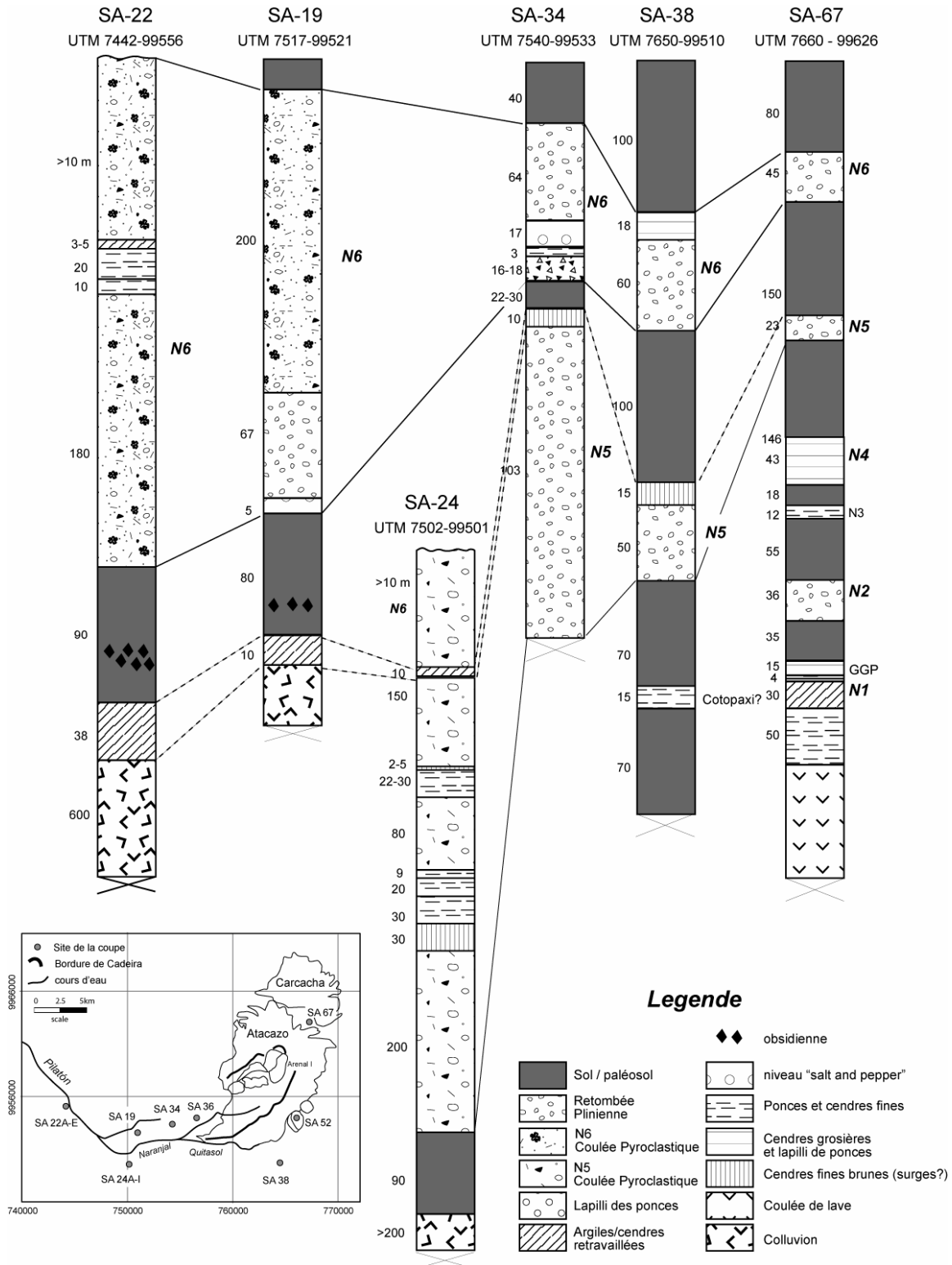


Figure 3.10. Corrélation des six principales sections stratigraphiques du CVAN. La localisation de toutes les sections est montrée dans le cadre en bas à gauche. D'après Hidalgo *et al.* soumis au JVGR.

3.2.4.2 La Cocha (N2 et N3)

Le dôme La Cocha s'est mis en place à quelques centaines de mètres vers le NE du dôme Arenal I.

Les restes de ce dôme affleurent juste au pied SW du dôme l'Arenal II. Son sommet atteint 3798 m, avec une hauteur de presque 400 m. Ses pentes sont en général de 20 à 25°, mais du côté sud on trouve un grand escarpement circulaire avec une pente de 40 à 50°. Cet escarpement pourrait correspondre à un cratère d'explosion. Ce dôme a dû avoir une forme circulaire typique et son reste présente aujourd'hui une forme de « croissant » avec un diamètre de base de ~3 km.

3.2.4.3 Le dépôt N2

N2 est un niveau de cendres probablement associé à l'emplacement du Dôme La Cocha. C'est une retombée plinienne de 36 cm d'épaisseur composée de ponces jaunes-oranges oxydées et des lithiques andésitiques hydrothermalisés. La matrice du dépôt est à grain fin, constituée de cristaux de plagioclase, de ponces fines, de lithiques et de verre. Un sol de 55 cm d'épaisseur affleure sur ce dépôt, indiquant une période de repos après cette activité (section SA-67, Fig. 3.10). Par corrélation avec des téphra provenant du volcan Pululahuá, datées par Hall et Mothes (1994) à 11940 a BP, Almeida (1996) estime que la période éruptive N2 a eu lieu avant cet âge.

3.2.4.4 Le dépôt N3

Ce niveau de téphra est issu de la deuxième période d'activité explosive du Dôme La Cocha. Il semble que cette activité ait déclenché l'effondrement du flanc du dôme représenté par l'escarpement mentionné auparavant. Ce niveau est une retombée de cendres qui fait 12 cm d'épaisseur dans la coupe SA-67 (Fig. 3.10). Cette couche contient des ponces blanches / jaunes jusqu'à 1 cm de diamètre et des lithiques andésitiques hydrothermalisés. La matrice est constituée de cendres fines, de lithiques et cristaux de plagioclase oxydes ainsi que d'amphiboles. Le paléosol de 18 cm d'épaisseur, sus-jacent à ce niveau, a été daté par la méthode ^{14}C à 8860 ± 70 aBP.

3.2.4.5 L'Arenal II (N4)

L'Arenal II (4280 m) est un édifice situé au Nord de l'Arenal I. Il a grandi accroché aux parois internes formées par les coulées basales de l'Atacazo et coupe le cratère d'explosion des coulées sommitales. C'est un dôme de grandes dimensions, présentant une forme pseudo-elliptique avec un diamètre majeur en direction NE-SW de 1,8 km et un diamètre mineur de 1 km en direction NW-SE. Il a une hauteur total de 700 m. Cet édifice présente des pentes entre 25 et 30°. Il semble aussi avoir souffert d'un événement de déstabilisation à la base de l'édifice du côté SW.

Les dépôts associés à l'activité de cet édifice correspondent au niveau de téphra N4 décrit par Almeida (1996).

3.2.4.6 *Le dépôt N4*

N4 est un niveau de téphra qui fait 43 cm d'épaisseur (section SA-67). Il présente une coloration gris / verte. Les cendres grossières qui forment ce dépôt sont constituées de cristaux de plagioclase, de lithiques et des ponces de 1-2 mm de diamètre. Le dépôt est recouvert par une couche de cendres très fines, de 146 cm d'épaisseur, qui a été partiellement transformée en sol (section SA-67, Fig. 3.10). Du matériel carbonisé se trouvant à l'intérieur du dépôt a été daté par Almeida (1996) à 5440 ± 111 aBP.

3.2.4.7 *Ninahuilca I (N5)*

Cette période d'activité est peut-être une des plus violentes que ce complexe de dômes ait produit. On associe à celui-ci la construction, à 2,5 km au SW du dôme La Cocha, d'un dôme circulaire de 1,5 km de diamètre, le Ninahuilca I. Ce dôme présente un cône de déjection à son pied sud. L'édifice atteint une altitude de 3256 m, avec une hauteur de 400 m. Les pentes sont très fortes d'environ 28° . Le cône de déjection fait une longueur totale de 2 km. Un épais niveau de téphra, dénommé N5 par Almeida (1996), ainsi que d'épaisses coulées pyroclastiques sont associées à l'activité de ce dôme.

Retombée Plinienne

Dans la coupe SA-67 (Fig. 3.10), où toutes les retombées affleurent (N1-N6), la retombée N5 fait une épaisseur de 23 cm. C'est un dépôt bien trié, composé de ponces subanguleuses, jaunes de 2-4 cm de diamètre ; des lithiques anguleux de couleur gris et quelques lithiques hydrothermalisés (1-2 cm). La matrice qui représente 20 % du dépôt est constituée des cendres grossières (plagioclase, amphibole et verre). Dans les coupes SA-34 (Fig. 3.11) et SA-38 (Fig. 3.10), ce niveau atteint des épaisseurs de 103 et 50 cm respectivement.



Figure 3.11. Photographie de la section SA-34, niveaux des retombées pliniennes N5 et N6.

Dans la coupe SA-34, figure 3.4 ; (dans l'axe de dispersion) cette couche montre un granoclassement inverse qui évolue à normal vers le haut du dépôt. Ici les ponces atteignent un diamètre maximal de 7 cm, avec une moyenne de 3-4 cm. Des lithiques andésitiques et dacitiques plus ou moins hydrothermalisés sont présents dans ce niveau (30%). Ils font en moyenne 2-3 cm de diamètre. Dans cette coupe (SA-34), la couche N5 est recouverte par une coulée de cendres de 10 cm d'épaisseur et un paléosol d'épaisseur variable (22-60 cm). L'âge maximal de cette période éruptive a été obtenu grâce à la datation, par la méthode ^{14}C , du sol qui apparaît en dessous de ce niveau affleurant dans la section SA-38 (4600 ± 40 aBP), au sud de la zone d'étude, dans la route Aloag-Santo Domingo (Fig. 3.10).

Volume du dépôt

Quelques épaisseurs du dépôt de la retombée ont pu être mesurés sur le terrain (Tableau 1, Annexe I). Ces données permettent de tracer au moins trois isopaques (100-80-60 cm) et les isoplètes des ponces et des lithiques pour ce niveau de retombée (Figs. 1,2 et 3 ; Annexe I). Bien sûr l'estimation du volume à partir de ces données reste peu précise. L'épaisseur totale à la source (211 cm) a été obtenue à partir de l'extrapolation de la courbe d'épaisseur dans le diagramme $\ln(\text{épaisseur})$ vs. $\text{Aire}^{1/2}$ (Fig. 4a ; Annexe I). Les paramètres utilisés dans le calcul sont présentés dans le Tableau 3 (Annexe I). D'après la formule de Pyle (1989) le volume total de cette retombée plinienne peut atteindre $1,73 \text{ km}^3$, tandis que d'après la formule de Legros (2000) le volume varie en fonction de l'isopaque utilisé dans le calcul entre $0,82$ et $1,41 \text{ km}^3$. Dans cette dernière méthode, le volume calculé est le volume minimal et le volume le plus proche du volume réel correspond à celui obtenu pour l'isopaque de moindre épaisseur. Ainsi, pour cette méthode, le volume de $1,41 \text{ km}^3$ est préféré à celui de $0,82 \text{ km}^3$ et globalement le volume calculé par la méthode Pyle (1989) est préféré. Almeida (1996) a estimé une hauteur du panache éruptif de 35 km, en accord avec notre estimation, réalisée à partir du paramètre bc (Pyle, 1989) de 36 km. Ces deux estimations indiquent un VEI (Volcanic Explosivity Index, Newhall et Self, (1982)) de 5 pour cette période éruptive.

Coulée Pyroclastique associée

La coulée pyroclastique associée à cette période d'activité affleure dans les *quebradas* de l'édifice de l'Atacazo et tout au long des vallées sud-occidentales formées par les fleuves Quitasol, Naranjal et Pilatón (cf. Fig. 3.5). Dans les *quebradas* orientales le dépôt atteint entre 1 et 10 m d'épaisseur. Par contre, dans les vallées SW, le dépôt affleure le long de la route Aloag-Tandapi, jusqu'à 120 m au-dessus du fond topographique actuel. Le dépôt, de couleur gris, peut être classé comme une coulée à cendres et ponces, car il présente 75% de matrice. Celle-ci est composée par cendres grossières (verre, ponces écrasées, lithiques dacitiques, cristaux de plagioclase, amphibole, quartz et oxydes). Des ponces, ainsi que des lithiques andésitiques et dacitiques sont présents dans le dépôt (25%). Le diamètre moyen des ponces est de 8 cm tandis que le maximal peut atteindre jusqu'à 25 cm. Un des meilleurs affleurements de ce dépôt est localisé près du village de Tandapi (Section SA-24, Fig. 3.10). Ici le dépôt présente une stratification grossière avec des fines couches de cendres et lentilles

de ponces très arrondies. Deux morceaux de bois carbonisé trouvés dans ce dépôt ont été datés par la méthode ^{14}C . La moyenne de ces deux datations est de 4400 ± 35 aBP.

3.2.4.8 Ninahuilca II (N6)

La dernière période d'activité du CVAN est représentée par la mise en place du dôme Ninahuilca Chico II, un édifice allongé selon un axe NE-SO qui atteint 3834 m d'altitude avec une base de 2,5 par 1,5 km de longueur. Ce dôme présente une morphologie très jeune et instable avec de grandes quantités d'éboulis à son pied sud. Un niveau de téphra largement distribué (N6) et des coulées pyroclastiques de grande épaisseur sont associés à l'activité de ce dôme. Les dépôts produits durant cette période d'activité sont les mieux conservés dans le registre stratigraphique.

Retombée Plinienne

La retombée plinienne produite au cours de cette période d'activité a laissé un dépôt de 45 cm d'épaisseur dans la coupe SA-67 (Fig. 3.10). C'est un dépôt bien trié, composé des ponces blanches (2-3 cm de diamètre) et lithiques hydrothermalisés. La matrice est constituée des cendres grossières (verre et cristaux de plagioclase et d'amphibole). Un affleurement localisé à 5 km de distance de l'événement, dans l'axe de dispersion (Canchacoto, Section SA-36, Fig. 3.12) atteint une épaisseur de 138 cm. Là, une séquence éruptive complète de cet événement a été enregistrée. La séquence commence par 30 cm de couches fines de ségrégation minérale (« poivre et sel »), suivies de 60 cm de cendres fines, d'un niveau riche en lithiques (2-3 cm), de 23 cm de cendres grossières à fines, de 10 cm de lapilli de ponces, et au sommet du dépôt, de 13 cm de cendres dont la taille de grain diminue progressivement vers le haut (granoclassement normal). À cet emplacement, la retombée plinienne est recouverte par la coulée pyroclastique associée (65 cm) et le sol actuel (70 cm).

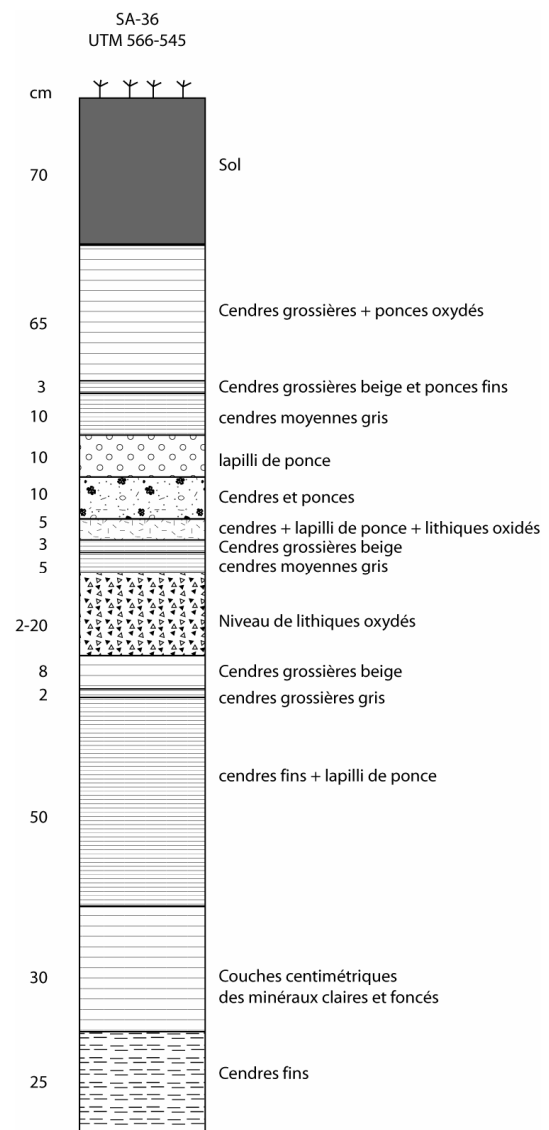


Figure 3.12. Section SA-36. Détail du dépôt de retombée plinienne N6.

Volume du dépôt

Grâce aux données d'épaisseur de la retombée plinienne associée à cette période éruptive, il est possible d'estimer un volume minimal pour ce dépôt. Nos nouvelles données ont été de grande utilité pour compléter les isopaques et les isoplètes d'Almeida (1996). Toutes les données d'épaisseur sont présentées dans le Tableau 5 de l'Annexe I.

Les aires (approximatives) des isopaques de 120 cm à 20 cm (100-80-60-40-20) ont été déterminées (Fig. 5 et Tableau 6 ; Annexe I). Le Tableau 7 (Annexe I) indique les données introduites dans le calcul et les résultats. Les paramètres *bt* and *bc* (Pyle, 1989) ont été obtenus à partir des graphiques *ln (épaisseur) vs Aire^{1/2}* et *diamètre de ponces vs Aire^{1/2}* (Fig. 8 ; Annexe I). *bt* et *bc* sont respectivement 13,4 km et 5,98 km, donnant un rapport *bt/bc* de 2,24, ce qui est typique des éruptions pliniennes (Pyle, 1989). Ensuite, trois différentes méthodes de calcul de volume ont été appliquées à nos données (Fierstein et Nathenson, 1992 ; Legros, 2000 ; Pyle, 1989). La méthode de Legros (2000) a été appliquée pour toutes les isopaques disponibles, en donnant des valeurs de volume entre 0,31 km³ (pour l'isopaque de plus grande épaisseur) et 1,18 km³ (pour l'isopaque de l'épaisseur la plus faible). D'après la formule de Pyle (1989), le volume estimé atteint 0,896 km³, tandis que la méthode de Fierstein et Nathenson (1992) donne une estimation de 1,32 km³. Il semble donc que le volume du dépôt est aux alentours de 1 km³. L'épaisseur à la source (*To*) utilisée est de 191 cm, obtenue à partir de l'extrapolation de la courbe dans le graphique *ln (épaisseur) vs. Aire de l'isopaque^{1/2}*. D'après les estimations d'Almeida (1996), la hauteur du panache éruptif a été d'environ 30 km, tandis que notre estimation donne une hauteur du panache de 38 km, peut être un peu trop élevée. Néanmoins en gardant l'estimation d'hauteur d'Almeida (1996) et les volumes calculés, on peut attribuer un VEI de 5 pour la période éruptive N6. Il faut noter qu'aucune des éruptions au cours du dernier siècle en Équateur n'a atteint ce niveau d'explosivité. La plus violente a été celle du Volcan Reventador (3 novembre 2002) avec un VEI de 4 (Hall *et al.*, 2003 ; Le Pennec *et al.*, 2003).

Coulée Pyroclastique associée

Les dépôts de cette coulée pyroclastique affleurent dans les *quebradas* de l'édifice de l'Atacazo, dans les vallées sud-occidentales et remplissent une partie de la caldera d'avalanche. Le dépôt est constitué d'une matrice à cendres grossières (verre, lithiques, et cristaux de plagioclase, amphibole, quartz et oxydes), de ponces (30-40%) et de lithiques dacitiques (10%). Près de l'évent (jusqu'à 6 km) la coulée montre l'évidence d'un dépôt en régime granulaire, avec des lentilles de ponces arrondies sans aucune trace de matrice (Fig. 3.13 a). Plus vers l'ouest, (environ à 16 km de l'évent), la coulée affleure sur la route Tandapi-Santo Domingo (à 60 m du fond topographique actuel de la vallée du Río Pilatón, Coupe SA-22 ; Fig. 3.12 b). Ici le dépôt est pseudo-stratifié avec plusieurs niveaux de cendres fines et argiles intercalés.

Une grande quantité de matériels carbonisés a été retrouvée dans les différents affleurements de cette coulée (Fig. 3.13 a). Six datations ¹⁴C ont été effectuées, soit dans le

sol en dessous de la retombée plinienne, soit dans des brindilles ou des bois carbonisés retrouvés à l'intérieur de la coulée pyroclastique. La moyenne des âges de ces différents matériaux est de 2267 ± 17 aBP.



Figure 3.13. Photographies des dépôts de la coulée pyroclastique de la période éruptive N6 **a.** à 6 km du centre d'émission. **b.** à 16 km du centre d'émission.

3.3 Géochronologie du CVAN

Afin de connaître les âges d'emplacement de différents édifices et unités du CVAN, deux méthodes de datation ont été utilisées. Pour la partie la plus ancienne du complexe : édifices Carcacha et Atacazo et les dômes externes, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été appliquée.

D'après la morphologie de ces édifices, on a considéré que leurs âges devraient être supérieurs à 50 ka et en conséquence le choix de la méthode est justifié. D'autre part, pour dater les dômes internes, la méthode ^{14}C a été choisie. Grâce à la présence de bois carbonisés à l'intérieur des dépôts pyroclastiques associés à l'activité de ces dômes et de paléosols riches en matière organique qui sont sous-jacent aux dépôts, la datation des différentes périodes éruptives holocènes a été possible.

3.3.1 Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

3.3.1.1 Méthodologie

Afin de mieux comprendre la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, il faut tout d'abord connaître le principe de la méthode de datation isotopique K / Ar, dont les principes ont été établis par Aldrich et Nier (1948).

La méthode Potassium / Argon

La présence dans la nature du ^{40}K , constitue la base de cette méthode de datation. Le ^{40}K est un isotope radioactif du potassium dont la demi-vie est de 1250 Ma. Cet isotope se désintègre par radioactivité naturelle en ^{40}Ca et en ^{40}Ar . L'utilisation du ^{40}Ca pour la datation n'est pas envisageable en raison de la présence très commune de calcium dans la nature. Cet élément est composé à 96,9% par l'isotope ^{40}Ca . Ceci, rend très difficile sa distinction du ^{40}Ca issu de la décroissance du ^{40}K . Au contraire, l'accumulation au cours du temps géologique, de ^{40}Ar fils rend possible la datation par la méthode K/Ar.

Une fois une lave refroidie, l'argon radiogénique issu de la décroissance du ^{40}K s'accumule dans les phases minérales de la roche. À température ambiante, cet argon radiogénique reste piégé dans les réseaux cristallins des phases minérales du fait de sa grande taille atomique (1,9 Å). La mesure de la quantité de ^{40}K père et du $^{40}\text{Ar}^*$ (argon radiogénique fils) et la valeur de la constante de décroissance du ^{40}K permet de calculer un âge. Ce processus est une sorte d'horloge d'accumulation. Ainsi, les atomes de $^{40}\text{Ar}^*$ piégés dans le réseau cristallin, ne peuvent s'en échapper que si la roche est fondue ou portée à une température telle que l'argon puisse diffuser à travers le réseau cristallin. Cette température correspond la température de blocage. De même lors de la cristallisation, l'horloge ne fonctionne qu'à partir du moment où l'argon est piégé, c'est-à-dire lorsque la roche refroidit et que sa température passe sous la température de blocage (Fig. 3.14). Dans le cas de la datation des échantillons jeunes, les phénomènes de réchauffement peuvent être écartés, du fait de la faible probabilité qu'un tel phénomène se produise dans une petite échelle de temps.

Dans la méthode K/Ar, la mesure du ^{40}K et $^{40}\text{Ar}^*$ se fait dans deux fractions différentes de l'échantillon à dater. Le ^{40}K est calculé à partir de la quantité de potassium total dans l'échantillon, généralement mesurée par Absorption Atomique, et du rapport $^{40}\text{K} / \text{K}$ (=0.0117%) dans la nature. Le $^{40}\text{Ar}^*$ est mesuré par dilution isotopique et spectrométrie de masse.

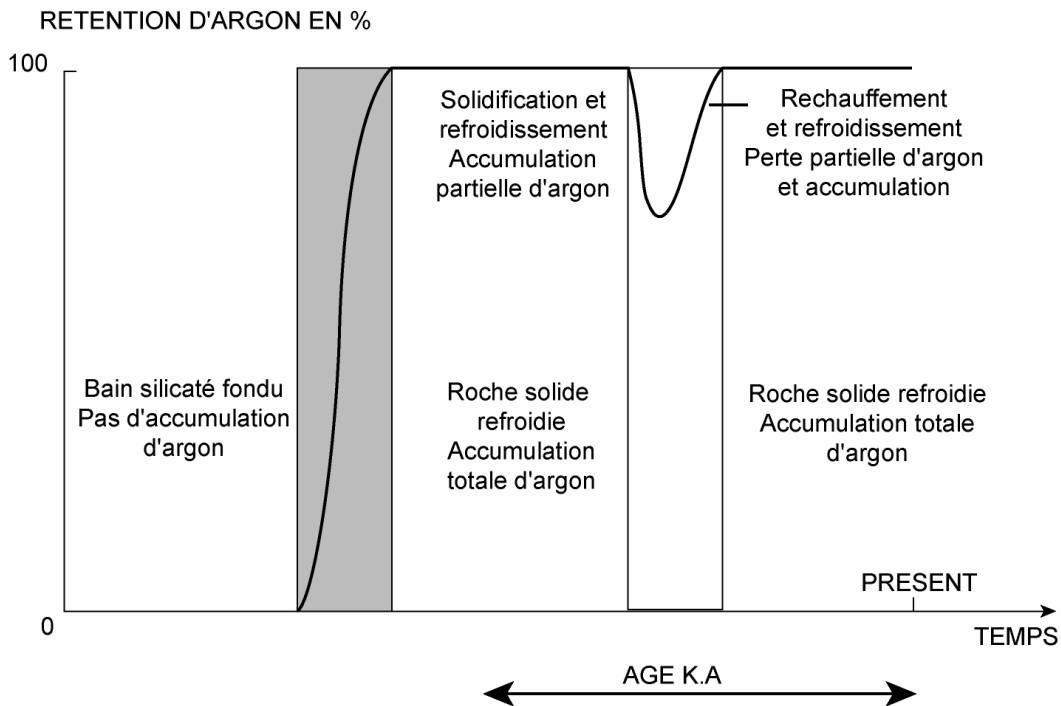


Figure 3.14. Principe de fonctionnement de l'horloge potassium - argon dans le cas d'une roche ignée soumise à plusieurs événements thermiques (d'après Dalrymple et Lanphere (1969)).

Pour qu'un âge K / Ar ait une véritable signification géologique, il faut faire quelques hypothèses, certaines liées à la physique :

- 1 Le taux de décroissance de l'isotope père, ^{40}K , est indépendant de son état physique et des conditions de pression ou température ;
- 2 Le rapport $^{40}\text{K}/\text{K}$ est constant dans la nature au cours du temps ;

Et d'autres liées à géologie :

- 3 L'argon radiogénique mesuré dans l'échantillon est issu de la décroissance in situ du ^{40}K à partir du moment où la roche a cristallisé ou recristallisé ;
- 4 La totalité de ^{40}Ar non radiogénique mesuré dans l'échantillon correspond à de l'argon atmosphérique. Les corrections peuvent se faire en connaissant le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$;
- 5 Le système est resté clos depuis l'événement à dater et aucun argon en excès n'y a été introduit.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

L'intérêt de cette méthode est de réaliser directement la mesure du rapport isotopique Père/Fils au spectromètre de masse.

Dans ce but, l'échantillon à dater doit être irradié dans un réacteur nucléaire, afin de transformer les atomes de ^{39}K en ^{39}Ar par interaction avec des neutrons. Le ^{39}Ar produit selon la réaction $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$, est un isotope radioactif qui présente une décroissance par émission β . Néanmoins, sa décroissance n'entraîne pas d'erreur significative car sa période ou demi-vie

est de 269 ans, et que les analyses se font quelques mois après l'irradiation. Une fois irradié, l'échantillon est fondu dans un système sous vide très poussé (10^{-10} Torr). Le gaz extrait lors du processus de fusion est purifié pour éliminer /piéger les gaz, autres que l'argon, libérés lors de la fusion (H_2O , CO_2 , etc...). Ensuite, l'argon libéré est analysé dans un spectromètre de masse. Lors de cette analyse, les abondances relatives des isotopes de l'Ar (^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar) sont mesurées. L'intérêt est d'obtenir le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$, lequel étant proportionnel au rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ est aussi proportionnel à l'âge de l'échantillon. Dans ce rapport, $^{40}Ar^*$ est l'argon radiogénique et $^{39}Ar_K$ est l'argon produit lors de l'irradiation à partir du ^{39}K . Grâce aux mesures de ^{37}Ar et ^{36}Ar , la présence d'interférences, produites par des réactions parasites (cf Tableau 3.1), et la présence d'argon 40, non radiogénique, dans le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$, peut être corrigée.

Néanmoins, pour obtenir un âge absolu à partir de ce rapport, il faut également connaître le rendement de la réaction qui a permis de transformer le potassium en argon 39 pendant l'irradiation. Cette transformation dépend du flux de neutrons que l'échantillon a reçu. Afin d'éviter cette détermination, assez compliquée, l'échantillon est irradié, dans une position connue dans le réacteur, avec un échantillon d'âge K / Ar connu, qui joue le rôle « moniteur de flux » et permet, par comparaison avec l'échantillon inconnu, de s'affranchir de la mesure.

Cette méthode de datation présente des avantages par rapport à la méthode K / Ar :

- Une seule analyse isotopique suffit pour obtenir le rapport isotopique père/fils. Ainsi, des problèmes d'inhomogénéité, du fait de l'utilisation de deux portions différentes de l'échantillon pour la mesure du ^{40}K et ^{40}Ar , sont évités ;
- Après l'irradiation, il n'est pas impératif de fondre la totalité de l'échantillon afin de relâcher l'argon. L'échantillon peut être réchauffé par étapes. L'argon relâché lors de chaque étape est analysé dans le spectromètre de masse, ce qui fournit une série d'âges apparents à partir d'un seul échantillon. Si l'échantillon n'a pas été perturbé tous ces âges apparents vont être concordants et correspondre à l'âge de l'échantillon.

Constantes de désintégration et équations d'âge

La désintégration du ^{40}K est double et présente deux branches : la branche du Ca et la branche de l'Ar (Fig. 3.15). La première a une seule forme de désintégration, tandis que la deuxième en présente trois :

- 89,52 % $^{40}K \Rightarrow ^{40}Ca$; émission électronique (β^-), perte d'énergie de 1,33 MeV.
- 10,32 % $^{40}K \Rightarrow ^{40}Ar$; capture électronique indirecte (γ), énergie relâchée de 0,05 MeV + 1,46 MeV
- 0,001 % $^{40}K \Rightarrow ^{40}Ar$; émission de positron (β^+), 1,51 MeV
- 0,16 % $^{40}K \Rightarrow ^{40}Ar$; capture électronique directe (c.e.), 1,51 MeV.

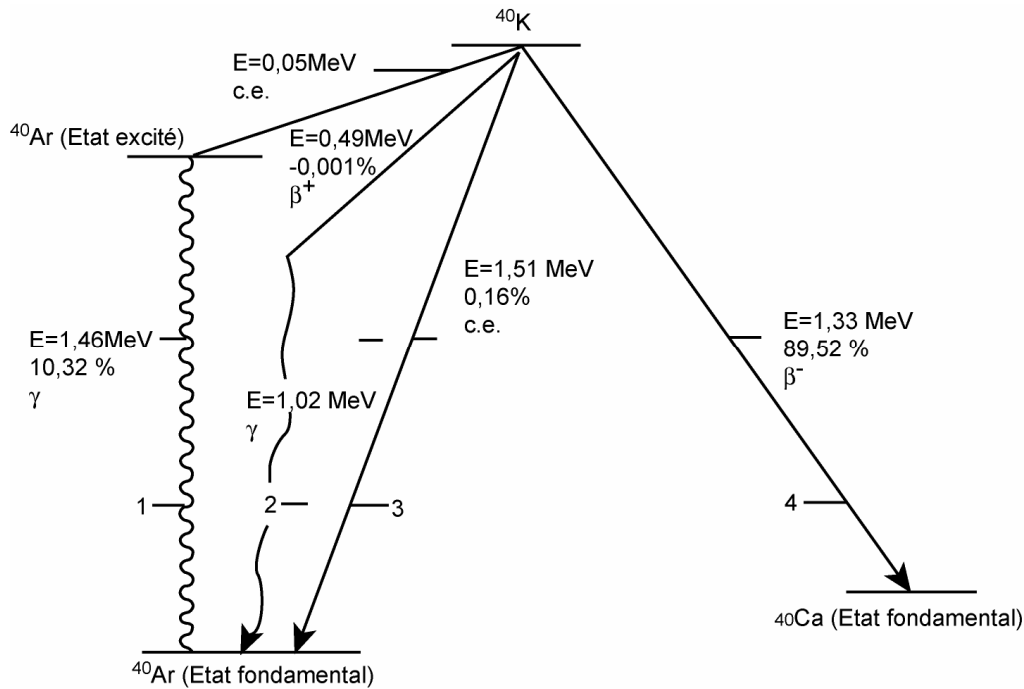


Figure 3.15. Schéma de désintégration du potassium 40 en argon 40 et calcium 40. c.e. = capture électronique ; E = énergie relâchée.

Les constantes partielles de désintégration acceptées et utilisées actuellement (Steiger et Jäger, 1977) sont les suivantes :

$$\lambda_{\beta^-} = 4,962 (\pm 0,009) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_e = 0,572 (\pm 0,004) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_{e'} = 0,0088 (\pm 0,0017) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

La constante globale de désintégration est le résultat de la somme des constantes partielles :

$$\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_e + \lambda_{e'} = 5,543 (\pm 0,010) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Une fois découverte la radioactivité, il a été démontré que le taux de décroissance des éléments radioactifs suit une loi exponentielle.

$$(1) \quad dN / dt = -\lambda N$$

N = nombre d'atomes présents à l'instant t

λ = constante de proportionnalité, soit la constante de décroissance

La période de demi-vie ($t_{1/2}$) est définie ensuite comme le temps au bout duquel la quantité de matière radioactive est divisée par 2.

$$(2) \quad T_{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0,693 \lambda$$

À partir de ces lois et après des arrangements mathématiques, on obtient l'équation basique employée en géochronologie :

$$(3) \quad t = (1/\lambda) \ln (1 + D/N)$$

N = nombre d'atomes pères à l'instant t

D = nombre d'atomes fils à l'instant t

Pour l'application de la méthode K / Ar, il faut modifier cette équation afin de prendre en compte le fait de la double décroissance du ^{40}K en ^{40}Ca et ^{40}Ar et considérer uniquement la fraction de ^{40}K qui se produit ^{40}Ar (f_{Ar}). Cette fraction est le rapport des constantes partielles sur la constante de désintégration.

$$(4) \quad f_{\text{Ar}} = (\lambda_e + \lambda_{e'}) / \lambda$$

Ainsi l'équation appliquée à la méthode K / Ar devient :

$$(5) \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_e + \lambda' e} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right)$$

${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K}$ = rapport analysé du ^{40}Ar radiogénique sur le ^{40}K présent dans l'échantillon.

L'équation exprimée en termes de ${}^{40}\text{Ar}^*$ pour la méthode ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ est la suivante :

$$(6) \quad {}^{40}\text{Ar}^* = {}^{40}\text{K} \frac{\lambda_e + \lambda' e}{\lambda} [(\exp \lambda t) - 1]$$

Pour appliquer cette équation (6) à la méthode ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ il faut prendre en compte les facteurs de l'irradiation qui jouent directement sur la quantité de ${}^{39}\text{Ar}$ produit à partir du ${}^{39}\text{K}$. Ces facteurs sont la durée de l'irradiation, le flux de neutrons et la quantité de neutrons capables de produire la réaction nucléaire. Ainsi, d'après Mitchell (1968) la quantité de ${}^{39}\text{Ar}$ produit à partir du ${}^{39}\text{K}$ est donnée par l'équation suivante :

$$(7) \quad {}^{39}\text{Ar}_K = {}^{39}\text{K} \Delta \int \phi(E) \sigma(E) dE$$

${}^{39}\text{Ar}_K$ = nombre d'atomes de ${}^{39}\text{Ar}$ produit à partir du ${}^{39}\text{K}$

${}^{39}\text{K}$ = le nombre original d'atomes ${}^{39}\text{K}$ présents dans l'échantillon

Δ = durée de l'irradiation

$\phi(E)$ = flux de neutron à une énergie E

$\sigma(E)$ = section de capture électronique à une énergie E pour la réaction ${}^{39}\text{K}(n,p){}^{39}\text{Ar}$

La combinaison de deux dernières équations permet d'obtenir une équation pour un échantillon irradié d'âge t :

$$(8) \quad \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \frac{{}^{40}\text{K}}{{}^{39}\text{K}} \frac{\lambda_e + \lambda' e}{\lambda} \frac{1}{\Delta} \frac{[(\exp \lambda t) - 1]}{\int \phi(E) \sigma(E) dE}$$

A fin de simplifier cette expression Grasty et Mitchel (1966) ont défini le paramètre J :

$$(9) \quad J = \frac{{}^{39}\text{K}}{{}^{40}\text{K}} \frac{\lambda}{\lambda_e + \lambda'_e} \Delta \int \phi(E) \sigma(E) dE$$

Si l'on remplace ce paramètre dans l'équation (7) on obtient une équation qui permet d'obtenir l'âge t de l'échantillon :

$$(10) \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)$$

Néanmoins le calcul du paramètre J reste très compliqué du fait de la difficulté du calcul de la dose de neutrons que l'échantillon a reçue lors de l'irradiation. Afin de surmonter cette difficulté, Merrihue et Turner (1966) ont proposé qu'un échantillon d'âge K / Ar bien connu, un standard, soit soumis à l'irradiation avec l'échantillon à dater. Ainsi, comme l'âge du standard est connu, le paramètre d'irradiation J est obtenu à partir de l'équation suivante :

$$(11) \quad J = \left(\frac{(\exp \lambda t) - 1}{{}^{40}\text{Ar}^* / {}^{39}\text{Ar}_K} \right)$$

Etant donné que la fonction du standard est de doser les neutrons, il est connu comme le « moniteur de flux ». Néanmoins ce paramètre dépend aussi du réacteur et la position de l'échantillon dans ce réacteur. Comme le « moniteur de flux » et l'échantillon ne peuvent pas se trouver exactement au même endroit il faut disposer le moniteur, à des positions précisément repérées par rapport aux échantillons de façon à établir une courbe des valeurs de J en fonction de la position. Chaque échantillon ayant aussi une position repérée, il est ensuite facile de déterminer la valeur de J qui lui en est propre, en le reportant sur cette courbe (Fig. 3.16).

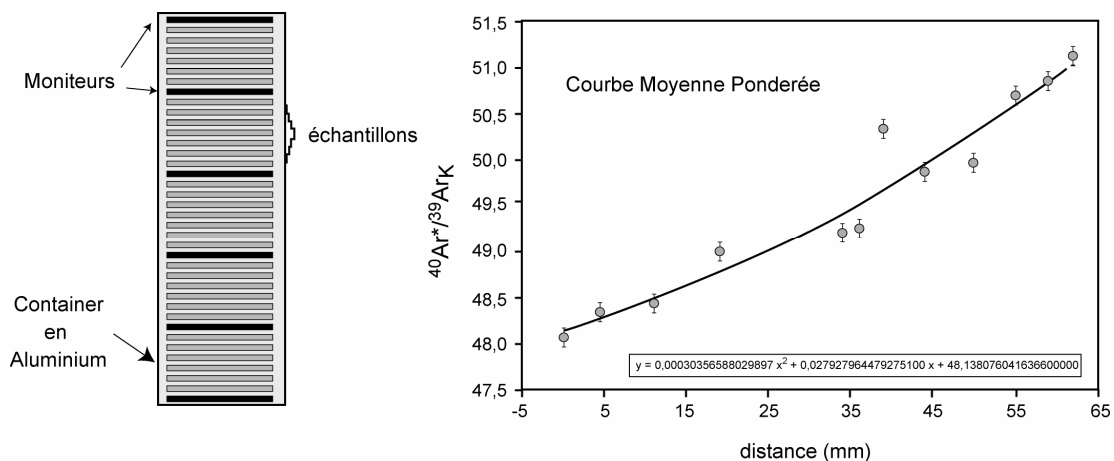


Figure 3.16. Disposition d'un porte-échantillon lors de l'irradiation et exemple de courbe montrant la variation de ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$, par rapport à la position de l'échantillon dans le porte-échantillon mesuré sur les standards de l'irradiation MC40 (pris d'Oliveros, 2005).

Pour des échantillons jeunes, tels que ceux qui seront analysés lors de cette étude, un temps d'irradiation court et l'utilisation d'un bouclier de cadmium permettent d'éviter une production excessive du isotope père (${}^{40}\text{Ar}$) sans affecter la production du fils (${}^{39}\text{Ar}$), minimisant l'importance de la correction $({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_K$. En plus, l'utilisation d'un « moniteur

de flux » approprié (Quaternaire), est aussi importante pour diminuer la gamme dynamique des rapports isotopique à mesurer

Il faut noter que, pendant l'irradiation, plusieurs réactions parasites se produisent. Ceci du fait que d'autres éléments présents dans l'échantillon, en plus du potassium, sont capables de produire de l'argon lors de l'irradiation.

Ces éléments sont notamment le Ca, le Cl et l'Ar. Les principales réactions parasites sont résumées dans le tableau. 3.1 et dans la figure 3.17.

Isotope produit	Élément irradié			
	K	Ca	Cl	Ar
^{36}Ar	-	$^{40}\text{Ca}(n,\alpha)$ (-7,04 ; 96,94)	-	-
^{37}Ar	$^{39}\text{K}(n,nd)$ (-15,99 ; 93,26)	$^{40}\text{Ca}(n,\alpha)$ (+1,75 ; 96,94)	-	$^{36}\text{Ar}(n,\gamma)$ (+8,79 ; 0,337)
^{38}Ar	$^{39}\text{K}(n,d)$ (-4,16 ; 93,26) $^{41}\text{K}(n, \alpha\beta^-)$ (0,12 ; 6,73)	$^{42}\text{Ca}(n,\alpha)$ (-6,25 ; 0,65)	$^{37}\text{Cl}(n, \gamma\beta^-)$ (+6,11 ; 24,23)	$^{40}\text{Ar}(n,nd \beta^-)$ (-18,38 ; 99,6)
^{39}Ar	$^{39}\text{K}(n,p)$ (+0,22 ; 93,26) $^{40}\text{K}(n,d)$ (-5,36 ; 0,01167)	$^{42}\text{Ca}(n, \alpha)$ (+0,34 ; 0,65) $^{43}\text{Ca}(n,\alpha)$ (-7,59 ; 0,14)	-	$^{38}\text{Ar}(n, \gamma)$ (+6,6 ; 0,063)
^{40}Ar	$^{40}\text{K}(n,p)$ (+2,29 ; 0,01167) $^{41}\text{K}(n,d)$ (-5,58 ; 6,73)	$^{43}\text{Ca}(n, \alpha)$ (+2,28 ; 0,14) $^{44}\text{Ca}(n,\alpha)$ (-8,85 ; 2,09)	-	-

Tableau 3.1. Réactions parasites produites lors de l'irradiation des échantillons. Les plus importantes sont marquées en gris. Entre parenthèses Q en MeV et l'abondance de l'isotope produit. La faible abondance des isotopes de l'argon dans un échantillon par rapport au potassium et calcium, et les valeurs négatives élevées de Q pour les réactions comprenant l'isotope le plus abondant ^{40}Ar , indiquent que la production d'argon induite par le réacteur est négligeable par rapport à la production d'argon cible.

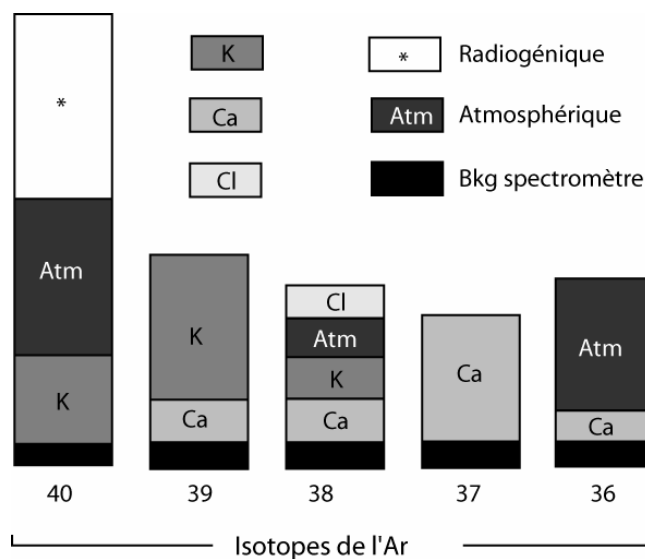


Figure 3.17. Schéma de provenance des isotopes de l'Argon.

Une discussion détaillée sur les facteurs de correction est présentée par Mc Dougall et Harrison (1999). Des corrections doivent être faites pour l'argon atmosphérique contenu dans l'échantillon ou provenant du spectromètre de masse. La correction peut être faite en considérant que tout le ^{36}Ar est d'origine atmosphérique, seulement une fois que des corrections des blancs, de discrimination de masse et de ^{36}Ar induit par des neutrons ont été effectuées.

L'interférence des isotopes d'argon dérivés à partir du Ca peut être corrigée en mesurant le rapport des différents isotopes par rapport au $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ dans un sel pur de calcium (e.g. CaF_2) d'âge zéro. Ceci du fait que les rendements des réactions produisant $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ sont négligeables, sauf pour la réaction $^{40}\text{Ca} (n,\alpha)^{37}\text{Ar}$. Ainsi, l'abondance de ^{37}Ar dans un échantillon représente une indication directe de sa teneur de Ca. Néanmoins, il faut faire une correction additionnelle pour la décroissance du ^{37}Ar radioactif (période de demi-vie = 35,1 jours). Cette correction est possible uniquement si les échantillons sont analysés durant l'année après à l'irradiation.

Un facteur de correction pour l'interférence due à la réaction $^{42}\text{Ca} (n,\alpha)^{39}\text{Ar}$ est obtenu à partir du rapport $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ dans un sel pur de calcium, d'âge zéro, corrigé pour la décroissance radioactive de ^{37}Ar , ^{39}Ar (période de demi-vie = 269,9 ans), les blancs et la discrimination de masse. Le facteur de correction pour la réaction $^{40}\text{Ca} (n,n\alpha)^{36}\text{Ar}$ est aussi obtenu grâce au rapport $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ mesuré dans le même sel de Ca corrigé pour la décroissance radioactive de ^{37}Ar , ^{39}Ar , ^{36}Ar atmosphérique, les blancs et la discrimination de masse.

Le facteur de correction pour les interférences dues aux réactions du potassium est déterminé par la mesure des rapports isotopiques d'argon extrait d'un sel de potassium pur (e.g. K_2SO_4) qui a été irradié dans le même réacteur que l'échantillon à dater. Aucune réaction capable de produire ^{36}Ar à partir du potassium n'est connue, en conséquence tout le ^{36}Ar mesuré dans un sel de potassium pur est considéré comme ^{36}Ar atmosphérique. En plus, dans un sel pur de potassium, tout le ^{39}Ar est dérivé du potassium. Ainsi, des facteurs de correction $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$ pour le ^{40}Ar induit par les neutrons du à la réaction $^{40}\text{K}(n,p)^{40}\text{Ar}$; et $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$ pour la réaction $^{41}\text{K}(n, \alpha)^{38}\text{Cl}$, peuvent être obtenus, même si cette dernière réaction est moins importante.

En résumé, le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ est corrigé en utilisant la relation suivante :

$$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar} = A - C_1B / 1 - 1C_4D = C_1C_2D - C_3 / 1 - 1C_4D$$

$$A = ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \text{ mesuré}$$

$$C_1 = ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \text{ atmosphérique} = 295,5$$

$$C_2 = ^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar} \text{ produit lors de la réaction des neutrons avec le Ca} = (2,72 \pm 0,014) \times 10^{-4}$$

$$C_3 = ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \text{ produit lors de la réaction des neutrons avec le K} = (5,9 \pm 0,42) \times 10^{-3}$$

$$C_4 = ^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar} \text{ produit lors de la réaction des neutrons avec le Ca} = (6,33 \pm 0,043) \times 10^{-4}$$

$$D = ^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \text{ dans l'échantillon après la correction pour la décroissance du } ^{37}\text{Ar}.$$

Matériaux datables par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

En principe toute roche ou minéral contenant du potassium peut être utilisé pour une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Néanmoins la méthode est beaucoup plus employée pour la datation des roches ignées et métamorphiques, que pour des roches sédimentaires. Il faut noter que même si certaines micas et argiles sont datables par la méthode K / Ar, d'importantes difficultés se présentent lors de l'utilisation de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ceci résulte de l'incapacité de ce type de matériaux à retenir le ^{39}Ar produit lors de l'irradiation et la perte d'argon radiogénique à des températures proches de la température ambiante. Dans le cas des roches métamorphiques, les âges obtenus ne correspondent pas nécessairement à l'âge de la phase métamorphique principale, mais à l'âge du refroidissement au-dessous de la température de blocage. De façon similaire pour les roches sédimentaires détritiques, les minéraux datés peuvent indiquer les âges de la roche d'où proviennent les détritiques plutôt que l'âge de dépôt. Dans tous les cas, il faut interpréter les âges obtenus dans le contexte géologique de la région étudiée.

Etendue d'application de la méthode

Etant donnée que la méthode est basée sur l'accumulation d'argon radiogénique, les mesures deviennent plus simples, du point de vue technique, quand les échantillons sont plus anciens. Dans ce contexte, il n'y a pas de limite vers les âges les plus anciens, mais au contraire, des problèmes de détection du $^{40}\text{Ar}^*$ existent pour les échantillons d'âge récent, du fait sa forte teneur en argon atmosphérique. En effet, au fur et à mesure que le $^{40}\text{Ar}^*$ diminue, l'erreur dans sa détermination croît de façon exponentielle. De plus, pour des faibles quantités de $^{40}\text{Ar}^*$, la sensibilité du spectromètre de masse joue un rôle très important. Ainsi, des petites erreurs de calibration ou de discrimination du spectromètre peuvent conduire à des grosses erreurs de mesure et en conséquence à des grosses erreurs dans les âges jeunes. Pour les échantillons les plus récents la limite d'application de la méthode est fixée par la quantité d'argon non-radiogénique présent. Cet argon non-radiogénique provient de deux sources : l'échantillon lui-même et la ligne d'extraction d'argon utilisée. Dans le cas d'argon non-radiogénique inhérent à l'échantillon, il s'avère que les minéraux de type mica, comme la biotite ou la muscovite possèdent un ordre de magnitude de plus que les minéraux prismatiques comme le feldspath ou la hornblende. Les roches volcaniques non altérées sont aussi des échantillons favorables à l'application de la méthode, notamment si elles sont riches en potassium (Fig. 3.18).

Un des avantages de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par rapport à la méthode K / Ar est justement la possibilité de discriminer l'argon non radiogénique de l'argon radiogénique. Ceci, grâce au fait que l'argon non radiogénique et l'argon radiogénique sont relâchés à des températures différentes. Grâce au développement technique, il est possible d'obtenir des âges de plus en plus récents. Plusieurs études (Renne *et al.*, 1997) ont démontré que, dans de conditions très favorables, cette méthode de datation peut être appliquée à des échantillons très récents, même d'âge historique.

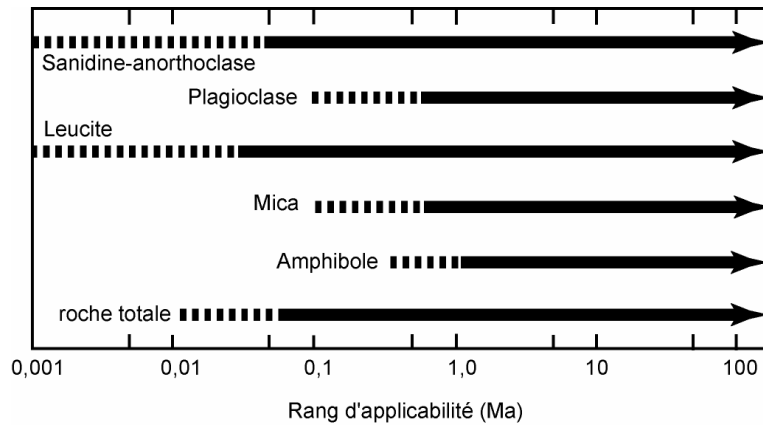


Figure 3.18. Diagramme schématisique des rangs d'âge d'applicabilité des méthodes K/Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour différents types d'échantillons. Les lignes pointillées indiquent la limite la plus jeune qui peut être atteinte dans des conditions favorables. Modifié d'après Dalrymple et Lanphere (1969), in Mc Dougall et Harrison (1999).

Spectre d'âges

La méthode de réchauffement par étapes du $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fournit des informations différentes de celles qui sont apportées par d'autres méthodes de datation, dans la mesure où la rétention des sites pour l'argon varie en fonction de la température. Ces informations sont mises en évidence par l'utilisation d'un graphique représentant l'âge apparent de chaque fraction de gaz vs. l'état d'avancement de la manipulation (Fig. 3.19).

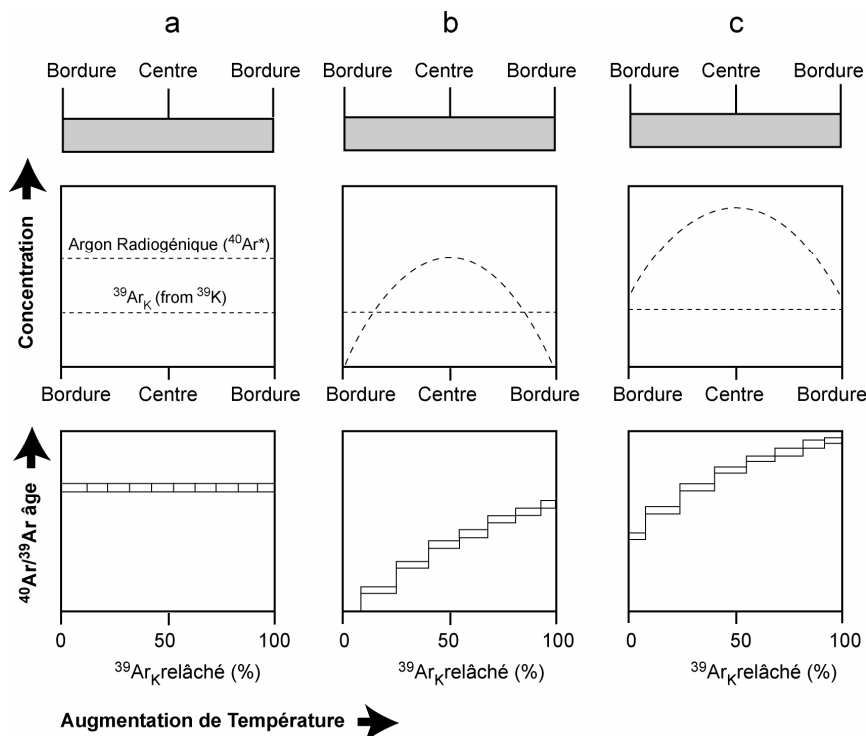


Figure 3.19. Diagrammes schématiques montrant les spectres d'âge. En haut des coupes des cristaux idéaux, au milieu la concentration d'argon radiogénique et de ^{39}ArK et en bas les spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus à partir de l'extraction d'argon par échauffement par étapes du cristal idéal. **a.** Cristal non perturbé, système clos, toutes les étapes ont le même âge apparent **b.** Cristal qui a souffert une perte d'argon en temps géologique récent, produisant un gradient très marqué d'argon radiogénique à travers le cristal. **c.** le même cas qu'en b, sauf qu'une accumulation significative d'argon radiogénique se produit après l'événement thermal dû au passage du temps.

Turner *et al.* (1966) ont choisi le pourcentage cumulé de ^{39}Ar pour représenter ce dernier paramètre, car il permet de contraindre la quantité d'isotope présent dans chaque fraction. La forme du spectre est fonction de la distribution de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans l'échantillon et de l'énergie de rétention des sites dans le cristal. Dans le cas idéal, d'un système clos, le spectre est plat (Fig. 3.19).

Âge plateau et âge isochrone

Afin de distinguer entre des systèmes clos et des systèmes perturbés, plusieurs auteurs (Berger et York, 1981 ; Dalrymple et Lanphere, 1974 ; Fleck *et al.*, 1977) ont proposé des critères pour l'identification d'un plateau dans le spectre d'âge. Ainsi, un plateau peut être défini comme la partie d'un spectre d'âge constitué par au moins trois fractions de gaz continues qui ensemble représentent plus de 70% du ^{39}Ar total relâché de l'échantillon. Les âges de chaque fraction ne doivent pas présenter de différence dans l'intervalle de confiance de 95%. A ces critères on peut ajouter que chaque fraction doit constituer au moins 4 % du ^{39}Ar total et que leurs rapports K/Ca doivent être similaires. Une fois qu'un plateau est identifié, l'âge de l'échantillon est calculé à partir de la moyenne pondérée des âges apparents inclus dans le plateau.

L'âge isochrone est calculé à partir des diagrammes de corrélation des rapports isotopiques. Une première approche est le diagramme qui met en relation le total de ^{40}Ar mesuré dans chaque étape (le fils produit in situ plus toutes les contributions) versus le ^{39}Ar (mesure du père radioactif), les deux par rapport au ^{36}Ar qui est considéré en sa totalité comme argon atmosphérique (Fig. 3.20 a). À la différence des régressions linéaires conventionnelles, où une des deux variables est assumée sans erreur, pour l'isochrone les erreurs des deux variables doivent être prises en compte.

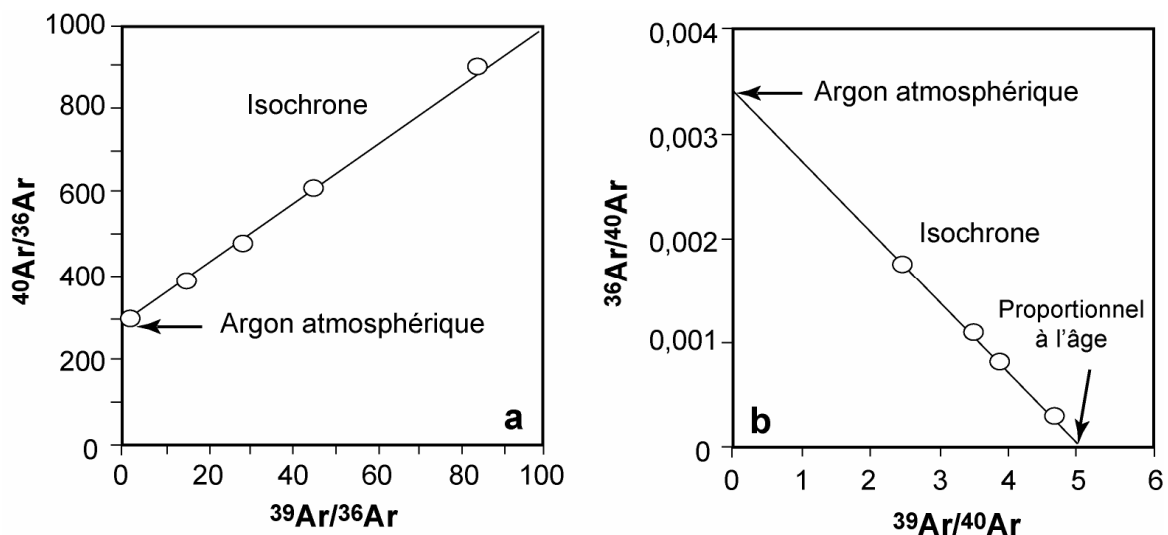


Figure 3.20. a. diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ représentant une isochrone, sous cette forme l'âge de l'échantillon est proportionnel à la pente de la droite de corrélation. b. diagramme $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ représentant une isochrone inverse, les intersections avec les axes correspondent aux composantes d'argon radiogénique et d'argon piégé dans l'échantillon.

L'utilisation du même dénominateur pour le ^{40}Ar et le ^{39}Ar fait que les erreurs ne sont pas indépendantes et peuvent donner des relations trompeuses. Ce problème est minimisé en utilisant le diagramme qui met en relation $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Etant donné que le ^{40}Ar est l'isotope le plus abondant, sa mesure peut être assez précise et en conséquence limite les erreurs. Dans ce diagramme, les données forment une corrélation négative dans laquelle l'âge est donné par l'intersection avec l'axe X (Fig. 3.20 b).

3.3.1.2 Matériel daté

Dans le cas du CVAN des coulées de lave ont été datées. On a essayé deux types de matériaux : la roche totale (matrice) et des cristaux d'amphibole.

Vu le caractère peu différencié des roches du CVAN, les laves ne présentant pas de minéraux potassiques aisément séparables ; on a donc daté sur roches totales pour certains échantillons de laves (10 échantillons). Des amphiboles ont aussi été séparées (3 échantillons), essentiellement dans la fraction 350/400 microns. Bien que les amphiboles soient généralement un "bon minéral" pour les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, on verra plus loin qu'elles ne nous ont pas fourni de bons résultats.

Amphiboles

Les divers minéraux du groupe de l'amphibole apparaissent tant dans les roches ignées que dans les roches métamorphiques. Quelques variétés acceptent dans leur structure du potassium jusqu'à un maximum de 2%, mais plus fréquemment entre 0,1 et 1,0%. Cette caractéristique a fait des amphiboles des minéraux très utilisés pour les datations K / Ar ou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La hornblende est la variété minérale de ce groupe la plus utilisée, du fait de sa grande capacité de rétention d'argon et à sa faible concentration d'argon atmosphérique. Pour des amphiboles avec une histoire de refroidissement simple, des spectres plats peuvent être obtenus (ex. hornblende MMhb-1, Harrison, 1981), cependant, des spectres irréguliers peuvent aussi se présenter. Il y a un débat sur la signification des spectres d'âge obtenus lors des manipulations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, du fait de l'échappement d'argon lors de la déshydratation et décomposition au fur et à mesure que l'amphibole est réchauffée. Ainsi, dans les manipulations de réchauffement par étapes, le relâchement d'argon semble lié aux changements structuraux plutôt qu'à une diffusion volumique à partir d'une phase stable. D'autre part, la présence d'inclusions vitreuses dans le cas des roches volcaniques ou de phyllosilicates dans les amphiboles métamorphiques peut induire des problèmes de contamination avec des incidences plus ou moins importantes dans les âges. En effet, lors de la séparation des amphiboles des échantillons SA 54-amp et SA 65-amp, la présence des inclusions vitreuses a été remarquée. Celle-ci est peut être la raison de l'échec des datations effectuées sur ces échantillons.

Roches totales

L'âge obtenu à partir d'une roche volcanique dépend du niveau de dégazage et re-équilibration de l'argon radiogénique préexistant contenu dans le magma au moment de

l'emplacement et du refroidissement, ainsi que des propriétés de rétention des phases minérales contenant du potassium. Les âges K / Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans des roches volcaniques, de composition basique à acide, peuvent être fiables, à condition que certains critères soient respectés :

Holocristallinité de la lave : Les roches qui contiennent du verre dans leur mésostase génèrent des âges trop jeunes. Ceci est dû à des pertes considérables du potassium contenu dans le verre, à cause de sa déshydratation et de sa dévitrification, même à des basses températures. Ce critère est fondamental pour la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, pas pour K/Ar.

Absence de xénolithes : il peut arriver que les xénolithes ne soient pas en équilibre avec la lave hôte ou qu'ils n'aient pas complètement dégazé leur argon radiogénique préexistant.

Absence d'altération : les laves qui montrent une altération extensive de haute température, avec des minéraux secondaires de type argile, zéolite ou chlorite donnent des âges beaucoup trop jeunes. Ceci est dû au fait que les phases minérales secondaires ne retiennent pas l'argon radiogénique mais, au contraire, les roches présentant des altérations sont riches en argon atmosphérique.

Absence de phénocristaux : la présence de phénocristaux, notamment l'olivine, le pyroxène et le plagioclase, peut produire des âges trop anciens du fait de l'incorporation d'argon de l'environnement ou d'un excès d'argon lors de la cristallisation précoce de ces minéraux dans une chambre magmatique. Dans ce cas, il est nécessaire de séparer les phénocristaux de la mésostase et dater cette dernière (d'autant qu'elle est généralement plus riche en potassium).

Préparation des échantillons

Les échantillons de chaque unité ont été choisis sur la base des critères décrits dans la section précédente. Une analyse minutieuse des lames minces des échantillons, à l'aide du microscope pétrographique, a permis de sélectionner les échantillons non altérés et avec le moindre contenu de verre dans leur mésostase. Dans les cas des mésostases ainsi que des amphiboles, des fractions d'environ 200 à 250 mg ont été préparées, ces poids permettant d'obtenir un signal suffisant en fonction de l'âge supposé des échantillons et de leur teneur en potassium. Les fractions de mésostase ont été préparées en suivant le protocole suivant :

- Des fines plaquettes de roche (1-2 mm d'épaisseur) sont coupées à l'aide d'une microscie ;
- Les plaquettes sont fragmentées et les plages de matrice sont triées et séparées à la pince sous la loupe binoculaire.

Pour les fractions d'amphibole :

- Les échantillons sont finement broyés à la main dans un mortier d'Abich et tamisés de façon à garder la taille la plus grande de cristaux purs ;

- Une première séparation à l'aimant est nécessaire pour éliminer les grains magnétiques ;
- Passage au séparateur magnétique Frantz ;
- Le matériel non magnétique est nettoyé à l'acide fluorhydrique (15% HF) afin d'éliminer des restes de verre ou mésostase collés aux cristaux ;
- Une fois sec, le matériel est trié à la pince sous la loupe binoculaire. Il faut faire très attention à ne pas confondre les cristaux de pyroxènes avec des cristaux d'amphibole et il faut également, écarter les grains mixtes et ceux avec des inclusions.

Dans les deux cas, les fractions sont pesées et introduites dans une enveloppe en Cu de petites dimensions (max. 1*1 cm sur environ 1 mm d'épaisseur). Ces enveloppes bien fermées sont prêtes pour l'irradiation. Elles sont ensuite regroupées dans un container avec les standards.

Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur nucléaire de l'Université de Mc Master (Hamilton, Ontario, Canada). Le flux total au cœur du réacteur en position 5c est de $8,8 \times 10^{18}$ neutrons/cm² à 2 MW. La durée d'irradiation a été de 1,17 heures. Le « moniteur de flux » irradié avec les échantillons est le standard Alder Creek Sanidine (AC_S) dont l'âge préféré est $1,19 \pm 0,01$ Ma (Nomade *et al.*, 2005). Les rapports mesurés sur silicates purs de calcium et de potassium corrigés de la décroissance de l'³⁷Ar et ³⁹Ar et de la contribution atmosphérique sont les suivants :

$$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2,82\text{e-}4 \pm 3 \%$$

$$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 7,30\text{e-}4 \pm 4 \%$$

$$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 1,00\text{e-}3 \pm 3 \%$$

Analyses de l'Argon

Les analyses des échantillons irradiés ont été effectuées au Laboratoire de Géochronologie de l'Université de Nice - Sophia Antipolis (UMR Géosciences Azur). L'équipement employé est constitué d'une ligne d'extraction tout acier comprenant un four à haute fréquence sous double enceinte ultravide et un système de purification reliée au spectromètre de masse (Fig. 3.21).

La ligne comprend :

- le creuset (+ système de stockage des échantillons à analyser= tronçon A ;
- le piège froid et un premier « getter » = tronçon B ;
- le deuxième « getter » = tronçon C (qui sert en particulier à stocker le gaz de l'étape avant introduction dans le spectromètre).

Un groupe d'échantillons est introduit dans la ligne en mettant celle-ci à pression atmosphérique. Une fois les échantillons introduits, le vide nécessaire pour les manipulations est atteint par étuvage grâce à un système de pompage constitué d'une pompe primaire, une pompe secondaire et une pompe ionique. L'échantillon à analyser est introduit dans un creuset

de molybdène chauffé par induction par le four à haute fréquence. Le gaz est libéré grâce à un échauffement par étapes de 50-100°C à partir de 450°C. A chaque palier de température le gaz est purifié dans la partie A + B de la ligne à l'aide d'un piège froid plongé dans un mélange de chlorure de méthyle et azote liquide (-90°C) et d'un getter GP50 SAES constitué d'un alliage Al-Zr fonctionnant à 400°C. Une étape de détente et purification (15 minutes) est effectuée dans la partie A+B, suivie d'une purification supplémentaire de 5 minutes par détente dans la partie A+B+C (Fig. 3.21) de la ligne. Le gaz contenu dans la partie C est introduit dans le spectromètre de masse. L'analyse des isotopes se fait en mode statique, par saut sur les masses 40 à 36. En mode normal 11 cycles sont acquis pour chaque isotope pour calculer la valeur régressée au temps zéro d'introduction du gaz dans le spectromètre. Le spectromètre de masse est constitué d'une source ionique (Baür-Signer GS 98) et un système détecteur d'ions comprenant un collecteur (cage de Faraday), non utilisé pour notre étude, et un multiplicateur d'électrons amplifiant environ 105 fois.

Afin de connaître la quantité de signal isotopique existant par défaut dans la ligne et le creuset des « blancs creuset » sont réalisés toutes les trois extractions. Ceci permet d'obtenir un « bruit de fond » qui sera employé dans la correction des données obtenues pour les échantillons. Les rapports d'argon de l'air ont aussi été contrôlés toutes les trois extractions afin de corriger la discrimination de masse du spectromètre.

Les données ont été exploitées à l'aide du Logiciel « Argon » crée par Yann Ageon pour le laboratoire de Géochronologie de l'Université de Nice - Sophia Antipolis. Toutes les données sont présentées dans l'Annexe II.

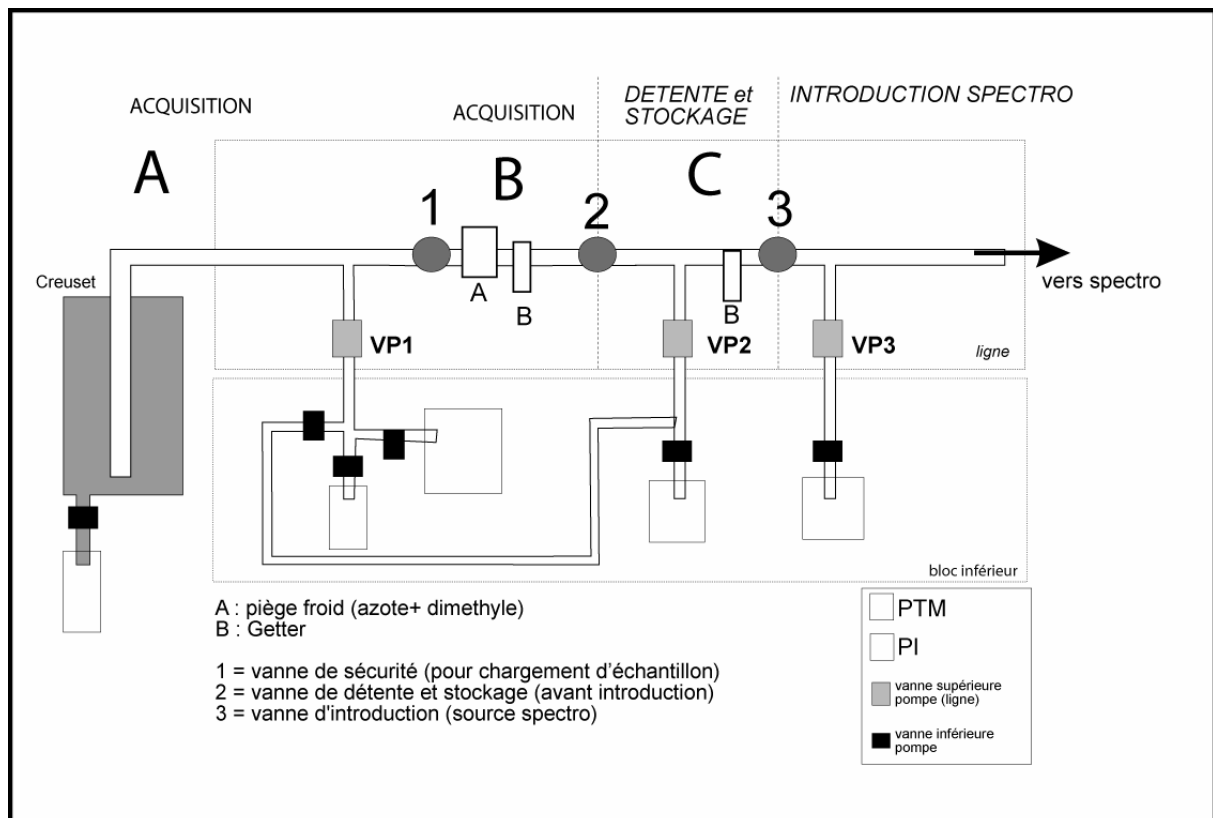


Figure 3.21. Schéma de la ligne d'extraction au four à haute fréquence.

3.3.1.3 Atacazo : Unités datées et résultats

Les échantillons ont été choisis de façon à obtenir l'âge des différentes unités du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca. Pour La Carcacha, les coulées de base et sommitales de l'Atacazo et la coulée de lave de La Estancia, la datation a été faite sur de la mésostase séparée des phénocristaux. Pour les dômes La Viudita et Gallo Cantana, on a séparé les amphiboles. La localisation des échantillons est montrée dans la figure. 3.22.

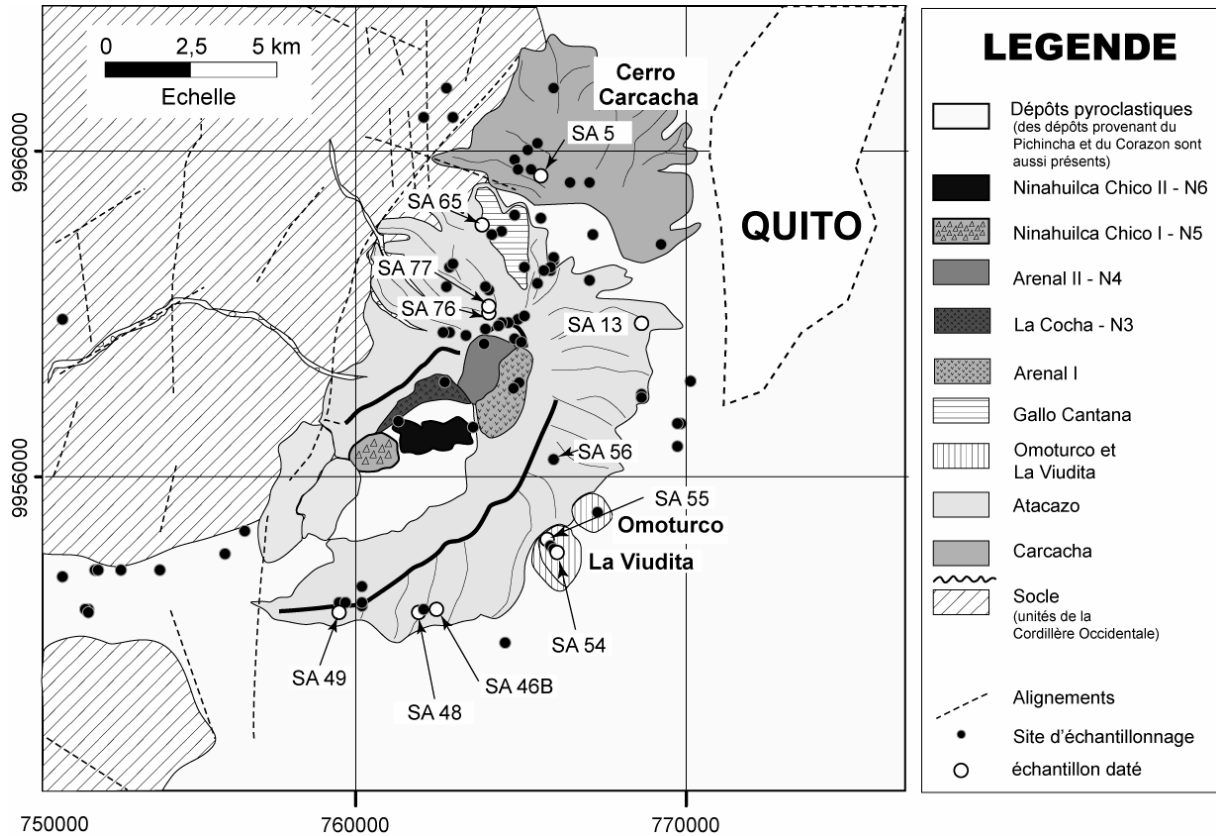


Fig. 3.22. Localisation des échantillons de lave datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

La Carcacha

Deux aliquotes de matrice séparée de l'échantillon SA 5, provenant d'une des coulées supérieures de La Carcacha, ont été datées.

Les deux manipulations (M1807 et M1795) donnent un spectre semblable (Fig.3.23 a et b) assurant une bonne reproductibilité de l'échantillon. Cependant le spectre indique un phénomène de recul qui empêche d'obtenir des plateaux corrects. Néanmoins, les âges mini plateaux obtenus (avec 42% et 37% de ^{39}Ar relâché), sont concordants à 2 sigma avec les âges isochrones. Ainsi, on admet que l'âge de $1,29 \pm 0,01$ Ma représente bien l'âge de la partie supérieur de l'édifice le plus ancien du CVAN.

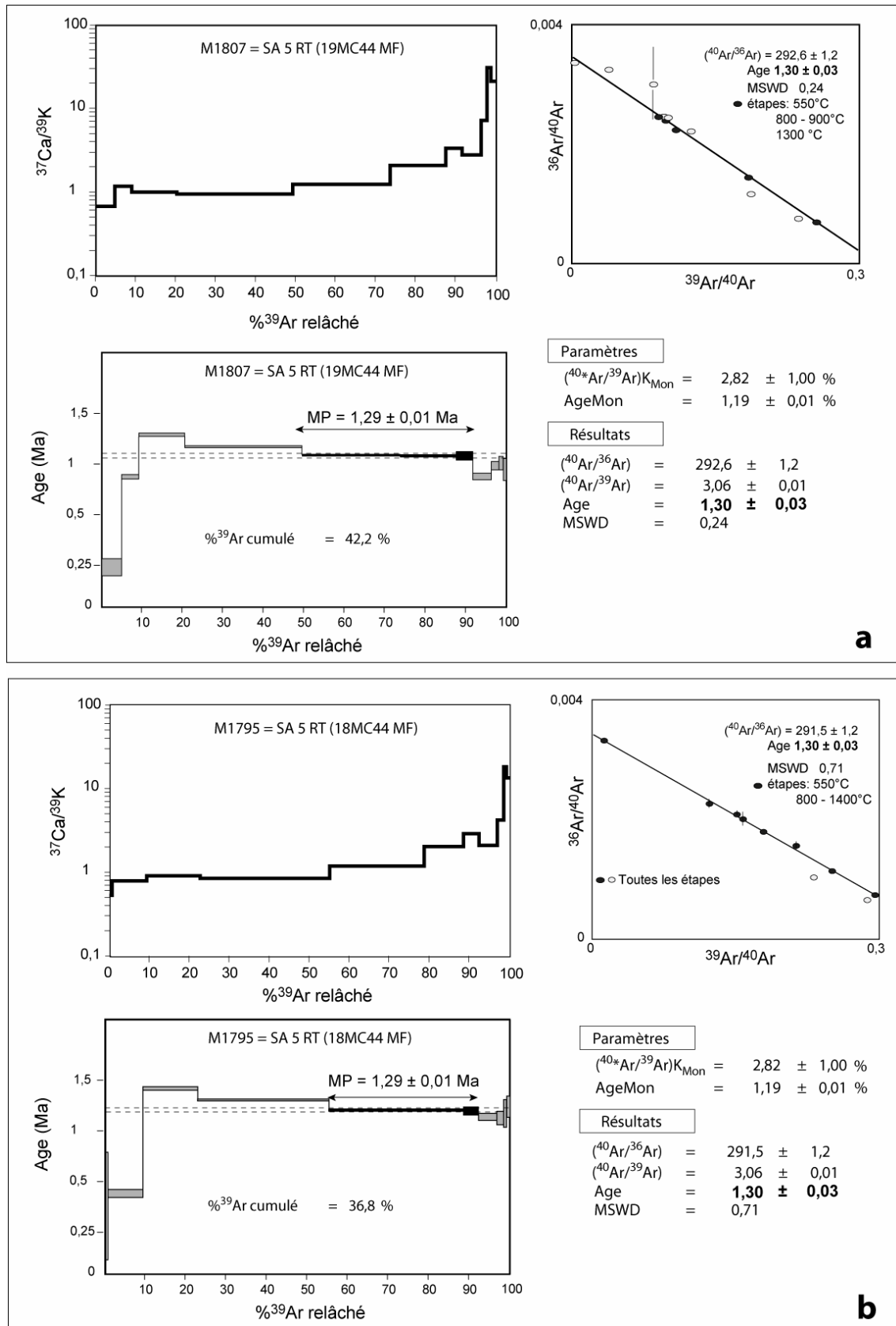
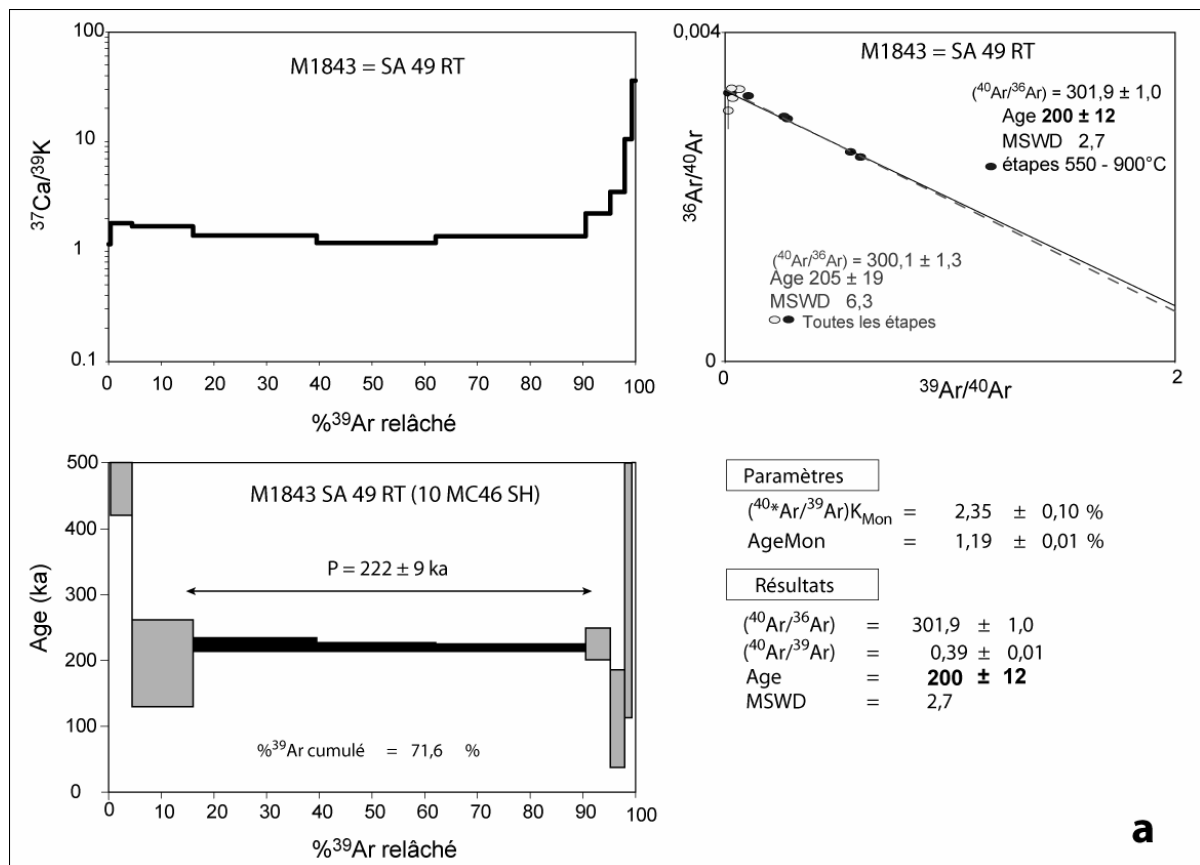


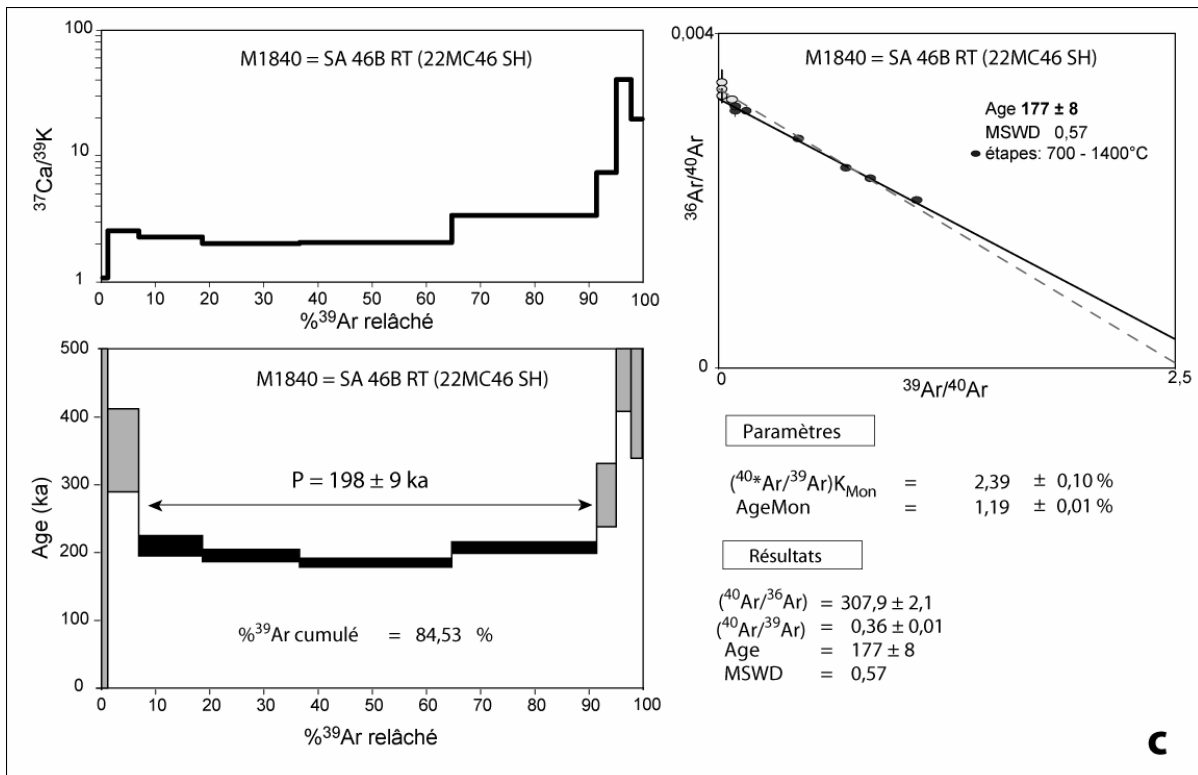
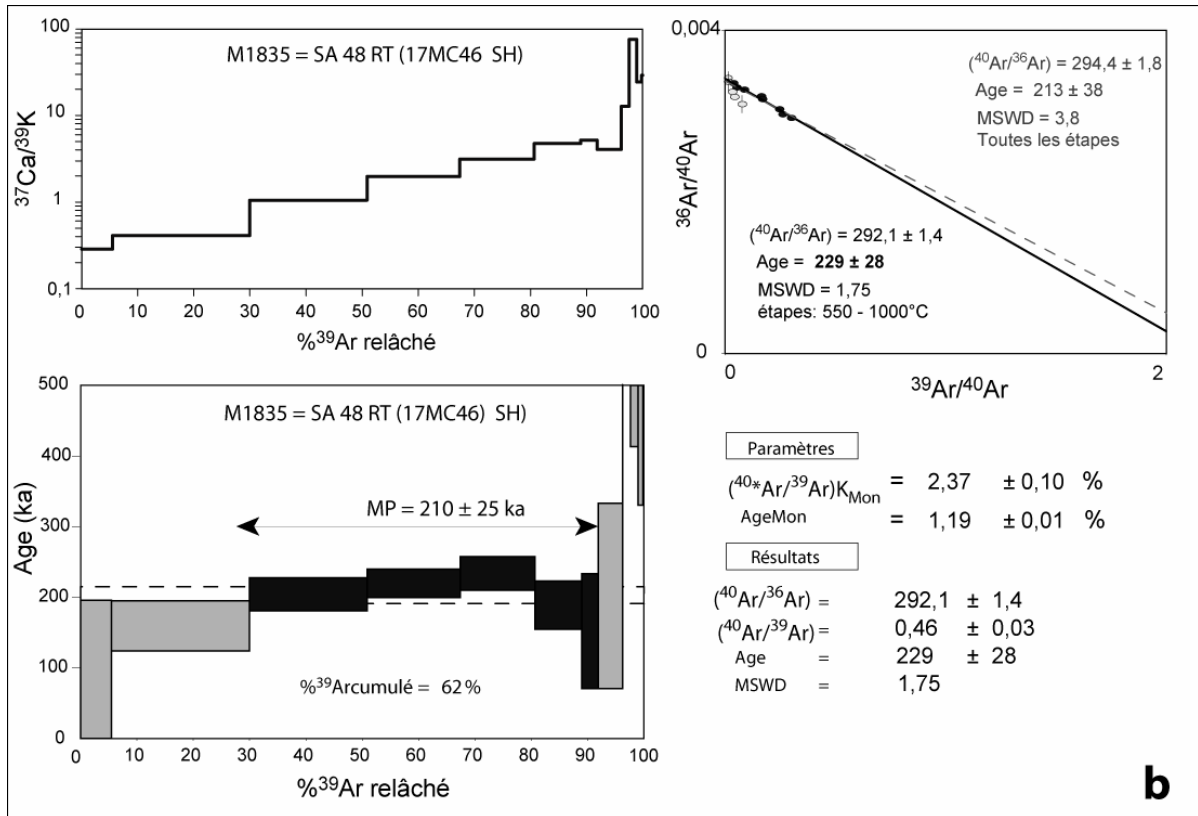
Figure 3.23. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, spectre d'âge et isochrone inverse (et ses paramètres) pour l'échantillon SA 5. **a.** Manipulation M1807 et **b.** Manipulation 1795. L'isochrone formée avec les étapes du plateau est présentée en ligne continue. Il faut noter que les âges isochrones sont équivalents aux âges des mini-plateaux (MP). Le spectre de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est presque constant au début de l'extraction et remonte un peu vers la fin de celle-ci dans les étapes de haute température.

Les coulées basales de l'Atacazo

Quatre coulées de lave de la partie basale de l'édifice principal ont été datées. Les échantillons de roche totale (matrice séparée) ont donné des résultats acceptables malgré une marge d'erreur assez élevée due à la forte contamination atmosphérique, avec des plateaux qui contiennent plus de 70% de ^{39}Ar (SA 49 MC1843, SA 46B MC1840 et SA 56 MC1845) ou un minimum de 60% (SA 48 MC1835) (Fig. 3.24). Pour la manip M1843, on remarque que l'isochrone, calculée avec toutes les étapes, présente un MSWD de 6.7, hors de la limite de confiance à 95%. Les 4 âges obtenus vont de 195 ± 10 à 222 ± 9 ka. Il semble donc qu'une longue période de repos (~ 1 Ma) existe entre la fin de l'activité de La Carcacha et le début de la construction de l'Atacazo. Apparemment cette étape de construction aurait duré quelques ~ 40 ka.

Il faut noter que pour les quatre échantillons les âges isochrones sont proches des âges plateaux ou mini-plateau (P ou MP). SA 49 et SA 46B présentent un spectre de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ presque constant indiquant une composition homogène de l'échantillon. Au contraire les échantillons SA 48 et SA 56 montrent un spectre qui augmente au fur et à mesure que l'extraction avance, indiquant la présence probable des phénocristaux dans la matrice séparée. Les plateaux pour SA 49, SA 46B et SA 56 possèdent plus de 70% de ^{39}Ar relâché, tandis que SA 48 montre uniquement un mini plateau avec 62% ^{39}Ar libéré.





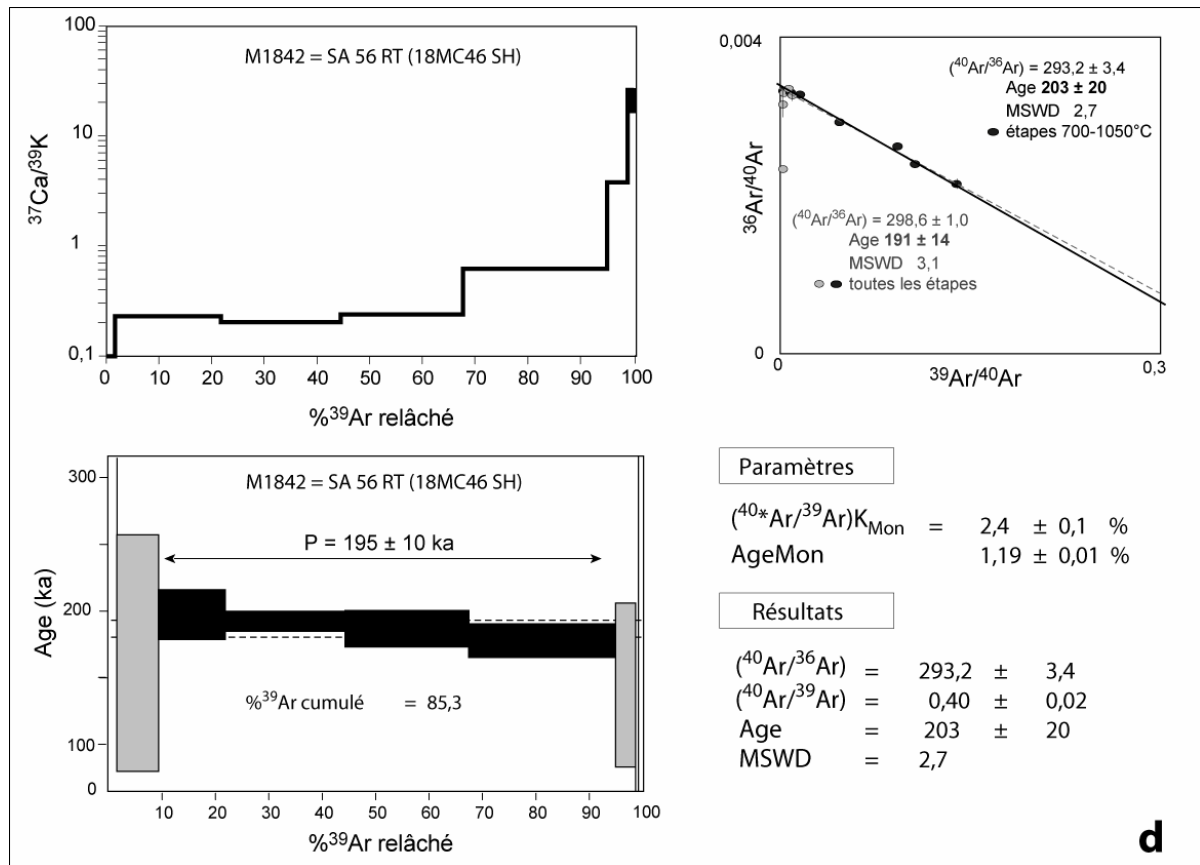


Figure 3.24. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, spectre d'âge et isochrone inverse pour les échantillons **a.** SA 49 M1843, **b.** SA 48 M1835, **c.** SA 46B M1840 et **d.** SA 56 M1842. L'isochrone incluant toutes les étapes d'extraction est montré en lignes pointillés. L'isochrone formée avec les étapes du plateau est présentée en ligne continue.

Les coulées sommitales de l'Atacazo

Les échantillons de roche totale (matrice séparée) SA 76 et SA 77 ont été datés (Fig. 3.25). Les spectres montrent un phénomène de recul mais permettent de définir des mini-plateaux incluant plus de 60% de ^{39}Ar relâché lors de l'extraction. Ces deux échantillons donnent des âges de 83 ± 7 ka et 91 ± 10 ka. A partir des ces âges obtenus, on peut conclure que les laves sommitales se sont mises en place environ 100 ka après l'emplacement des coulées basales.

La coulée de lave de La Estancia

La matrice séparée de l'échantillon SA 13 de La Estancia a été datée (M1806 ; Fig. 3.26). Un âge plateau de 84 ± 7 ka, équivalent à l'âge isochrone (83 ± 4 ka) a été obtenu. Le profil de calcium au cours de l'extraction est presque constant, en remontant un peu vers la fin de l'extraction, dans les étapes de haute température. Néanmoins, la partie de ce profil correspondante à l'âge plateau est constante, indiquant une composition homogène de l'échantillon. D'après cet âge, il semble que l'émission des coulées sommitales de l'Atacazo et de la coulée de lave de La Estancia ont eu lieu à la même période.

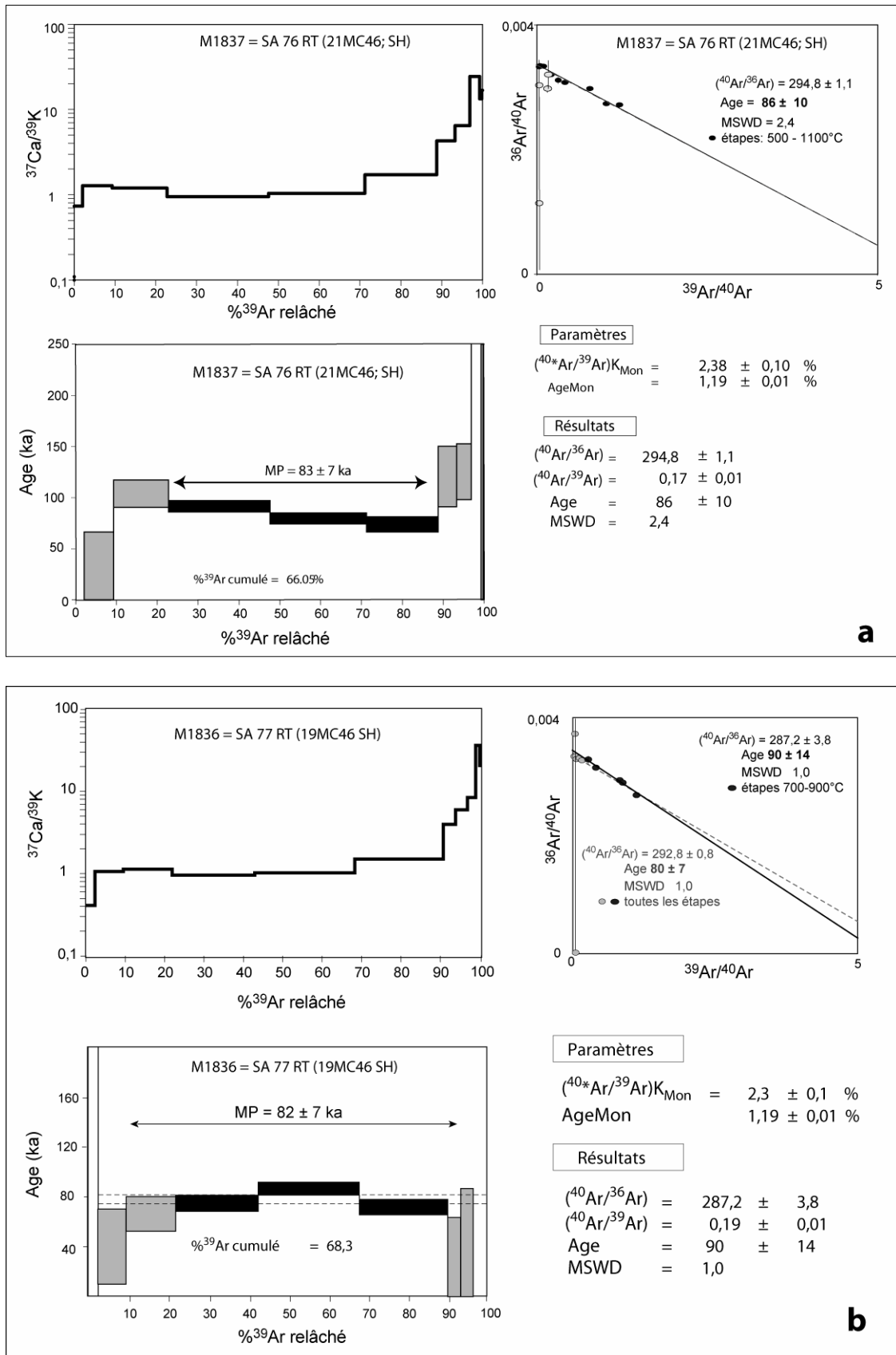


Figure 3.25. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, spectre d'âge et isochrone inverse (et ses paramètres) pour les échantillons **a.** SA 76 M1837 et **b.** SA 77 M1836. L'isochrone formée avec les étapes du plateau est présentée en ligne continue. Il faut noter que l'âge isochrone est équivalent à l'âge plateau (MP=mini-plateau). Le spectre de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est presque constant au début de l'extraction et remonte un peu vers la fin de celle-ci dans les étapes de haute température. Néanmoins, la composition de l'échantillon est constante pour les étapes du plateau.

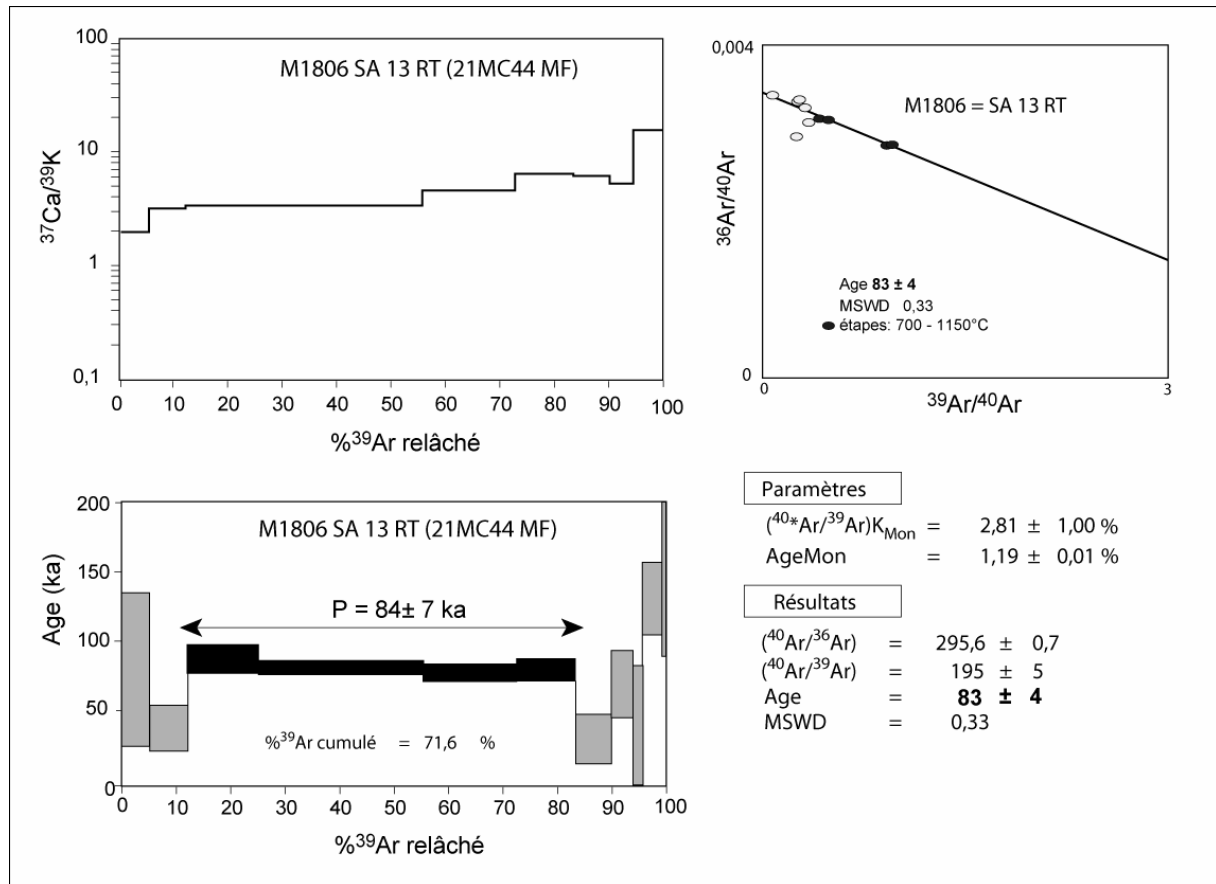


Figure 3.26. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, spectre d'âge et isochrone inverse (et ses paramètres) pour l'échantillon SA 13 M1806. L'isochrone formée avec les étapes du plateau est présentée en ligne continue (et se confond avec l'isochrone incluant toutes les étapes). Il faut noter que l'âge isochrone est équivalent à l'âge plateau (72% ^{39}Ar libéré). Le spectre de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est relativement constant au début de l'extraction et remonte légèrement vers la fin de celle-ci dans les étapes de haute température.

Le dôme La Viudita

A partir de l'échantillon de lave SA 54, un échantillon de matrice de roche totale et un échantillon composé d'amphiboles, ont été analysés pour l'argon. Malheureusement aucune des deux expériences n'a permis d'obtenir un âge acceptable pour cet échantillon.

Toutes les étapes de chauffage du spectre sur roche totale, sauf 2, (Fig. 3.27 a) contiennent plus de 90% de contamination atmosphérique, ce qui rend la mesure trop imprécise d'autant que l'on n'obtient pas d'isochrone stabilisée.

Ce dôme est relativement jeune, et, pour être daté, le choix de l'échantillon et la bonne séparation de la matrice deviennent des facteurs critiques. Ainsi, une nouvelle tentative réalisée à partir de l'échantillon SA 55 prélevé à 100 m de SA 54, a fourni un spectre utilisable avec un âge-plateau à 71 ± 4 ka intégrant 82% du ^{39}Ar et une isochrone concordante (Fig. 3.27 b).

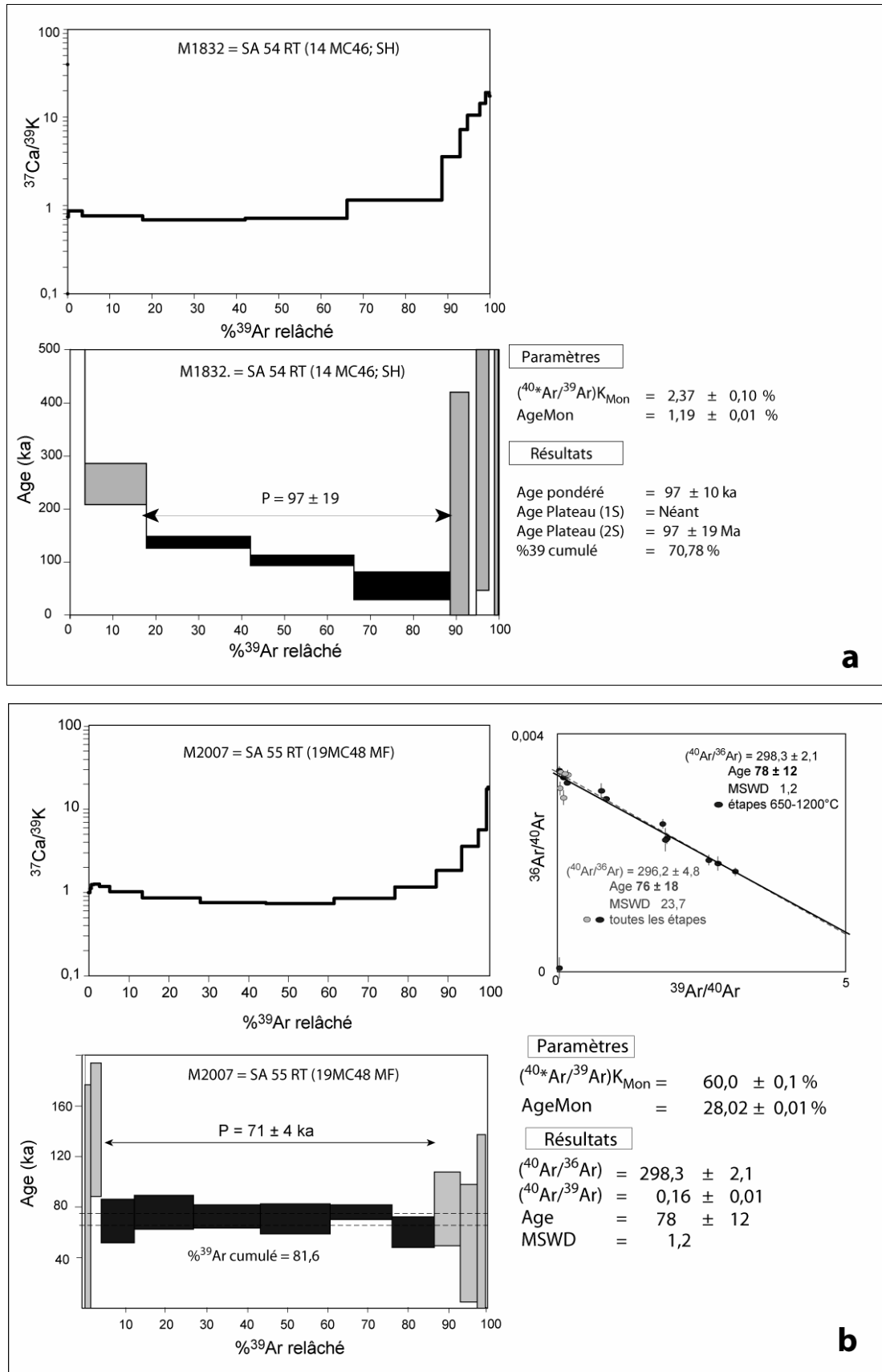


Figure 3.27. a. Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ et spectre d'âge pour l'échantillon de roche totale (matrice séparée) SA 54 M1832. Résultat trop imprécis plus de 90 % de contamination atmosphérique. **b.** Spectre $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, spectre d'âge et isochrone inverse (et ses paramètres) pour l'échantillon SA 55 M2007.

Le dôme Gallo Cantana

De même que pour le dôme La Viudita, des échantillons de matrice et d'amphibole ont été analysés, mais aucun âge n'a été obtenu. Dans ce cas aussi, il est probable que le dôme étant jeune, l'effet important de la contamination atmosphérique ne permet pas de dater par cette méthode. Il devient nécessaire de travailler sur des phases minérales pures et riches en potassium (comme la sanidine) ou sur une matrice de roche totale bien séparée de tous les phénocristaux ce qui n'est pas toujours réalisable. La figure 3.28 montre le spectre d'âge et le schéma de dégazage d'argon atmosphérique et argon radiogénique libérés au cours de l'extraction. Les deux types d'argon sont libérés en même temps, ceci empêche d'identifier l'argon radiogénique et en conséquence aucun âge ne peut être obtenu.

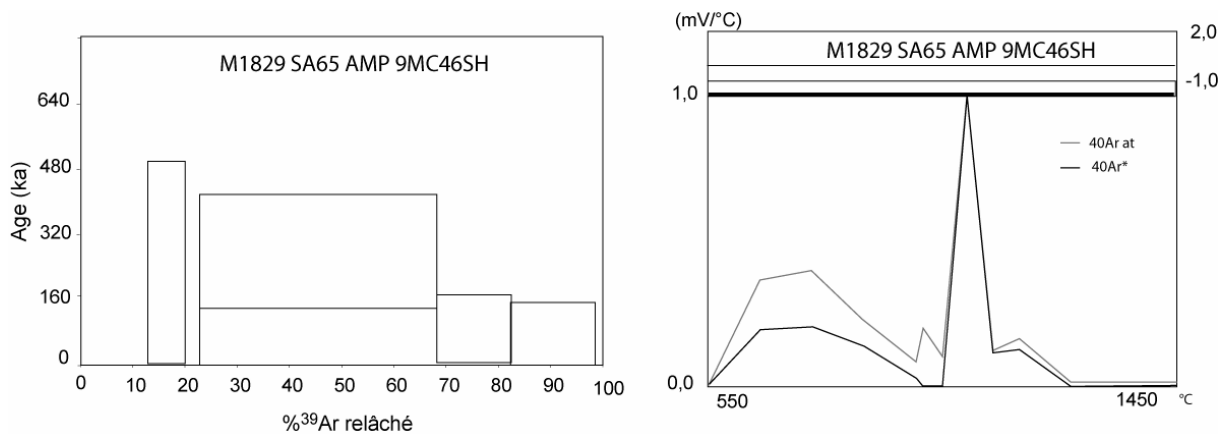


Figure 3.28. Spectre d'âge pour l'échantillon d'amphibole SA 65 M1829 et schéma montrant la libération d'argon atmosphérique et radiogénique au cours de l'extraction. Les deux types d'argon sont libérés en même temps formant un seul pic. Aucun âge ne peut être obtenu.

Tous les âges obtenus lors de cette étude sont résumés dans le Tableau 3.2.

Unité	Ech.	Age Plateau (ka) ± 2 sigma	% ³⁹ Ar	Age Isochrone (ka) ± 2 sigma
La Carcacha	SA 5 RT	1,29 ± 0,01 (Ma)*	42,2	1,30 ± 0,03 (Ma)
	SA 5 RT	1,29 ± 0,01 (Ma)*	36,8	1,30 ± 0,03 (Ma)
Atacazo Coulées Basales	SA 49 RT	222 ± 9	74,4	200 ± 12
	SA 48 RT	210 ± 25*	62,0	229 ± 28
	SA 46B RT	198 ± 9	84,5	177 ± 8
	SA 56 RT	195 ± 10	85,3	203 ± 20
Atacazo coulées sommitales	SA 77 RT	82 ± 7*	68,3	90 ± 14
	SA 76 RT	83 ± 7*	66,1	83 ± 4
Atacazo / La Estancia	SA 13 RT	84 ± 7	71,6	83 ± 8
La Viudita	SA 55 RT	71 ± 4	82,0	78 ± 12
	SA 54 RT	97 ± 19	70,8	----
	SA 54-amp	----	----	156 ± 88
Gallo Cantana	SA 65-amp	----	----	202 ± 106

Tableau 3.2. Ages plateaux (*mini-plateaux) et isochrones pour les différents échantillons datés. RT= roche totale, amp = amphibole. En italique les résultats des manipulations où aucun âge acceptable n'a été obtenu.

3.3.2 Datations ^{14}C

3.3.2.1 Méthodologie

Le radiocarbone (^{14}C) ou carbone 14, est un isotope radioactif du carbone. Bien qu'il ne soit présent qu'en très faible teneur dans la nature (moins de 1 ppm), sa découverte a été déterminante pour l'étude des périodes préhistoriques et historiques, à savoir les 50 derniers millénaires. Il fut découvert presque fortuitement en 1934 lorsque un physicien américain exposa de l'azote à un flux de neutrons. Néanmoins, la véritable découverte du radiocarbone naturel, date de 1946, lorsque Willard Franck Libby émit l'idée d'une production continue de cet isotope dans la nature (par bombardement cosmique de l'azote dans la haute - atmosphère), et établit les bases théoriques et pratiques de son utilisation en vue de datations en Archéologie. Les premiers résultats de W.F. Libby en 1949 et 1950 et la mise au point par H.L. De Vries d'un procédé très sensible de mesure de la radioactivité ^{14}C des échantillons, mirent en évidence toutes les possibilités de la nouvelle méthode de datation.

Période de désintégration ou demi-vie

La période de désintégration est théoriquement de 5730 ans (Godwin, 1962) mais suite à des conventions internationales de la communauté scientifique du radiocarbone pour éviter des confusions, la période utilisée est celle mise en évidence par Willard Libby de 5568 ans. Valeur adoptée dès 1951 et qui continue d'être utilisée pour le calcul des âges.

Principe de la datation par le carbone 14

On sait que tout organisme présente de son vivant la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. À sa mort, les échanges gazeux cessent, le ^{14}C n'est plus renouvelé, sa radioactivité décroît alors lentement à raison de la moitié tous les 5568 ans, la période de demi-vie.

Ainsi si on mesure aujourd'hui l'activité $^{14}\text{C} = A_t$ d'un bois, on peut en la comparant à l'activité du carbone moderne A_0 , en déduire le temps t qui s'est écoulé depuis sa mort.

L'âge est calculé à partir de la formule de décroissance radioactive:

$$A_t = A_0 e^{-\lambda t}$$

A_t = activité carbone de l'échantillon (échantillon à dater)

A_0 = activité carbone moderne (échantillon standard de référence)

(λ) = constante de désintégration $\text{Ln}(2 / T) = 0.69314 / T$

T = période de demi-vie du ^{14}C utilisée par convention, soit 5568 ans

Si l'on introduit la valeur de la période dans l'équation ci-dessus, on obtient une formule simple pour le calcul des âges:

$$\text{Age} = \log A_0/A_t * 18,5 \cdot 10^3 \text{ ans}$$

Cependant la production de ^{14}C dans la haute atmosphère n'étant pas tout à fait constante dans le temps, une correction des dates ^{14}C par rapport au calendrier réel a été établie et couvre aujourd'hui les 26 derniers millénaires (Reimer *et al.*, 2004).

Divers laboratoires font les mesures nécessaires à l'établissement de "courbes de correction dendrochronologique" permettant le passage du calendrier carbone 14 à celui des années réelles avant ou après J.C. Récemment, les courbes de correction dendrochronologique permettaient de calibrer des dates ^{14}C BP jusqu'aux environs de 11 000 ans BP soit 9050 ans AV J.C (Stuiver *et al.*, 1998). Néanmoins, comme cité ci-dessus, en combinant la dendrochronologie, le comptage des varves de sédiments et des datations U-Th des coraux anciens, désormais la calibration est établie jusqu'à 26 ka BP (Stuiver *et al.*, 1998 : INTCAL98 ; Reimer *et al.*, 2004 : INTCAL04).

Matériel datable la méthode ^{14}C

À la base, tous les échantillons d'origine organique peuvent être datés par cette méthode (Délibrias, 1985) (Tableau 3.3).

Matériel	Quantité nécessaire
Charbon de bois, bois, tissus, graine, paille	10 à 15 g
Terre charbonneuse	50 à 100 g
Tourbe	50 g
Sols fossiles, sédiments tourbeux, sédiments lacustres	100 g à 1 kg
Os	100 g à 1 kg
Coquilles, carbonates	20 à 50 g

Tableau 3.3. Matériaux datables par la méthode ^{14}C et leurs quantités nécessaires.

3.3.2.2 Choix d'échantillons

Lors de cette étude, les échantillons choisis pour appliquer la méthode de datation ^{14}C sont de deux types :

Bois et brindilles carbonisés. Ces matériaux sont très utiles pour l'obtention d'âges lors de l'application de la technique ^{14}C . Néanmoins plusieurs problèmes peuvent se présenter lorsque les échantillons ont souffert de contamination. Cette contamination peut se produire, soit par la circulation des eaux riches en composés organiques solubles d'âge variés, soit par la pénétration de racines dans le matériel à dater (dans le cas de gros morceaux de bois).

Paléosols riches en matière organique. Ce type de matériel présente des risques importants de contamination par de composés humiques récents et par les racines et radicelles. Les effets d'une telle contamination sont d'autant plus grands que la teneur en matière organique y est faible et que leur âge est ancien.

D'autre part il faut noter que la datation dans les milieux volcaniques est confrontée au problème de l'émission de CO_2 qui produit un excès de ce composant par rapport à la teneur atmosphérique et qui en plus peut présenter une composition différente due à son origine volcanique (Calderoni et Turi, 1998).

Dans ce contexte, afin d'éviter des échantillons contaminés et en conséquence des âges dépourvus de signification géologique, il faut :

- éviter les échantillons liés à des zones actives d'émission de gaz ;
- éviter les échantillons provenant de dépressions topographiques ou de zones liées à des nappes phréatiques ou de circulation d'eau ;
- réaliser, si possible, plusieurs datations dans le même niveau stratigraphique dans différents endroits, afin de comparer les âges obtenus ;
- réaliser des mesures de ^{13}C en tant qu'index de contribution de CO_2 endogène assimilé par les plantes vivantes.

3.3.2.3 Unités datées et résultats

Uniquement les quatre unités les plus récentes ont été datées grâce à la présence de matériels datables par la méthode ^{14}C à l'intérieur des dépôts ou dans les paléosols intercalés. Les unités N4 et N6 avaient déjà été datées précédemment par Hall et Mothes (1994) et Almeida (1996). Leurs résultats sont inclus dans ce résumé, ainsi que les nouvelles datations des unités N3, N5 et N6 effectuées par J. van der Plicht au Center for Isotope Research de l'Université de Groningen, aux Pays Bas. Le logiciel OxCal v.3.9 (Bronk Ramsey, 2003) a été utilisé pour la calibration des âges conventionnels aux âges cal BP. Ce logiciel utilise la courbe de calibration INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998).

N3

Le dépôt de retombée produit lors de cette période éruptive ne contient pas de matériel carbonisé. Dans ce cas, une façon d'obtenir un âge approximatif est la datation du paléosol qui se trouve en dessous ou au dessus du niveau de retombée. Dans la coupe SA-67, où ce dépôt montre son meilleur affleurement, on a daté le paléosol surmontant le dépôt, qui présente une coloration très foncée, indice d'une concentration importante de matière organique. L'âge radiogénique obtenu est de 8860 ± 70 aBP. Les âges calibrés exprimés en CalBC sont indiqués dans le tableau 3.4 et la figure 3.29.

Période Eruptive	Matériel	Dépôt	N° d'échantillon	Âge radiogénique	Âge calibré CalBC 68,2 % (1 sigma)	Âge calibré CalBC 95,4% (2 sigma)
N3	Sol	Paléosol sur la plinienne N3	SA-67H	8860 ± 70 BP	8210 BC (60,9%) 7940 BC 7930 BC (2,2%) 7910 BC 7900 BC (3,4%) 7870 BC 7860 BC (1,7%) 7840 BC	8240 BC (95.4%) 7750 BC

Tableau 3.4. Âge radiogénique et âges calibrés obtenus pour le sol sous la retombée plinienne associée à la période éruptive N3.

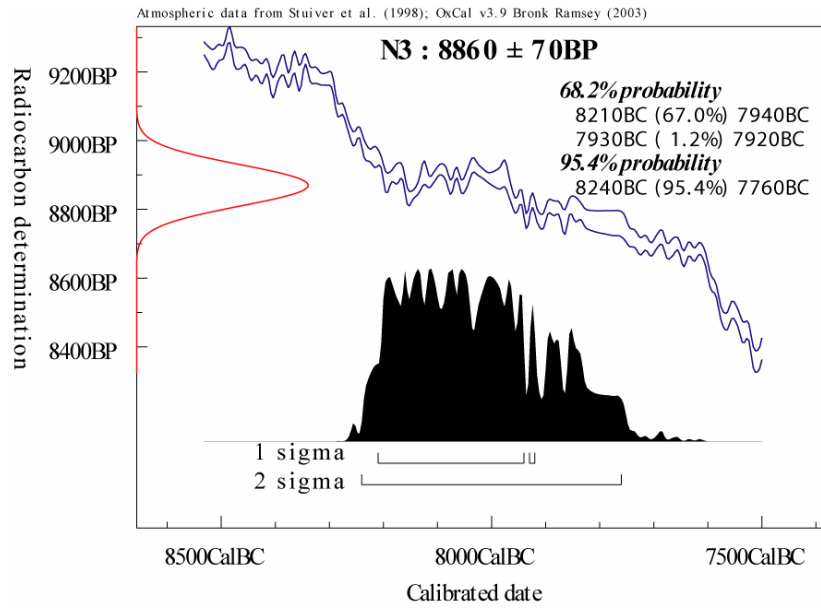


Figure 3.29. Âge conventionnel du paléosol sur le niveau N3 calibré en âge CalBC.

N4

Cette unité a été datée par Almeida (1996) et donne un âge de 5440 ± 110 aBP. L'âge calibré est 4500 CalBC (95.4%) 3990 CalBC (Tableau 3.5 ; Fig. 3.30).

Période Eruptive	Matériel	Dépôt	N° d'échantillon	Âge radiogénique	Âge calibré CalBC 68,2 % (1 sigma)	Âge calibré CalBC 95,4% (2 sigma)
N4		Coulée des cendres N4	Almeida (1996)	5440 ± 111 BP	4440 BC (2.6%) 4420 BC 4370 BC (44.4%) 4210 BC 4200 BC (8.9%) 4160 BC 4150 BC (1.0%) 4140 BC 4130 BC (11.3%) 4050 BC	4500 BC (95.4%) 3990BC

Tableau 3.5. Âge radiogénique et âges calibrés obtenus par Almeida (1996) pour la période éruptive N4.

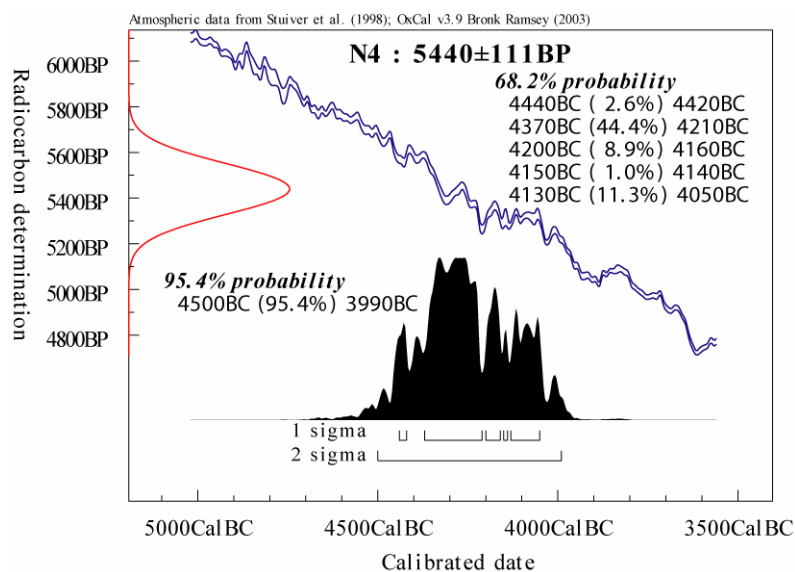


Figure 3.30. Âge conventionnel du niveau N4 calibré en âge CalBC.

N5

Un âge approximatif a été estimé pour cette unité à partir de trois datations faites à deux endroits différents. Les résultats des âges calibrés sont montrés dans le tableau 3.6 ainsi que dans la figure 3.31.

Période Eruptive	Matériel	Dépôt	N° d'éch.	Âge radiogénique	Âge calibré CalBC 68,3 % (1 sigma)	Âge calibré CalBC 95,4% (2 sigma)
N5	Bois carbonisé	Coulée pyroclastique N5	SA-24 C	4360 ± 50BP	3080BC (2,1%) 3070BC 3030BC (66,1%) 2900BC	3270BC (1,6%) 3240BC 3100BC (93,8%) 2880BC
N5	Bois carbonisé	Coulée pyroclastique N5	SA-24 I	4440 ± 50 BP	3330BC (23,8%) 3230BC 3180BC (3,4%) 3150BC 3120BC (32,3%) 3010 BC 2980BC (3,5%) 2960BC 2950BC (5,2%) 2920BC	3340BC (39,5%) 3150BC 3140BC (55,9%) 2910BC
N5	Moyenne (SA-24 C et SA-24 I)			4400±35 BP	3090BC (11,6%) 3060BC 3040BC (59,6%) 2920BC	3270BC (3,2%) 3230 BC 3110BC (92,2%) 2910 BC
N5	sol	Paléosol sous plinienne N5	SA-38 A	4600±40BP	3500BC (30,5%) 3450BC 3440BC (1,2%) 3430BC 3380 BC (30,0%) 3330BC 3210BC (3,0%) 3190BC 3150BC (3,5%) 3130BC	3520BC (42,4%) 3400BC 3390BC (34,2%) 3310BC 3230BC (9,1%) 3170BC 3160BC (9,7%) 3100BC

Tableau 3.6. Âges radiogéniques et calibrés obtenus pour les différents échantillons liés à la période éruptive N5.

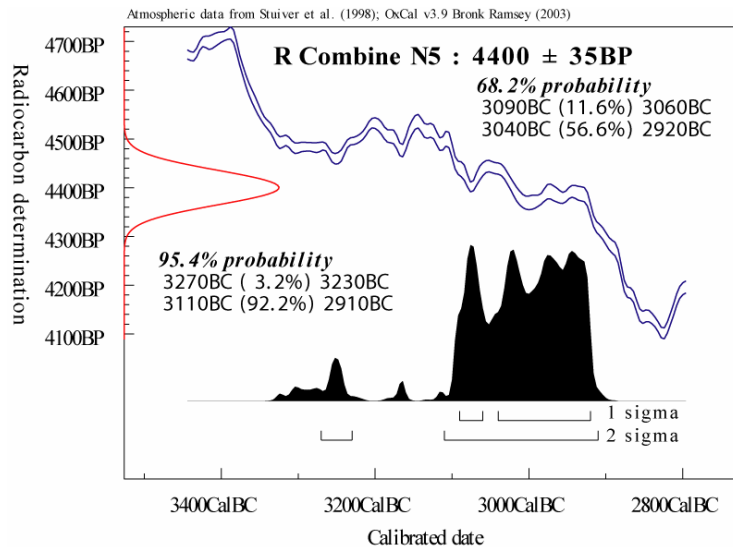


Figure 3.31. Âge moyen du bois carbonisé trouvé dans la coulée pyroclastique correspondante au niveau N5 calibré en âge CalBC.

La première datation a été effectuée sur le sol en dessous la retombée plinienne qui correspond à cette période éruptive (Coupe SA-38). Les deux autres datations ont été réalisées sur des bois carbonisés retrouvés à l'intérieur de la coulée pyroclastique qui affleure sur la voie Aloag-Santo Domingo (Coupe SA-24). Les âges radiogéniques obtenus sont respectivement : 4600 ± 40 a BP pour le sol ; et 4360 ± 50 et 4440 ± 50 a BP pour les bois. À partir de deux âges obtenus sur des bois, on a calculé un âge moyen de 4400 ± 35 aBP. L'âge plus ancien du sol, ne fait que confirmer que cet événement a eu lieu après cette date.

N6

Afin de bien contraindre l'âge de cette dernière période éruptive, plusieurs échantillons de bois carbonisé, brindilles et sols ont été récoltés. Six âges radiogéniques ont été obtenus lors de cette étude. Ces données, ainsi que les âges calibrés correspondants sont présentés dans le tableau 3.7.

Période Eruptive	Matériel	Dépôt	N° d'éch.	Âge radiogénique	Âge calibré CalBC 68,3%(1 sigma)	Âge calibré CalBC 95,4% (2 sigma)
N6	Bois carbonisé	PF	SA-42D*	2220 ± 40 BP	370BC (8.2%) 340BC 330BC (60.0%) 200BC	390BC (95.4%) 170BC
N6	Bois carbonisé	PF	SA-52B*	2230 ± 40 BP	380BC (12.5%) 350BC 320BC (55.7%) 200BC	390BC (95.4%) 190BC
N6	Sol	Paléosol	SA-38C1	2250 ± 30 BP	390BC (24.7%) 350BC 300BC (39.5%) 230BC 220BC (4.0%) 210BC	400BC (30.2%) 340BC 330BC (65.2%) 200BC
N6	Bois carbonisé	PF	SA-45B*	2260 ± 30 BP	390BC (32.1%) 350BC 290BC (36.1%) 230BC	400BC (36.2%) 340BC 320BC (59.2%) 200BC
N6	Brindilles carbonisées	Paléosol	SA-22A	2300 ± 30 BP	400BC (59.4%) 360BC 270BC (8.8%) 260BC	410BC (69.1%) 350BC 300BC (26.3%) 230BC
N6	Bois carbonisé	PF	SA-22E4*	2320 ± 30 BP	410BC (67.1%) 370BC 270BC (1.1%) 260BC	420BC (82.4%) 350BC 290BC (13.0%) 230BC
N6			Aquater (1980)	2370 ± 70 BP	760BC (14.6%) 690BC 550BC (53.6%) 380BC	800BC (90.6%) 350BC 300BC (4.8%) 200BC
N6			Moyenne*	2267 ± 17BP	390BC (49.1%) 350BC 280BC (19.1%) 260BC	400BC (53.7%) 350BC 300BC (40.4%) 230BC 220BC (1.2%) 210BC

Tableau 3.7. Âges radiogéniques et calibrés obtenus pour les différents échantillons liés à la période éruptive N6.

Ces âges sont légèrement plus jeunes que ceux qui ont été obtenus par Aquater (1980) et Hall et Mothes (1994) de 2370 ± 70 aBP et 2350-2400 aBP respectivement (in Almeida, 1996). Pour l'obtention de l'âge moyen, on a considéré dans le calcul de la moyenne pondérée uniquement les quatre âges obtenus dans des bois carbonisés. Le résultat est de 2267 ± 17 aBP (Fig. 3.32).

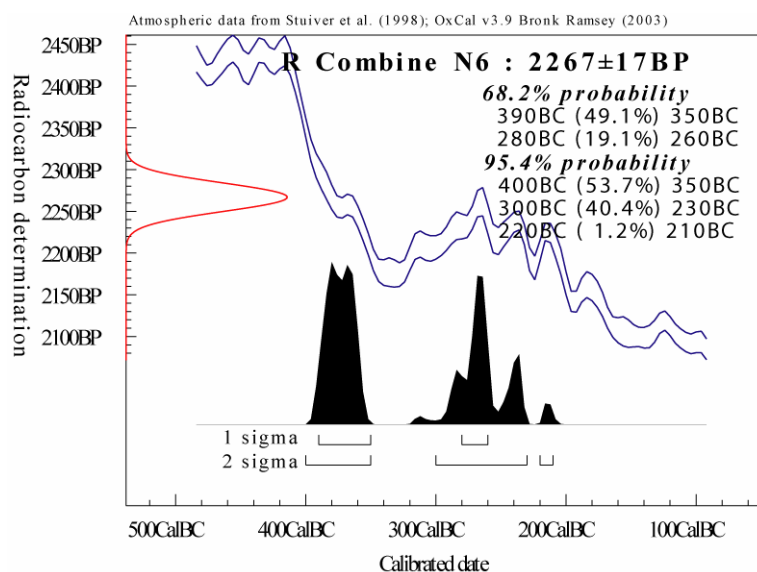


Figure 3.32. Âge moyen du bois carbonisé trouvé dans la coulée pyroclastique correspondante au niveau N6 calibré en âge CalBC.

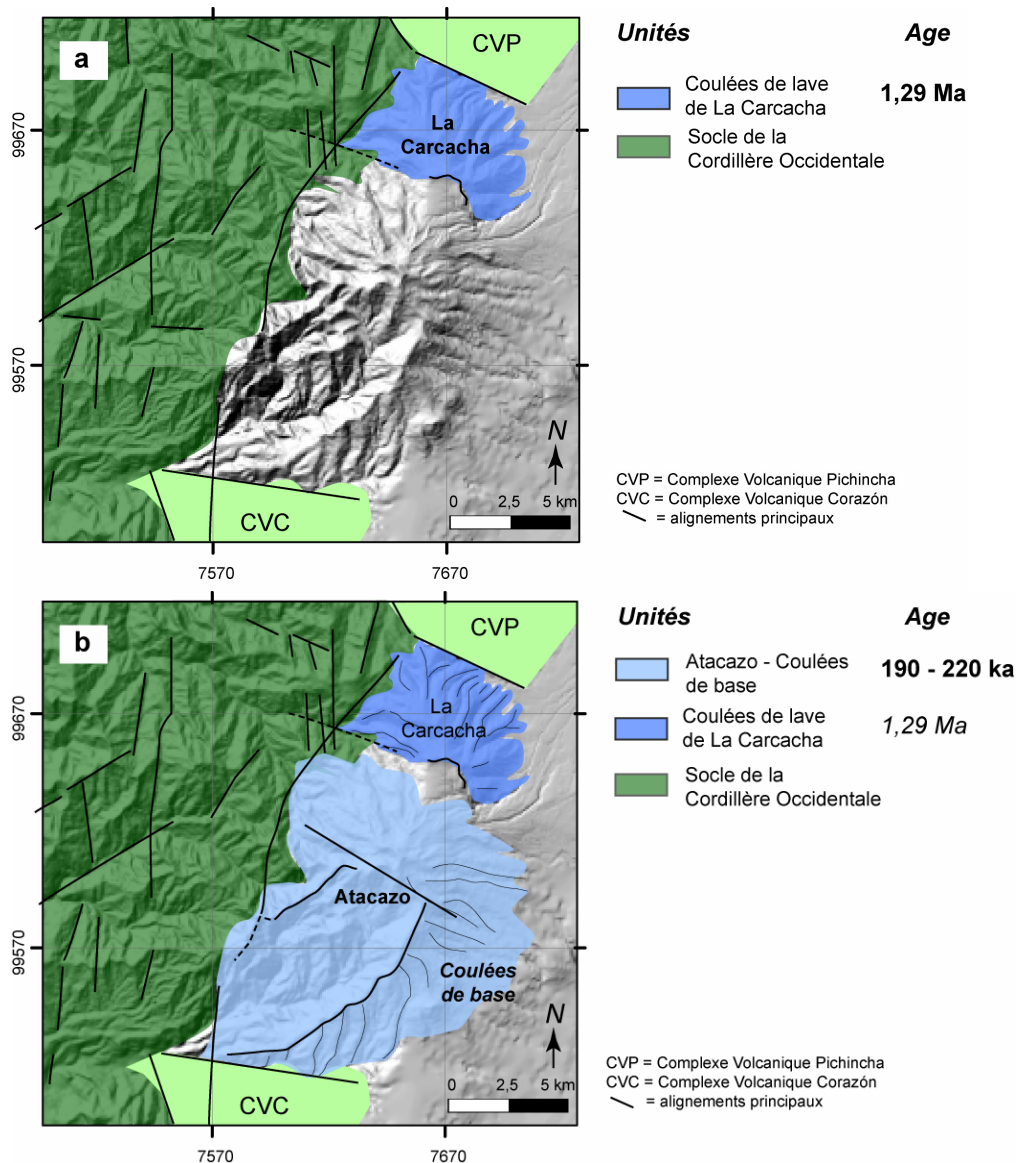
3.4 Développement du CVAN

3.4.1 Activité pré-70 ka

L'activité du CVAN débute il y a plus de 1,29 Ma avec l'emplacement des coulées de laves qui forment La Carcacha (Fig. 3.33 a).

Après cette période, l'activité effusive redémarre, après une longue pause de presque 1 Ma. L'émission des coulées basales de l'Atacazo a lieu entre 226 et 195 ka BP (Fig. 3.33 b).

Après une nouvelle pause de plus de 100 000 ans, débute l'émission des coulées sommitales vers 82-89 ka et du dôme Arenal I. Ces coulées affleurent dans les flancs nord et oriental de l'édifice, tandis que le dôme est situé au sud du sommet actuel du volcan (Fig. 3.33 c). Presque de manière synchrone, l'activité reprend avec l'éruption fissurale de la Coulée de La Estancia, sur le flanc oriental de l'édifice, aux alentours de 84 ka BP (Fig. 3.33 c).



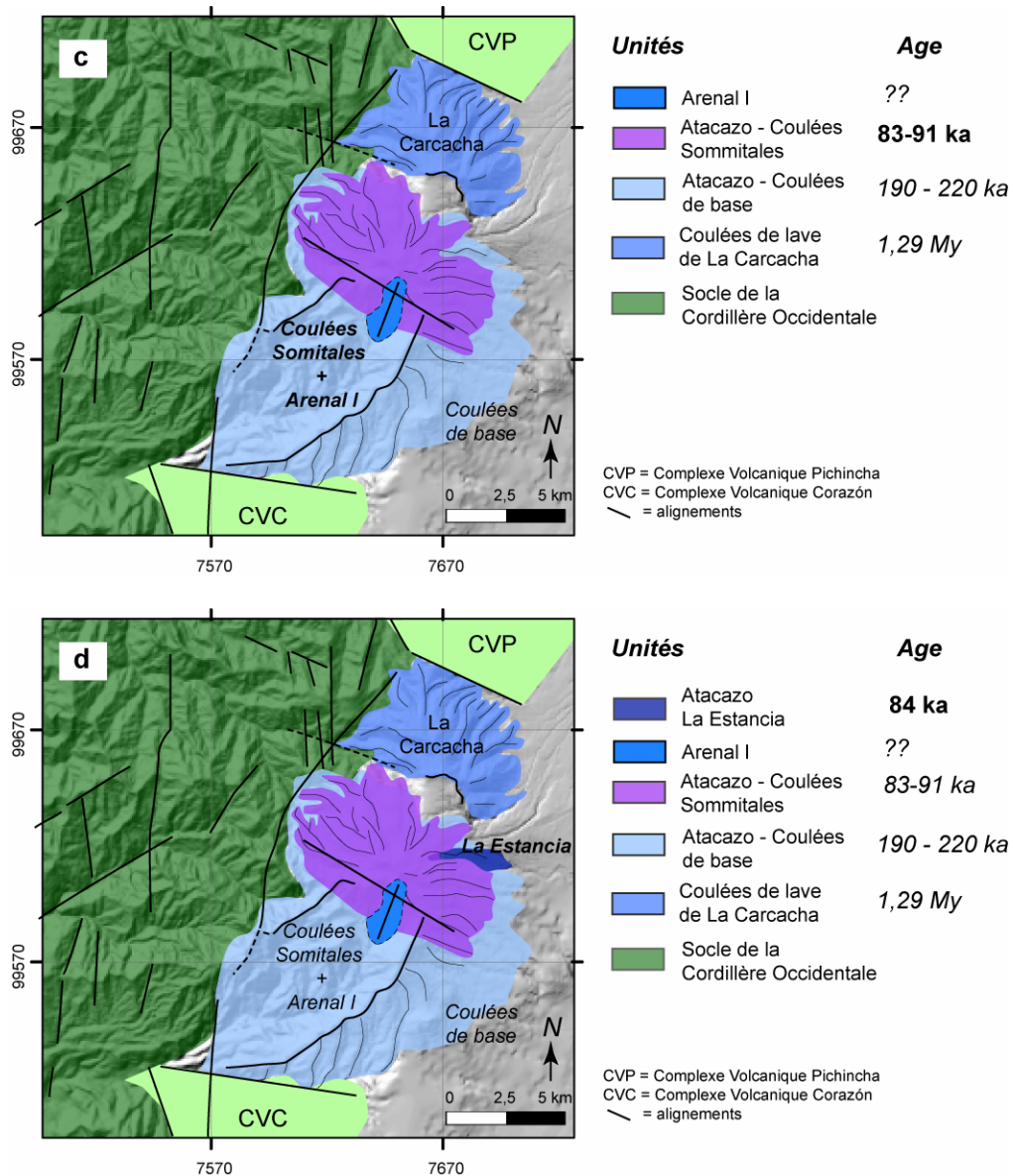


Figure 3.33. Évolution des édifices anciens (La Carcacha et Atacazo) du CVAN.

Après l'emplacement de ces unités, il est difficile de déterminer quel est l'événement qui suit : soit la formation du cratère d'explosion et l'effondrement partiel de l'édifice vers le SW, soit la mise en place successive des dômes externes (Fig. 3.34). Les datations réalisées dans les dômes La Viudita et Gallo Cantana, ont donné un âge de ~71 ka, mais l'âge de l'événement explosif responsable de la formation du cratère et qui a peut être déclenché ou suivi un effondrement du flanc SW de l'édifice n'a pas été déterminé.

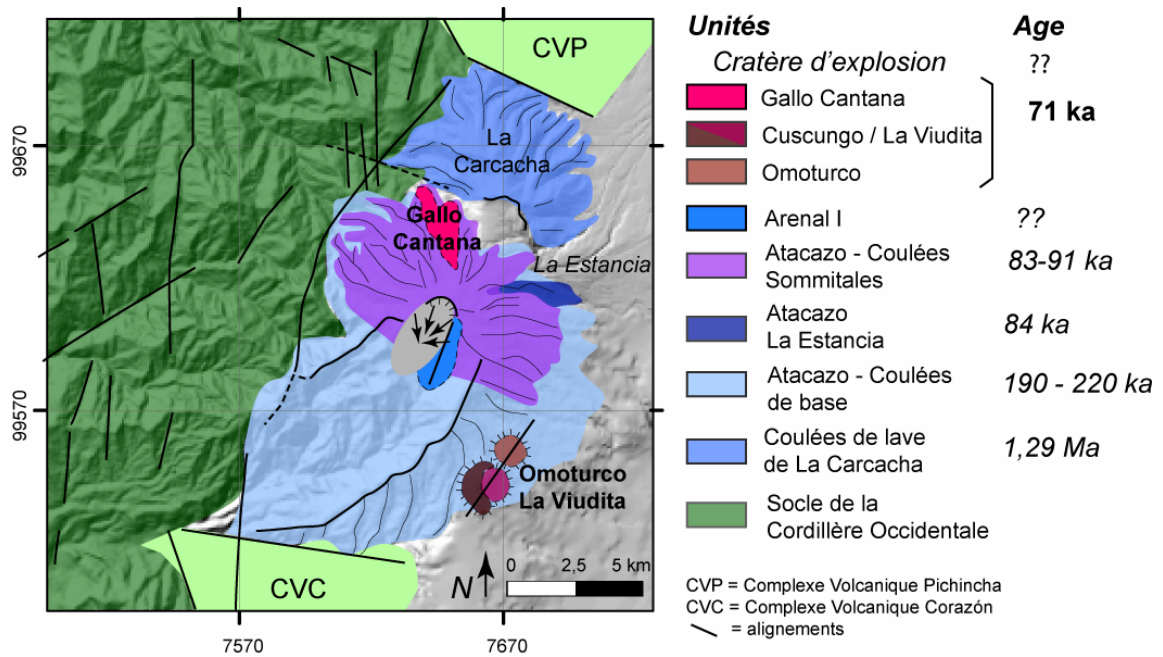


Figure 3.34. Croquis représentant l'emplacement des dômes externes et le cratère d'explosion qui coupe les coulées sommitales de l'Atacazo.

3.4.2 Activité récente

L'activité Holocène du CVAN est très différente de l'activité principalement effusive qui caractérise le développement pré-holocène du complexe. Des volumineux et épais dépôts des cendres, lapilli de ponces et coulées pyroclastiques sont le résultat d'une activité de type sub-plinienne à plinienne. Au moins six niveaux de téphra (N1 à N6) ont été associés à l'activité des dômes internes (Almeida, 1996). Ces dômes se sont mis en place les uns après les autres à l'intérieur de l'amphithéâtre rectangulaire que forment les coulées basales de l'Atacazo (Fig. 3.35 a, b, c et d).

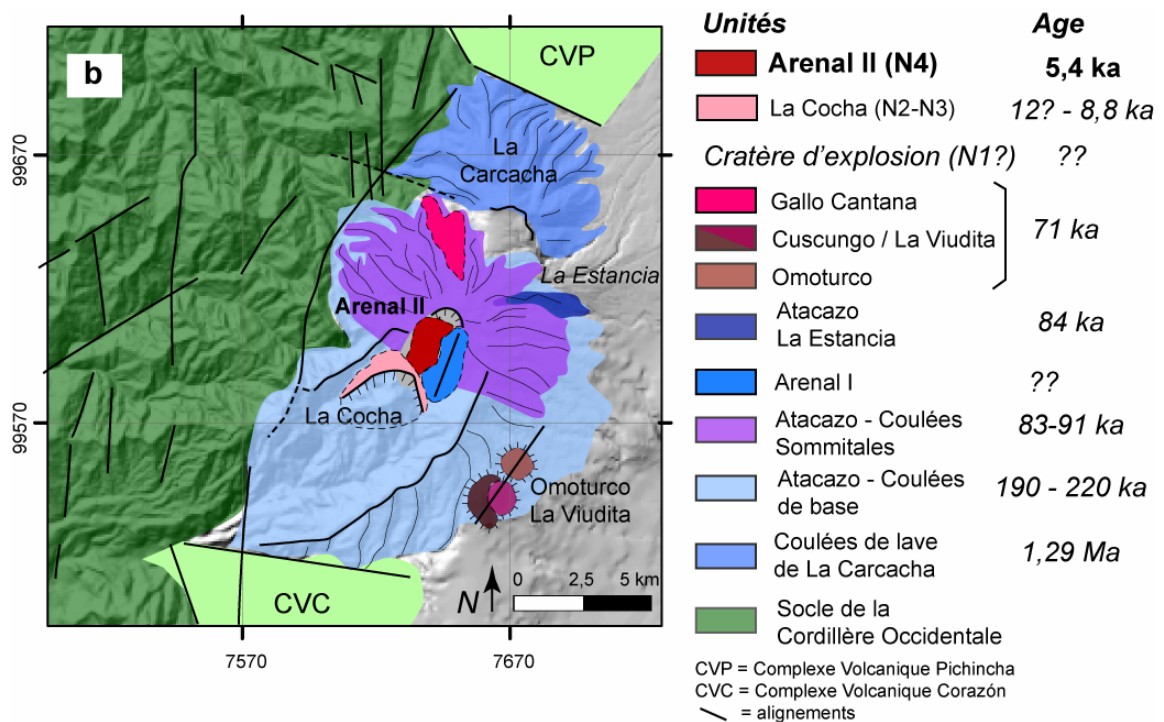
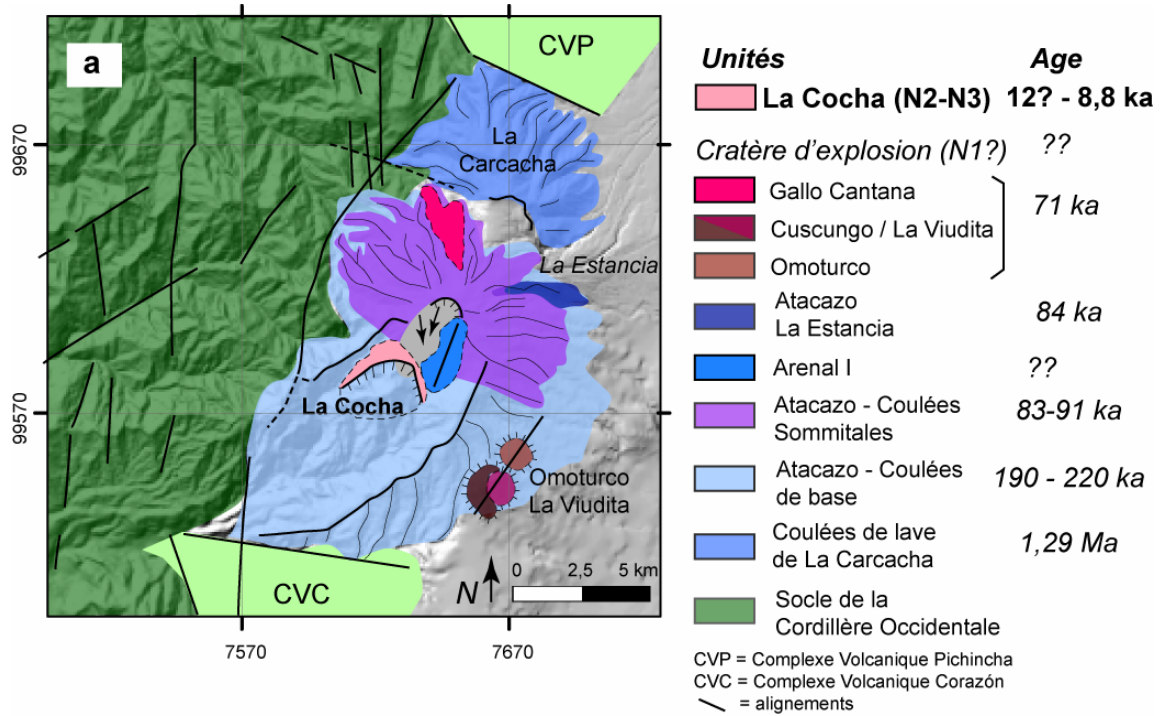
Il est possible que le cratère d'explosion au sommet de l'Atacazo soit le résultat de la période éruptive qui a produit le dépôt de retombée N1. Néanmoins aucune observation ne permet de relier ces deux événements.

Le premier dôme mis en place est le Dôme La Cocha. Deux niveaux de retombée plinienne sont associés à son activité. Le premier (N2) serait issu de l'activité explosive ayant lieu avant l'emplacement du dôme, tandis que le deuxième (N3) serait le résultat d'une puissante éruption qui a laissé un grand cratère d'explosion. On ne voit que la paroi nord de ce cratère car il a été rempli par les dépôts pyroclastiques des dômes plus récents. Une bonne partie de l'édifice original a disparu (Fig. 3.35 a). Ces deux éruptions ont eu lieu entre 12 (Hall et Mothes, 1994) et 8,8 ka.

Le dôme Arenal II s'est mis en place quelques milliers d'années plus tard (5,4 ka), après une éruption explosive dont les dépôts sont représentés par le niveau de téphra N4 (Fig. 3.35 b).

Vers 4,4 ka se met en place le dôme Ninahuilca Chico I, après une éruption de VEI 5, dont les dépôts de retombée et d'écoulement pyroclastique recouvrent une bonne partie de la zone d'étude et les alentours (Fig. 3.35 c).

Enfin, la dernière éruption du CVAN date d'il y a 2,3 ka. Vers la fin de cette éruption, (VEI 5), s'est mis en place le dôme Ninahuilca Chico II (Fig.3.35 d).



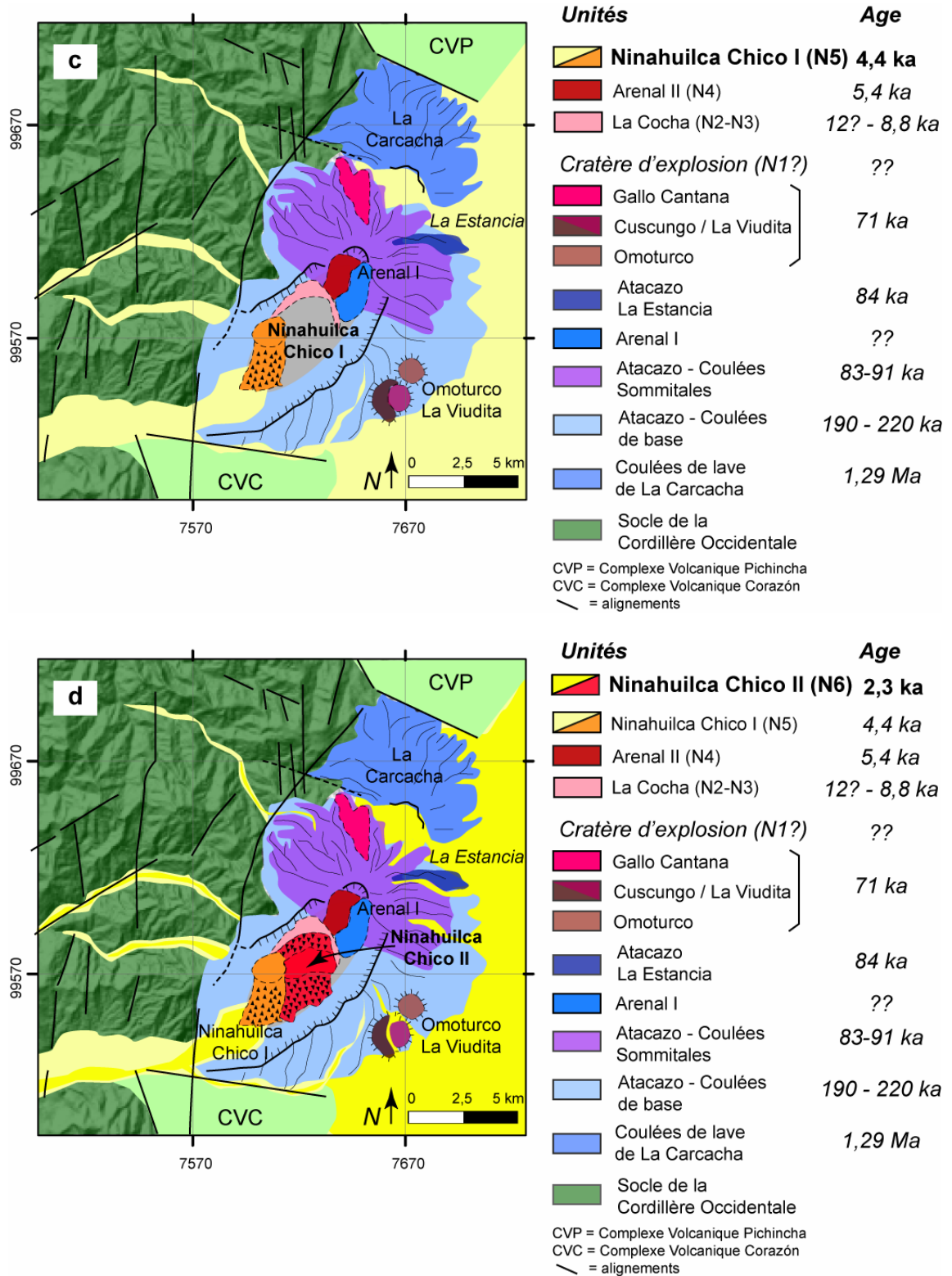


Figure 3.35. Schéma géologique représentant les emplacements successifs de dômes internes du CVAN. a. Dôme La Cocha, b. Dôme Arenal II, c. Dôme Ninahuilca Chico I, d. Dôme Ninahuilca Chico II.

3.5 Période de récurrence

Établir une période de récurrence éruptive pour la partie récente du CVAN semble assez difficile. D'une part à cause de la variabilité de la durée des périodes de repos et d'autre part du fait d'avoir uniquement quatre datations utilisables et donc seulement trois périodes de repos. En conséquence, aucune méthode statistique ne peut être employée avec un bon indice de confiance.

A partir des âges calibrés BC, la période maximale de repos est de 3760 ans entre N3 et N4, tandis que la minimal est de 1071 ans entre N4 et N5. Entre N5 et N6 la période de repos est intermédiaire de 2709 ans. La moyenne de ces trois périodes donne 2513 ± 193 ans (Tableau 3.8). Si l'on considère cette moyenne comme représentative on pourrait proposer que la prochaine éruption devrait avoir lieu entre les années 2015 et 2401 AD (Fig. 3.36). Néanmoins cette période ne peut être considérée que comme une approximation peu rigoureuse et il faudrait plutôt dire que la période de repos varie entre 1000 et 4000 ans. De plus, il n'est pas exclu que des éruptions plus faibles n'aient pas été conservées dans la stratigraphie et donc qu'elles ne soient pas connues. Quoiqu'il en soit, les âges jeunes des dernières éruptions du CVAN indiquent que ce centre éruptif est encore actif et qu'une prochaine éruption pourrait survenir à n'importe quel moment.

Période Eruptive	Ages calibré BC		Age BC moyenne	Déviation standard (2σ)	Durée des périodes de repos (ans)
	95,4% probabilité				
N3	8240	7750	7995	245	
N4	4500	3990	4245	255	3760
N5	3270	2910	3094	175	1080
N6	400	210	305	95	2700
Moyenne de la durée des périodes de repos					2513

Tableau 3.8. Calcul approximatif de la période de repos du CVAN.

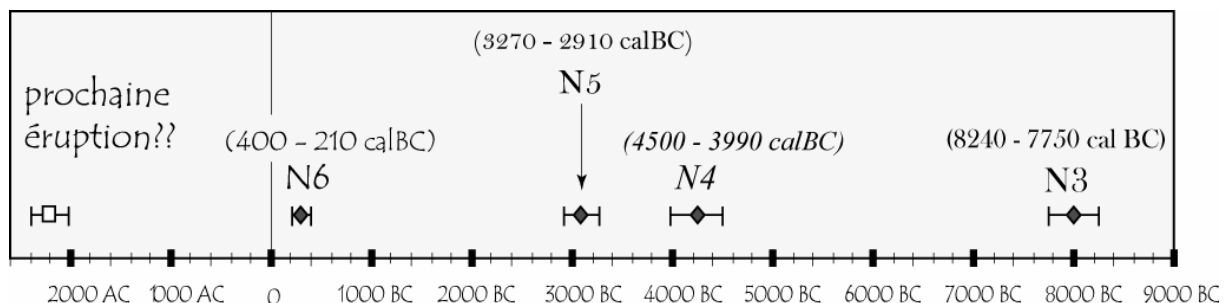


Figure 3.36. Schéma montrant les âges calibrés des dernières éruptions du CVAN.

4 Pétrographie et minéralogie du CVAN

4.1 Pétrographie

4.1.1 La Carcacha (5 échantillons)

L'édifice le plus ancien du CVAN est constitué des laves andésitiques porphyriques massives très homogènes contenant une grande quantité de phénocristaux sub-automorphes (50-60%). La mésostase peut varier de microcristalline à intersertale, elle ne présente pas de structure. La paragenèse minérale la plus fréquente consiste en un assemblage de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, oxydes ferro-titanés et traces d'olivine.

4.1.2 L'Atacazo (47 échantillons)

Les coulées de base (18 éch.): Ces sont des laves andésitiques porphyriques massives à teneur variable en phénocristaux sub-automorphes à automorphes (20 à 40%). La mésostase est généralement microcristalline, transparente, très claire et possède des structures fluidales. La paragenèse minérale est similaire à celle de La Carcacha, sauf que les laves de base contiennent aussi des phénocristaux d'amphibole totalement oxydés.

Les coulées sommitales (23 éch.): Ces sont des laves andésiques et dacitiques massives, porphyriques à matrice intersertale. La quantité de phénocristaux varie entre 30 et 50% ; ceux-ci peuvent être sub-automorphes ou automorphes. La paragenèse minérale est plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, oxydes ferro-titanés et traces d'apatite.

Les enclaves (3 éch.)

Ces dernières coulées de lave sont caractérisées par la présence d'enclaves arrondies (Fig. 4.1) de laves anciennes plus basiques (54-56% SiO₂) que les coulées hôtes (60-62% SiO₂). Ces enclaves sont hétérogranulaires formées des cristaux automorphes de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, oxydes ferro-titanés et cristaux sub-automorphes de quartz. Elles contiennent généralement du verre interstitiel.

La coulée de lave de La Estancia (3 éch.): Cette coulée est constituée de laves andésitiques porphyriques à mésostase intersertale brun foncé (60%). L'assemblage minéral est identique à celui des coulées de base. Les phénocristaux sont généralement sub-automorphes à automorphes.



Figure 4.1. Photographies des enclaves arrondies retrouvées dans les coulées sommitales de l'Atacazo.

4.1.3 La Viudita et Gallo Cantana (8 éch.)

Les laves : Ces deux dômes externes sont constitués de dacites acides très homogènes à mésostase microcristalline à intersertale gris clair. Le pourcentage de phénocristaux, généralement automorphes, varie entre 30 et 40%. La paragenèse minérale dominante consiste en plagioclase, amphibole, orthopyroxène, quartz et oxydes ferro-titanés.

Les xénolites : Les laves du Dôme Gallo Cantana contiennent une quantité importante de xénolites qui semblent provenir des gabbros ou des basaltes du socle de la Cordillère Occidentale (Fig. 4.2). Ces xénolites sub-anguleux présentent des contacts transitionnels ou nets avec la lave hôte, ce qui dénote un différent degré d'interaction avec le magma. Leur texture est granoblastique typique d'une cornéenne. Ils sont constitués d'amphibole, de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de quartz, de magnétite, d'ilménite ainsi que d'un peu de titanite, d'apatite et de grenat. Il faut noter que du verre interstitiel riche en SiO_2 (79,13-84,63 %) a été trouvé dans ces xénolites.



Figure 4.2. Xénolites du dôme Gallo Cantana

4.1.4 La Cocha II (N3) et Arenal II (N4) (11 éch.)

Deux types de matériaux de composition similaire peuvent être distingués dans ces deux périodes éruptives : les dacites massives du dôme La Cocha et Arenal II et les ponces trouvées dans les dépôts des retombées correspondants aux éruptions explosives de ces dômes. La paragenèse minérale est la même et elle est constituée de plagioclase, amphibole,

orthopyroxène, clinopyroxène (pas pour N4) et d'oxydes ferro-titanés. Les roches du dôme ont une texture intersertale, avec une mésostase gris clair et des phénocristaux (30-40%) sub-automorphes à automorphes légèrement fracturés. Les ponces possèdent une mésostase holohyaline, et une plus faible proportion de phénocristaux (10-20%) systématiquement fracturés. Il faut noter que l'amphibole des dacites du dôme est presque intégralement oxydée, tandis que celle des ponces est fraîche, présentant rarement de fines bordures d'oxydation.

4.1.5 Ninahuilca Chico I et II (N5 et N6) (55 éch.)

Les roches des dômes Ninahuilca Chico I et II, ainsi que les ponces trouvées dans les dépôts pyroclastiques correspondant aux éruptions de ces événements, présentent des caractéristiques similaires à celles de N4. La seule différence est la présence de quartz et de biotite. D'autre part les amphiboles sont fraîches tant dans les roches du dôme que dans les ponces.

Les caractéristiques pétrographiques des différents produits du CVAN sont résumées dans le Tableau 4.1.

Unité	%SiO ₂	Texture	% phénoc.	Assemblage minéral
Carcacha	60,31 – 61,74	Porphyrique Intersertale à microcristalline	50-60	plg + opx + cpx + Ti-Mt ± ol
Atacazo				
Coulées de base	60,29 – 63,21	Porphyrique Intersertale / intergranulaire	20-40	plg + opx + cpx + Ti-Mt ± amp ± apt
Coulées sommitales	57,28 – 62,16		30-50	
La Estancia	57,94 – 58,30		40	
Enclaves	54,53 – 55,94	fanéritique		plg + opx + cpx + Ti-Mt + ilm
La Viudita	66,18 – 66,75	Porphyrique Microcristalline	30-40	plg + amp + opx + qtz + Ti-Mt + ilm
Gallo Cantana	66,48 – 67,04		30-40	
La Cocha	61,67 – 63,87	Porphyrique Intersertale	30-40 (15-20)	plg + amp + opx + cpx + qtz + Ti- Mt + ilm
Arenal II	62,90 – 63,37			plg + amp + opx + qtz + Ti-Mt + ilm
Ninahuilca Chico I	62,88 – 65,88	Porphyrique Microcristalline Vésiculaire/ intersertale	30-40 (10-20)	plg + amp + opx + qtz + Ti-Mt + ilm ± bio
Ninahuilca Chico II	64,30 – 66,07			

Tableau 4.1. Synthèse des caractéristiques pétrographiques des différentes unités du CVAN et leur assemblage minéral.

4.2 Compositions des minéraux

Les compositions en éléments majeurs des minéraux des produits du CVAN ont été obtenues grâce à l'analyse à la microsonde électronique des lames minces des différentes unités. Un total de 31 lames a été étudié : (1) La Carcacha ; (4) Coulées de base de l'Atacazo ; (8) Coulées sommitales de l'Atacazo ; (2) enclaves ; (1) Coulée de La Estancia ; (2) La Viudita ; (5) Gallo Cantana et xénolites ; (2) Arenal II ; (2) La Cocha II ; (2) Ninahuilca Chico

I ; (2) Ninahuilca Chico II. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire Magmas et Volcans avec la microsonde CAMECA SX-100. Les conditions d'opération ont été de 15 kV de tension d'accélération, 10 nA de courant et 10 s de temps de comptage pour chaque élément analysé.

Un résumé des compositions des différentes phases minérales présentes dans chaque unité est présenté dans le tableau 4.2. Toutes les analyses réalisées sont présentées dans l'Annexe III.

Unité	plg	opx	cpx	amp	Oxydes Fe-Ti	qtz	bio
Carcacha	30-40 % An ₃₇₋₅₅ An ₃₁₋₄₉ z.os.	15-30 % En ₆₃₋₇₅ Fs ₂₁₋₃₅ Mg# 66-79 En ₄₆₋₅₉ Fs ₃₃₋₃₈ Mg# 59-62 z.in.	6-15 % Wo ₄₂₋₄₄ En ₃₉₋₄₅ Fs ₁₂₋₁₉ Mg# 0,73-0,84 z.n. z.os.	--	5-12 % Ilm ₈₃ Mt ₈₅₋₉₁	--	--
Atacazo Coulées de base et sommitales	35-40 % An ₄₃₋₇₅ An ₃₀₋₆₅ z.os.	15-25 % En ₄₉₋₈₄ Fs ₁₃₋₄₆ Mg# 53-86 En ₄₂₋₅₉ Fs ₃₈₋₄₈ Mg# 49-64 z.n. z.os. z.in.	5-15 % Wo ₃₉₋₄₄ En ₃₇₋₄₉ Fs ₁₀₋₂₀ Mg# 0,70-0,87 z.i. z.n.	< 2 % n.a.	5-10 % Ilm ₉₀₋₉₅ Mt ₈₃₋₉₆	--	--
La Estancia	25-35 % An ₄₅₋₇₁ An ₄₅₋₄₈ z.in. z.os.	15-25 % En ₅₅₋₇₅ Fs ₂₃₋₄₁ Mg# 59-77 En ₄₁₋₅₂ Fs ₃₈₋₄₃ Mg# 51-57 z. n.	< 5 % Wo ₄₄ En ₃₉ Fs ₁₇ Mg# 0,73-0,75 n.z.	--	5-10 % Ilm ₈₉₋₉₄ Mt ₈₈	--	--
La Viudita	20-25 % An ₃₃₋₅₆ z.n.	2-4 % En ₅₈₋₆₀ Fs ₃₈₋₄₁ Mg# 60-62 n.z.	--	5-10 % Mg# 0,70-0,83. Al ₂ O ₃ (8,4-6,2%) z.f.	2-5 % Ilm ₈₅ Mt ₉₁₋₉₆	< 1 %	--
Gallo Cantana	20-25 % An ₃₃₋₅₅ z.n.	< 1 n.a.	--	10-12 % Mg# 0,65 – 0,81 Al ₂ O ₃ (9,2 et 6,3%). z.n. b.o.	2-5 % Ilm ₇₇₋₈₄ Mt ₈₈₋₉₄	< 2 %	--
La Cocha II	An ₃₆₋₆₆ z.in. z.os. z.n.	En ₆₂₋₆₅ Fs ₂₈₋₃₇ Mg# 64-73 n.z.	--	Mg# 67-84 Al ₂ O ₃ (9,8-7,2%) b.o.	Ilm ₇₀ Mt ₉₂₋₉₃	--	--
Arenal II	An ₄₁₋₆₂ z.os. z.in.	En ₆₄₋₇₂ Fs ₂₅₋₃₄ Mg# 67-77 n.z.	--	Mg# 0,69-0,80 Al ₂ O ₃ (8,5-7,0%) b.o.	Ilm ₆₈₋₆₉ Mt ₉₃₋₉₄	--	--
Ninahuilca Chico I	15-25 % An ₃₃₋₆₇ z.n. z.os. z.in.	10-15 % En ₅₈₋₇₅ Fs ₁₈₋₄₀ Mg# 60-83 n.z.	--	10-20 % Mg# 0,68- 0,79 Al ₂ O ₃ (9,7-5,8%)	2-5 % Ilm ₇₆₋₇₈ Mt ₈₇₋₉₆	< 3 %	< 2 % Mg# 71-72 K ₂ O (7,5-7,6%)
Ninahuilca Chico II	15-25 % An ₃₇₋₆₄ z.os. z.in.	5-7 % En ₆₀₋₆₆ Fs ₃₄₋₃₉ Mg# 61-68 n.z.	--	10-15 % Mg# 0,64-0,77 Al ₂ O ₃ (10,0- 6,4%)	2-5 % Ilm ₇₀₋₇₉ Mt ₉₃₋₉₄	< 5 %	< 2 % Mg# 71-72 K ₂ O (7,5-7,6%)

Tableau 4.2. Compositions des différentes phases minérales présentes dans les unités du CVAN. n.a. = non analysé ; z.n. = zonage normal ; z.in. = zonage inverse ; z.os. = zonation oscillatoire ; -- = non observé. An = anorthite ; En = enstatite ; Fs = ferrosilite ; Wo = wollastonite ; Ilm = ilménite ; Mt = magnetite. Lorsque deux gammes des compositions sont présentées, la première correspond aux phénocristaux et la deuxième aux microlites.

Les phases minérales des unités anciennes du CVAN présentent une variation compositionnelle plus large que les phases des unités les plus récentes. Dans le cas des premières, les phénocristaux sont généralement zonés, mais il existe néanmoins quelques cristaux homogènes. C'est dans ces unités anciennes que l'on trouve la plupart des minéraux à cœurs déstabilisés ou avec des bordures réactionnelles. Dans le cas des phases minérales des unités récentes, les phénocristaux sont au contraire, généralement homogènes avec quelques faibles zonages. La plupart des cristaux déstabilisés se trouvent dans les roches des dômes et rarement dans les produits vésiculés.

4.2.1 Le plagioclase

Le plagioclase de *La Carcacha* présente une gamme de compositions assez restreinte, en accord avec la gamme de variation géochimique des laves (cf. chap. 5). Les phénocristaux, peu ou pas zonés sont généralement de l'andésine (An₃₇) et parfois du labrador (An₅₅). Les microlites trouvés dans la mésostase sont légèrement moins calciques (An₃₁₋₄₉) et plus potassiques (Or₂₋₇). Un des microlites par contre possède une composition assez exceptionnelle très sodique de type oligoclase (An₁₂) (Fig. 4.3 a). Les zonages sont généralement oscillatoires (e.g. An₄₄₋₅₅₋₄₃₋₅₀).

Les plagioclases des coulées basales et sommitales de l'*Atacazo* montrent la plus grande variation compositionnelle du CVAN. La plupart des phénocristaux correspondent à des compositions d'andésine et labrador et rarement bytownite (An₄₃₋₇₅). Les microlites sont légèrement moins calciques que les phénocristaux (An₃₀₋₆₅). Exceptionnellement on peut trouver des microlites de feldspath alcalin de type anorthose (Fig. 4.3 b). Lorsqu'il existe, le zonage est oscillatoire (e.g. An₅₈₋₆₃₋₅₄₋₆₁₋₄₇₋₅₄). Plus fréquemment la composition des différentes zones reste constante (e.g. An₄₈₋₅₀₋₄₅₋₅₂₋₄₅).

Le plagioclase des enclaves des coulées sommitales a une composition de labrador et avec peu de variation de la teneur en anorthite (An₆₂₋₆₉). Le zonage n'est pas fréquent, mais lorsqu'il a été observé, il est normal (e.g. An₆₉₋₆₃).

La coulée de lave de *La Estancia* contient aussi des phénocristaux de labrador, d'andésine et parfois de bytownite (An₄₅₋₇₁). Les microlites sont moins calciques que les phénocristaux et montrent une gamme de composition très restreinte (An₄₅₋₄₈) (Fig. 4.3 c). Les zonages peuvent être inverses (e.g. An₅₀₋₅₆₋₆₂) ou oscillatoires (e.g. An₅₂₋₆₁₋₅₃₋₆₃).

Le plagioclase de ces unités possèdent souvent des bordures et des cœurs déstabilisés (« dusty cores ») ou réactionnels. Lorsqu'ils sont présents leurs compositions sont généralement calciques. Les glomérules de plagioclase sont très communs dans ces roches.

Les unités les plus récentes du CVAN (La Viudita, Gallo Cantana, La Cocha II, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II) présentent des plagioclases de composition similaires correspondant principalement à de l'andésine et à du labrador. Dans les deux dômes les plus récents, ces phénocristaux calciques, généralement associés en glomérules, semblent correspondre à des xénocristaux. Ceci du fait de leur manque de forme cristalline et la

présence des bordures réactionnelles qui contraste avec le reste de phénocristaux, plutôt automorphes, au cœur limpide et sans bordures réactionnelles.

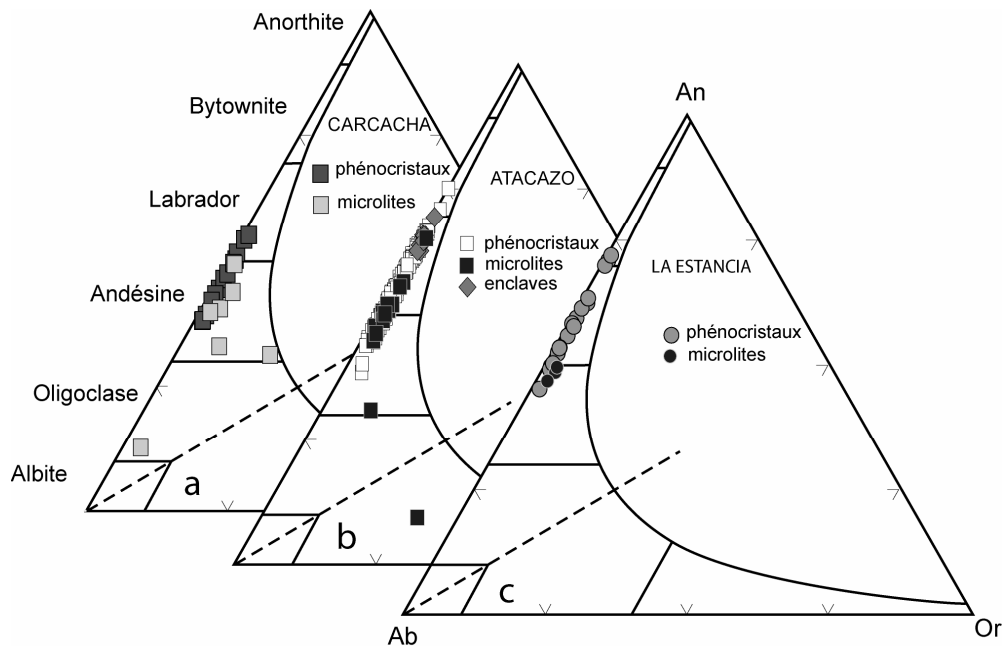


Figure 4.3. Composition des plagioclases des unités anciennes du CVAN.

Peu de microlites ont été analysés avec succès. Toutefois, au Gallo Cantana, ceux-ci sont plus sodiques que les phénocristaux, tandis qu'au Ninahuilca Chico I, les microlites montrent la même gamme de variation que les phénocristaux.

Les plagioclases du dôme *La Viudita* (An_{33-56} , exceptionnellement An_{19}) sont rarement zonés (Fig. 4.4 a). Néanmoins quelques phénocristaux montrent des zonages normaux (e.g. $An_{56-49-38}$).

Le dôme *Gallo Cantana* possède deux populations de plagioclase ; la plus répandue à composition de type andésine (An_{33-45}) et la deuxième moins fréquente de type labrador (An_{52-55}) (Fig. 4.4 b). Deux types de zonages normaux ont été observés : un zonage progressif (e.g. An_{39-36} ou An_{40-37}) ; et un zonage avec un changement de composition plus brutal (e.g. An_{53-39} ou An_{45-34}).

Les plagioclases du dôme *La Cocha II* vont de An_{36} vers An_{66} (Fig. 4.4 c). Des zonages oscillatoires sont très fréquents dans les phénocristaux les plus gros ($An_{39-51-54-42-50-38-52-43-63}$). Des zonages inverses (An_{48-58} ; An_{41-58}) et normaux (An_{51-45}) sont aussi observables.

Dans le dôme *Arenal II* le plagioclase varie d'andésine à labrador (An_{41-62}) (Fig. 4.4 d). De même que pour le dôme La Cocha, les gros phénocristaux présentent des zonages oscillatoires ($An_{60-49-44-53-58-41-52-48}$), tandis que les autres possèdent des zonages inverses (An_{47-62}).

Les plagioclases du dôme *Ninahuilca Chico I et II* vont de An_{33} à An_{67} (Fig. 4.4 e). Les phénocristaux les plus calciques sont probablement des xénocristaux (xénomorphes, déstabilisés et formant des glomérules). Les zonages ne sont pas fréquents, mais quand ils

sont présents, ils peuvent être oscillatoires ($An_{40-44-41-58-37-38-55}$), normaux (An_{45-39}) ou inverses ($An_{40-47-48}$).

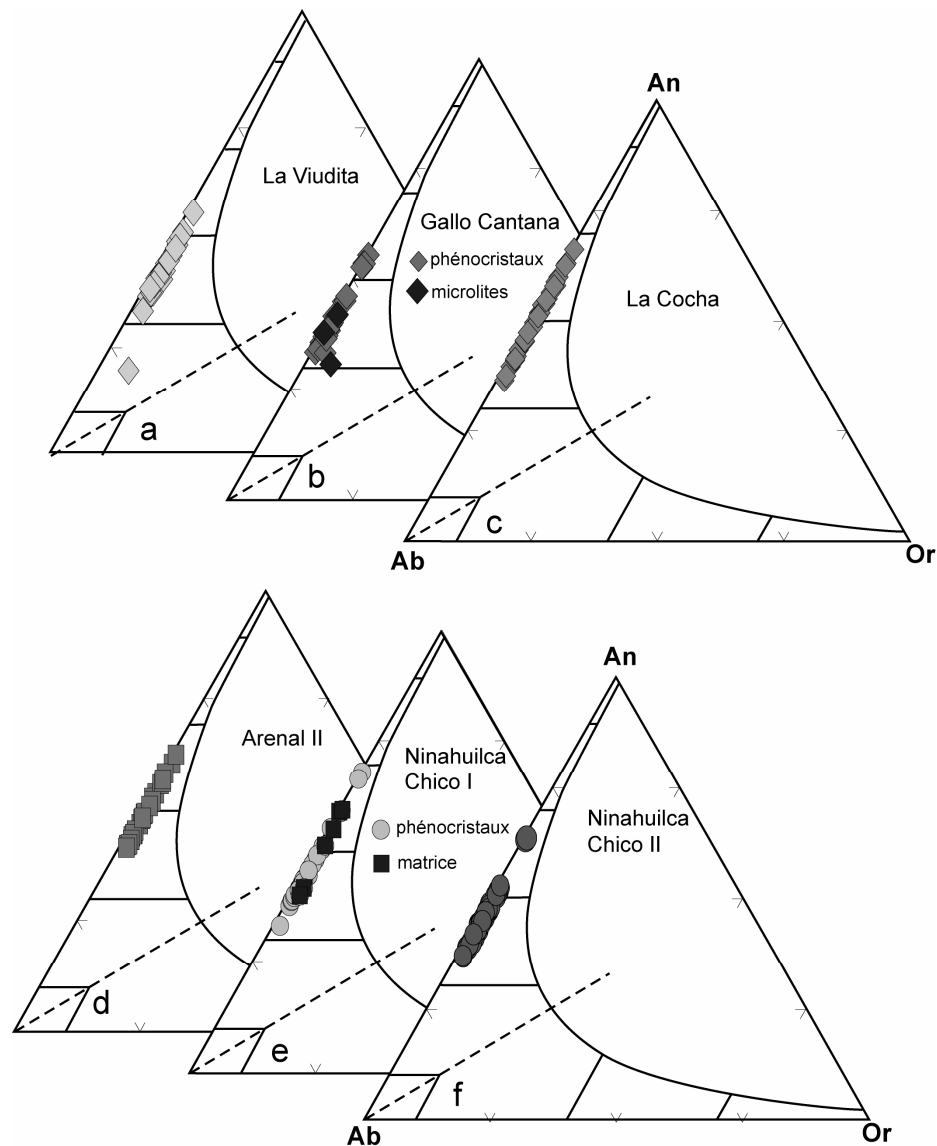


Figure 4.4. Compositions des plagioclases des dômes du CVAN.

4.2.2 L'amphibole

Dans les anciennes unités du CVAN, l'amphibole est présente uniquement dans les coulées de base de l'Atacazo. Ici, les cristaux ont totalement été transformés en oxydes (altération de type « black »), et le seul trait qui permet de reconnaître ces cristaux comme étant de l'amphibole est leur forme caractéristique, qui a été bien conservée. En conséquence, l'analyse de la composition de cette amphibole n'a pas été possible.

Au contraire, cette phase minérale est systématiquement présente dans les unités récentes du CVAN, où elle possède une composition homogène. D'après la classification de Leake et al. (1997), il s'agit d'une amphibole calcique de type magnésio-hornblende (Fig. 4.5).

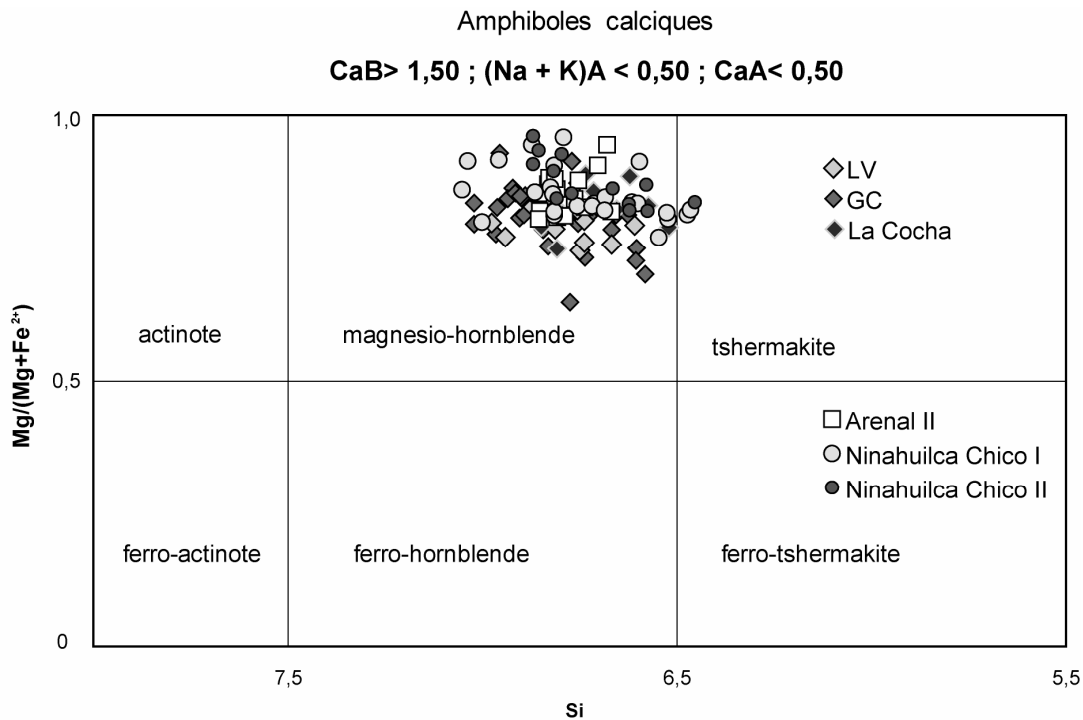


Figure 4.5. Classification de amphiboles des dômes du CVAN.

Le dôme *La Viudita* contient des phénocristaux sub-automorphes à automorphes d'amphibole verte, avec très rarement des bordures réactionnelles noires. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ varie de 0,70 à 0,83 et Al_2O_3 de 8,4 à 6,2%. Très peu de zonages ont été observés, néanmoins quand ils existent, ils sont normaux ($Mg\#$ 0,75-0,71).

Les phénocristaux d'amphibole brune du dôme *Gallo Cantana* sont aussi automorphes à sub-automorphes. $Mg\#$ varie de 0,65 à 0,81) allant exceptionnellement jusqu'à 0,91. La teneur en Al_2O_3 est comprise entre 9,2 et 6,3%. Un zonage normal peut être observé avec des cœurs à $Mg\#$ 0,72-0,75 et des bordures à $Mg\#$ 0,70-0,66. A différence de l'amphibole de *La Viudita*, les cristaux du *Gallo Cantana* montrent des bordures noires d'oxydation qui peuvent être très fines ou dans de très rares cas peuvent masquer les cristaux.

L'amphibole des xénolites est aussi une magnésio-hornblende, parfois une tshermakite (Fig. 4.6 a). La plupart des amphiboles de ce groupe possèdent des compositions très proches de celles du dôme. L'amphibole de l'échantillon SA-65C est légèrement plus riche en K_2O et Al_2O_3 (Fig. 4.6 b).

L'amphibole verte du dôme *La Cocha II* et des ponces du dépôt plinien associé a un $Mg\#$ qui varie de 0,67 à 0,78, pour les ponces et de 0,79 à 0,84 pour les roches du dôme. La concentration en Al_2O_3 varie de 9,8 à 7,2%. Les amphiboles du dôme montrent des bordures d'oxydation assez importantes, tandis que les amphiboles des ponces ont un aspect frais avec des bordures d'oxydation très fines ou absentes.

De manière similaire l'amphibole du dôme *Arenal II* est oxydée, tandis que celle des ponces est fraîche et ne montre qu'exceptionnellement de fines bordures d'oxydation. Le $Mg\#$ est le même dans les roches et les ponces ($Mg\#$ 0,69-0,80). Al_2O_3 varie entre 8,5 et 7,0%.

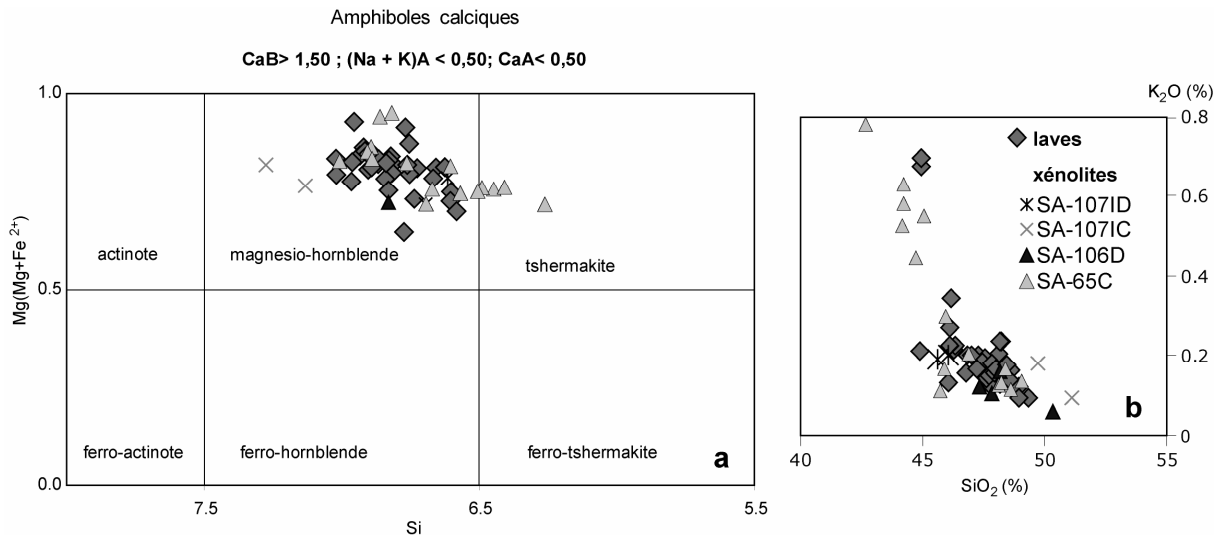


Figure 4.6. a. Classification des amphiboles du dôme Gallo Cantana et de ses xénolites. b. Diagramme SiO₂ vs. K₂O des amphiboles du dôme Gallo Cantana.

L'amphibole du dôme *Ninahuilca Chico I* est verte et automorphe à sub-automorphe. Son Mg# varie de 0,68 à 0,79 pour les roches du dôme et 0,67 à 0,75 pour les ponces. La teneur en Al₂O₃ va de 9,7 à 5,8%.

Dans le dôme *Ninahuilca Chico II* l'amphibole est automorphe, verte et très fraîche. Aucune bordure d'oxydation n'a pas été observée. Le Mg# varie de 0,64 à 0,77 pour les roches du dôme et de 0,69 à 0,72 pour les ponces. La teneur en Al₂O₃ varie entre 10,0 et 6,4%.

4.2.3 Le clinopyroxène

Cette phase minérale n'est présente que dans les produits des unités anciennes du CVAN (La Carcacha et l'Atacazo) et exceptionnellement dans les roches du dôme La Cocha II. Dans tous les cas il s'agit des phénocristaux xénomorphes à sub-automorphes et très rarement automorphes. Ils peuvent être vert clair ou transparents. D'après la classification de Morimoto et al. (1988), il s'agit d'augite (Fig. 4.7).

Le clinopyroxène de *La Carcacha* est une augite (Wo₄₂₋₄₄En₃₉₋₄₅Fs₁₂₋₁₉), dont le Mg# varie de 0,73 à 0,84 (Fig. 4.7 a). Quelques zonages normaux ou oscillatoires ont été observés (Mg# 77-80-79 ; Mg# 79-76 ; Mg# 84-72).

Les coulées sommitales et basales de *l'Atacazo* contiennent un clinopyroxène homogène de type augite (Wo₃₉₋₄₄En₃₇₋₄₉Fs₁₀₋₂₀), dont le Mg# varie entre 0,70-0,87 (Fig. 4.7 b). Les phénocristaux présentent des zonages inverses (e.g. Mg# 76-86, 78-82, 71-75) et normaux (e.g. Mg# 81-77, 78-76, 79-75-72, 84-74-71).

La coulée de lave de *La Estancia* contient peu de clinopyroxène, néanmoins le peu de cristaux trouvés sont une augite très homogène (Wo₄₄En₃₉Fs₁₇) (Fig. 4.7 b), dont le Mg# aussi varie très peu de 0,73-0,75. La présence de zonages n'a pas été observée.

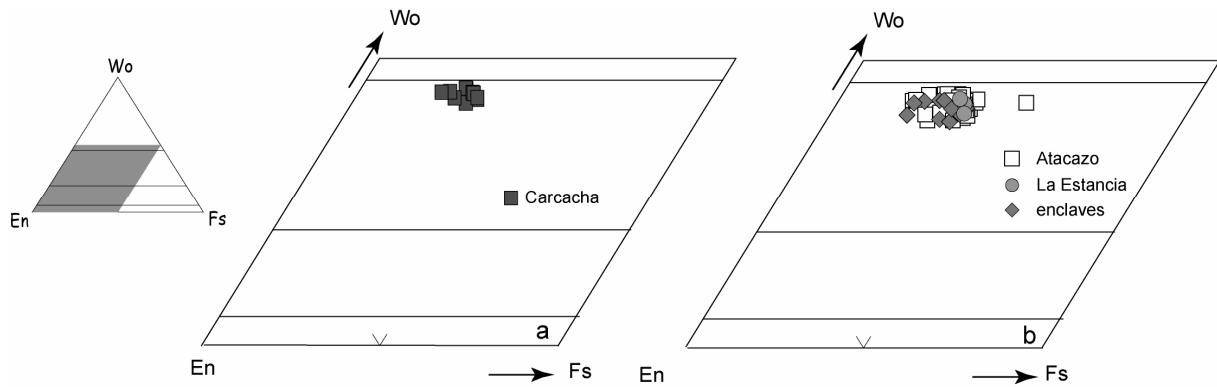


Figure 4.7. Classification des clinopyroxènes de **a.** La Carcacha et **b.** l'Atacazo et ses enclaves dans le triangle des pyroxènes Wo-En-Fs.

4.2.4 L'orthopyroxène

Après le plagioclase, l'orthopyroxène est la phase minérale la plus fréquente dans les roches du CVAN, elle est présente dans toutes les unités, sauf dans le Dôme Gallo Cantana.

La Carcacha contient des phénocristaux automorphes et sub-automorphes de type hypersthène ($En_{63-75}Fs_{21-35}$; Mg# 66-79) (Fig. 4.8 a). Des zonages inverses y ont été observés (Mg# 63-68-70, 63-75, 64-68). Les microlites sub-automorphes possèdent une composition plus restreinte ($En_{46-59}Fs_{33-38}$; Mg# 59-62).

Dans les laves de l'*Atacazo* l'orthopyroxène est un hypersthène ($En_{49-84}Fs_{13-46}$; Mg# 53-86). Les microlites sont moins magnésiens et plus homogènes ($En_{42-59}Fs_{38-48}$; Mg# 49-64) (Fig. 4.8 b). Les zonages sont de trois types : inverses (e.g. Mg# 63-75, 60-68, 60-71), normaux (Mg# 76-62, 69-64, 69-52, 69-57, 81-55) ou oscillatoires (Mg# 60-76-68, 76-79-59). L'orthopyroxène automorphe des enclaves retrouvées dans ces laves couvrent la même gamme compositionnelle que les phénocristaux des laves ($En_{48-82}Fs_{14-45}$; Mg# 52-87) (Fig. 4.8 c).

La coulée de *La Estancia* possède le même type d'orthopyroxène que les unités antérieures ($En_{55-75}Fs_{23-41}$; Mg# 59-77) (Fig. 4.8 d). Les microlites sont aussi moins magnésiens ($En_{41-52}Fs_{38-43}$; Mg# 51-57). Les zonages des phénocristaux sont systématiquement normaux (Mg# 70-63, 70-55).

Il faut noter que pour ces unités anciennes de la pigeonite peut aussi être observée.

Dans le dôme *La Viudita* l'orthopyroxène est de l'hypersthène peu magnésien, automorphe et très homogène en composition ($En_{58-60}Fs_{38-41}$; Mg# 60-62) (Fig. 4.8 e).

La Cocha II, l'*Arenal II* et le *Ninahuilca Chico II* possèdent tous un orthopyroxène automorphe, de composition homogène ($En_{62-65}Fs_{28-37}$, Mg# 64-73 ; $En_{64-72}Fs_{25-34}$, Mg# 67-77 ; $En_{60-66}Fs_{34-39}$, Mg# 61-68) (Fig. 4.8 f-h). Quelques phénocristaux plus magnésiens, qui pourraient correspondre à des xénocristaux ont été trouvés dans les deux premières unités ($En_{80}Fs_{18}$, Mg# 83 ; $En_{77}Fs_{20}$, Mg# 84). L'orthopyroxène du *Ninahuilca Chico I* montre une

gamme de composition plus large ($En_{58-75}Fs_{18-40}$; $Mg\#$ 60-83) avec des phénocristaux automorphes et sub-automorphes (Fig. 4.8 i).

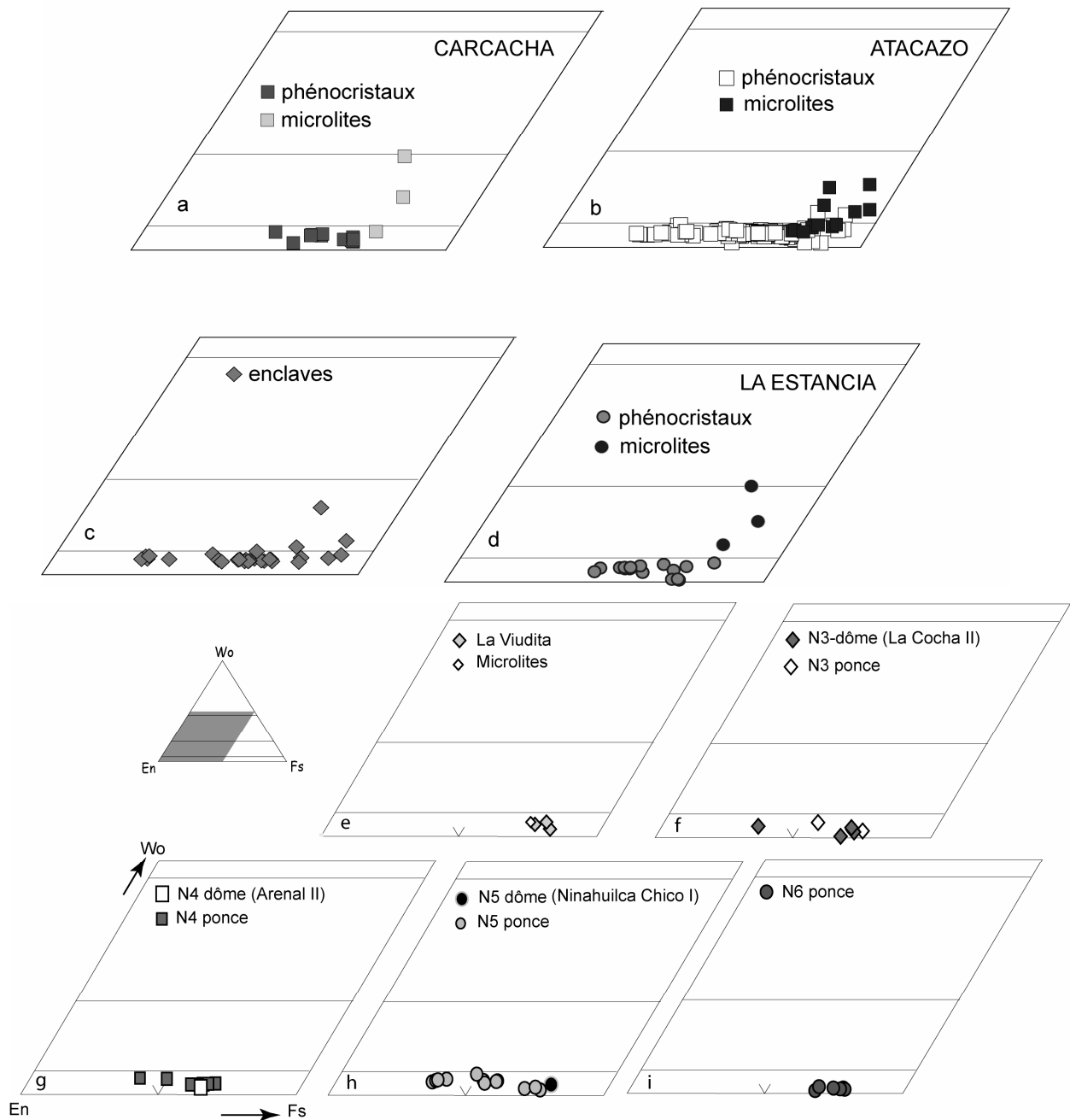


Figure 4.8. Classification des orthopyroxènes d'après Morimoto *et al.*, (1988) dans le triangle des pyroxènes Wo-En-Fs, pour **a.** La Carcacha, **b.** l'Atacazo, **c.** ses enclaves, et **d.** La Estancia, **e.** La Viudita, **f.** Le dôme Cocha II et les ponces du niveau de tephra correspondant (N3), **g.** Le dôme Arenal II et les ponces de la tephra N4, **h.** le dôme Ninahuilca Chico I et les ponces du niveau de tephra N5 et **i.** Les ponces du niveau de tephra N6.

La figure 4.9 résume les Mg# de phases minérales ferromagnésiennes des différentes unités du CVAN.

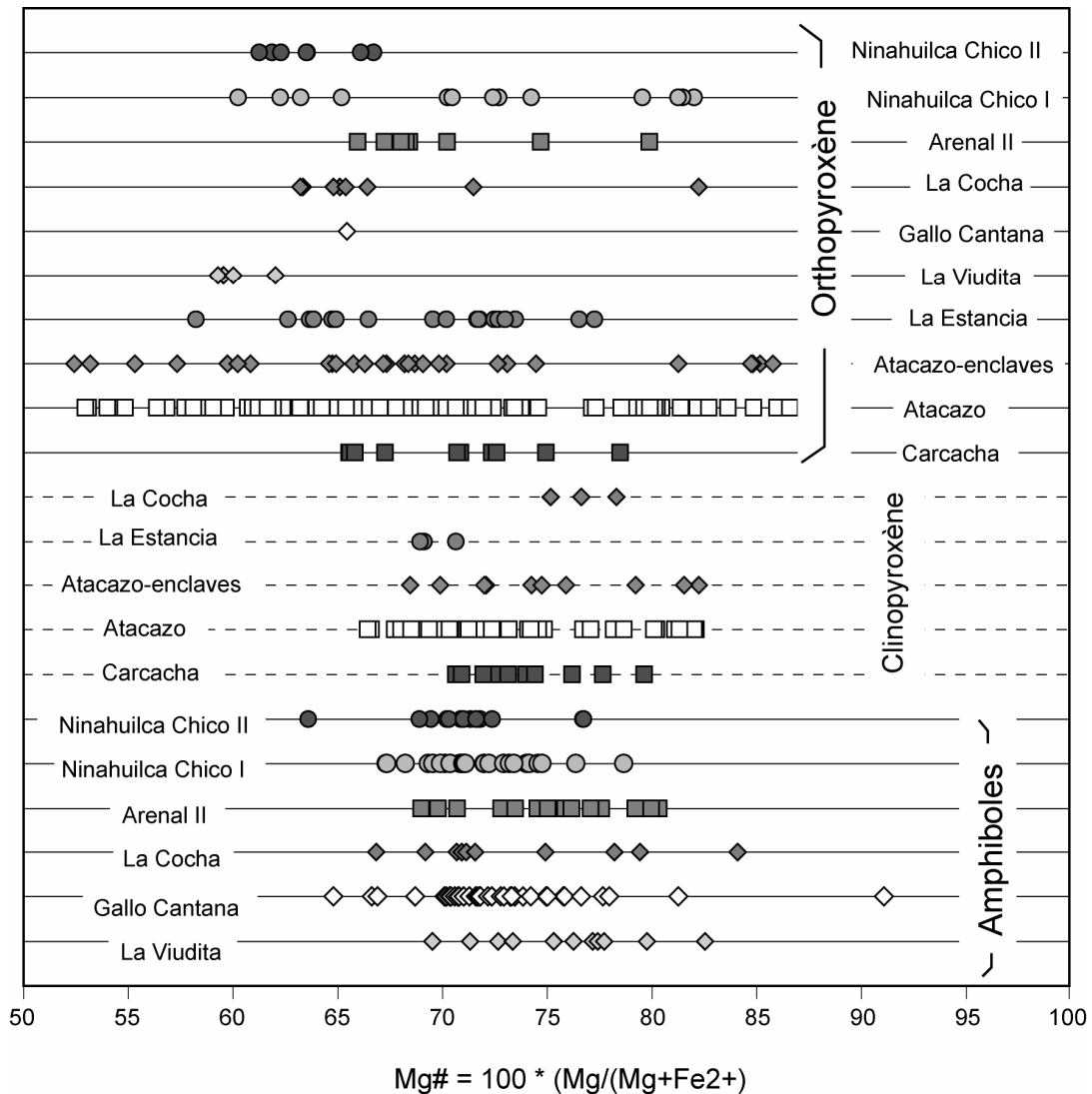


Figure 4.9. Mg# de l'amphibole, clinopyroxène et orthopyroxène des différentes unités du CVAN.

4.2.5 La biotite

La biotite (< 2%) est une phase minérale présente uniquement dans les produits ponceux de deux dernières éruptions du CVAN (N5, *Ninahuilca Chico I* et N6, *Ninahuilca Chico II*). La composition de la biotite est assez homogène avec des Mg# et teneurs en K₂O constantes (Mg# : 0,71-0,72 ; K₂O 7,5-7,6). Néanmoins une légère différence peut être remarquée car les biotites de N6 sont un peu plus riches en titane que les biotites de N5 (Fig. 4.10).

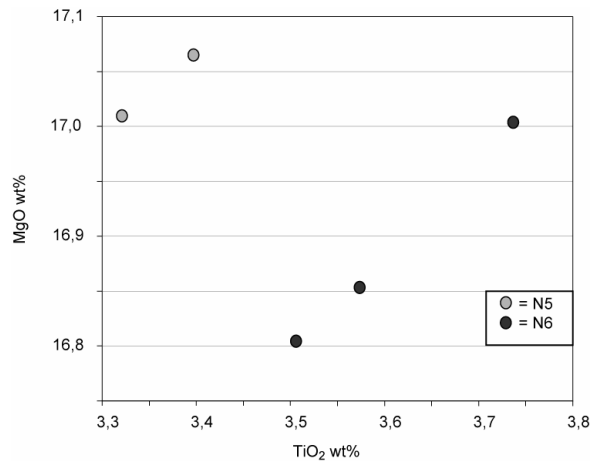


Figure 4.10. Diagramme TiO₂ vs. MgO pour les biotites de N5 et N6.

4.2.6 L'olivine

Cette phase minérale n'est présente que dans les laves de *La Carcacha* et en quantité très faible (< 2%). Ce sont des phénocristaux fracturés, sub-automorphes avec des bordures de réaction composées d'oxydes et d'orthopyroxène. Ces olivines ont des compositions homogènes et peu magnésiennes (Fo₇₆).

4.2.7 Les oxydes ferro-titanés

Les oxydes ferro-titanés se trouvent dans tous les produits du CVAN, soit comme phénocristaux automorphes, soit comme microlites sub-automorphes. Ils peuvent apparaître aussi comme inclusions dans les différents phénocristaux. Une partie de ces oxydes sont aussi le produit des réactions de déstabilisation de l'olivine ou de l'amphibole. Deux types d'oxydes ont été observés : la titano-magnétite et l'ilménite. Cette dernière est plus abondante dans les unités les plus récentes (Fig. 4.11). Ces deux types d'oxydes peuvent co-exister dans le même cristal en tant qu'exsolution solide.

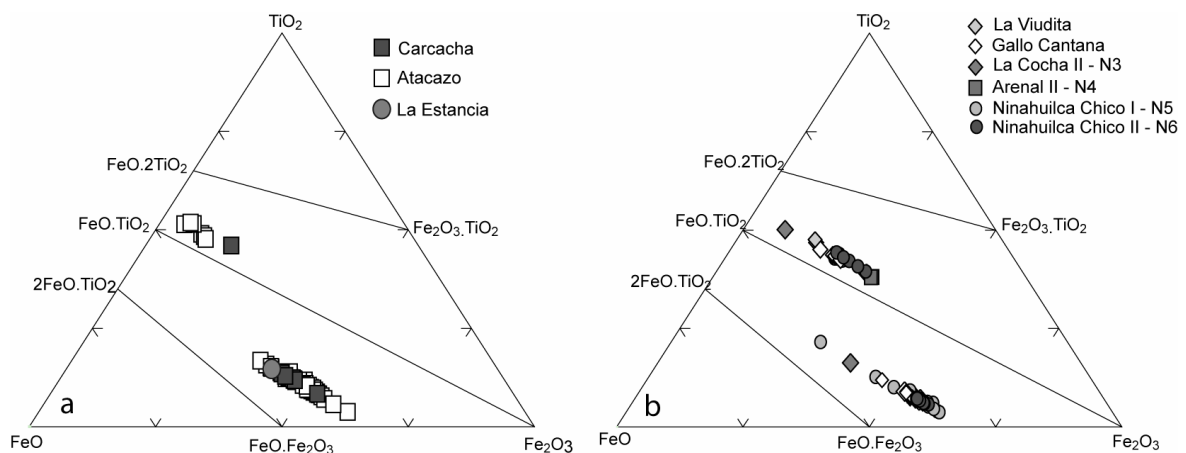


Figure 4.11. Classification des oxydes ferro-titanés du Complexe Volcanique Atacazo. **a.** partie ancienne (Carcacha, Atacazo, La Estancia), **b.** dômes externes et internes (La Viudita, Gallo Cantana, La Cocha II, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II).

Les unités anciennes ne contiennent que très peu d'ilménite par rapport à la magnétite. Ainsi, La Carcacha et les laves de l'Atacazo ne possèdent que des traces d'ilménite (Ilm₈₃ ; Ilm₉₀₋₉₅) tandis que dans la coulée de La Estancia cette phase n'a même pas été observée. L'ilménite a été trouvée aussi dans les enclaves des coulées sommitales (Ilm₈₉₋₉₄) en tant que cristaux automorphes.

La magnétite (Mt₈₃₋₉₆), au contraire est bien répandue dans les unités anciennes (2-5%).

Dans les unités récentes l'ilménite est présente généralement en plus grande quantité, excepté pour La Viudita, où elle n'est qu'en traces (Ilm₈₅). Dans le dôme Gallo Cantana l'ilménite (2-3% ; Ilm₇₇₋₈₄) est présente sous forme de phénocristaux automorphes et aussi de microlites sub-automorphes. *La Cocha II* et *Arenal II* (1-2%) possèdent de l'ilménite sub-automorphe très homogène (Ilm₇₀ ; Ilm₆₈₋₆₉), le *Ninahuilca Chico I* contient de 2 à 3% d'ilménite très homogène (Ilm₇₆₋₇₈), tandis que le *Ninahuilca Chico II* (2-3%) montre une gamme de variation de composition un peu plus large (Ilm₇₀₋₇₉).

La magnétite de dômes (2-3%) peut être automorphe quand elle apparaît en tant que phénocristal, ou xénomorphe quand elle est dans la mésostase ou comme inclusion dans d'autres phases minérales. Sa composition ne varie que dans une gamme restreinte : *La Viudita* (Mt₉₁₋₉₆), le *Gallo Cantana* (Mt₈₈₋₉₄), *La Cocha II* (Mt₉₂₋₉₃), *l'Arenal II* (Mt₉₃₋₉₄), *Ninahuilca Chico I et II* (Mt₈₇₋₉₆ ; Mt₉₃₋₉₄).

4.2.8 L'apatite

L'apatite a été observée en tant que phase minérale accessoire (< 1%) dans *La Carcacha*, les coulées sommitales de l'Atacazo, *La Viudita*, le *Gallo Cantana*, *Ninahuilca Chico I et II*. Ce sont des cristaux xénomorphes qui se trouvent généralement en inclusion à l'intérieur des phénocristaux d'orthopyroxène ou d'amphibole. Des analyses plus précises (ablation laser) de leur composition en éléments en traces n'ont pas été possibles en raison de la petite taille des cristaux (< 20 microns).

4.2.9 Le quartz

Le quartz a été observé dans les produits de *La Viudita*, le *Gallo Cantana*, *Ninahuilca Chico I et II*, et dans les enclaves des coulées sommitales de l'Atacazo. Dans les dômes et les produits éruptifs associés, il est xénomorphe. Cette forme est sans doute une conséquence de la résorption du cristal qui semble être une des caractéristiques produites lors d'une cristallisation par décompression (Blundy et Cashman, 2001). D'autre part les cristaux des enclaves sont automorphes ou sub-automorphes.

4.2.10 Les grenats des xénolites du Gallo Cantana

Deux types de grenat ont été trouvés dans les xénolites du Gallo Cantana. Le premier est présent sous forme de petits cristaux (50 μm) fracturés avec des bordures de réaction composées d'oxydes et de clinopyroxène, tandis que le deuxième est automorphe et de grande taille (0,5-8,0 mm). La composition du premier type correspond à de l'almandin ($\text{Alm}_{59-63}\text{Py}_{11-14}\text{Gross}_{19}$), tandis que celle du deuxième est proche du grossulaire ($\text{Alm}_{26-20}\text{Py}_{0,2-0,4}\text{Gross}_{70-73}$) (Fig. 4.12). Le grenat de type grossulaire remplit de fines veines qui recoupent les xénolites et, à l'occasion de cavités, il se développe parfois en tant que cristal automorphe. Cette observation permet d'affirmer qu'il s'agit du produit d'un processus hydrothermal.

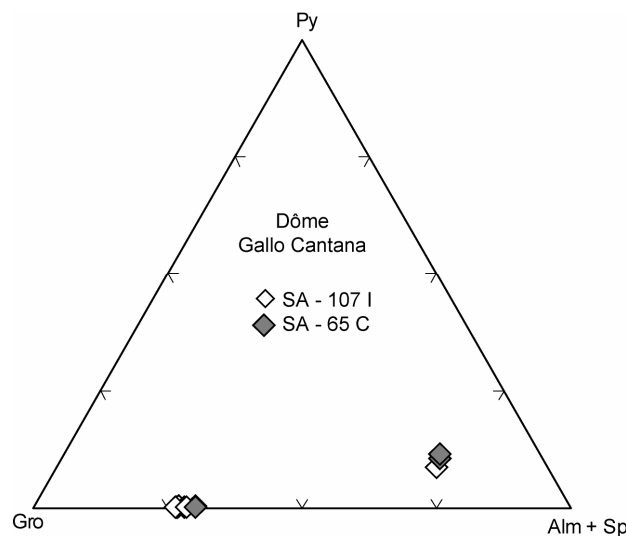


Figure 4.12. Classification des grenats analysés dans les xénolites du Dôme Gallo Cantana. Py = pyrope, Gro = grossulaire, Alm = almandin, Sp = spessartite.

4.3 Compositions du verre

Des analyses de verre de la mésostase des ponces et des roches des dômes du CVAN ont été effectuées au Laboratoire Magmas et Volcans avec la microsonde CAMECA SX-100. Les conditions d'opération ont été de 15 kV de tension d'accélération, 8 nA de courant et 10 s de temps de comptage. Les unités étudiées sont le Gallo Cantana et ses xénolites, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II. De manière générale les verres sont riches en SiO_2 et en Na_2O , avec des teneurs variables en CaO et K_2O (Tableau. 4.3).

	SiO_2 %	CaO %	Na_2O %	K_2O %
Gallo Cantana	$80,38 \pm 0,26$	$1,61 \pm 0,05$	$4,54 \pm 0,60$	$1,31 \pm 0,73$
Enclaves du Gallo Cantana	$81,03 \pm 3,04$	$0,81 \pm 0,01$	$1,54 \pm 1,14$	$2,23 \pm 0,12$ $0,16 \pm 0,01^*$
Arenal II	$76,94 \pm 1,46$	$2,21 \pm 0,71$	$3,33 \pm 0,43$	$2,09 \pm 0,31$
Ninahuilca Chico I	79,59	0,08	1,62	5,19
N5 - ponce	$76,23 \pm 1,48$	$1,33 \pm 0,11$	$3,22 \pm 0,85$	$2,22 \pm 0,08$

	SiO ₂ %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %
Ninahuilca Chico II	77,76 ± 2,48	0,91 ± 0,01	2,37 ± 0,48	2,45 ± 0,09
N6 - ponce	74,51 ± 1,17	2,24 ± 0,17	3,39 ± 0,7	1,94 ± 0,13

Tableau 4.3. Gammes de variation des teneurs en SiO₂, CaO, Na₂O et K₂O des verres des dômes Gallo Cantana et ses enclaves, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II et les ponces des niveaux des tephra correspondants. Analyses brutes. *= moyenne de l'échantillon SA-106D qui présente des teneurs en K₂O beaucoup plus faibles que celles de l'échantillon SA-65C.

4.4 Origine des grenats des enclaves du Gallo Cantana

Alors que l'origine hydrothermale du grossulaire semble claire et indique qu'il ne peut pas avoir de rôle dans la pétrogenèse des laves du dôme Gallo Cantana, l'origine des almandins peut être controversée. Ceci du fait des nouvelles hypothèses où la cristallisation précoce de grenat est considérée comme la responsable de certaines caractéristiques géochimiques des laves d'arc tel que l'appauvrissement en HREE (Müntener *et al.*, 2001 ; Prouteau et Scaillet, 2003 ; Ulmer et Müntener, 2005). Afin de mieux comprendre l'origine des almandins une comparaison avec des grenats différents a été réalisée :

- du Complexe Métamorphique Raspas, localisé au sud de la Cordillère Occidentale. Ce complexe est constitué de terrains continentaux et océaniques (métamorphisés sous des conditions de haute pression) accrés à la marge équatorienne vers à la fin du Jurassique (Bosch *et al.*, 2002 ; Gabriele *et al.*, 2003) ;
- des xénolites crustaux trouvés dans le tuff grenatifère en Colombie (Weber *et al.*, 2002) ; et
- produits lors d'expériences de cristallisation fractionnée à grande profondeur et haute température (Müntener *et al.*, 2001).

La ressemblance avec la composition des grenats du Complexe Métamorphique Raspas est remarquable (Fig. 4.13). Des données géochimiques indiquent que ce complexe est un fragment composite de lithosphère océanique (Arculus *et al.*, 1999). Etant donnée que les unités qui composent le socle de la Cordillère Occidentale, où se trouve le CVAN, sont des terrains d'origine océanique, il est envisageable d'y trouver le même type de grenat, bien que l'assemblage minéral des metapelites du complexe Raspas (quartz + mica blanc + grenat + chloritoïde + chlorite ± disthène ± rutile ± sphène ± apatite) ne soit pas strictement le même que celui de xénolites. La comparaison avec les grenats des xénolites d'origine crustale trouvés en Colombie montre quelques différences (un appauvrissement en SiO₂ et MgO et un enrichissement en FeO), néanmoins si l'on considère leurs compositions en différents éléments majeurs, ils semblent tous faire partie d'une même lignée d'évolution. De même, dans le diagramme Py - Alm+Sp - Gros, ces compositions peuvent être liées par une lignée d'évolution de température (Green, 1992). L'évolution de grenats riches en MgO (haute T) vers des grenats pauvres en FeO (base T) à une concentration constante en CaO (P constante)

est cohérente avec un trend d'évolution crustal. Ceci, associé au fait que les almandins n'ont été observés qu'à l'intérieur des xénolites, semble montrer que ces grenats sont d'origine crustale et en conséquence qu'ils n'ont pas joué de rôle dans l'évolution des laves du Gallo Cantana.

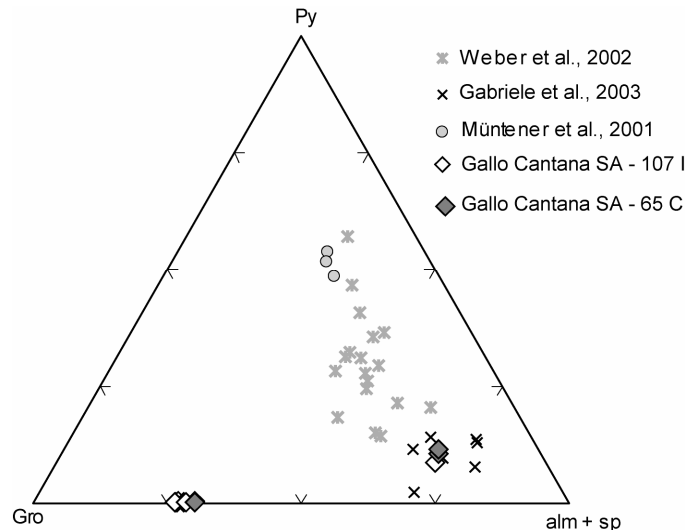


Figure 4.13. Comparaison entre les grenats du Dôme Gallo Cantana et les grenats du Complexe Raspas (Gabriele *et al.*, 2003), du tuff grenatifère en Colombie (Weber *et al.*, 2002), et les grenats expérimentaux produits lors de processus de cristallisation fractionnée (Müntener *et al.*, 2001).

4.5 Conditions de pression et de température

4.5.1 Géothermométrie : les oxydes ferro - titanés

Grâce à la présence de deux types d'oxydes ferro - titanés dans quelques unités du CVAN, une estimation des températures pré-éruptives a été possible. Pour cela on a choisi tout d'abord des couples de titano-magnétite et d'ilménite qui ne forment pas d'exsolution solide, afin d'éviter des problèmes de re-équilibre lors du refroidissement et donc pour être sûr de mesurer des températures magmatiques (Andersen et Lindsley, 1988). Le critère d'équilibre de Bacon and Hirshmann (1988) a été appliqué aux paires sélectionnés, afin de n'appliquer le géothermomètre, de Frost et Lindsley (1992), qu'à des couples en équilibre. Le logiciel utilisé pour déterminer les températures est QUILF v. 6.42 (Andersen et al., 1998). La pression a été fixée à 2 kbar (200 MPa ; pression de cristallisation d'après l'étude des verres ; *cf.* section 4.6), et la fugacité d'oxygène et la température ont varié à partir de -10 unités log et 1000 °C jusqu'à l'obtention de la meilleure solution avec le minimum d'incertitude. Plusieurs couples ont été testés dans chaque unité avec des résultats satisfaisants pour les températures des produits des dômes. Néanmoins, ce géothermomètre montre une déviation systématique par rapport à la température réelle. Cette déviation peut aller jusqu'à 30 ± 5 °C. Ceci a été confirmé par des expériences utilisant le tampon Re + ReO₂ (Rutherford et Devine, 1996) sur les dacites du Pinatubo à des fugacités d'oxygène comparables à celles obtenues pour les produits du CVAN (-10 à -11 unités log). En conséquence les résultats obtenus en utilisant

QUILF ont été corrigés de cette déviation systématique et ils sont présentés dans le tableau 4.4 et la figure 4.14.

Unité	% SiO ₂	T (°C)	2 σ	Nombre de couples	log (fO ₂)	2 σ	T (°C) corrigé	2 σ
La Carcacha	60,31 – 61,74	868		1	-11,84		838	
Atacazo	57,23 – 63,21	753	4	3	-14,67	0,05	723	9
Gallo Cantana	66,48 – 67,04	801	10	22	-12,27	0,14	771	15
Arenal II	62,90 – 63,37	817	9	8	-11,50	0,10	787	14
La Cocha II	61,67 – 63,87	830	21	3	-11,41	0,21	800	26
Ninahuilca Chico I	62,88 – 65,88	768	67	3	-12,64	0,83	738	72
Ninahuilca Chico II	64,30 – 66,07	801	8	17	-12,08	0,27	771	13

Tableau 4.4. Températures et fugacités d'oxygène estimées pour les unités du CVAN à l'aide du logiciel QUILF v. 6.42. Les valeurs des températures corrigées d'après les recommandations de Rutherford et Devine (1996) sont marquées en caractères gras.

Dû au faible nombre des couples ilménite – titano-magnétite des unités La Carcacha et de l'Atacazo, les températures pré-éruptives des coulées de lave n'ont pas pu être bien contraintes. De plus, les températures estimées semblent faibles, notamment pour l'Atacazo (723 ± 9 °C), compte tenu de la composition andésitique de ces unités. Cette température pourrait plutôt correspondre à une température de re-équilibre post émission, lors du refroidissement des laves en surface. Les températures pour La Cocha II, le Ninahuilca Chico I et l'Arenal II ont aussi été estimées à partir de seulement trois et quatre couples d'oxydes ferro – titanés respectivement. Cependant La Cocha II et l'Arenal II montrent une température cohérente (800 ± 26 °C et 787 ± 14 °C) avec leur composition (andésites acides de dacites) et une erreur acceptable, tant au niveau de la température que de la fugacité d'oxygène.

D'autre part pour le dôme Ninahuilca Chico I, la température estimée est un peu faible (738 ± 72 °C) pour la composition dacitique des produits et l'erreur sur la mesure est important, néanmoins ces valeurs restent dans la gamme de températures estimée pour les autres unités du CVAN. En revanche, les températures estimées pour les dômes de Gallo Cantana (771 ± 15 °C), et Ninahuilca Chico II (771 ± 13 °C) semblent cohérentes et sont bien contraintes et ce, d'une part à cause du plus grand nombre de couples d'oxydes ferro-titanés analysés et d'autre part du fait des faibles erreurs sur les mesures. Ces deux dernières températures sont semblables à celle obtenue par Rutherford et Devine (1996) pour les dacites du Pinatubo (780 ± 10 °C).

A partir de ces résultats on peut conclure que les températures pré-éruptives des magmas des dernières éruptions sont semblables ; elles varient entre 770 et 800°C ; les fugacités d'oxygène sont aussi comparables ($\log fO_2 = -11,41$ et $-12,27$).

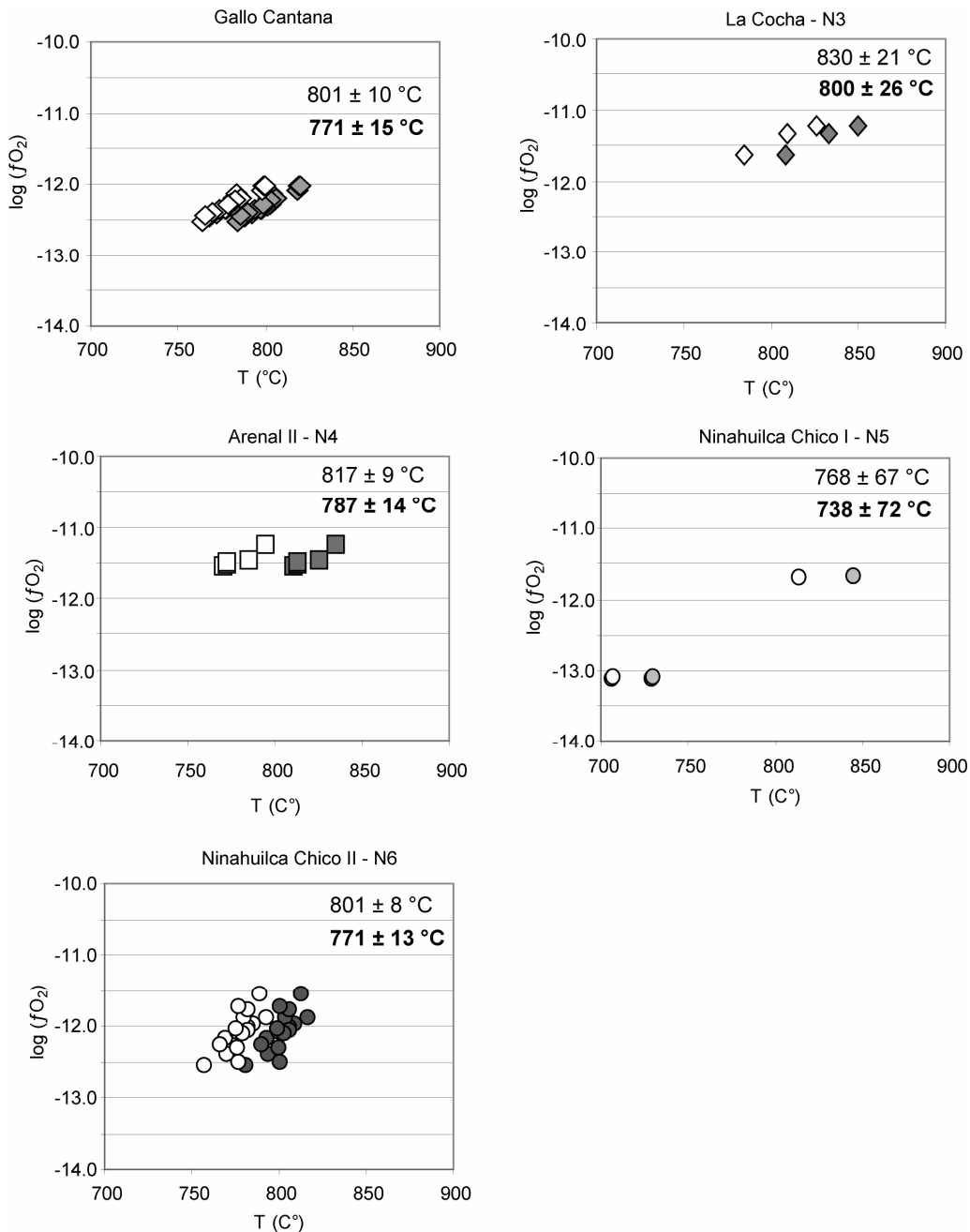


Figure 4.14. Diagrammes fugacité d'oxygène vs. température pour les dômes du CVAN. Les données ont été obtenues à l'aide du logiciel QUILF v.6.42. Les symboles blancs ainsi que les caractères en gras représentent les valeurs corrigées d'après les observations de Rutherford et Devine (1996).

4.5.2 Géobarométrie : les amphiboles

Plusieurs géobaromètres ont été proposés, tous basés sur le principe que dans les hornblendes l' Al^T (teneur total en aluminium) augmente en fonction de la pression (Hammarstrom et Zen, 1986 ; Hollister *et al.*, 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 ; Schmidt, 1992). Hammarstrom et Zen (1986) ont défini de façon empirique le géobaromètre « Al – in – hornblende » pour des roches plutoniques calco-alcalines possédant une paragenèse à plagioclase (andésine – oligoclase) + K-feldspath + quartz + hornblende + biotite + sphène + magnétite (ou ilménite). De nouvelles calibrations expérimentales de ce géobaromètre ont été

effectuées en ajoutant des fluides (H_2O ou $H_2O + CO_2$) aux composants nécessaires (Johnson et Rutherford, 1989 ; Schmidt, 1992 ; Thomas et Ernst, 1990). La calibration expérimentale effectuée à basse température (655-700°C, 2,5-13 kbar ; Schmidt, 1992) est très semblable aux calibrations empiriques d'Hammarstrom et Zen (1986) et de Hollister *et al.* (1987), tandis que les calibrations de Johnson et Rutherford (1989) et de Thomas et Ernst (1990), effectuées à des températures plus élevées (720-780°C, 2-8 kbar ; 750°C, 6-12 kbar) donnent des pressions plus faibles pour une même teneur en Al^T . Bien que ces géobaromètres aient été largement utilisés par des nombreux auteurs et ce avec des résultats satisfaisants, leur utilisation ne peut raisonnablement se faire que sous certaines conditions :

- La variation d' Al^T dans la hornblende doit résulter d'une variation de pression (substitution tschermakitique) et non de la variation de la température (substitution édenitique) ;
- La fugacité d'oxygène ne doit pas être trop faible ce qui favorise la substitution d' Al ;
- Le quartz doit être présent dans la paragenèse minérale afin de garder constante l'activité de la silice, du fait de la corrélation négative qui existe entre la silice et Al dans la hornblende (Anderson et Smith, 1995 ; Hammarstrom et Zen, 1986).

Lors de l'application des ces géobaromètres aux dacites du CVAN j'ai rencontré plusieurs problèmes :

- La paragenèse idéale n'est pas complète, aucune dacite ne contient de feldspath potassique et du sphène, tandis que la biotite et le quartz ne sont présents que dans les deux unités les plus récentes (N5 et N6) (cf. tableaux 4.1 et 4.2) ;
- Les variations d' Al^T dans les dacites du CVAN sont essentiellement liées aux substitutions tschermakitiques, mais il existe aussi une composante édenitique non négligeable (Fig. 4.15).

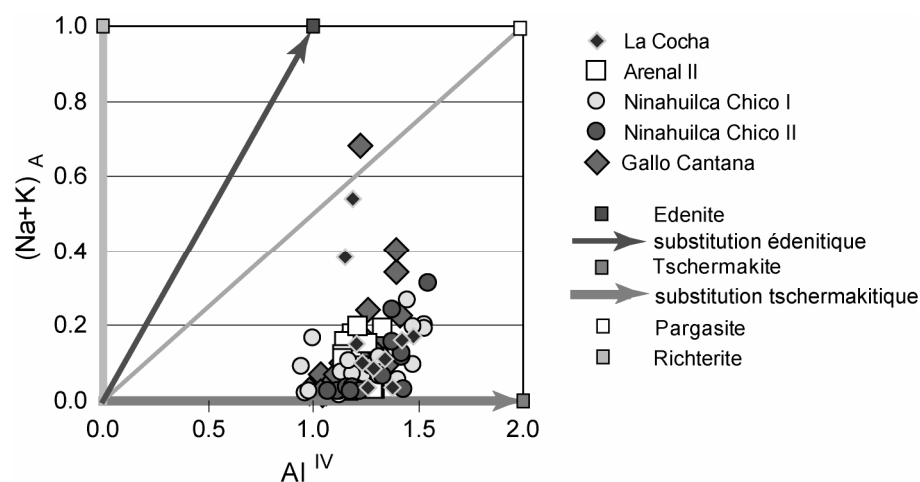


Figure 4.15. Diagramme $Na+K_A$ vs. Al^{IV} pour les amphiboles des dômes du CVAN. Les substitutions édenitique (variation de température) et tschermakitique (variation de pression) sont indiquées avec des flèches qui vont vers les pôles purs.

Toutefois, ce géobaromètre a été appliqué aux roches du CVAN car : 1) le feldspath potassique et le sphène n'influencent que très peu et de manière négligeable la valeur de la pression calculée (Anderson et Smith, 1995) ; 2) les verres des unités ne contenant pas de quartz (La Cocha II et Arenal II) sont très riches en SiO₂ (>70%) et en conséquence sont proches de la saturation. Bien évidemment l'application de cet outil n'est faite qu'à titre indicatif et les valeurs obtenues ne seront considérées que comme une estimation de l'ordre de grandeur de la pression. Si l'on peut discuter de leur valeur absolue, leur valeur relative reste valable.

Etant donné que la gamme de température des magmas est supérieur à 700°C, j'ai utilisé la calibration expérimentale de Johnson et Rutherford (1989) qui semble mieux s'adapter aux conditions des magmas du CVAN. La formulation de Anderson et Smith (1995), basée sur les données expérimentales de Schmidt (1992) et de Johnson et Rutherford (1989), et qui prend en compte l'effet de la température, a aussi été appliquée. Pour cette formulation les températures utilisées sont celles obtenues à partir des oxydes (excepté pour La Viudita, où la température utilisée est celle du Gallo Cantana, du fait de leur forte ressemblance pétrographique et géochimique). Pour certaines unités (les ponces du Ninahuilca Chico I et II et les laves de La Viudita) deux types d'amphibole ont été distingués, soit en fonction d'une légère variation de Mg#, soit en fonction des estimations de pression. Généralement on observe que les pressions obtenues à partir de la formulation de Johnson et Rutherford (1989) sont plus élevées que celles obtenues par la formulation de Anderson et Smith (1995), exception faite des amphiboles du dôme Ninahuilca Chico I. Ceci est probablement dû à la basse température estimée pour ce dôme. Le Tableau 4.5. résume ces résultats.

Unité	Nombre d'analyses	Mg #	Al ^T (apfs)	P(MPa) (1)	P(MPa) (2)
La Viudita	3	0,70 – 0,78	1,06 – 1,18	101 – 154	75 – 126
	8	0,70 – 0,83	1,32 – 1,54	213 – 306	184 – 273
Gallo Cantana	36	0,65 – 0,81	1,06 – 1,60	103 – 306	77 – 300
La Cocha II (rd)	2	0,79 – 0,84	1,22 – 1,23	170 – 173	80 – 83
La Cocha II (p)	8	0,67 – 0,78	1,26 – 1,67	187 – 360	95 – 256
Arenal II (rd)	10	0,70 – 0,80	1,24 – 1,44	179 – 262	117 – 196
Arenal II (p)	5	0,69 – 0,80	1,18 – 1,33	155 – 218	95 – 154
Ninahuilca Chico I (rd)	15	0,70 – 0,75	0,97 – 1,20	067 – 163	95 – 192
		0,67 – 0,75	1,45 – 1,67	265 – 359	297 – 393
Ninahuilca Chico I (p)	10	0,68 – 0,79	0,99 – 1,46	71 – 273	99 – 305
Ninahuilca Chico II (rd)	9	0,64 – 0,77	1,23 – 1,70	175 – 372	147 – 337
Ninahuilca Chico II (p)	5	0,70 – 0,72	1,07 – 1,17	107 – 148	81 – 121
		0,69	1,47	276	245

Tableau 4.5. Estimation des pressions de cristallisation des amphiboles des dômes du CVAN d'après les calibration de (1) Johnson et Rutherford (1989) et (2) la formulation d'Anderson et Smith (1995). (rd) = roche de dôme et (p) = ponce.

A partir des pressions obtenues, on peut envisager d'estimer les profondeurs auxquelles ces amphiboles ont cristallisé. Pour le dôme La Viudita, on peut considérer qu'il y a deux profondeurs où la cristallisation d'amphibole se produit. Une première étape a lieu aux alentours de 10-7 km, et puis une deuxième entre 3 et 5 km de profondeur. Néanmoins ces données peuvent aussi s'interpréter comme extrêmes de cristallisation continu, par exemple dans une chambre magmatique localisée approximativement à 10 km de profondeur et puis cette cristallisation se poursuit dans le conduit volcanique pendant la remontée du magma vers la surface. La même interprétation peut être valable pour le Dôme Gallo Cantana (3-10 km).

Pour le dôme La Cocha et Arenal II les estimations donnent une gamme de profondeur entre 5 et 11 km pour le premier et entre 5 et 8 km pour le deuxième. Ceci serait plutôt en accord avec une cristallisation d'amphibole dans une chambre magmatique localisée à ces profondeurs. Il faut noter qu'il n'y a pas de différence importante entre les pressions estimées à partir des amphiboles des roches du dôme et des ponces des retombées pliniennes. Néanmoins les fines bordures d'oxydation observées dans les amphiboles des dômes indiquent logiquement une remontée plus lente pour les magmas des dômes que pour les ponces (Rutherford et Hill, 1993).

Dans les dômes Ninahuilca Chico I et II les amphiboles enregistrent des variations des pressions entre 2 et 12 km pour le premier et 3 et 12 km pour le deuxième. Dans le premier cas, les roches du dôme montrent deux familles d'amphiboles, une d'origine profonde entre 8 et 12 km et une plus superficielle formée entre 2 et 5 km de profondeur. Les amphiboles des ponces montrent une gamme de pression correspondant à une variation de profondeur de 2 à 9 km. Dans le cas du Ninahuilca Chico II, les amphiboles des ponces sont d'origine moins profonde que les amphiboles du dôme (3-5 km pour les ponces, 6-12 pour le dôme).

Pour le Ninahuilca Chico I on peut imaginer deux niveaux de stockage du magma à différentes profondeurs, tandis que pour le Ninahuilca Chico II une cristallisation continue est plus probable. Néanmoins le manque de bordures d'oxydation indiquerait une remontée très rapide du magma et ceci ne serait pas en accord avec deux niveaux de stockage pour le Ninahuilca Chico I. Les variations de pression et en conséquence de profondeur des différentes unités du CVAN sont schématisées dans la figure 4.16.

Compte tenu des approximations qui ont été nécessaires à l'application de ce géobaromètre, les résultats ne sont qu'indicatifs, et il paraît donc nécessaire de trouver un moyen indépendant de les confirmer ou de les infirmer. Ainsi, à défaut de résultats expérimentaux propres à nos échantillons, une comparaison avec les domaines de pression et de température obtenus lors des expériences de cristallisation réalisées sur les échantillons du Pinatubo semble possible et raisonnable. Ce sont les travaux expérimentaux de Prouteau et Scaillet (2003) qui ont servi de base à cette comparaison (Fig. 4.17).

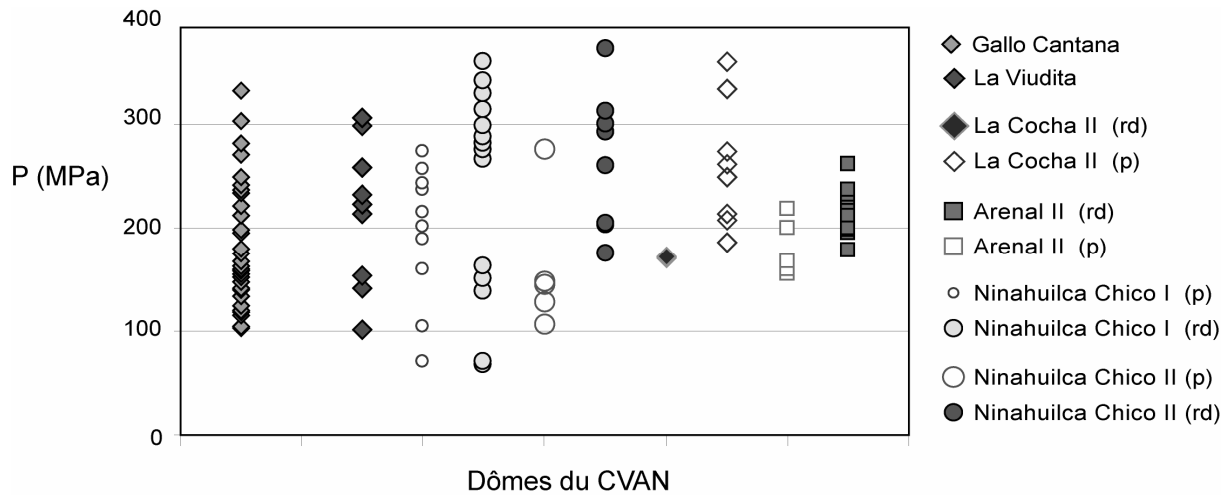


Figure 4.16. Variation de pression des produits des dômes du CVAN. Les symboles remplis (rd) représentent les roches des dômes et les symboles vides (p) les ponces correspondantes.

Dans les diagrammes Al^T vs. $Na + K$ et Al^T vs. $Mg\#$ on observe deux groupes d'amphiboles dans les produits de l'éruption du Pinatubo en 1991 (Prouteau et Scaillet, 2003) : des amphiboles riches en Al^T et des amphiboles pauvres en Al^T . Le premier groupe d'amphiboles correspond à une étape de cristallisation de haute pression reproduite expérimentalement pour des pressions entre 400 et 960 MPa, tandis que le deuxième groupe a cristallisé dans un réservoir magmatique à des pression d'environ 200 MPa.

Dans ces diagrammes, les amphiboles des dômes du CVAN ne forment qu'un seul groupe homogène situé exactement au même endroit que les amphiboles de base pression du Pinatubo. A l'exception de trois amphiboles qui tombent dans le domaine de 400 MPa de pression. Cette comparaison semble en accord avec les résultats obtenus à partir de géobaromètres, indiquant peu de variation de pression pour les amphiboles (généralement 70 – 260 MPa, et exceptionnellement entre 300 et 400 MPa).

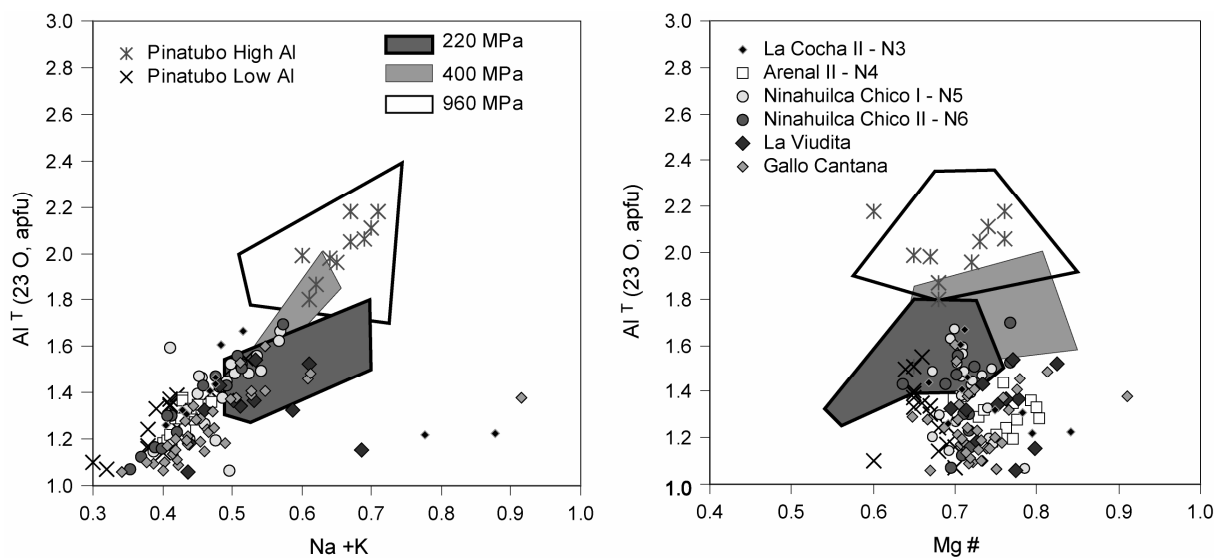


Figure 4.17. Comparaison entre les amphiboles naturelles et expérimentales du Pinatubo (Prouteau et Scaillet, 2003) et les amphiboles des dômes du CVAN. a. Al^T vs. $Na + K$ et b. Al^T vs. $Mg\#$.

4.6 Evolution de la composition des verres

Les conditions pré-éruptives des dômes du CVAN estimées à partir des compositions des oxydes ferro – titanés et des amphiboles peuvent aussi être testées par comparaison des verres expérimentaux avec la composition des verres de la mésostase ou des inclusions. Ce test est assez fiable car la composition du liquide résiduel change au fur et à mesure que la pression ou la température changent (Rutherford et Devine, 1996). Ainsi, lors d'une comparaison des compositions des verres des dômes du CVAN avec des verres naturels du Mont Saint Helens (Rutherford *et al.*, 1985) et des verres expérimentaux obtenus à partir des matériaux provenant du Pinatubo (Prouteau et Scaillet, 2003 ; Scaillet et Evans, 1999), on constate que les verres des dômes du CVAN ont des teneurs élevées en SiO_2 (Fig. 4.18 a). Dans le CVAN, Al_2O_3 suit la même lignée évolutive que les verres naturels du Mont Saint Helens, ainsi que celle des verres expérimentaux du Pinatubo (Fig. 4.16a). De même, K_2O et Na_2O montrent la même évolution que les verres du Mont Saint Helens (à l'exception d'un léger appauvrissement en K_2O). Néanmoins, pour une même concentration en SiO_2 , K_2O est plus bas et Na_2O plus élevé que dans les verres expérimentaux (Figs. 4.18 b et c). Les verres du Mont Saint Helens montrent une évolution dans une large gamme de pressions (960-220 MPa, Fig. 4.18 a) et d'après l'étude de Blundy et Cashman, (2001), ils vont même jusqu'à des pressions plus faibles. Les verres du CVAN quant à eux sont regroupés dans les champs des verres expérimentaux des pression moyenne à faible et de basse température (390 – 220 MPa ; 834 – 750°C), à exception d'une analyse du Dôme Arenal qui atteint des pressions de l'ordre de 970 MPa et 892°C.

Toutefois, une partie des analyses effectuées reste hors des champs couverts par les études utilisées ici. Ceci pourrait indiquer une évolution du magma vers des conditions de pression et température plus basses lors de sa remontée ou, étant donné que ces compositions sont très riches en SiO_2 , elles pourraient plutôt représenter des liquides résiduels lors d'un phénomène de cristallisation fractionnée locale lors de la formation de microlites.

Il faut noter que les gammes de températures déduites de la composition des verres sont semblables à celles obtenues à partir de la géothermométrie des oxydes ferro – titanés (770-800°C) et que les pressions correspondent à celles estimées à partir des géobaromètres « Al – in – hornblende » (Johnson et Rutherford, 1989 ; Anderson et Smith, 1995), et celles estimées par comparaison avec des données expérimentales de Prouteau et Scaillet (2003).

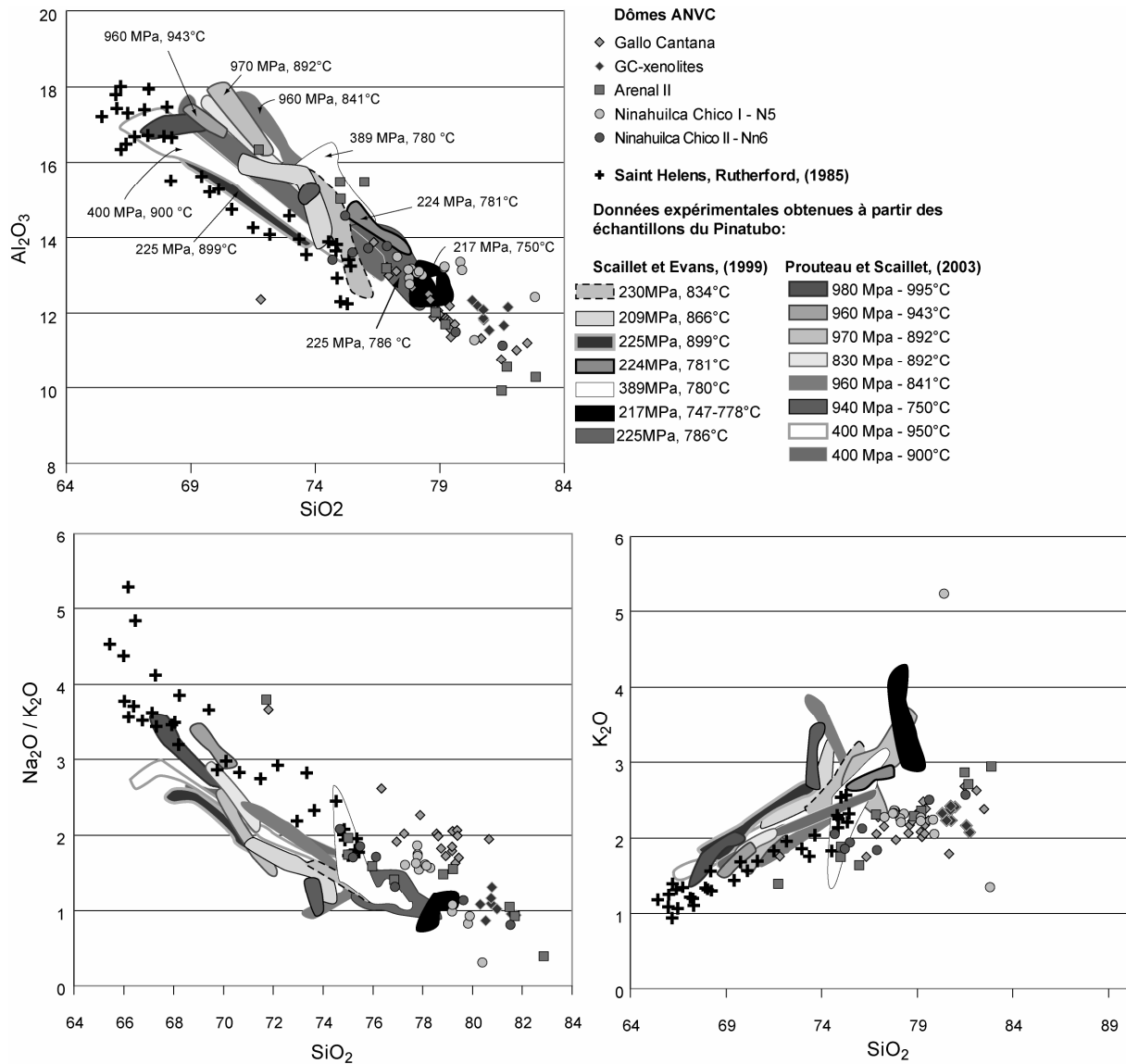


Figure 4.18 Comparaison des verres des dômes du CVAN avec les verres du Mont Saint Helens (Rutherford et al., 1985) et des verres expérimentaux du Pinatubo (Scaillet et Evans, 1999 ; Prouteau et Scaillet, 2003). **a.** Diagramme Al_2O_3 vs. SiO_2 . **b.** Diagramme K_2O vs. SiO_2 . **c.** Diagramme Na_2O / K_2O vs. SiO_2 .

Blundy et Cashman, (2001) ont proposé un schéma qui permet de projeter la composition des verres siliceux naturels dans le système Qz-Ab-Or- H_2O (haplogranite) afin de corréler les variations chimiques des verres avec les changements de pression et de température dans le système sub-volcanique. Ainsi, trois lignées évolutives théoriques ont été reproduites :

- Refroidissement isobare (200 MPa) à partir de 800°C dans des conditions de saturation en eau ;
- Décompression isotherme (800°C) à partir de 200 MPa dans des conditions de saturation en eau ;
- Décompression isotherme (890°C) à partir de 200 MPa avec une concentration initiale d'eau de 4 %.

Les conclusions tirées à partir du triangle Qz-Ab-Or peuvent être appliquées aux liquides siliceux naturels riches en Qz, Ab et Or normatifs. Néanmoins, il faut éliminer l'effet de composant absents de l'haplogranite, tels que Ca, Fe et Mg. Pour cela, les analyses des verres ont été normalisées à 100 % sur une base anhydre, puis leur norme CIPW a été calculée et les analyses avec > 20% An normative ou > 1% Cor normatif ont été éliminées. Ensuite les coordonnées corrigées Qz', Ab' et Or' ont été calculés d'après les équations suivantes (Blundy et Cashman, 2001) :

$$Qz' = Qz_n * (1 + 0,03 An + 6*10^{-5} [Or_n * An] + 10^{-5} [Ab_n * Or_n * An])$$

$$Or' = Or_n * (1 + 0,07 An + 10^{-3} [Qz_n * An])$$

$$Ab' = 100 - Qz' - Or'$$

Les coefficients ont été obtenus par essai - erreur. Le suffixe *n* indique que les Qz, Ab et Or normatifs ont été normalisés à 100%.

Cette procédure a été appliquée aux analyses des verres des matrices des roches et des produits vésiculés des dômes Gallo Cantana, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II, afin d'établir l'évolution plus probable de la composition des magmas dans le système sub-volcanique. Pour le dôme Gallo Cantana 28 analyses sur 37 ont pu être utilisées, pour l'Arenal : 3 sur 10, pour le Ninahuilca Chico I : 5 sur 17, et pour le Ninahuilca Chico II : 1 sur 7. Ces compositions placées dans le diagramme ternaire Qz'-Ab'-Or' (Fig. 4.19 a) montrent toutes la même évolution que les verres du Mont Saint Helens (décompression isotherme avec 4% d'eau, à partir de 200 MPa ; Blundy et Cashman, 2001). Ceci renforce la conclusion de Blundy et Cashman, (2001) qui indique que la décompression d'un magma saturé en eau pourrait être le principal moteur de cristallisation dans les volcans siliceux. Les verres du dôme Gallo Cantana montrent une lignée évolutive assez complète indiquant une remontée relativement lente du magma, qui a permis d'enregistrer l'enrichissement progressif des verres en Qz, au fur et à mesure que la pression diminue. Dans le cas de Arenal II, Ninahuilca Chico I et II aucune conclusion ne peut être tirée à partir des six compositions utilisées. Néanmoins, on peut présumer que la remontée des magmas a été très rapide. Cette idée est renforcée par l'absence de bordures d'oxydation dans les amphiboles (Rutherford et Hill, 1993) et par le concept de pression de clôture (Pc) (Cashman et Blundy, 2000). Celle-ci est la pression à la quelle les facteurs cinématiques inhibent la croissance cristalline et ainsi fige la composition chimique. Ainsi les magmas qui remontent rapidement auront des valeurs de Pc élevées. Au contraire, les liquides riches en SiO₂, qui correspondent à de faibles valeurs de Pc, ne peuvent être produits que dans des magmas ayant une remontée lente ou ayant séjourné près de la surface avant leur éruption. Pour des liquides siliceux saturés en quartz et en eau, Pc peut être déterminée à partir de la projection de la composition des verres dans le triangle Qz'-Ab'-Or' (Fig. 4.19 b). Etant donné que les magmas des dômes Ninahuilca Chico I et II sont riches en eau (présence d'amphibole et de biotite) et contiennent du quartz exprimé, les pressions de clôture des magmas peuvent être estimées. Les verres du Ninahuilca Chico I convergent vers une Pc comprise entre 150 et 75 MPa, tandis que le seul verre utilisé du Ninahuilca Chico II donne une Pc de 300 MPa (Fig. 4.19 b). Pour l'Arenal II, malgré sa

manque de quartz, on peut estimer une Pc de moins de 50 MPa, néanmoins, cette pression semble trop faible.

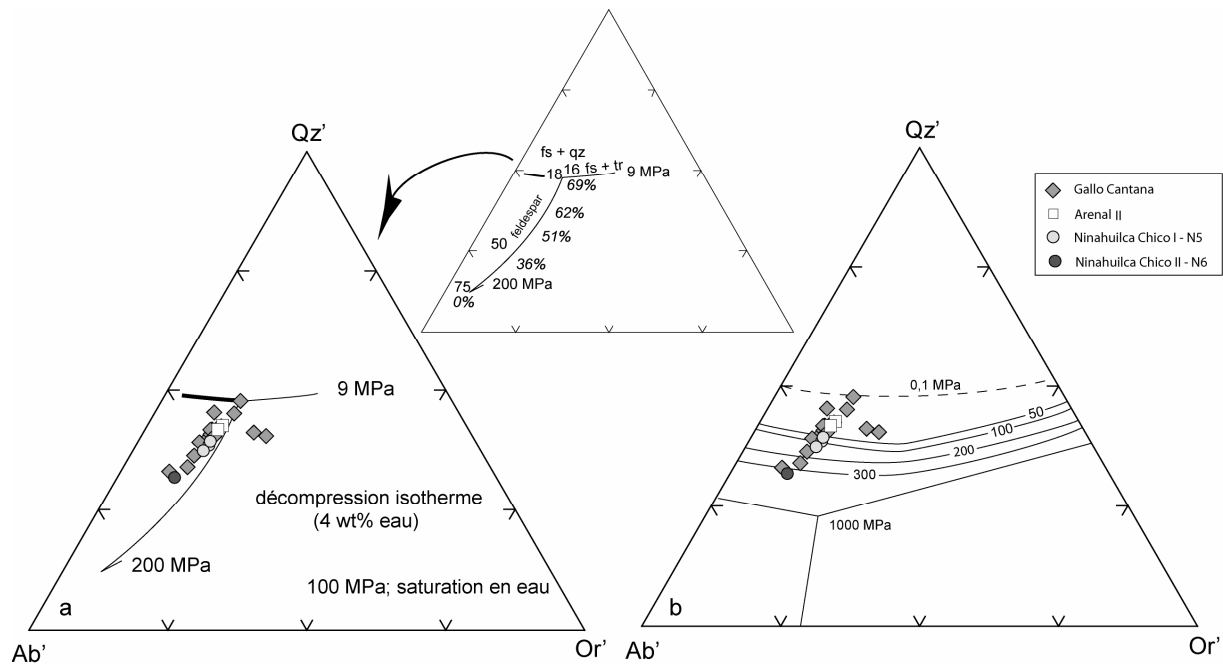


Figure 4.19. Diagrammes Q'z-Ab'-Or' (Blundy et Cashman, 2001) montrant **a.** l'évolution d'un magma lors d'une décompression isotherme. **b.** la pression de clôtage estimée à partir des compositions de verres des dômes Ninahuilca Chico I et II ; les lignes évolutives des dômes Gallo Cantana et Arenal II sont montrées pour comparaison.

4.7 Conclusions à l'étude pétrographique et minéralogique

La paragenèse minérale des laves des unités anciennes (La Carcacha, Atacazo et La Estancia) est constituée fondamentalement de *plg* + *opx* + *cpx* + *Ti* - *Mt*. L'olivine et l'amphibole sont très rares. La paragenèse dominante pour les roches des unités récentes (La Viudita, Gallo Cantana, La Cocha, Arenal II, Ninahuilca Chico I et II) est constituée de *plg* + *amp* + *opx* + *Ti* - *Mt* + *ilm*. Le quartz peut être présent dans les roches les plus acides. Ainsi, on peut remarquer une transition entre les produits anciens et les produits récents du fait de la disparition de clinopyroxène et l'apparition progressive d'amphibole et d'ilménite. De même les gammes de variation compositionnelle des phases minérales sont plus larges pour les produits anciens que pour les produits récents.

Cette transition minéralogique marque probablement des sources et/ou des processus pétrogénétiques différents impliqués dans l'évolution des magmas. A première vue, les magmas les plus anciens pourraient être considérés comme des magmas pauvres en eau, du fait du manque de phases minérales hydratées dans leur paragenèse (amphibole très rare). Au contraire, les produits les plus récents possèdent des quantités de plus en plus grandes d'amphibole et même quelques phénocristaux de biotite, qui indiquent des fortes teneurs en eau (> 6%). En dehors d'une minéralogie différente pour les produits, cette présence d'eau a d'autres conséquences. Ainsi, le comportement, effusif ou explosif, du magma dépend en

partie de sa teneur en eau. Ceci explique l'activité effusive de la partie ancienne du complexe et l'activité explosive de dômes les plus récents (e.g. N5 et N6 : VEI = 5).

Les conditions pré-éruptives ont pu être déterminées pour les produits les plus récents du fait de la présence du couple titano-magnétite – ilménite (température) et d'amphibole (pression). Les températures varient de 738 à 800°C, ce qui est en accord avec les résultats des travaux expérimentaux pour des compositions équivalentes. Les amphiboles enregistrent uniquement des pressions de cristallisation faibles (70-370 MPa) indiquant des niveaux de stockage de faible profondeur (6-12 km) ou des lignées de cristallisation continue par décompression (jusqu'à 2 km de profondeur).

Dans les produits les plus anciens la cristallisation fractionnée ainsi que le mélange des magmas semblent jouer un rôle important dans leur évolution. Ceci du fait de la présence presque systématique des zonages normaux, oscillatoires et inverses dans la plupart des phénocristaux, des xénolites des laves basiques dans les coulées sommitales de l'Atacazo, des textures rubanés, ainsi que des phénocristaux aux bordures et cœurs déstabilisés ou résorbés.

Dans les cas de produits les plus récents, les zonages, s'ils existent, sont plutôt normaux, indiquant une participation plus importante de la cristallisation fractionnée que du mélange magmatique. Néanmoins ce dernier processus ne peut pas être exclu du fait de la présence des xénocristaux de composition basique dans les laves des dômes (La Cocha, Arenal II et Ninahuilca Chico I) et même des xénolites dans les laves du Gallo Cantana.

5 Caractérisation géochimique des produits du Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN)

5.1 Échantillonnage

161 échantillons de laves et des ponces ont été prélevés dans 112 sites d'échantillonnage (Fig. 5.1). Les échantillons ont été sciés et broyés en poudre fine dans un mortier en agate au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand (LMV). 130 analyses chimiques de roche totale pour les éléments majeurs et traces ont été réalisées par Joseph Cotten à l'Université de Bretagne Occidentale (UBO). Tous les éléments ont été analysés par ICP-AES sauf le Rb qui a été dosé par spectrométrie d'absorption. Le calibrage a été fait au moyen de standards internationaux et de références internes au laboratoire de pétrologie de l'UBO. Les précisions analytiques ainsi que toutes les analyses sont présentées dans l'Annexe IV. La méthode ainsi que le protocole analytique sont détaillés dans Cotten *et al.* (1995).

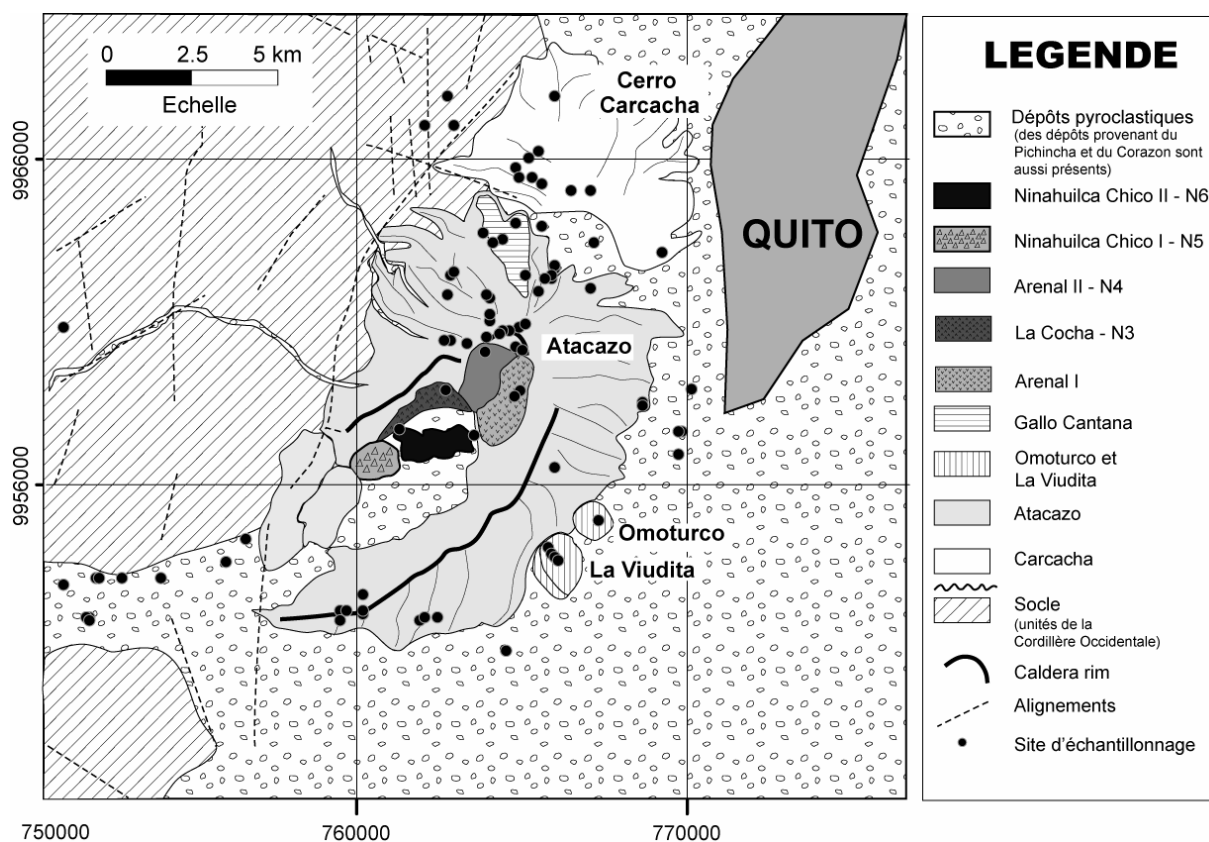


Figure 5.1. Carte de l'échantillonnage effectué dans le Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca (CVAN).

Le nombre d'analyses par unité est cité dans le Tableau 5.1

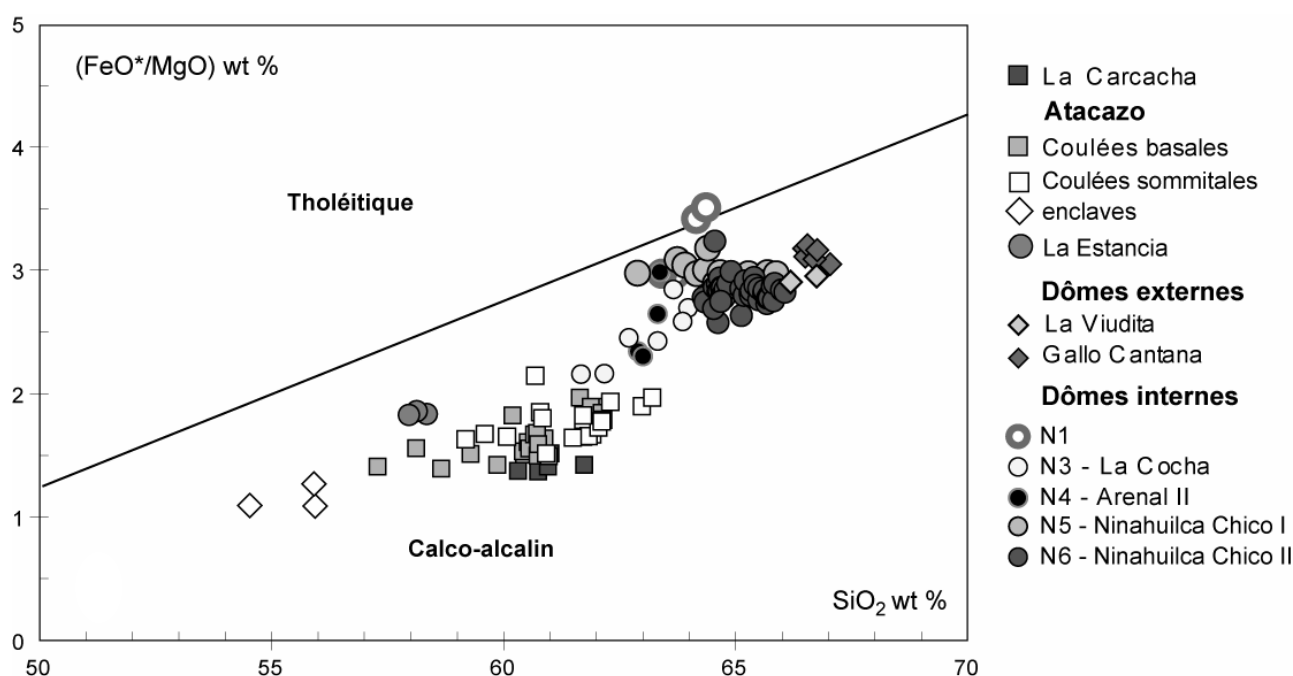
Unité	Sous-unité	Nombre d'analyses
La Carcacha		5
Atacazo		47
	Coulées de base	21
	Coulées sommitales	20
	enclaves	3
	La Estancia	3
Dômes externes		8
	La Viudita	2
	Gallo Cantana	6
Dômes internes		70
	Niveau de retombée N1	4
	La Cocha	7
	Arenal II	4
	Ninahuilca Chico I	13
	Ninahuilca Chico II	42
TOTAL		130

Tableau 5.1. Nombre d'analyses chimiques par unité du CVAN.

5.2 Eléments majeurs

Afin de reporter nos données dans les différents diagrammes de classification, les teneurs en éléments majeurs ont été recalculées à 100% en base anhydre et la totalité du fer est exprimée sous forme de Fe_2O_3 .

Le caractère calco-alcalin des roches du CVAN apparaît clairement sur les diagrammes de classification des séries volcaniques de Miyashiro (1974) et de Kuno (1968). Toutes les compositions se placent dans le domaine calco-alcalin, sous la courbe qui le sépare du champ des roches tholéitiques (Fig. 5.2 et 5.3).


 Figure 5.2. Compositions des roches du CVAN dans le diagramme FeO^*/MgO vs. SiO_2 de Miyashiro (1974).

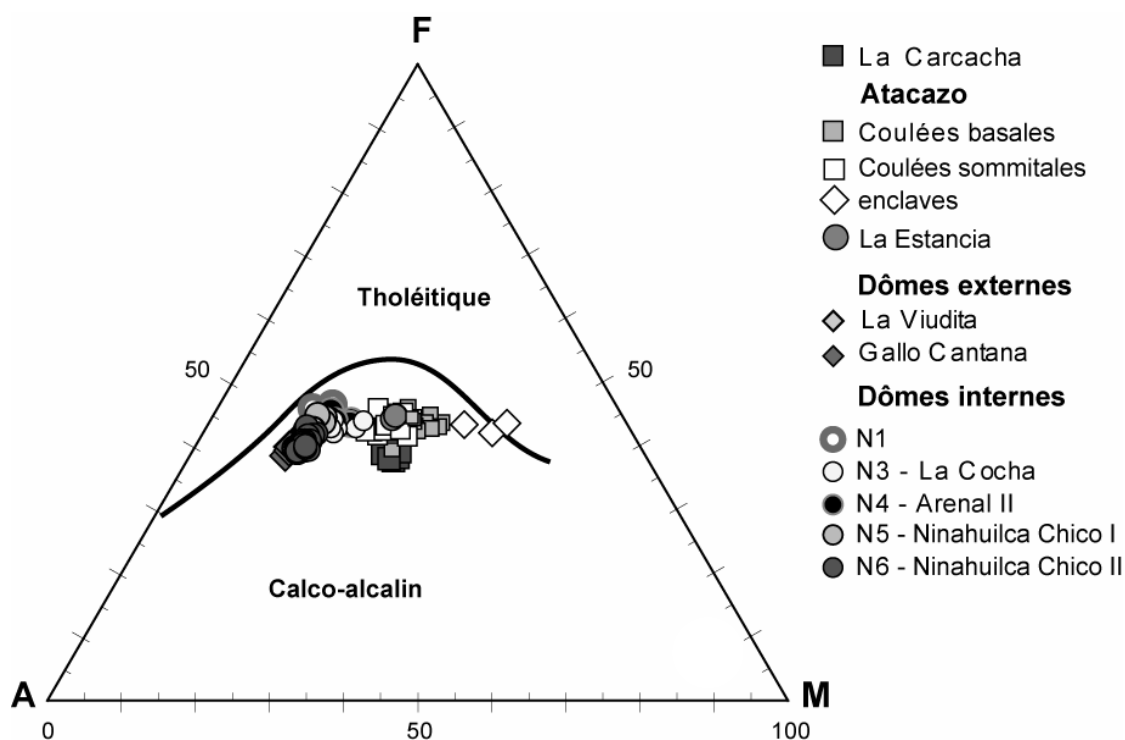


Figure 5.3. Compositions des roches du CVAN dans le diagramme AFM (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeO^* ; M = MgO) de Kuno (1968), indiquant le caractère calco-alcalin des échantillons du CVAN.

Les roches du CVAN ont été classées en utilisant les diagrammes K_2O vs. SiO_2 et $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 et les champs de classification respectivement définis par Peccerillo et Taylor (1976) et Le Bas *et al.* (1986) (Fig. 5.4). Selon ces critères, elles correspondent à des andésites acides et à des dacites moyennement potassiques à pauvres en potassium (57,28 – 67,04 wt% SiO_2 ; 0,76 – 1,37 wt% K_2O). Il faut noter que des laves de composition plus basique, de type basalte, sont absentes. Les enclaves trouvées dans les coulées sommitales présentent une composition d'andésite basique pauvre à moyennement potassique (54,53 – 55,94 wt% SiO_2 ; 0,52 – 0,83 wt% K_2O). Néanmoins, elles sont globalement corrélées avec le reste des analyses.

Les diagrammes de Harker pour La Carcacha et l'Atacazo (Fig. 5.5) montrent des bonnes corrélations négatives entre SiO_2 et MgO , Fe_2O_3 , CaO et TiO_2 , tandis que K_2O et Na_2O montrent une corrélation positive, moins nette pour ce dernier. Al_2O_3 et P_2O_5 pour leur part ne montrent pas de corrélation évidente du fait de la forte dispersion des points. D'après leur composition chimique deux groupes peuvent être distingués :

Les laves de La Carcacha et les coulées basales et sommitales de l'Atacazo forment une seule série, ce qui rend difficile la distinction chimique de ces unités. Dorénavant cet ensemble sera considéré comme **LCA** (Laves de La Carcacha et Atacazo).

La coulée de **La Estancia**, très homogène, au contraire se distingue facilement des produits précédents du fait de ses teneurs plus élevées en TiO_2 et P_2O_5 .

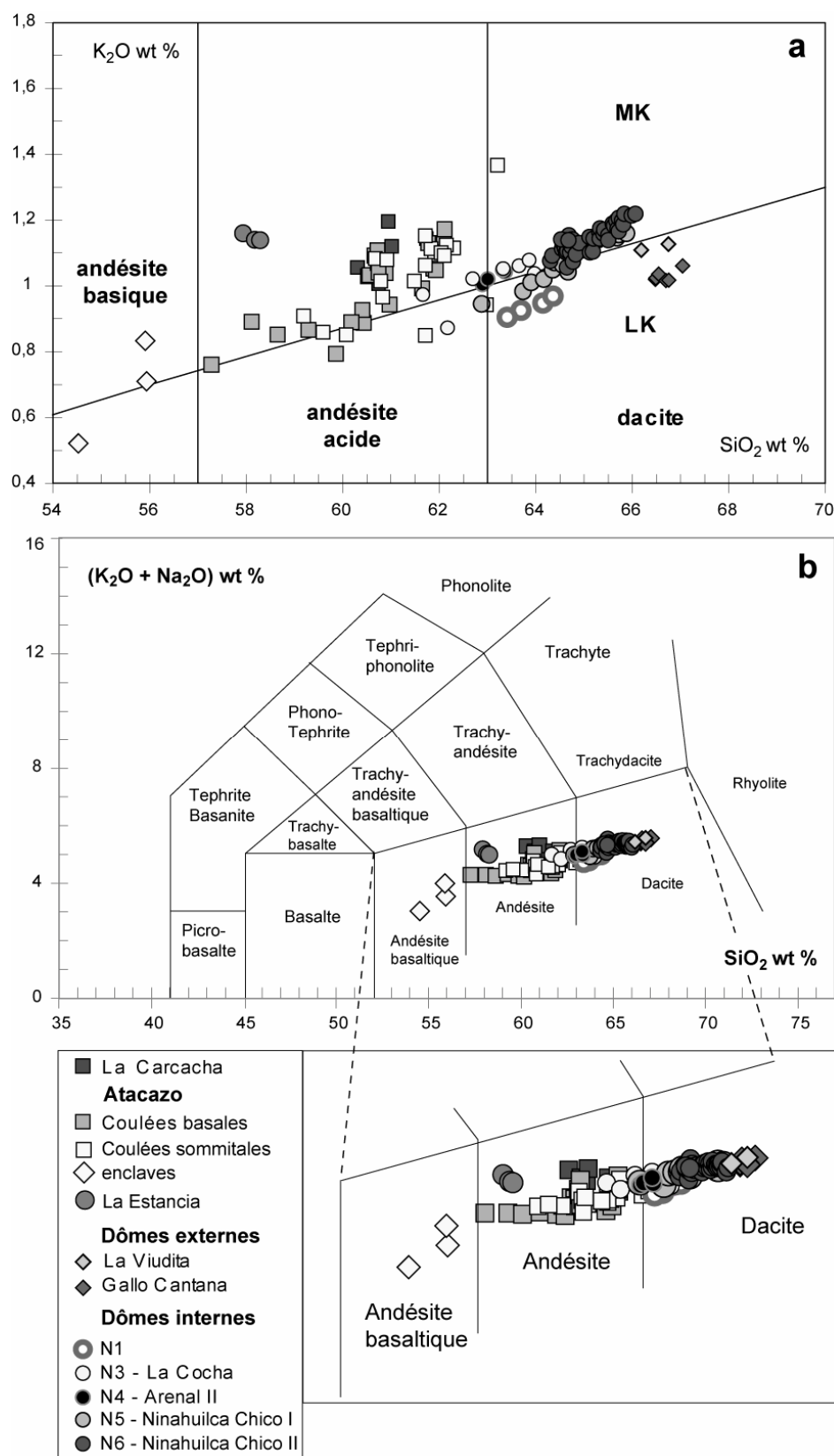


Figure 5.4. Composition des roches du CVAN dans les diagrammes de classification des roches volcaniques de **a.** Peccerillo et Taylor (1976) et **b.** Le Bas *et al.* (1986).

Les dômes externes et la partie la plus récente du complexe (dômes internes) montrent de manière globale les mêmes corrélations que LCA mais moins accentuées (Fig. 5.5).

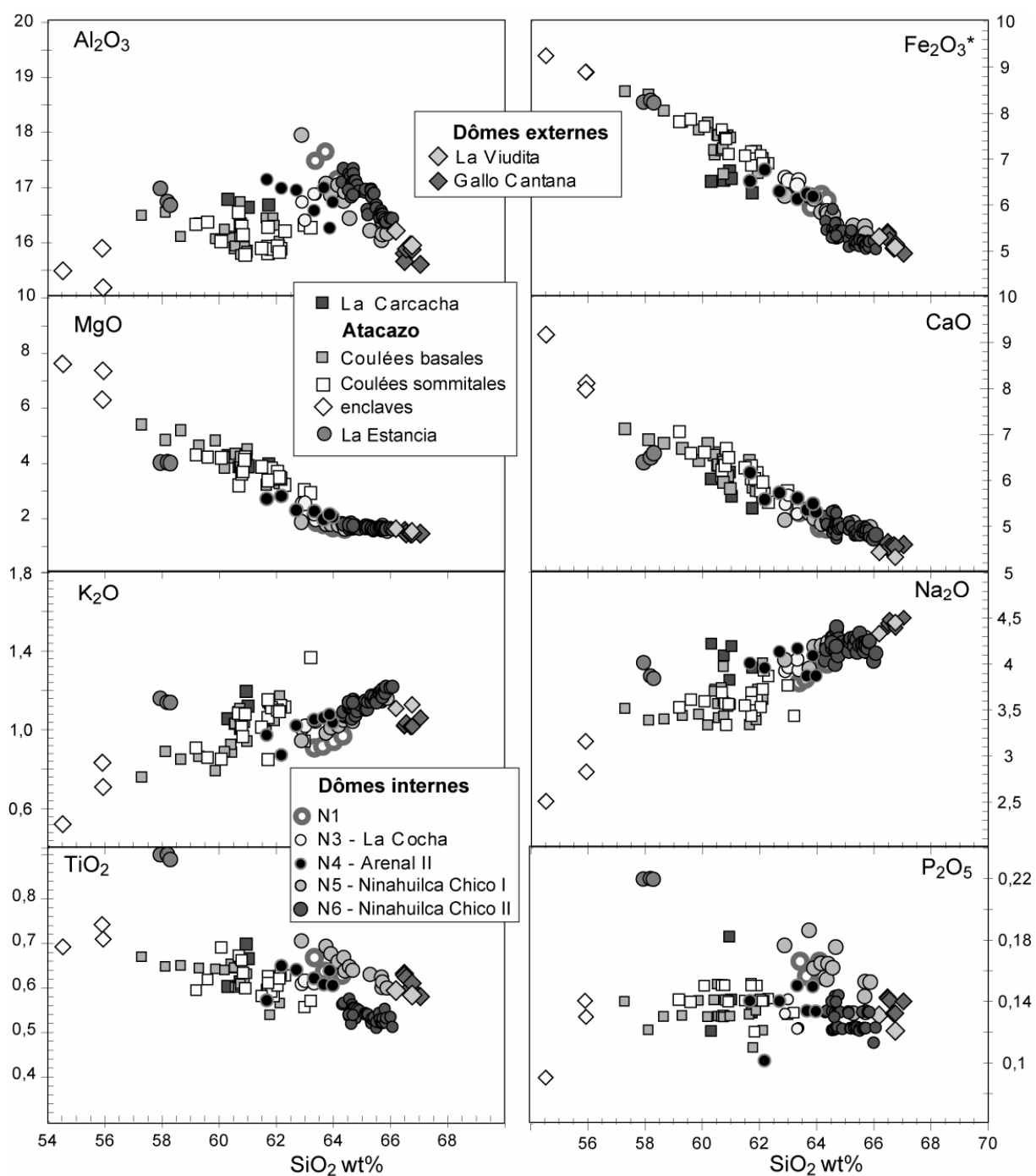


Figure 5.5. Diagrammes de variations des éléments majeurs avec SiO_2 comme index de différenciation. Tous les oxydes sont en pourcentage en poids.

Néanmoins, l' Al_2O_3 , montre une corrélation négative très nette et K_2O une bonne corrélation positive. Cinq groupes ont été distingués en fonction du dôme ou de la période éruptive auquel ils correspondent :

- Les laves des dômes externes (La Viudita et Gallo Cantana), qui montrent une forte teneur en SiO_2 et une grande homogénéité ($\text{SiO}_2 = 66,18 - 67,04 \text{ wt}\%$). Ces laves ne définissent aucune lignée évolutive ;

- Les ponces du niveau de retombée N1, qui présentent une variation en silice très faible (63,41 à 64,36 wt% SiO₂) ;
- Les laves de dômes La Cocha et Arenal II qui montrent une variation globale entre 62,90 et 64,87 wt% SiO₂ ;
- Les roches du Ninahuilca Chico I qui montrent une lignée d'évolution plus large avec des variations en SiO₂ entre 62,88 et 65,88 wt%. Ces roches montrent un enrichissement en TiO₂ par rapport aux roches des autres dômes, pour la même concentration en SiO₂ ; et
- Les roches du Ninahuilca Chico II dont la silice varie entre 64,30 et 66,07 wt%.

Des différences importantes entre les roches des unités anciennes et l'ensemble des dômes externes et internes, peuvent être remarquées à partir des compositions en éléments majeurs. Dans le diagramme K₂O vs. SiO₂, les roches les plus anciennes (La Carcacha, Atacazo et La Estancia) forment un alignement différent de celui formé par les roches des dômes internes. Les dômes externes restent en dehors de ces deux lignées évolutives. Le fractionnement, en fin de cristallisation, de phases minérales telles que la biotite ou le feldspath potassique pourrait expliquer ce comportement, cependant, étant donné que les dômes externes sont plus anciens que les dômes internes, un tel processus ne peut pas être évoqué. L'Al₂O₃ qui ne forme pas de corrélation avec SiO₂, pour les roches anciennes, forme une très nette corrélation négative pour les roches récentes, ici, les roches des dômes externes suivent la prolongation de l'alignement formé par les dômes internes. La composition en SiO₂ marque la différence la plus importante. Les produits les plus anciens ne sont pas très riches en silice (SiO₂ max. = 63,21 wt%). Des laves plus différenciées n'ont pas été trouvées. Au contraire, les produits récents et les dômes externes, manquent de laves peu différenciées (SiO₂ min. = 61,67 wt%).

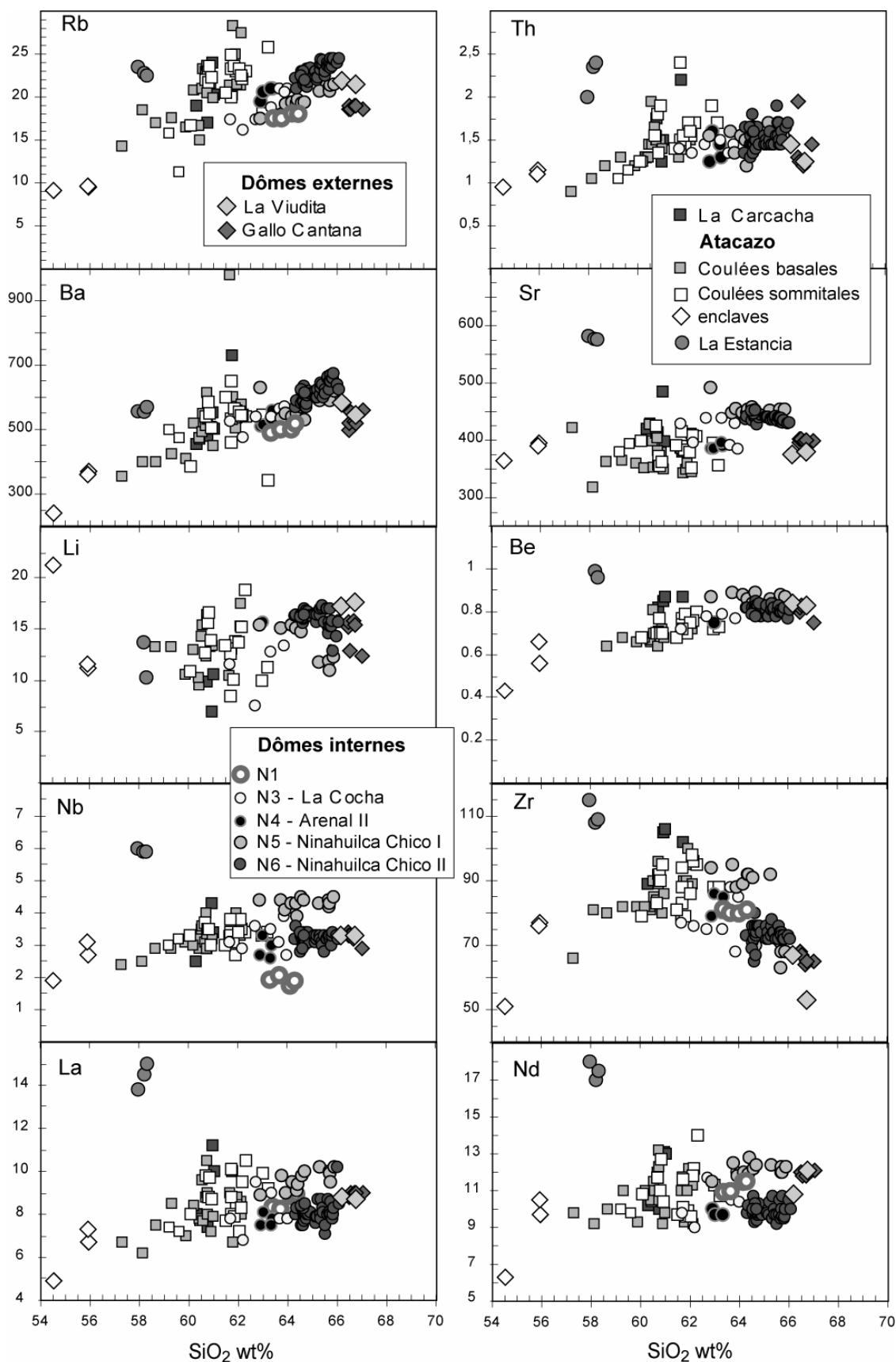
5.3 Eléments en traces

Les compositions en éléments en traces sont reportées dans des diagrammes de variation utilisant, la silice comme indice de différenciation (Fig. 5.6).

5.3.1 LCA et La Estancia

Les roches du LCA se disposent globalement selon une lignée évolutive unique, malgré une forte dispersion pour certains éléments (Ni, Rb, Y, Zr, La, Ce, Sm, Eu, Gd). Les éléments de transition (Sc, V, Cr, Ni) ont un comportement compatible, corrélés négativement avec SiO₂. Les LILE (e.g. Rb, Ba, Th) ainsi que les HFSE (e.g. Zr, Nb) montrent un comportement globalement incompatible, néanmoins, moins marqué pour ces derniers. Les LREE (e.g. La, Ce) affichent un comportement incompatible alors que les HREE sont compatibles (e.g. Dy, Er, Yb). Li et Be ont été analysés pour certaines roches de cet ensemble.

Tandis que le Be montre une lignée évolutive très cohérente avec une corrélation positive, le Li est très dispersé.



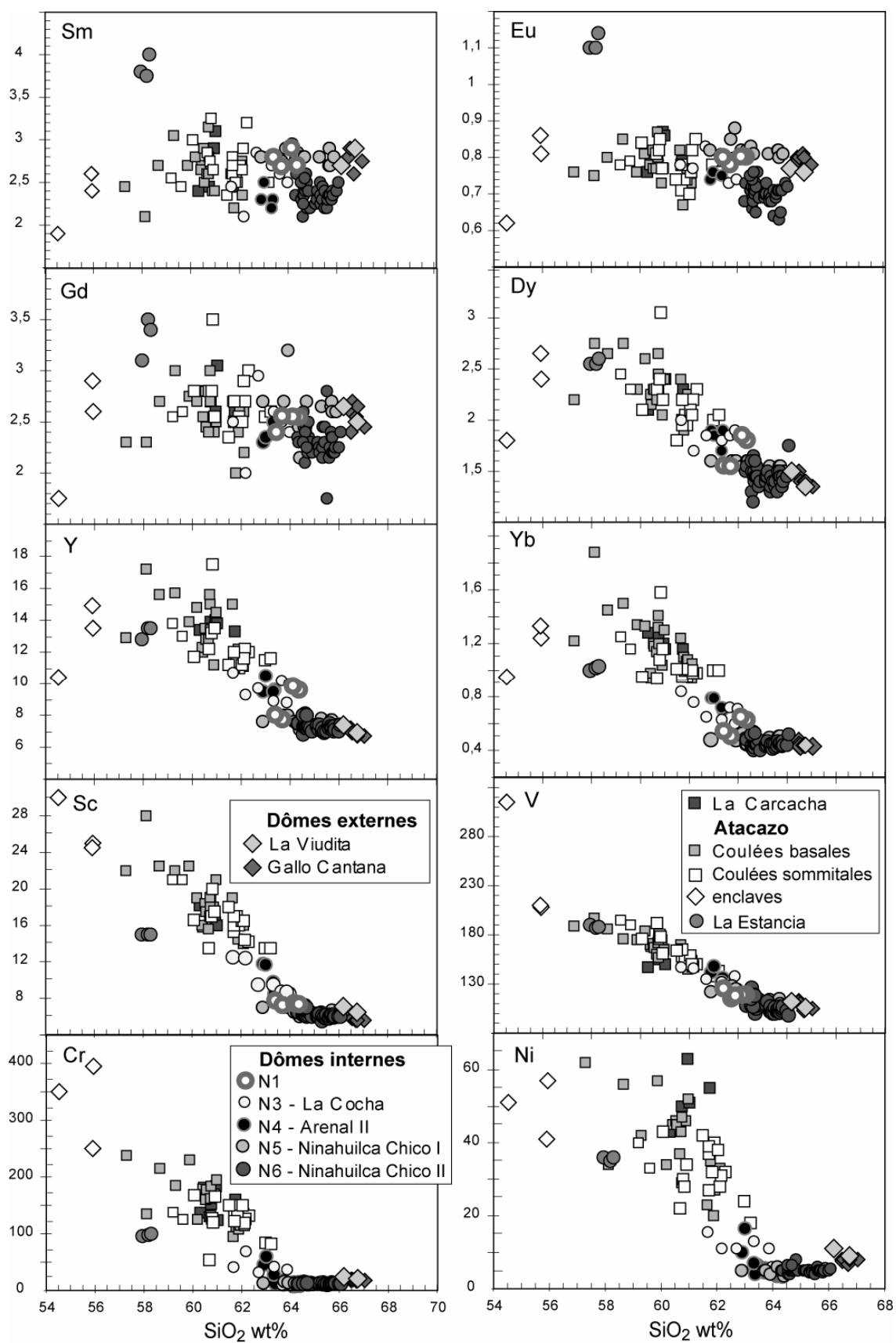


Figure 5.6. Diagrammes de variation des éléments en traces par rapport à SiO₂. Tous les éléments en ppm.

La Estancia possède une composition andésitique basique très homogène, déjà remarquée lors de l'étude des éléments majeurs, sans définir aucune lignée évolutive. Ces produits se distinguent du fait de leurs faibles teneurs en éléments de transition (e.g. Ni, Cr, Sc), HREE et Y, ainsi que grâce à leurs teneurs plus élevées pour les LILE (e.g. Rb, Ba, Sr), les HFSE ainsi que pour l'ensemble des LREE et MREE (e.g. La, Ce, Nd, Sm, Eu), et Be, à égale composition en silice par rapport aux produits du LCA.

5.3.2 Dômes externes et internes

Les roches de **La Viudita et Gallo Cantana**, malgré leur homogénéité, montrent des tendances évolutives pour quelques éléments en traces. Pour les HFSE ainsi que pour les éléments de transition tels que le Sc et le V, une corrélation négative peut être remarquée, tandis que pour le Cr et le Ni, les LILE et le REE aucune corrélation n'est notable (Fig. 5.6).

Pour leur part, les compositions des roches du niveau N1, du fait de leur homogénéité marquée montrent aussi des corrélations très faibles, mais toutefois visibles. Les LILE présentent une corrélation positive avec la silice, excepté pour le Sr qui montre une corrélation négative ainsi que les éléments de transition et le Nb.

Si les roches de **La Cocha et Arenal II** possèdent une variation en SiO₂ plus importante que les unités précédentes, les corrélations avec cet index de différenciation restent difficiles à cerner du fait de la forte dispersion des données. Néanmoins quelques relations peuvent être établies. Les éléments de transition montrent globalement des corrélations négatives, donc un comportement compatible, tandis que les HFSE ne montrent pas de corrélation. Le comportement des REE est assez contrasté, avec des faibles corrélations positives pour le La, Eu, Er et Yb et négatives pour le Gd et Sm. Parmi les LILE, Ba et Rb présentent une corrélation positive.

Pour les produits du **Ninahuilca Chico I** et **Ninahuilca Chico II**, presque aucune corrélation n'a été remarquée entre les éléments en traces et la silice. Néanmoins de faibles corrélations positives peuvent être signalées pour Rb, Ba et La, ainsi que des tendances négatives pour Sc, V, Sr et Eu.

Pour cette partie récente du complexe, Li montre une dispersion importante, cependant moins marquée que pour la partie ancienne. Be ne montre pas de corrélation visible avec la silice.

Globalement, les roches du CVAN, et notamment les produits les plus récents, possèdent quelques caractéristiques géochimiques particulières : une absence des laves basiques (SiO₂ min. = 57,3%), de faibles rapports K₂O/Na₂O (max. 0,39) et de très faibles teneurs en HREE et Y (Dy < 2,8 ppm ; Yb < 1,5 ppm, et Y < 13,5 ppm). Ces caractéristiques ont été systématiquement associées aux adakites (Defant *et al.*, 1991 ; Defant et Drummond, 1990 ; Martin, 1987a ; Martin *et al.*, 2005 ; Maury *et al.*, 1996b ; Yogodzinski *et al.*, 1994). La présence d'adakites a été reconnue dans l'arc équatorien, même si leur origine reste un sujet de discussion (Bourdon, 1999 ; Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*,

2002b ; Monzier *et al.*, 1997b ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002). Le caractère adakitique des roches du CVAN sera discuté à la fin de ce chapitre.

Les différentes séries mises en évidence dans les diagrammes précédents peuvent résulter de mécanismes pétrogénétiques différents, ou au contraire indiquer des sources de composition contrastée. Par exemple les diagrammes La/Yb vs. La, La/Yb vs. Yb ou Yb vs. La (Fig. 5.7) permettent de distinguer quatre séries majeures dans le CVAN : LCA et La Estancia, déjà distingués à partir des éléments majeurs deux groupes des dômes. LCA et La Estancia se distinguent du fait de leurs différents teneurs en La, tandis que pour les dômes, ce sont les teneurs en Yb (et Y, non montré) qui font la différence :

LCA et La Estancia:

Le groupe **LCA** possède les teneurs les plus élevées en Yb ($1,15 \pm 0,2$ ppm) et Y ($12,9 \pm 1,7$ ppm) du CVAN. La teneur en La de ces roches varie entre 4,9 et 10,5 ppm. Dans un diagramme La/Yb vs. La (Fig. 5.7 b) ces roches forment une corrélation positive avec une pente faible.

Les roches de **La Estancia** suivent l'alignement formé par les roches du LCA (Fig. 5.7 b). Néanmoins, à teneurs équivalentes en Yb ($1,0 \pm 0,02$) et Y ($13,3 \pm 0,4$ ppm), elles possèdent des teneurs plus élevées en La ($13,8 - 15,0$ ppm).

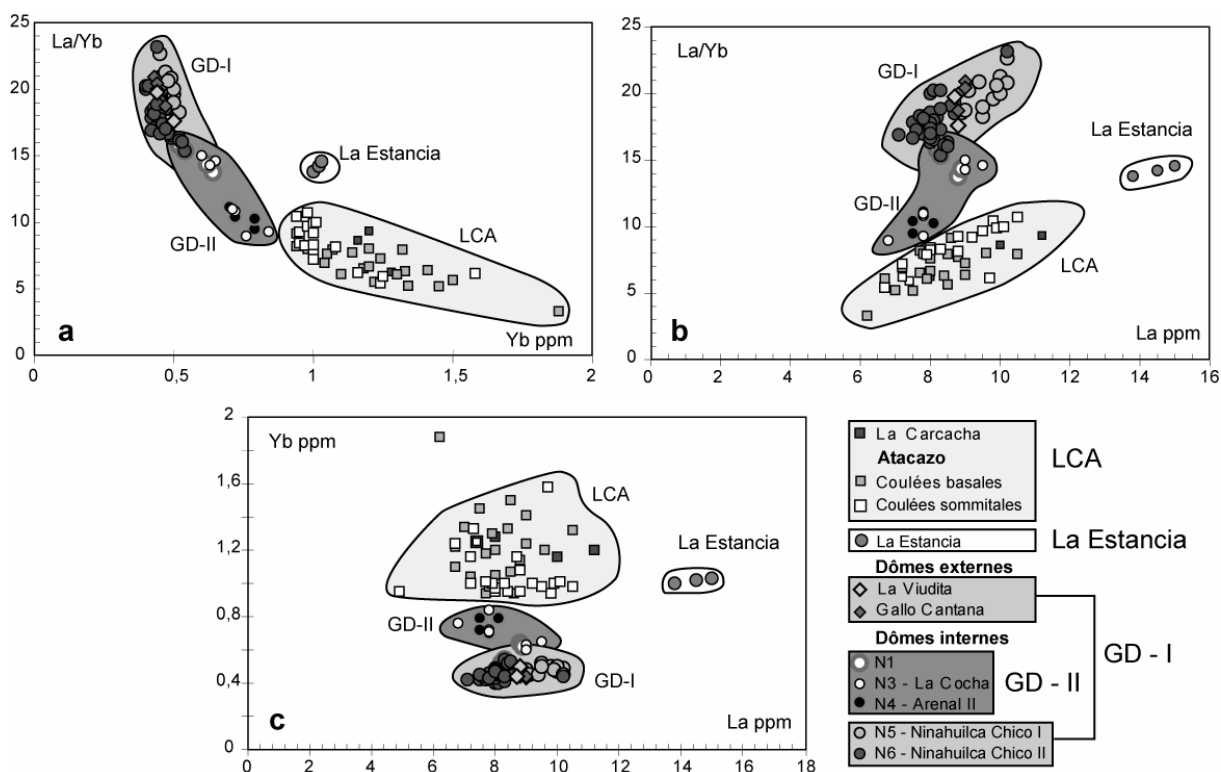


Figure 5.7. Diagrammes permettant d'identifier différents groupes géochimiques dans l'ensemble des compositions du CVAN. **a.** La/Yb vs. Yb. **b.** La/Yb vs. La et **c.** Yb vs. La.

Les dômes:

Un premier groupe rassemble les produits de **La Viudita**, **Gallo Cantana**, **Ninahuilca Chico I** et **Ninahuilca Chico II**, dorénavant nommé **GD-I** (Groupe de dômes I). Malgré les

différentes évolutions de détail pour des éléments tels que Rb et K (Fig. 5.5 et 5.6), dans les diagrammes de la figure 5.7, ces trois ensembles forment un seul groupe, indiquant probablement la participation des processus pétrogénétiques similaires à leur origine. Ces roches possèdent des teneurs très faibles (par rapport aux roches classiques d'arc) et homogènes en Y ($7,3 \pm 0,3$ ppm) et Yb ($\sim 0,46$ ppm). Dans le diagramme La/Yb vs. La (Fig. 5.7 b), ces roches forment une corrélation positive à pente un peu plus forte que le groupe LCA.

Un deuxième groupe qui rassemble les produits de **N1** (dépôt de la première retombée plinienne reconnue sur le terrain), **La Cocha et Arenal II**, dorénavant **GD-II** (Groupe de dômes II). Ces produits montrent, dans les diagrammes de la figure 5.7, des caractéristiques communes qui semblent faire une transition entre les produits du LCA et les roches du GD-I. Les teneurs en Y ($11,6 \pm 2,5$) et Yb ($0,77 \pm 0,3$) restent faibles, mais pas autant que pour les roches du GD-I. La pente de la corrélation formée par ces roches, dans le diagramme La/Yb vs. La, est la plus forte de trois groupes.

Ce regroupement est aussi justifié à partir des diagrammes MgO, Sc, Ni, Y, Yb vs. SiO₂ (Fig. 5.5 et 5.6), où les produits du GD-II montrent des caractéristiques transitionnelles entre les laves de LCA et les roches du GD-I. Il faut également noter que ces deux groupes auraient pu aussi être distingués du fait de leur âge, le plus ancien étant GD-II (> 5440 yr BP, cf. chap. 3) et le plus jeune GD-I (< 4400 yr BP). Néanmoins la présence de La Viudita (~ 71 ky) et Gallo Cantana (âge indéterminé, mais stratigraphiquement plus ancien que GD-II) dans GD-I empêche cette stricte distinction chronologique.

5.4 Données isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Dix-sept analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été effectuées au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. Les échantillons analysés ont été choisis en prenant en compte les différentes séries mises en évidence lors de l'étude des éléments majeurs et traces et leur variation compositionnelle.

La séparation du Sr et Nd a été réalisée au moyen de colonnes chromatographiques selon la méthode décrite par Pin et Santos Zaldegui (1997). Les rapports isotopiques ont été mesurés par TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry). Les mesures ont été effectuées avec le spectromètre Finnigan TRITON et avec le spectromètre VG 54E. Pour les données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, l'interférence du Rb est déterminée simultanément et corrigée en utilisant le rapport $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} = 0,386$. De même le fractionnement isotopique est corrigé via normalisation aux rapports $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ et $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Les données obtenues ainsi que les standards de référence utilisés sont présentés dans le tableau 5.2 et l'Annexe V.

Les données des rapports isotopiques de Sr et Nd des produits du CVAN se placent dans le quadrant I ($\epsilon_{\text{Nd}} > 0$, $\epsilon_{\text{Sr}} < 0$) du diagramme ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr} , qui caractérise le réservoir de type appauvri et les matériaux qui en sont issus, typiquement le manteau appauvri et les

basaltes des dorsales océaniques (Fig. 5.8 a). La plupart des laves d'arc n'ayant pas souffert de processus d'altération et/ou contamination, se placent dans ce quadrant.

Unité	N° Ech.	SiO ₂	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1 sigma	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1 sigma
			ppm			ppm		
Carcacha	SA5	60,0	414	0,704096	4 EXP -6	10,0	0,512887	8 EXP -6
Atacazo-enclave	SA 101B	56,0	390	0,704215	5 EXP -6	9,7	0,512872	9 EXP -6
Atacazo	ATAC 12 B*	57,4	318	0,704340		9,2	0,512864	
Atacazo	SA 48A	60,0	428	0,704181	4 EXP -6	10,5	0,512873	6 EXP -6
Atacazo	SA 61	60,4	379	0,704372	4 EXP -6	9,2	0,512822	6 EXP -6
Atacazo	SA 77	60,6	372	0,704347	6 EXP -6	11,0	0,512834	8 EXP -6
Atacazo	ATAC 8*	60,6	412	0,704223		12,0	0,512862	
Atacazo	SA 49	61,6	412	0,704270	5 EXP -6	11,3	0,512852	6 EXP -6
Atacazo	SA 76	61,6	415	0,704313	5 EXP -6	11,6	0,512828	5 EXP -6
La Estancia	SA 13A	58,4	576	0,704236	3 EXP -6	17,5	0,512822	5 EXP -6
La Viudita	SA 54	65,7	375	0,704291	3 EXP -6	10,8	0,512889	4 EXP -6
Gallo Cantana	SA 65B	65,6	398	0,704318	4 EXP -6	11,8	0,512882	8EXP-6
Gallo Cantana	SA 64A	66,2	402	0,704250	4 EXP -6	11,8	0,512886	3EXP-6
Ninahuilca Chico I	SA 24E	64,8	454	0,704272	1 EXP -5	12,3	0,512840	3 EXP-6
Ninahuilca Chico I	SA 35	60,6	492	0,704275	4 EXP -6	11,5	0,512845	3 EXP -6
Ninahuilca Chico II	SA 38D	62,8	437	0,704165	5 EXP -6	9,8	0,512886	3 EXP -6
Ninahuilca Chico II	SA 45A	62,8	435	0,704166	4 EXP -6	10,7	0,512888	6 EXP -6
Ninahuilca Chico II	SA 73B	63,8	445	0,704155	3EXP-6	9,7	0,512885	6 EXP -6
Ninahuilca Chico II	SA 22E1	64,2	430	0,704186	4 EXP -6	10,5	0,512880	3 EXP -6
Ninahuilca Chico II	ATAC 2C*	65,0	442	0,704204		9,7	0,512894	
standard	<i>NBS 987</i>			<i>0,710239</i>	<i>4 EXP -6</i>			
standard	<i>AMES</i>						<i>5,119651</i>	<i>3 EXP -6</i>

Tableau 5.2. Données isotopiques du Sr et Nd pour les roches du CVAN. * données de Bourdon (1999).

Les valeurs de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd du CVAN sont globalement homogènes en présentant des gammes de variation très faibles (0,70409 - 0,70437 ; 0,512822 - 0,512894). Un comportement différent est remarqué entre les produits anciens et les produits récents. Les produits du LCA montrent une corrélation négative, avec une faible augmentation du rapport isotopique du Sr, au fur et à mesure que le rapport isotopique du Nd diminue. Au contraire, les produits du GD-I montrent une faible variation en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr pour une valeur de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd presque constante, excepté pour N5 (Fig. 5.8 b).

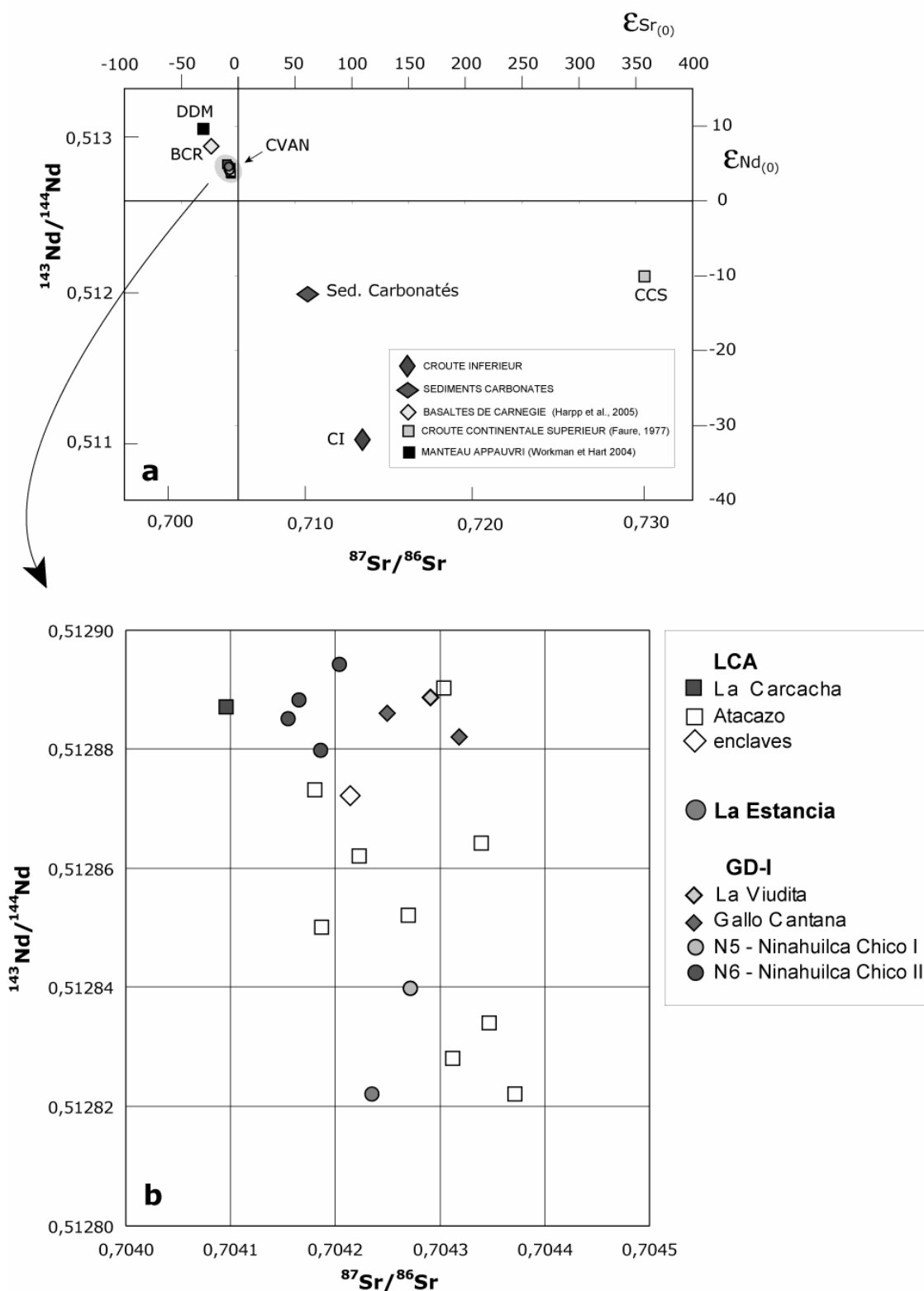


Figure 5.8. Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les roches du CVAN. **a.** DDM = manteau appauvri (Workman et Hart 2004), CCS = croûte continentale supérieure (Faure 1977), BCR = moyenne des basaltes de la Ride de Carnegie (Harpp *et al.*, 2005), CI = croûte inférieure (Faure 1977), CVAN = champ défini par les roches du CVAN. **b.** détail des roches du CVAN.

Dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 , une faible corrélation positive est observée pour les produits de GD-I, tandis que les données de LCA ne montrent pas de corrélation

évidente (Fig. 5.9 a). Pour LCA, les rapports isotopiques de Nd varient dans une gamme de valeurs très faible, ne montrant pas de corrélation évidente. Pour GD-I, la gamme de variation est encore plus restreinte, ces valeurs, excepté pour les roches du Ninahuilca Chico I – N5, sont les plus radiogéniques du complexe (Fig. 5.9 b).

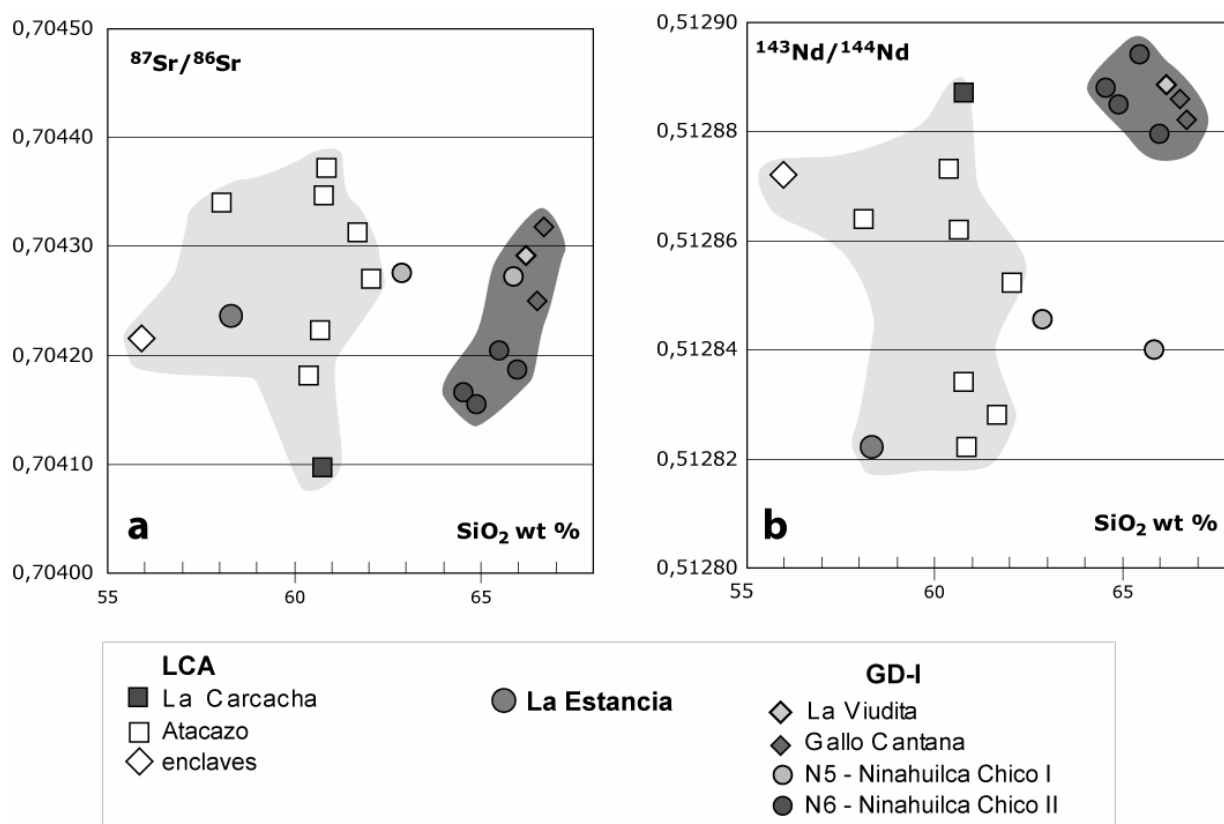


Figure 5.9. Diagrammes ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. SiO₂ et ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. SiO₂ pour les roches du CVAN.

D'après l'homogénéité des rapports isotopiques de Sr et Nd, il semble peu probable que des processus de contamination ou assimilation aient participé dans l'évolution des roches de GD-I. Pour les roches de LCA, les gammes de variations restent faibles, néanmoins, la dispersion des données pourrait indiquer une légère participation des processus mentionnés.

5.5 Isotopes de l'Oxygène

5.5.1 Technique Analytique

Les isotopes de l'oxygène ont été analysés pour 23 échantillons de roche totale et 16 fractions de minéraux séparés des produits du CVAN. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire des Isotopes Stables du Laboratoire Magmas et Volcans (Laboratoire Transferts Lithosphériques (LTL) de l'Université Jean Monnet à Saint-Étienne).

L'extraction de l'oxygène des roches totales et des minéraux est réalisée sur une ligne d'extraction de type conventionnelle par réaction à haute température avec du BrF₅ et l'oxygène est ensuite converti en CO₂ (Clayton et Mayeda, 1963). La configuration de la ligne d'extraction et de conversion utilisée est présentée dans la figure 5.10. Le rendement de

chaque analyse a été calculé grâce à la mesure systématique du volume de CO₂ obtenu lors de la réaction de conversion. Toutes nos analyses atteignent un rendement supérieur à 95%. Un standard interne MQ (Murchinson quartz, fourni par le laboratoire de l'Université de Capetown, Afrique du Sud) a été systématiquement analysé avec chaque série d'analyses. Sa valeur recommandée calibrée par rapport au standard international de quartz NBS-28 est de $10,1 \pm 0,2$ (Vennemann et Smith, 1990). La moyenne des 22 aliquots de MQ analysés au cours de notre étude est de $10,15 \pm 0,13$, tout à fait équivalente à la valeur recommandée. La précision des analyses obtenues sur la ligne d'extraction de l'oxygène des silicates du LTL est estimée à 0.15‰ (1 sigma).

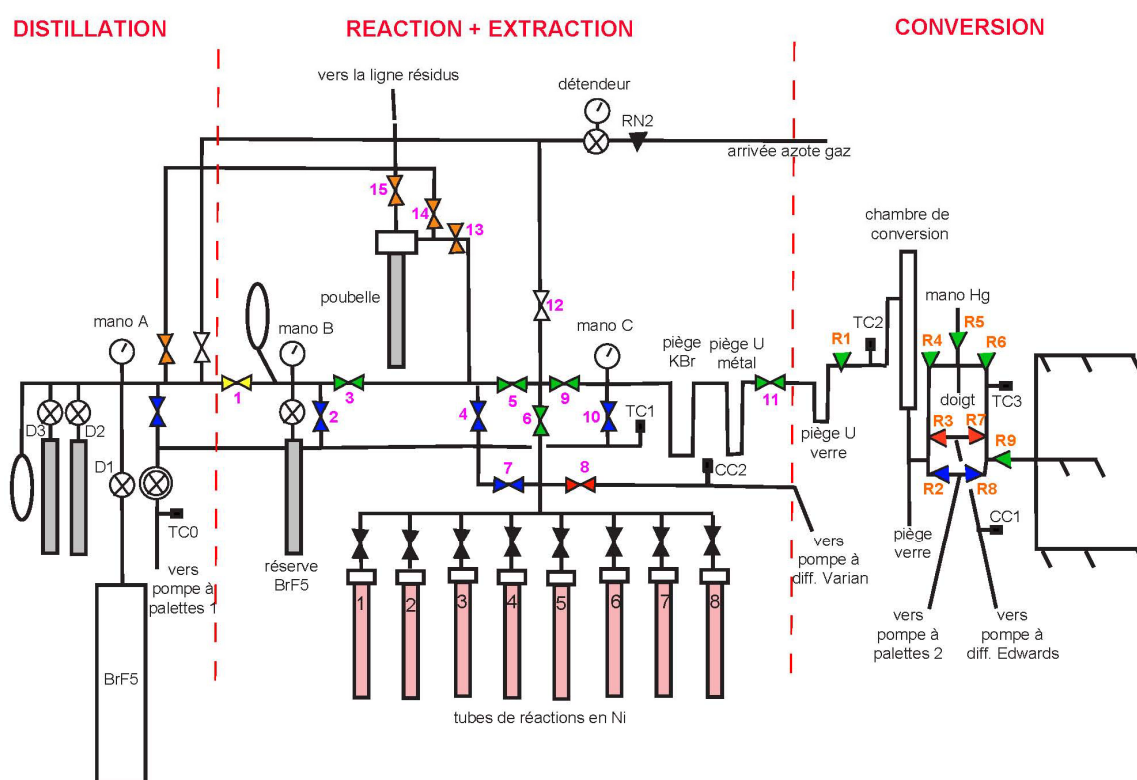


Figure 5.10. Plan de la ligne d'extraction et conversion d'oxygène du Laboratoire Transferts Lithosphériques de l'Université Jean Monnet.

Les rapports isotopiques de l'oxygène ont été mesurés sur le spectromètre de masse Micromass IsoPrime à triple collecteur fonctionnant en dual-inlet du Laboratoire Transferts Lithosphériques. Les échantillons de gaz sont analysés par rapport à un gaz de référence, les valeurs mesurées sont normalisées par rapport à l'échelle VSMOW (Coplen, 1993) et reportées selon la notation classique $\delta\text{‰}$ avec $\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{échantillon}} / R_{\text{standard}} - 1) \times 10^3$ et $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$. Les échantillons sélectionnés correspondent à des blocs de laves et de ponces qui ne montrent pas d'altération macroscopique ni microscopique évidente et dont les LOI sont faibles (cf. Fig. 5.11). Dans le cas des roches totales, on a utilisé 7 mg des mêmes poudres employées pour les analyses des éléments majeurs et en traces. Pour les analyses de minéraux, les échantillons ont été broyés à la main, tamisés, et séparés sous la loupe binoculaire. La fraction des minéraux ainsi obtenue a été lavée à l'eau distillée aux ultrasons, et des aliquotes

de 5 mg ont été analysés. Des duplicata ont été effectués pour six phases minérales et pour six roches totales afin de déterminer la reproductibilité moyenne des analyses de nos échantillons. Celle-ci est de $\pm 0,18$ ‰ pour les minéraux et de $\pm 0,3$ ‰ pour les roches totales (2 sigma). Les résultats des analyses effectuées sont présentés dans le tableau 5.3 et l'Annexe V.

UNITE	N° ECH.	SiO ₂	LOI	$\delta^{18}\text{O}_{\text{rt}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{plg}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cpx/amp}}$	$\Delta_{\text{plg-cpx/amp}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{liquide}}$
Carcacha	SA5	60,0	0,3	8,7				
Atacazo-enc	SA-101J	55,8	0,1	8,2				
Atacazo-enc	SA-101B	56,0	-0,1	8,2				
Atacazo	SA48A	60,0	0,3	8,7				
Atacazo	SA49	61,6	0,3	8,9				
Atacazo	SA61	60,4	0,0	8,5				
Atacazo	SA76	61,6	0,3	8,5	8,7	7,8 _{cpx}	0,9	8,8
Atacazo	SA77	60,6	0,1	8,8	8,6	7,8 _{cpx}	0,8	8,8
Atacazo	ATAC 8	60,6	-0,1	8,4				
Atacazo	ATAC 12 B	57,4	0,9	8,3				
Atac-High Ti	SA13A	58,4	-0,2	8,0	8,5	7,6 _{cpx}	0,9	8,5
La Viudita	SA54	65,7	0,3	8,2	9	7,9 _{amp}	1,1	9,1
La Viuidita	SA55	66,3	-0,1	6,7				
Gallo Cantana	SA64A	66,2	0,1	6,1				
Gallo Cantana	SA65A	65,6	1,3	9,0				
Gallo Cantana	SA65B	65,6	1,2	8,4	8,8	7,9 _{amp}	0,9	9,0
Gallo Cantana	SA65C	65,2	1,5	8,8				
N5	SA24E	64,8	1,6	8,2	8,4	7,7 _{amp}	0,7	8,6
N5	SA35	60,6	2,8	9,3				
N6	SA22E1	64,2	1,9	8,7	8,6	7,9 _{amp}	0,7	8,8
N6	ATAC 2C	65,0	0,6	7,7				
N6	SA73B	63,8	1,7	7,8				

Tableau 5.3. Rapports isotopiques de l'oxygène analysés pour des roches totales et des minéraux séparés du CVAN. Les liquides théoriques en équilibre avec les phases minérales analysées sont montrés pour comparaison. rt = roche totale, * calculé par la méthode de Bindeman *et al.* (2004).

5.5.2 Données Isotopiques

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des produits du CVAN varient globalement entre 7,7 et 9,0 ‰ V-SMOW (Fig. 5.11). Seulement trois échantillons s'éloignent de cette gamme de variation. Il s'agit de deux analyses pour les dômes La Viudita (SA-55) et Gallo Cantana (SA-64A) et une analyse pour le dôme Ninahuilca Chico I - N5 (SA-35). Les deux premières sont les valeurs les plus faibles trouvées dans le complexe (6.1 et 6.7 ‰ V-SMOW) et la troisième est la valeur la plus élevée de l'ensemble (9,3 ‰ V-SMOW).

Afin de tester si nos analyses de roche totale sont représentatives de la signature magmatique originale en $\delta^{18}\text{O}$ des produits du CVAN, une estimation des températures d'équilibrage des phases minérales des échantillons étudiés a été faite. Ensuite, une fois confirmé que ces minéraux montrent un équilibre à des températures magmatiques, un calcul du liquide théorique en équilibre avec ces minéraux a été réalisé.

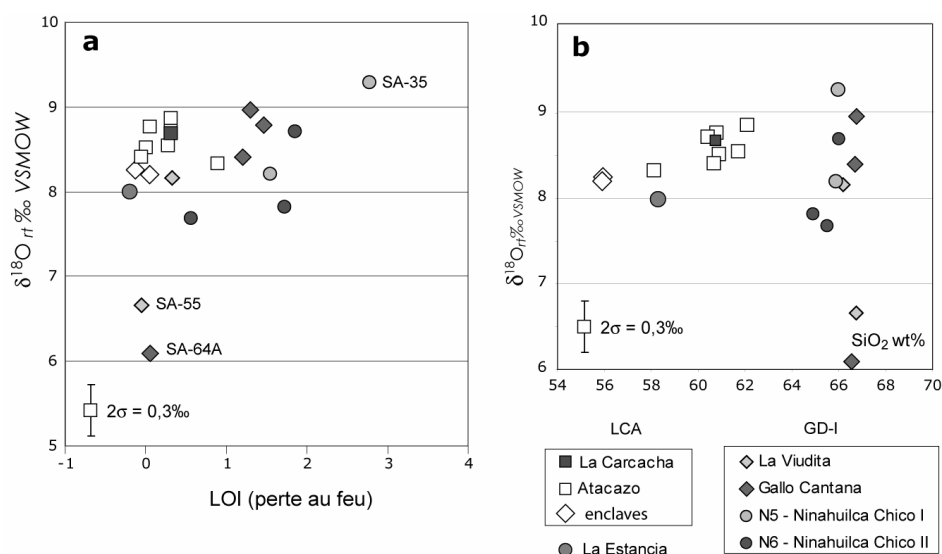


Figure 5.11. $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons de roche totale des produits du CVAN. **a.** par rapport à la perte au feu 1050°C (LOI) et **b.** par rapport à SiO_2 .

5.5.2.1 Equilibre à des températures magmatiques :

Les équations de fractionnement des isotopes de l'oxygène de Chiba *et al.* (1989) et (Zheng, 1993) ont été utilisées pour calculer les droites d'isotempérature Plg-Di et Plg-Hb. Chiba *et al.* (1989) proposent que le fractionnement des isotopes de l'oxygène entre minéraux anhydres à haute température ($>600^\circ\text{C}$) est modélisé par une équation du type :

$$10^3 \ln \alpha_{X-Y} = A * 10^6 T^{-2}$$

Où :

α = coefficient de fractionnement minéral - minéral

A = coefficient pour chaque couple minéral calculé de façon expérimentale

T = température en K

X, Y = mineral X, minéral Y

Zheng (1993) établi une équation pour le fractionnement des isotopes de l'oxygène entre minéraux hydroxylés par calcul des indices isotopiques de l'oxygène :

$$10^3 \ln \alpha_{X-Y} = A * 10^6 T^{-2} + B * 10^3 T^{-1} + C$$

A, B et C = coefficients calculés pour chaque couple minéral.

Les coefficients A, B, C sont résumés dans le tableau 5.4.

	A	B	C
Ab-Di	1.81a		
An-Di	0.76a		
Qz-Ab	0.95b		
Qz-An	1.97b		
Qz-hb	0.59c	3.8c	-1.59c

Tableau 5.4. Coefficients pour chaque couple minéral, utilisées dans les équations de fractionnement des isotopes de l'oxygène. a = (Chiba *et al.*, 1989) ; b = (Clayton *et al.*, 1989) ; c = (Zheng, 1993).

Généralement il est considéré que le fractionnement des isotopes de l'oxygène, entre deux minéraux, est égal à la différence entre les $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux :

$$\Delta^{18}\text{O}_{X-Y} = \delta^{18}\text{O}_X - \delta^{18}\text{O}_Y \approx 10^3 \ln \alpha_{X-Y}$$

Afin de calculer le coefficient de fractionnement pour nos couples minéraux et établir les droites d'isotempérature, deux compositions de plagioclase seront considérées, An₅₅ pour LCA et An₄₃ pour GD-I. L'équation résultante pour le calcul du fractionnement Plg-Di est citée à continuation :

$$10^3 \ln \alpha_{\text{An}_{55}\text{-Di}} = 1,23 * 10^6 T^{-2} = \Delta_{\text{An}_{55}\text{-Di}}$$

Les équations de fractionnement Qz-Plg et Qz-Hb ont été calculées afin d'obtenir l'équation de fractionnement Plg-Hb :

$$10^3 \ln \alpha_{\text{Qz-An}_{43}} = 1,39 * 10^6 T^{-2} = \Delta_{\text{Qz-An}_{43}}$$

$$10^3 \ln \alpha_{\text{Qz-Hbd}} = 0,59 * 10^6 T^{-2} + 3,8 * T^{-1} - 1,59 = \Delta_{\text{Qz-Hbd}}$$

$$10^3 \ln \alpha_{\text{An}_{43}\text{-Hbd}} = -0,8 * 10^6 T^{-2} + 3,8 * 10^3 T^{-1} - 1,59 = \Delta_{\text{An}_{43}\text{-Hbd}}$$

Les droites de température calculées pour différentes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux sont reportées dans un diagramme δ - δ (Fig. 5.12).

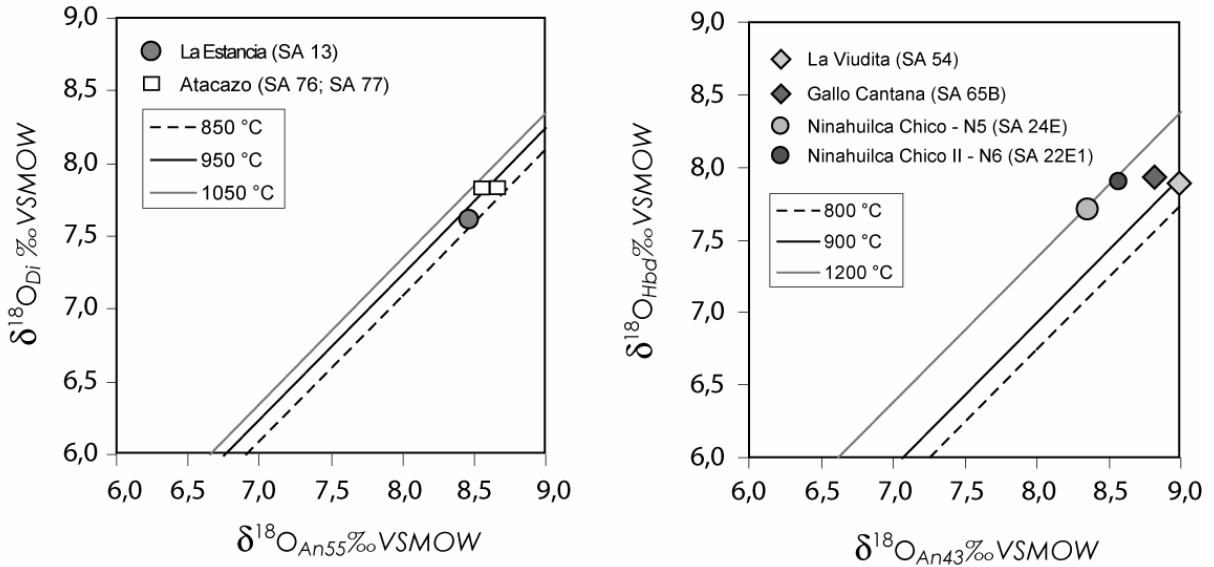


Figure 5.12. Diagrammes δ - δ pour des couples clinopyroxène - plagioclase ou amphibole - plagioclase des différentes unités du CVAN.

Dans ce diagramme, malgré les valeurs élevées du $\delta^{18}\text{O}$ des phases minérales du CVAN, les couples minéraux montrent un équilibre à des températures magmatiques (800-1200 °C). Néanmoins, il faut noter que dans le cas de Ninahuilca Chico I et II, les températures sont très élevées par rapport à celles obtenues lors de l'étude minéralogique (~800 °C ; Chapitre 4).

5.5.2.2 Calcul du liquide théorique en équilibre avec les phases minérales analysées

Etant donné que la plupart des phases minérales analysées montrent un équilibre à des températures magmatiques, les $\delta^{18}\text{O}$ théoriques des liquides en équilibre avec ces phases (plagioclase, clinopyroxène et amphibole) ont été calculés. Pour ceci, la méthode de Bindeman *et al.* (2004) a été utilisée. Les résultats ont déjà été présentés dans le tableau 5.2. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des liquides en équilibre estimés par cette méthode sont comparables aux valeurs de roches totales analysées.

Il sera considéré, que les analyses de roche totale se trouvant dans une gamme de variation de $\pm 0,5\%$ des $\delta^{18}\text{O}$ des liquides théoriques sont des valeurs représentatives du $\delta^{18}\text{O}$ du magma. Les figures 5.13 a et b, indiquent que toutes les données de $\delta^{18}\text{O}$ de roche totale, obtenues pour LCA, et la plupart de GD-I, rentrent dans cette gamme de variation. Au contraire, les valeurs faibles de roche totale de La Viudita et Gallo Cantana (SA-55 et SA-64A) et la valeur trop élevée du Ninahuilca Chico I – N5 (SA-35), restent en dehors.

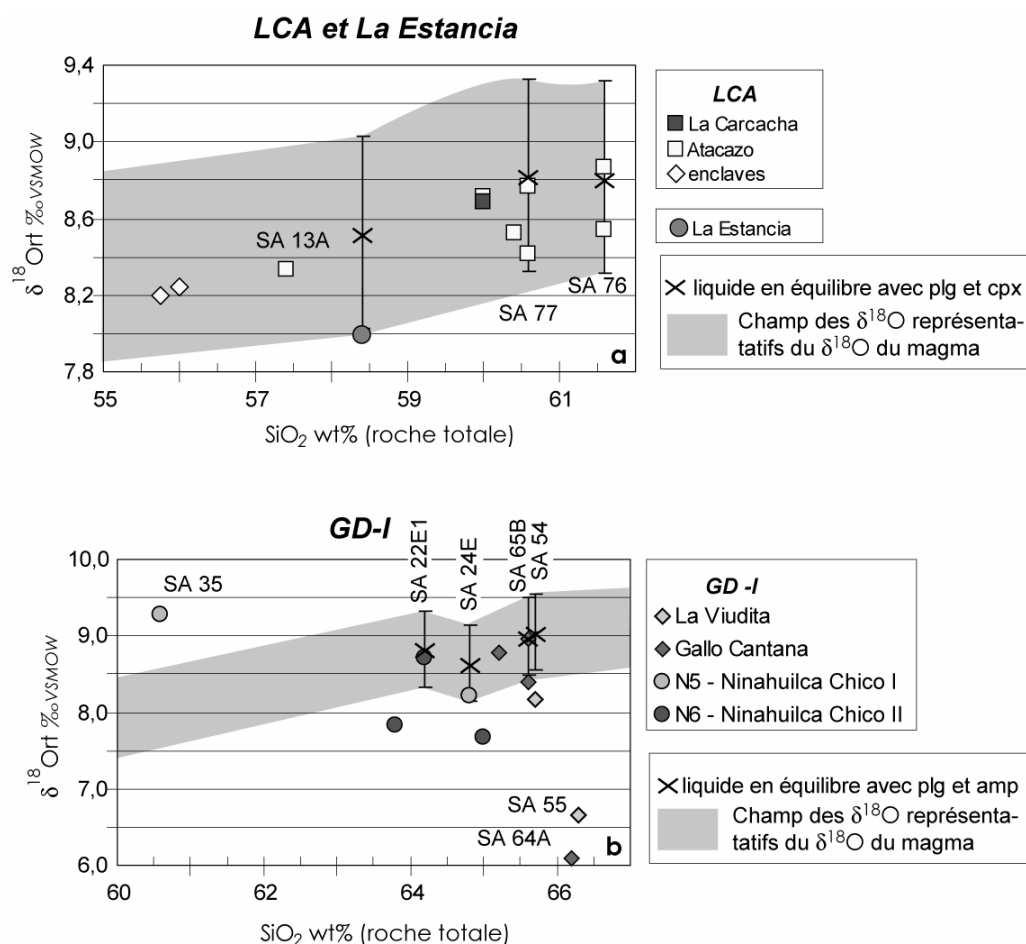


Figure 5.13. Gammes des rapports isotopiques de l'oxygène considérés comme représentatifs des valeurs du magma. Ces gammes ont été obtenues à partir du calcul de $\delta^{18}\text{O}$ des liquides en équilibre avec les phases minérales analysées pour différents échantillons de chaque groupe du CVAN suivant la méthode Bindeman *et al.* (2004), $\Delta_{\text{cpx-liq}} = 0,061$ (SiO_2 wt% rt) – 2,72 ; $\Delta_{\text{plg-liq}} = 0,027$ (SiO_2 wt% rt) – 1,45. Toutes les données de $\delta^{18}\text{O}$ des roches totales sont montrées. Celles qui possèdent des analyses de phases minérales sont alignées avec les liquides théoriques calculés (X). **a.** LCA et La Estancia. **b.** GD-I.

Le rapport isotopique élevé de SA-35 semble être le résultat d'une altération superficielle. La forte perte au feu (LOI = 2,8) de cet échantillon est certainement liée à un tel processus. Les faibles rapports isotopiques de SA-55 et SA-64A sont plus difficiles à expliquer. Plusieurs xénolites, ayant souffert une forte altération hydrothermale ont été retrouvées dans le Dôme Gallo Cantana. L'assimilation d'un tel matériel (à faible $\delta^{18}\text{O}$) pourrait être la cause de la faible valeur de SA-64A. Dans le dôme La Viudita, aucune évidence de la présence d'un matériel étranger à la lave du dôme ou de la participation d'un processus d'altération hydrothermale de haute température (ce type de processus diminue le $\delta^{18}\text{O}$) n'a été trouvée. En absence des indices de terrain, pétrographiques ou autres, qui supportent, soit un processus d'assimilation, soit un processus d'altération hydrothermale à haute température, aucune de ces deux hypothèses ne peut être préférée. Aucune de ces trois analyses ne sera considérée dans cette étude.

Une fois écartées les analyses de roche totale qui se placent hors du champ d'équilibre (roche totale - phases minérales), les analyses peuvent être reportées dans des diagrammes de variation par rapport aux différents éléments majeurs et en traces (Fig. 5.14 et 5.15), afin de tenter de comprendre le comportement des isotopes de l'oxygène dans les produits du CVAN.

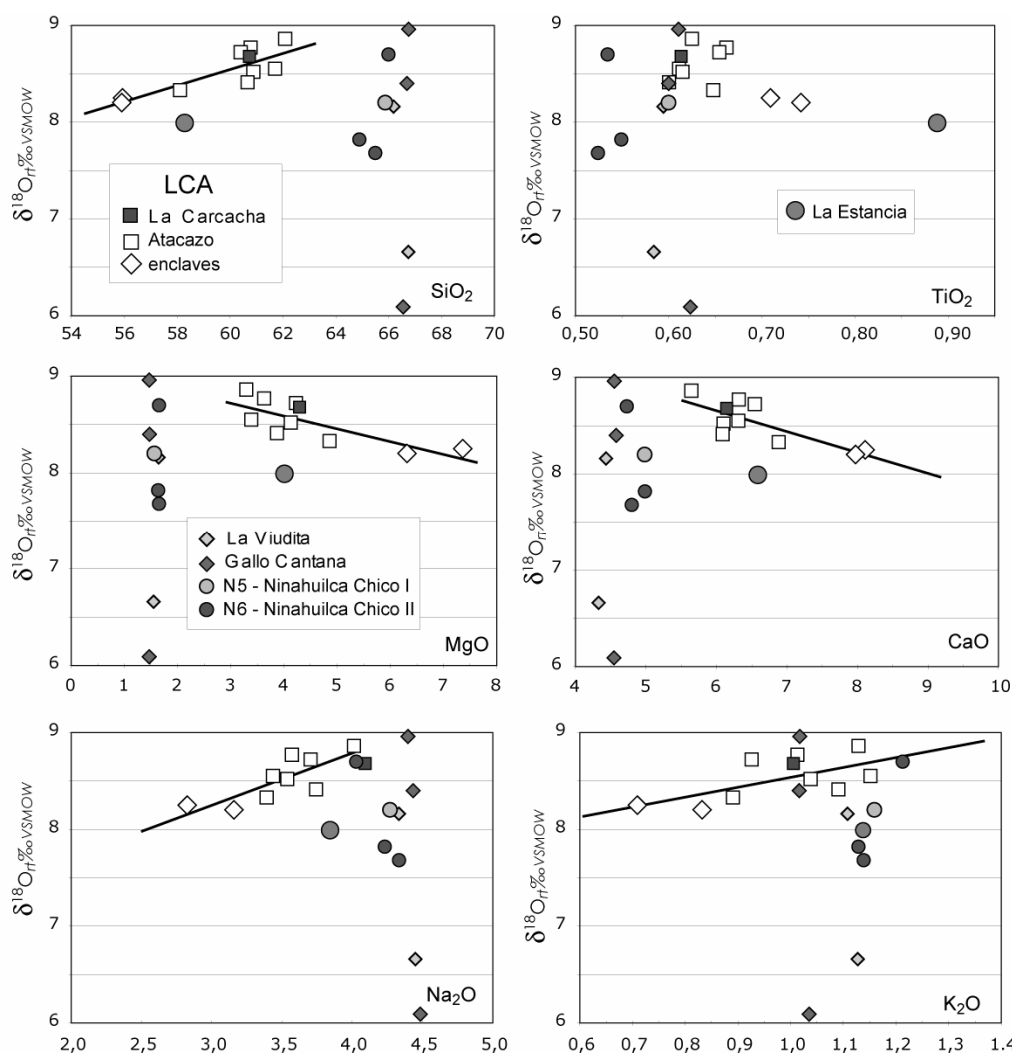


Figure 5.14. Diagrammes de variation du $\delta^{18}\text{O}$ des produits du CVAN par rapport à leurs variations compositionnelles en éléments majeurs (poids pourcent).

Dans les produits du LCA, le $\delta^{18}\text{O}$ présente, globalement, une corrélation positive avec le SiO_2 , Na_2O et K_2O , tandis que par rapport au MgO et CaO la corrélation est négative. Le TiO_2 ne montre pas de corrélation notable (Fig. 5.14). Les produits du GD-I, au contraire, ne montrent aucune corrélation remarquable du fait des faibles variations en composition en éléments majeurs (Fig. 5.14). Il faut toutefois noter que les échantillons de GD-I montrent la gamme la plus grande de variation en $\delta^{18}\text{O}$ pour un champ de composition en éléments majeurs très restreinte.

Pour les éléments en traces, les mêmes tendances peuvent être signalées. Le $\delta^{18}\text{O}$ des produits du LCA est positivement corrélé avec Ba, La, Li et Be, tandis que des corrélations négatives sont observées pour Yb, V, Cr et Ni, même si pour les deux derniers éléments la dispersion des données est un peu forte. Dans le cas du Rb, la dispersion est assez forte et aucune tendance ne peut être mise en évidence. Ainsi que pour les éléments majeurs, les variations de $\delta^{18}\text{O}$ du GD-1 ne sont pas corrélées à des variations compositionnelles en éléments en traces (Fig.5.15).

Dans des diagrammes La/Yb vs. $\delta^{18}\text{O}$ et Sr/Y vs. $\delta^{18}\text{O}$, les produits du LCA forment des droites de corrélation positives, similaires à celles produites dans de diagrammes La/Yb vs. La (cf. Fig. 5.7). Ceci nous indique que la variation de $\delta^{18}\text{O}$ est étroitement liée à l'évolution pétrogénétique des magmas. Pour leur part, les données isotopiques des produits du GD-I ne montrent pas de corrélation évidente avec les rapports La/Yb ou Sr/Y (Fig. 5.16).

Les effets de la cristallisation fractionnée sur les rapports isotopiques de l'oxygène sont très limités. La plupart de travaux indiquent une augmentation maximale de 1‰ lors de la différenciation d'un basalte (Anderson *et al.*, 1971 ; Matsuhisa, 1979 ; Taylor et Epstein, 1970). Plus récemment, Bindeman et al. (2004), calculent qu'une augmentation de 0,45 ‰ se produit lors de la différenciation d'un basalte vers une rhyolite. Dans le cas des produits du LCA, les bonnes corrélations entre les rapports isotopiques de l'oxygène et la plupart des éléments majeurs et en traces fait penser à une augmentation progressive du $\delta^{18}\text{O}$ liée à la différenciation des produits. Au contraire, la forte variation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des roches du GD-I, sans corrélation évidente avec les compositions en éléments majeurs et en traces, ne peut pas être reliée à un processus de différenciation.

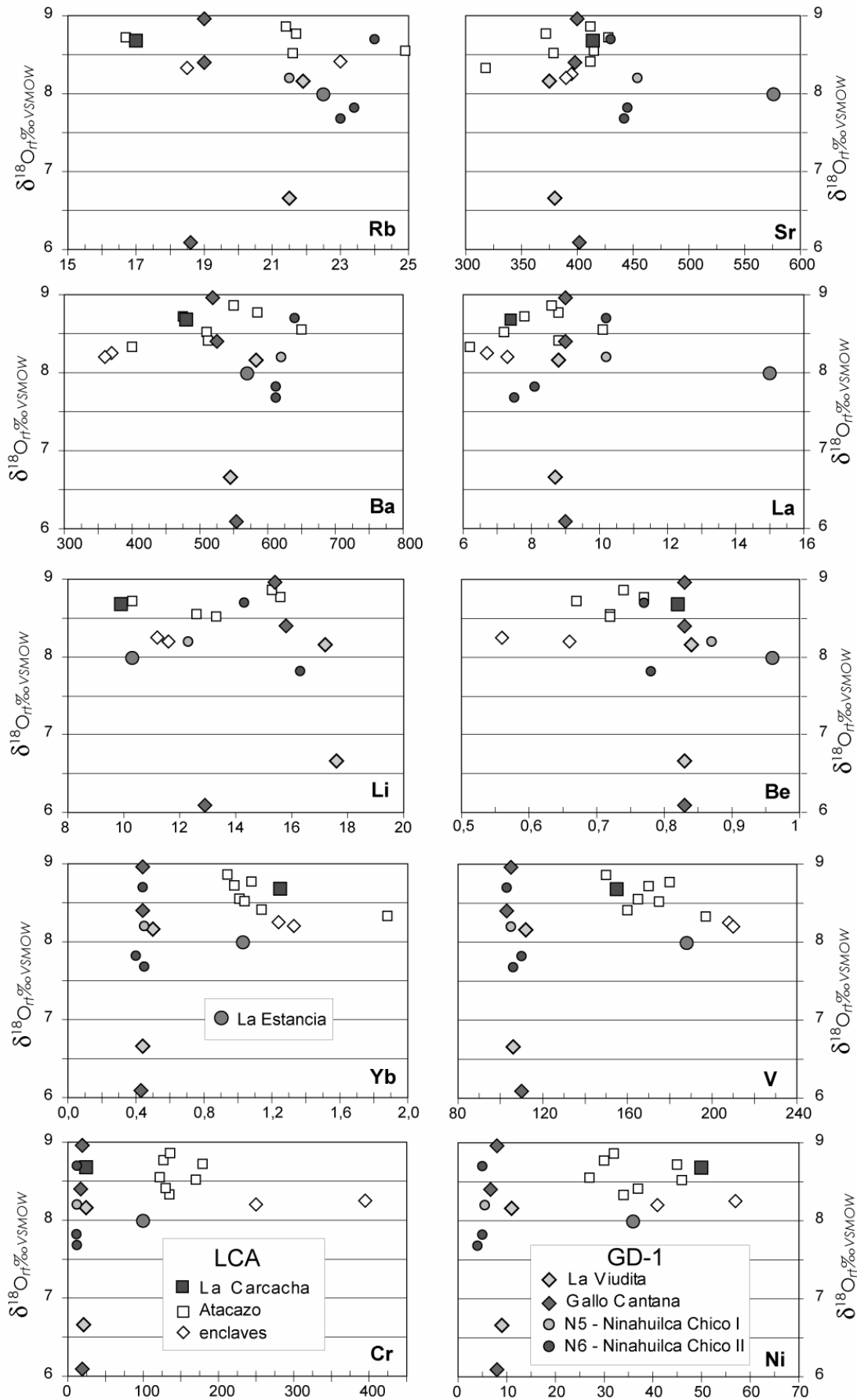


Figure 5.15. Diagrammes de variation du $\delta^{18}\text{O}$ des produits du CVAN par rapport à leurs variations compositionnelles en éléments en traces (en ppm).

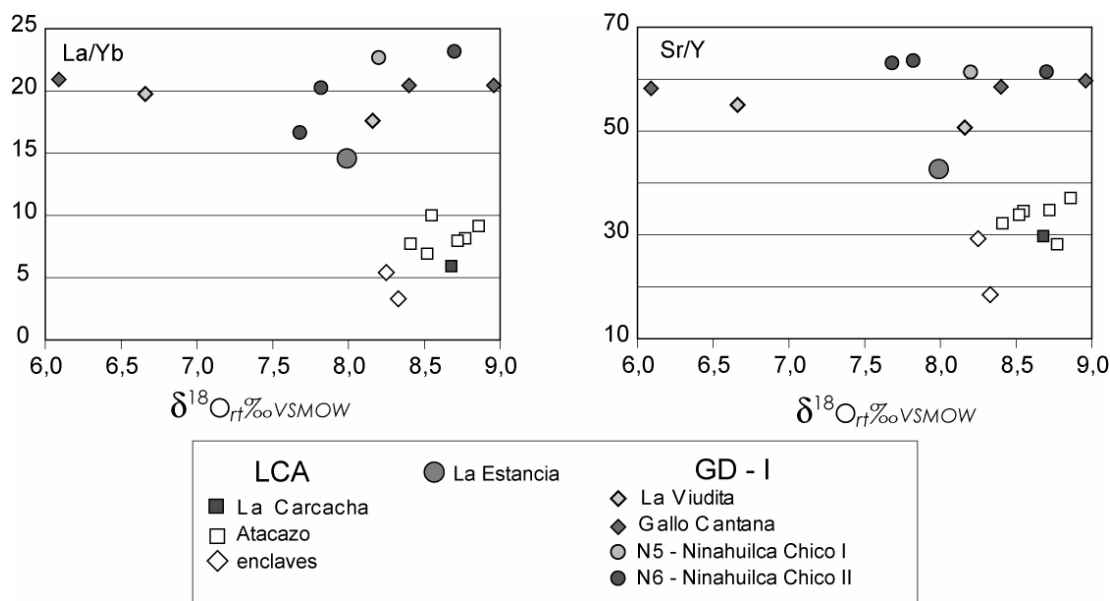


Figure 5.16. Diagrammes de variation des rapports La/Yb et Sr/Y vs. $\delta^{18}\text{O}$ des produits du CVAN.

De toute manière, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des roches du CVAN (même les plus basiques), représentatives des valeurs du magma, sont très élevées par rapport aux valeurs globales des basaltes d'arc et de leurs équivalents différenciés (5,2 à 7,8‰ V-SMOW) et des valeurs connues pour les formations volcaniques néogènes de la NVZ des Andes (Eiler *et al.*, 2000 ; Harmon et Hoefs, 1995 ; James, 1984 ; Macpherson *et al.*, 1998 ; Matsuhisa, 1979 ; Vroon *et al.*, 2001) ; elles se rapprochent plus du $\delta^{18}\text{O}$ des laves de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ) qui varient entre 6,9 et 14‰ V-SMOW (Feeley et Sharp, 1995 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Harmon et Hoefs, 1984 ; James, 1984 ; James, 1982 ; James et Murcia, 1984 ; Taylor, 1980).

Ces rapports isotopiques très élevés de l'oxygène ne peuvent pas être produits par une évolution, en système fermé, d'un basalte d'arc dérivé du manteau. Ils sont généralement dérivées des sources riches en ^{18}O (eg. roches supra-crustales) ou, ils résultent de l'addition d'un composant riche en ^{18}O (fluides ou liquides provenant de la plaque océanique subductée ou de la croûte) aux sources des magmas.

Si l'enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ n'a pas une origine à la source, il peut être associé à d'autres types de processus agissant en ou près de la surface :

- a.- une interaction avec des fluides de basse température ; ou
- b.- une assimilation de matériaux à $\delta^{18}\text{O}$ élevé.

L'équilibrage des minéraux à des températures magmatiques exclut interaction à basse température comme étant la cause des $\delta^{18}\text{O}$ élevés des produits du CVAN. Ainsi, il reste deux hypothèses à tester : une assimilation de matériaux riches ^{18}O ou un enrichissement à la source des magmas.

Lors d'un processus d'assimilation, les rapports isotopiques de Sr et de l'oxygène ont des comportements couplés. La figure 5.17 montre globalement une augmentation plus ou moins couplée du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, au contraire ne montre pas de tendance

générale. Le comportement couplé de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ pourrait indiquer la participation d'un processus d'assimilation lors de la différenciation des magmas, ceci notamment pour les produits de LCA, où l'augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ est aussi corrélée avec l'augmentation de SiO_2 (Fig.5.14). Le matériel assimilé devrait être riche en $\delta^{18}\text{O}$ et posséder un rapport isotopique de Sr élevée. Ce processus d'assimilation ainsi que la possibilité d'une contamination à la source seront traitées dans le chapitre 6 et 8.

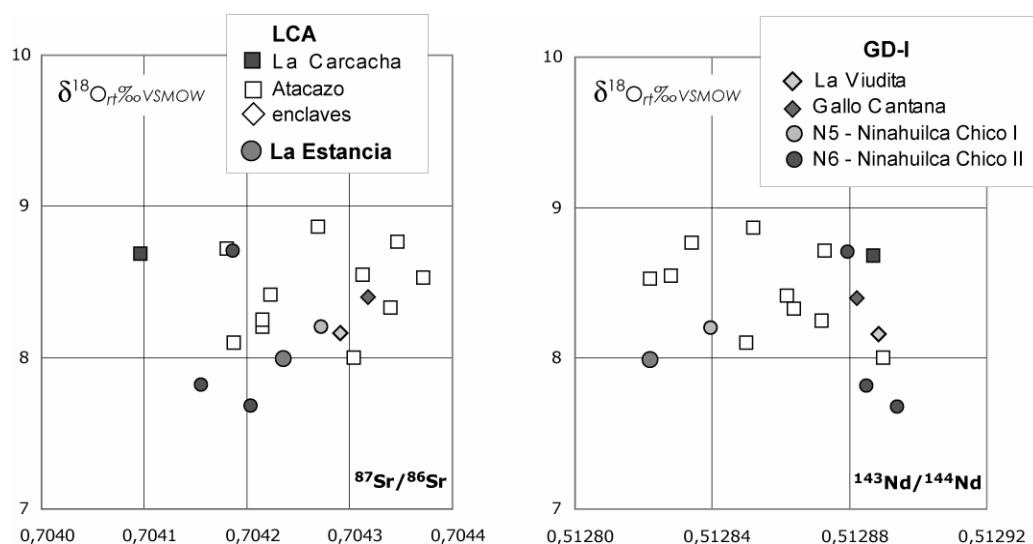


Figure 5.17. Diagrammes $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour les roches du CVAN.

5.6 Affinités magmatiques

Ainsi que pour la plupart des volcans quaternaires équatoriens (Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Monzier *et al.*, 1997b ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002), l'étude des éléments majeurs et en traces a permis de mettre en évidence un caractère adakitique plus ou moins marqué dans les produits du CVAN. Dans l'ensemble de données, l'absence de compositions basiques, les teneurs élevés en Na_2O , ainsi que des faibles teneurs en HREE et Y, entre autres critères, témoignent de ce caractère (Tableau 5.5).

	Adakites	LCA	La Estancia	GD-I	GD-II
Paragenèse minérale	Plg + amp ± bio ± apt ± zr ± sph ± Ti-Mt	plg + opx + cpx + Ti-Mt ± ol ± amp ± apt	plg + opx + cpx + Ti-Mt + ilm	plg + amp + opx + qtz + Ti-Mt + ilm ± cpx ± apt	plg + amp + opx + qtz + Ti-Mt + ilm
(a,b) SiO₂ wt%	> 56	57,28 - 63,21	54,53 - 55,94	62,88 - 67,04	61,67 - 64,36
(b) Na₂O wt%	3,5 - 7,5	2,5 - 4,2	3,84 - 4,0	3,95 - 4,5	3,8 - 4,2
(b) K₂O/Na₂O	~ 0,42	0,21 - 0,32	0,38 - 0,39	0,27 - 0,32	0,31 - 0,36
(a,b) Mg#	~ 51	45- 56	58 - 62	36 - 41	38 - 45
(a,b) Ni (ppm)	24	22 - 63	35 - 36	3,5 - 11,0	5,0 - 16,5
(a,b) Cr (ppm)	36	108 - 230	96 - 100	10 - 24	10 - 60
(b) Cr/Ni	0,5 - 4,5	2,4 - 5,4	2,6 - 2,8	1,6 - 4,0	2,0 - 6,3
(a) Sr (ppm)	> 400	318 - 485	576 - 582	375 - 492	385 - 439
(a,b) Y (ppm)	< 18	10,2 - 15,7	12,8 - 13,5	6,8 - 8,1	8,8 - 10,7
(a,b) Yb (ppm)	< 1,8	0,95 - 1,5	1	0,40 - 0,53	0,6 - 0,8
(a,b) La/Yb_N	> 10	3,4 - 9,9	9,1 - 9,6	10,1 - 15,3	5,9 - 9,9
(a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	< 0,7045	0,704096-0,704347	0,704236	0,704155-0,704291	-
(a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	> 0,5129	0,512822-0,512887	0,512882	0,512840-0,512894	-
(c) $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} \text{‰}$	6,4 - 8,1	8,3 - 8,9	8,0	7,7 - 9,0	-

Tableau 5.5. Comparaison entre les caractéristiques typiques des adakites (a) (Maury *et al.*, 1996b) ; (b) (Martin *et al.*, 2005) ; (c) (Bindeman *et al.*, 2005) et les caractéristiques géochimiques des produits du CVAN. Les rapports isotopiques de Sr, Nd et de l'oxygène sont aussi indiqués, même si ces données ne sont pas d'indicateurs du caractère adakitique.

Les produits du CVAN possèdent des caractéristiques géochimiques en commun avec les adakites. Il faut cependant noter que les roches du GD-I et GD-II sont appauvries en Cr et Ni par rapport aux valeurs typiques des adakites, tandis que LCA et La Estancia, au contraire, semblent un peu trop riches. D'autre part, au contraire des adakites, les roches du CVAN contiennent systématiquement de l'orthopyroxène et les roches du LCA possèdent en plus du clinopyroxène. Les $\delta^{18}\text{O}$ sont globalement plus élevés dans les produits du CVAN que dans l'ensemble des adakites analysées par Bindeman *et al.* (2005) (Tableau 5.5).

Globalement, le caractère adakitique est moins marqué dans les produits les plus anciens (LCA et La Estancia) que dans les produits récents (GD-I et GD-II). Ainsi, dans les diagrammes déterminant les champs des roches adakitiques et calco-alcalines classiques, tels que La/Yb vs. Yb et Sr/Y vs. Y (Defant et Drummond, 1990 ; Martin, 1987a), on remarque un caractère adakitique très net pour les roches du GD-I, tandis que les produits du GD-II, de La Estancia et du LCA s'approchent progressivement du champ des roches calco-alcalines classiques (Fig. 5.18).

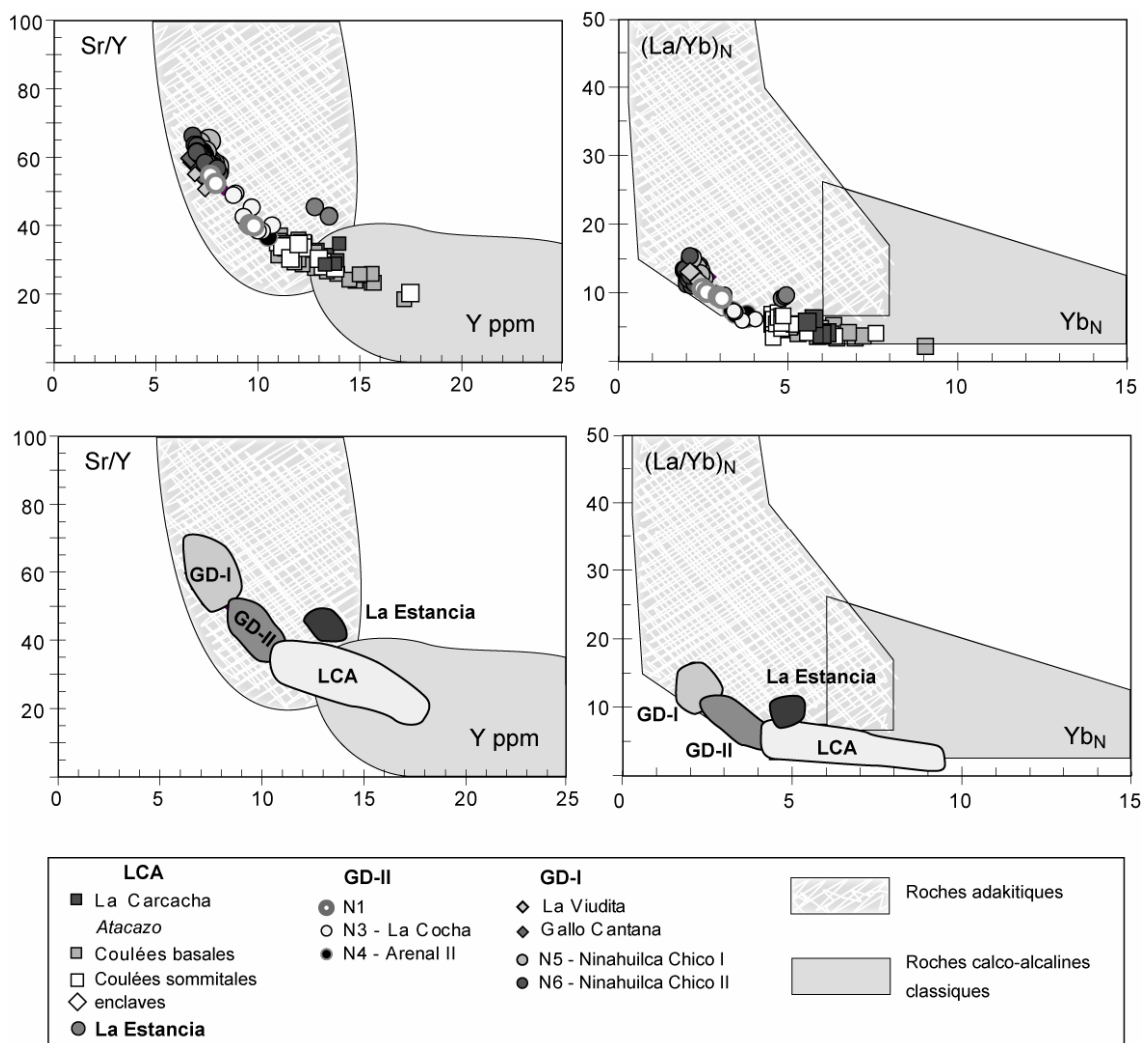


Figure 5.18. Compositions des roches du CVAN dans les diagrammes d'identification des roches adakitiques. a. Diagramme Sr/Y vs. Y et b. diagramme La/Yb_N vs. Yb_N.

Dans des diagrammes multiélémentaires (Fig. 5.19) normés au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989), une forte anomalie négative en Nb est observée, ainsi qu'une anomalie positive en Sr de même ordre de grandeur pour toutes les roches du CVAN (sauf pour les laves de La Estancia, où l'anomalie négative en Nb est moins prononcée). L'anomalie négative en Eu, typique des roches d'arc où le plagioclase fractionne lors de la différenciation, est absente.

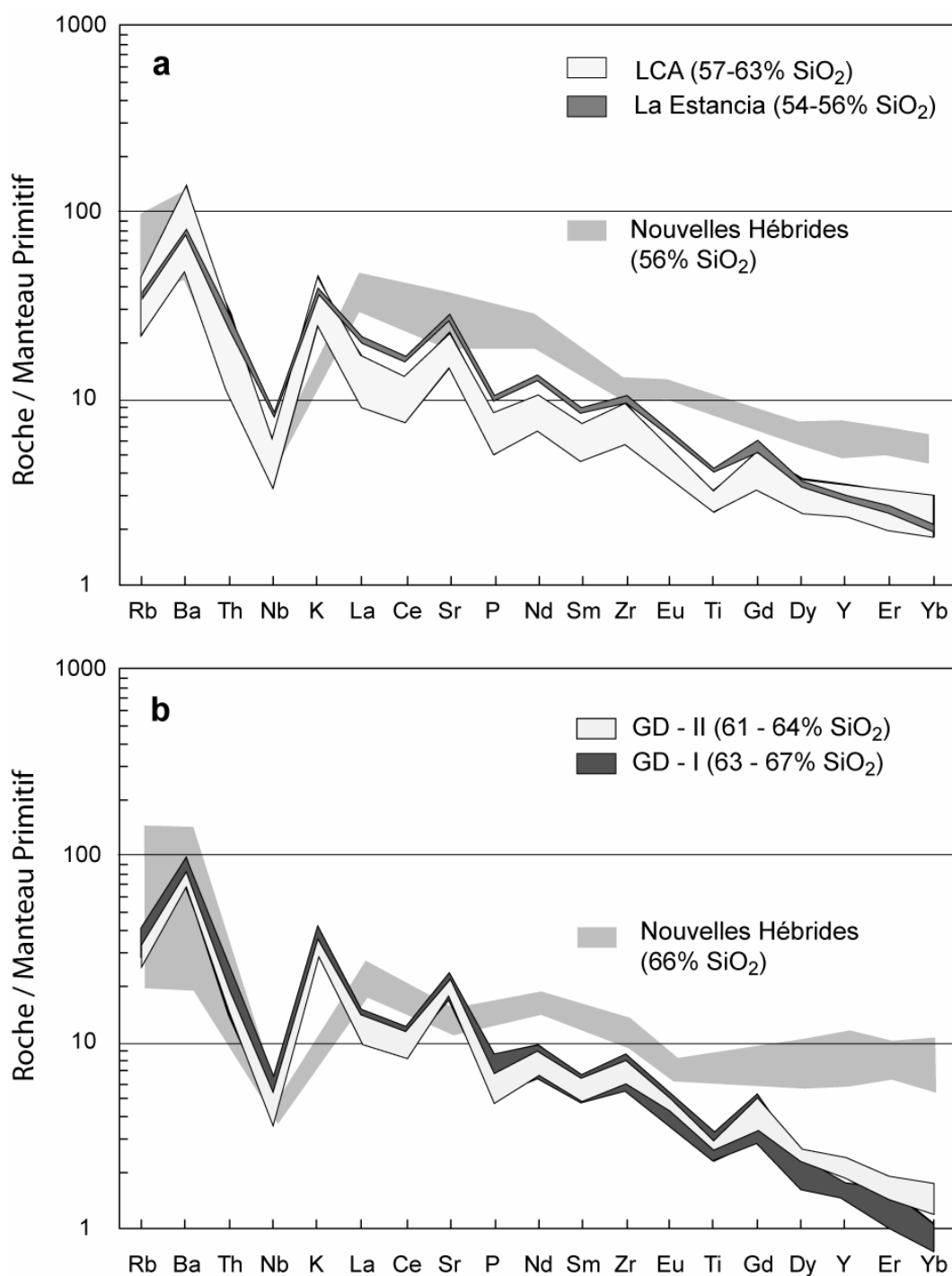


Figure 5.19. Diagrammes multiélémentaires des gammes de compositions des roches du CVAN normalisées au Manteau Primitif (Sun et McDonough, 1989). a. Compositions des produits anciens (LCA et La Estancia). b. Compositions des produits récents (GD I et GD II). Les compositions des roches des Nouvelles-Hébrides sont montrées pour comparaison (Monzier *et al.*, 1997a).

Globalement les compositions en éléments en traces ne sont pas très différentes entre les produits de LCA et La Estancia et les produits de GD-I et GD-II, sauf dans le cas des HREE où les produits récents (GD-I et GD-II) sont très appauvris par rapport aux produits anciens (Fig. 5.19). Ceci est très clair dans les spectres de terres rares, normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989), présentés dans la figure 5.20. Les spectres des roches de l'arc des Nouvelles Hébrides (Monzier *et al.*, 1997a) sont aussi présentés afin de montrer l'appauvrissement global en HREE des roches du CVAN. Les roches des Nouvelles-Hébrides sont idéales pour cette comparaison car elles représentent des roches calco-alcalines « classiques » issues de la fusion d'un manteau métasomatisé par des fluides aqueux provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée. En plus, la participation des processus tels que la contamination ou assimilation a été exclue du fait de la faible épaisseur de la croûte océanique que les magmas traversent lors de leur remontée (Monzier *et al.*, 1997a).

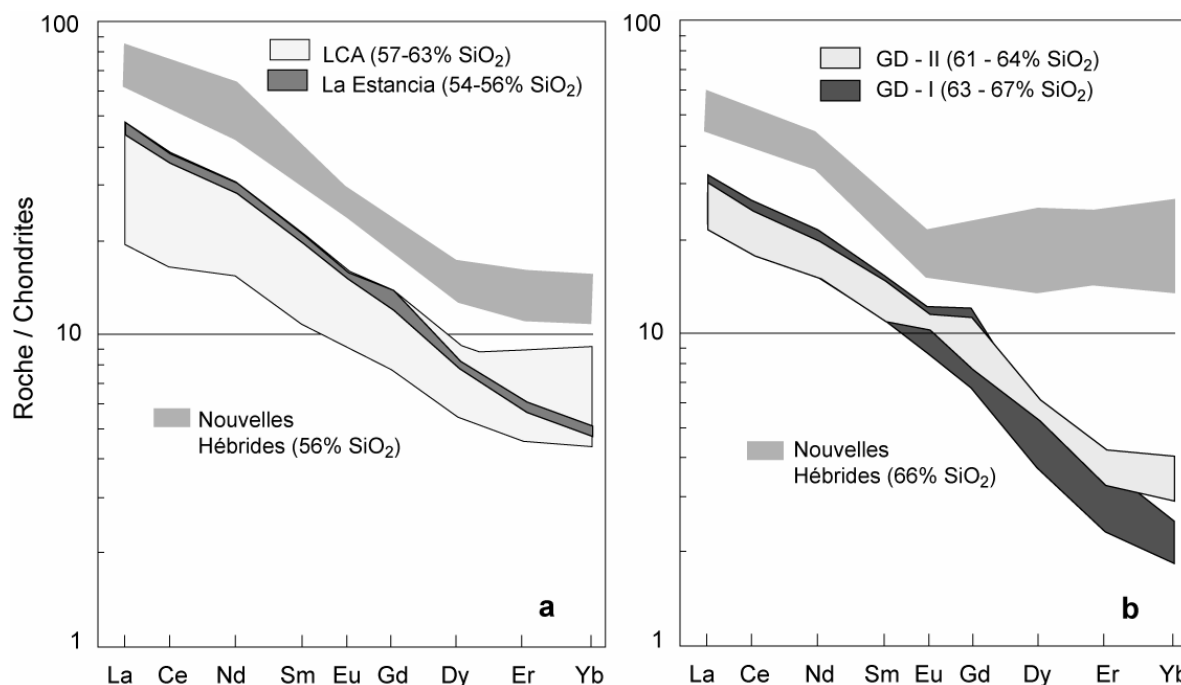


Figure 5.20. Spectres des éléments des terres rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches du CVAN. **a.** Compositions de la partie ancienne du complexe (LCA et La Estancia). **b.** Compositions de la partie récente (GD I et GD II).

Martin *et al.* (2005) ont proposé l'existence de deux groupes différents au sein des adakites : les HSA (high silica adakites = adakites riches en silice) et les LSA (low silica adakites = adakites pauvres en silice). D'après ces auteurs, ces deux groupes d'adakites sont issus de processus pétrogénétiques différents.

Les HSA correspondent à des liquides issus de la fusion d'un basalte subducté qui ont interagi avec la péridotite du coin mantélique lors de leur remontée, tandis que les LSA, correspondent à la fusion d'une péridotite mantélique métasomatisée par des liquides acides issus de la fusion des basaltes subductés. La distinction entre HSA et LSA est basée sur plusieurs critères pétrographiques et géochimiques qui sont résumés dans le tableau 5.6.

	HSA	LSA
Phénocristaux de pyroxène	---	Possible
SiO₂ %	> 60	< 60
MgO %	0,5 – 4	4 – 9
TiO₂ %	< 0,9	> 3
(CaO + Na₂O) %	< 11	> 10
Sr (ppm)	< 1100	1000 – 3000
Cr/Ni	0,5 – 4,5	1 – 2,5
K/Rb	~ 250	> 1000

Tableau 5.6. Critères de distinction entre HSA et LSA d'après Martin *et al.* (2005).

Les compositions du CVAN ont été reportées dans les diagrammes qui permettent de distinguer les HSA des LSA (Fig. 5.21 a-h). Dans tous les diagrammes (sauf MgO vs. SiO₂, Fig. 5.21 a) la totalité des roches du CVAN se place dans les champs définis par les HSA.

Seulement quelques roches les plus basiques du LCA et La Estancia font partie de LSA dans le diagramme MgO vs. SiO₂ (Fig. 5.21 a), ceci du fait de leur faible teneur en SiO₂ et leur correspondante forte teneur en MgO. Il faut aussi noter que les enclaves trouvées dans les coulées sommitales de l'Atacazo (compositions les plus basiques du CVAN) se placent, soit dans le domaine des LSA (Fig. 5.21 a, d, e, g), soit en dehors des champs définis par les adakites (Fig. 5.21 b, c, h). Dans les diagrammes Sr vs. (CaO + Na₂O)% et Sr/Y vs. Y (Fig. 5.21 c, e) on peut observer une forte ressemblance entre les compositions du CVAN (notamment du GD-1) et les compositions des liquides obtenus lors des expériences de fusion des basaltes (Rapp et Watson, 1995 ; Rapp *et al.*, 1991 ; Sen et Dunn, 1994a).

Le scénario géodynamique décrit auparavant (Martin *et al.*, 2005) permet d'expliquer de manière plausible la plupart des caractéristiques des roches du CVAN. Néanmoins, il ne faut pas oublier qu'il n'est pas le seul capable de produire un caractère adakitique. D'après plusieurs auteurs (Atherton et Petford, 1993a ; Condie, 2005 ; Garrison et Davidson, 2003 ; Petford et Atherton, 1996 ; Petford et Gallagher, 2001), les liquides issus de la fusion d'un basalte peuvent aussi être produits à la base de la croûte continentale. Dans ce cas, les magmas auront des caractéristiques géochimiques plus proches de celles des liquides expérimentaux, riches en SiO₂ et avec des faibles teneurs en Ni et Cr et un Mg# < 0,5. Les caractéristiques des roches du GD-1 pourraient être expliquées par un tel processus.

Un autre processus capable de produire des caractéristiques adakitiques, notamment les faibles teneurs en HREE et Y, est le fractionnement précoce du grenat à partir des magmas andésitiques riches en H₂O (Müntener *et al.*, 2001 ; Prouteau et Scaillet, 2003). Dans ce cas, la fusion de basalte n'est pas nécessaire dans la genèse de ce type de roches.

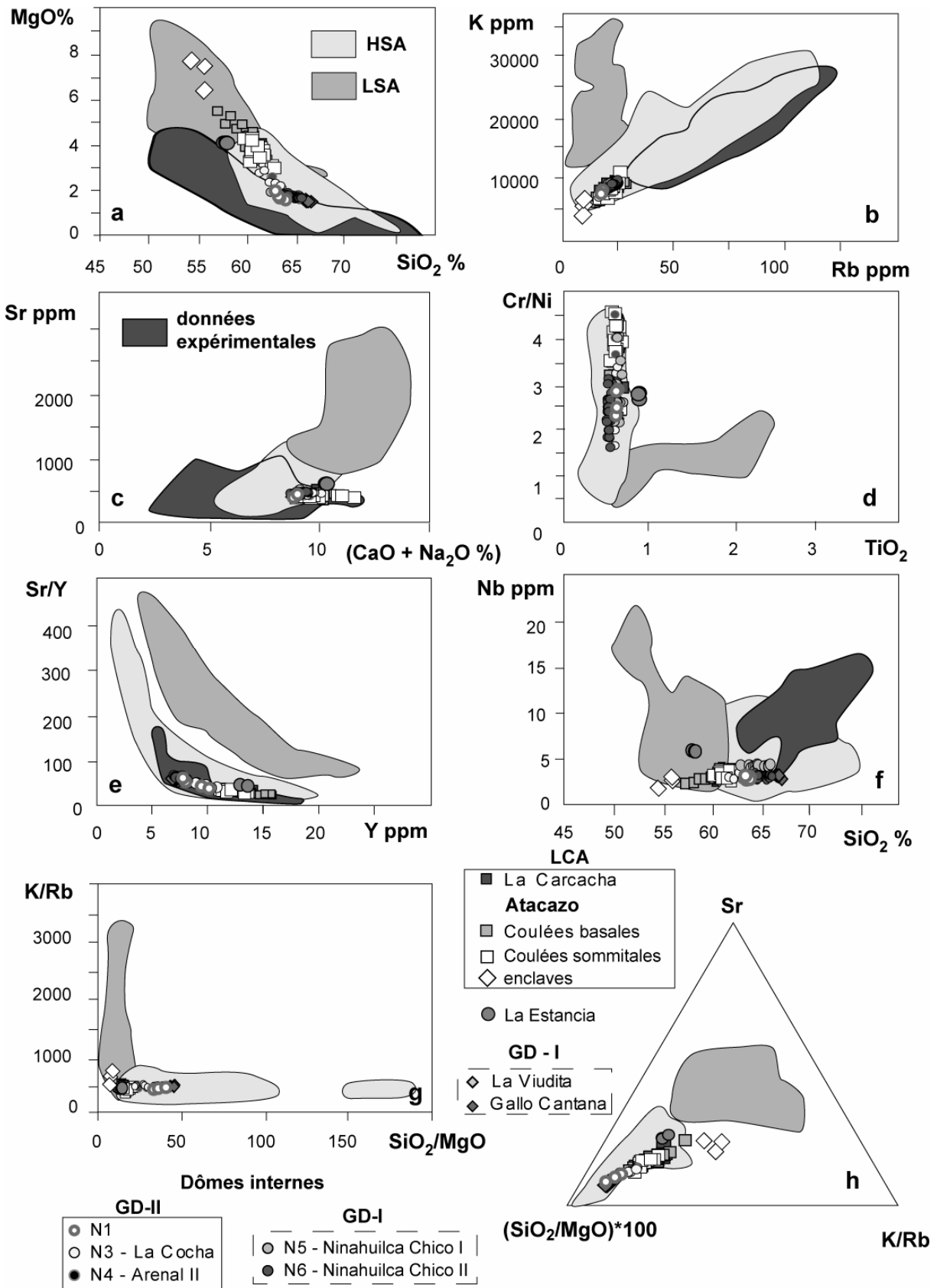


Figure 5.21 Compositions des roches du CVAN dans les diagrammes d'identification des HSA et LSA (Martin *et al.*, 2005).

5.7 Conclusions de l'étude géochimique

Globalement toutes les laves du CVAN correspondent à des roches calco-alcalines avec une affinité adakitique qui est plus marquée dans les produits de GD-I et GD-II que dans les produits de LCA et La Estancia. Sauf quelques exceptions, les produits du CVAN partagent plutôt les caractéristiques des HSA que des LSA.

L'appauvrissement en HREE par rapport aux compositions classiques des laves d'arc (bien que plus marqué dans GD-I et GD-II) est une caractéristique omniprésente dans tous les produits du CVAN. Ceci semble indiquer une caractéristique de la source des magmas et non seulement un effet superposé lors de la différenciation des produits.

Les roches du LCA correspondent à des andésites basiques et acides moyennement potassiques. Leurs compositions montrent de bonnes corrélations entre la silice, en tant qu'index de différenciation, et les éléments majeurs et en traces et les isotopes de l'oxygène. Ceci pourrait indiquer le rôle joué par des processus pétrogénétiques tels que la cristallisation fractionnée ou l'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC) dans l'évolution de la série.

L'enrichissement en éléments incompatibles ainsi que le spectre de terres rares très fractionné distinguent l'andésite basique de La Estancia du LCA. Du fait de son homogénéité aucune évolution n'a pu être remarquée.

Les andésites acides et les dacites moyennement potassiques du GD-II présentent des caractéristiques chimiques intermédiaires entre le LCA et le GD-I au niveau de leur appauvrissement en HREE. Pour les autres éléments les teneurs se trouvent dans la gamme de compositions du LCA. Du fait de la forte dispersion des données il est difficile d'établir des lignées évolutives. Une participation de la cristallisation fractionnée dans l'évolution de ce groupe n'est peut pas être écartée du fait de l'existence des faibles corrélations positives entre la silice et d'autres éléments tels que le Ba, Rb, La, K, ainsi que les faibles corrélations négatives avec les éléments compatibles tels que Cr, Ni et V. D'autre part, l'étude pétrologique supporte la possibilité d'une participation, même limitée de la cristallisation fractionnée dans l'évolution de ces roches.

Les dacites moyennement potassiques du GD-I sont les produits les plus appauvris en HREE du CVAN en gardant des compositions en LILE et LREE très similaires à celles du LCA et du GD-II. Les lignées d'évolution presque plates entre la silice et les autres éléments, ainsi que la dispersion des isotopes de l'oxygène sont difficiles à interpréter. Néanmoins, l'étude pétrologique donne des évidences d'une participation de la cristallisation fractionnée dans l'évolution de ce groupe. L'absence de corrélation entre la silice et les isotopes de l'oxygène, leurs valeurs relativement plus faibles que pour le LCA, ainsi que l'homogénéité des isotopes radiogéniques, semblent exclure l'assimilation crustale.

6 Processus pétrogénétiques participant à l'origine et à l'évolution des magmas du CVAN

6.1 Cristallisation fractionnée

La différenciation par cristallisation fractionnée semble avoir joué un rôle important dans l'évolution des magmas du CVAN. La présence fréquente de phénocristaux zonés dans les laves, ainsi que celle de xénolites de type « pseudo-cumulat » trouvés dans les coulées des laves sommitales de l'Atacazo témoignent de la participation efficace de ce mécanisme. Du point de vue géochimique, dans les diagrammes de Harker, les lignées évolutives définies par les différents éléments (cf. Fig. 5.5 et 5.6 ; chap. 5), ainsi que les corrélations positives (passant par l'origine) entre les éléments à comportement incompatible et la forte décroissance des éléments à comportement compatible lors de la différenciation (Cr, Ni, Sc, V ; cf. Fig. 5.6) sont autant d'arguments qui militent en faveur de cette hypothèse.

Les phénocristaux trouvés dans les laves et les xénolites, ainsi que les éléments à comportement compatible, permettent de reconstituer l'assemblage minéralogique susceptible d'avoir fractionné. Ainsi pour les unités anciennes (groupe LCA), la paragenèse cumulative consiste en un assemblage de $plg \pm cpx \pm opx \pm ti-mt \pm ilm$. Ceci est en accord avec la présence de ces différents minéraux dans les laves ainsi qu'avec le comportement compatible de MgO, Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, Sc, V, Cr, Ni. La faible ou inexistante anomalie négative en Eu, indique cependant que le fractionnement de plagioclase n'est pas dominant. L'appauvrissement en Dy, Yb et Y des laves les plus acides indique un fractionnement des phases minérales à fort coefficient de partage pour ces éléments, tels que l'amphibole ou le grenat. Il faut noter que quelques amphiboles oxydées ont été observées lors de l'étude pétrographique, tandis qu'aucun grenat n'a jamais été trouvé dans ces laves.

Pour les dômes (GD-I et GD-II), la cristallisation fractionnée semble aussi avoir joué un rôle dans l'évolution finale des magmas, néanmoins, sa participation à l'intérieur de chaque groupe semble très limitée. En effet, malgré la présence de phénocristaux à zonage normal et d'indices pétrologiques d'un fractionnement au cours de la remontée des magmas (cf. chapitre 4), les compositions chimiques assez homogènes des laves, ainsi que les lignées d'évolution plates produites par la plupart des éléments (cf. Fig. 5.5 et 5.6), plaident contre une participation prépondérante et efficace de la cristallisation fractionnée.

Dans tous les cas, si une faible cristallisation fractionnée s'est produite, les phases minérales susceptibles de fractionner seraient le plagioclase, l'amphibole, l'orthopyroxène et les oxydes ferro-titanés, du fait de leur présence dans les roches des dômes.

Afin de vérifier le rôle de la cristallisation fractionnée dans l'évolution du CVAN, le comportement contrasté des éléments compatibles au cours de la fusion et de la cristallisation a été utilisé. Les diagrammes utilisés (Fig. 6.1) consistent à reporter le logarithme décimal de la teneur en un élément très compatible en fonction du logarithme décimal de la teneur en un élément très incompatible. Dans un tel diagramme la cristallisation fractionnée qui est un mécanisme qui appauvrit très efficacement le magma en éléments compatibles se traduira par une lignée évolutive à forte pente (idéalement sub verticale), tandis que la fusion partielle produit des lignées à pente très faible (idéalement sub horizontale). Dans le cas des roches du CVAN les éléments les plus compatibles sont le Sc et le V, tandis que les plus incompatibles sont le Ba et le Rb (cf. Fig. 5.6). Dans le diagramme Sc vs. Ba (Fig. 6.1 a) le rôle de la cristallisation fractionnée apparaît important pour les unités anciennes et très restreint pour les unités récentes, ce qui confirme les données pétrographiques et géochimiques (éléments majeurs). Au contraire, dans le cas du diagramme V vs. Rb (Fig. 6.1 b), deux segments peuvent être identifiés. Pour celui de gauche, il semble que la cristallisation fractionnée se produit de manière continue à partir des roches les plus basiques vers les plus acides, tandis que celui de droite coupe uniquement les roches les plus anciennes (Fig. 6.1 b, petit cadre). Si la cristallisation est continue entre les unités anciennes et récentes, le changement de pente observé dans la plupart des diagrammes de corrélation des différents éléments par rapport à la silice (cf. Fig. 5.5 et 5.6) pourrait indiquer un changement de la minéralogie des phases fractionnant.

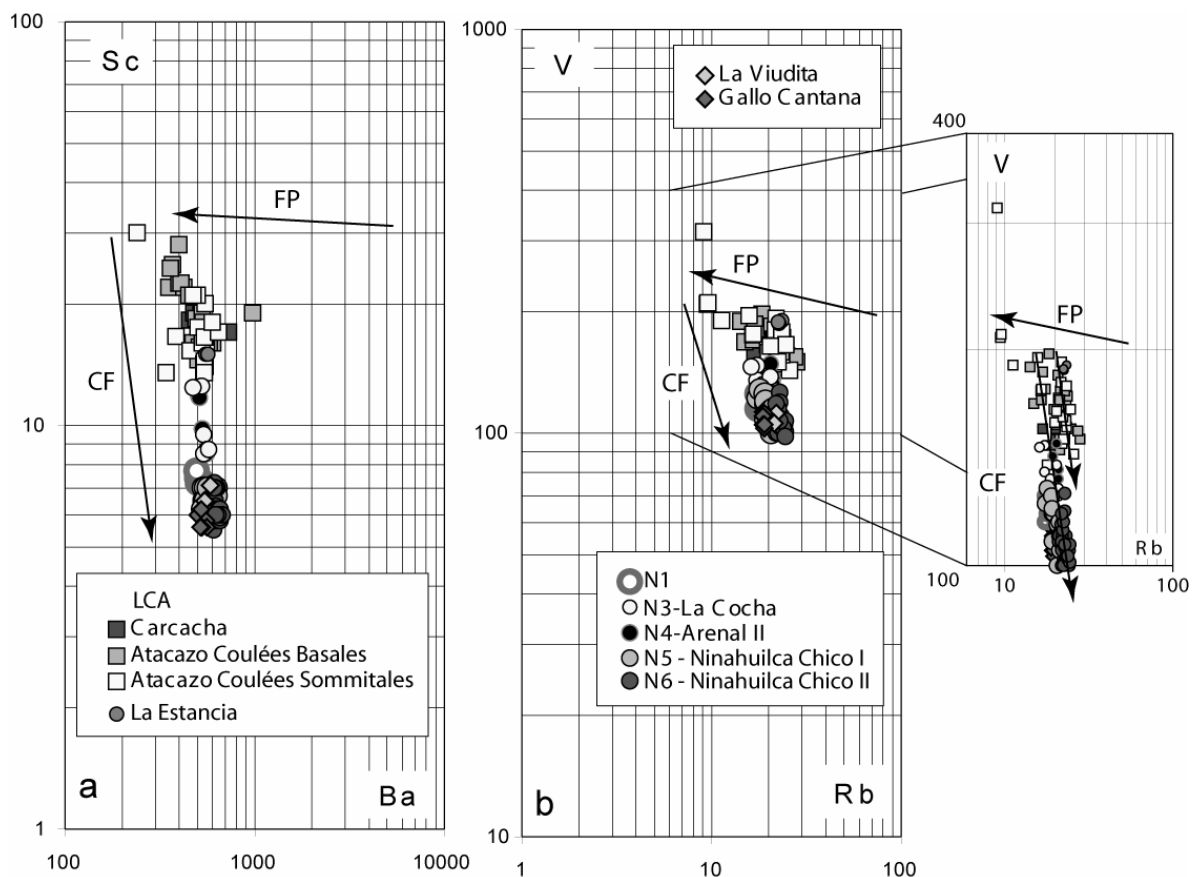


Figure 6.1. Diagrammes d'identification des processus de cristallisation fractionnée (CF) et fusion partielle (FP). **a.** Sc vs. Ba ; **b.** V vs. Rb.

Afin de tenter de quantifier la cristallisation fractionnée, trois modèles de cristallisation différents seront proposés :

1. Le fractionnement d'un cumulat formé de plg + cpx + opx + ti-mt + ilm ou plg + amp + opx + ti-mt + ilm, afin de reproduire la lignée évolutive des laves du LCA (*Modèle I*).
2. Le fractionnement d'un cumulat formé de plg + amp + opx + ti-mt + ilm afin de reproduire les compositions des roches des groupes GD-I et GD-II à partir des laves du LCA (*Modèle II*).
3. Le calcul des degrés de cristallisation fractionnée capables de produire les faibles changements de composition à l'intérieur des groupes GD-I et GD-II. Ceci, afin d'avoir une idée de taux de fractionnement possibles pendant la remontée des magmas (*Modèle III*).

6.1.1 Modélisation géochimique

La modélisation géochimique a été effectuée en deux étapes :

1. Calcul à l'aide des éléments majeurs de la composition modale et chimique de l'assemblage minéralogique (cumulat) qui, à partir des roches les moins différenciées (roches parents) peut, par fractionnement engendrer les roches les plus différenciées (roches filles). Cette modélisation qui consiste simplement à effectuer un bilan de masse permet aussi de calculer le taux de cristallisation. Le logiciel utilisé est GENESIS v. 1.1 (Teixeira, 1996) basé sur l'algorithme de Störmer et Nicholls, (1978) .
2. Calcul de la composition en éléments traces et en isotopes de l'oxygène, du magma différencié. Dans ce cas la composition modale du cumulat ainsi que le taux de cristallisation utilisés pour les calculs sont ceux obtenus par la modélisation avec les éléments majeurs. Pour les éléments en traces on utilise la formule de cristallisation fractionnée de Rayleigh (1896) :

$$C_1 = C_0 * f^{(D-1)}$$

Où :

C_1 = composition du liquide final (roche fille)

C_0 = composition du liquide initial (roche parent)

f = fraction de liquide résiduel ($0 \leq f \leq 1$) ; le taux de cristallisation $X = (1-f)$

D = coefficient global de distribution, défini lui-même par :

$$D = \sum(X_i * Kd_i)$$

Où :

X_i = fraction du minéral i dans le cumulat ($\sum X_i = 1$)

Kd_i = coefficient de partage minéral/liquide ;

Et pour les isotopes de l'oxygène on utilise la formule suivante :

$$\delta^{18}\text{O}_f = \delta^{18}\text{O}_o + \Delta * \ln(f)$$

$\delta^{18}\text{O}_f$ = composition isotopique du liquide final (roche fille)

$\delta^{18}\text{O}_o$ = composition isotopique du liquide initial (roche parent)

f = fraction de liquide résiduel

Δ = coefficient de fractionnement global

$$\Delta = \sum X_i * \Delta_i$$

Où : Δ_i = coefficient de fractionnement de chaque phase minérale.

Les coefficients de partage minéral/liquide varient en fonction de la composition de ce dernier. Ceux utilisés dans les modèles sont présentés dans le tableau 6.1 Ils sont issus d'une compilation de plusieurs travaux expérimentaux effectués sur des liquides intermédiaires. Pour le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole et le grenat, on a utilisé les données de Green (1994) et Klein et al. (2000). Les coefficients de partage des autres phases minérales (plagioclase, ilménite, titano-magnétite et apatite) proviennent d'une compilation réalisée par Martin (*comm. pers.* 2001). Les coefficients de fractionnement de l'oxygène ont été estimés à partir des données de Eiler (2001), sauf pour l'amphibole (Harris *et al.*, 2000), le plagioclase et l'apatite (Zhao et Zheng, 2003).

Kd	cpx	opx	amp (1)	amp (2)	grt	ilm	plg	ti-mt	apt
La	0,099	0,0025	0,4	0,252	0,028	0,005	0,13	0,22	25
Ce	0,193	0,04	0,5	0,58	0,08	0,006	0,295	0,25	35
Nd	0,42	0,018	0,8	1,259	0,222	0,0075	0,023	0,3	58
Sm	0,75	0,06	1,1	2,073	0,81	0,01	0,06	0,35	64
Eu	0,99	0,01	1,1	2,002	1,54	0,007	0,725	0,26	30
Gd	0,91	0,1	1,8	2,488	4,59	0,021	0,066	0,28	64
Dy	1,2	0,1	2	2,877	9	0,028	0,01	0,28	58
Er	1,9	0,15	1,9	3,6	20	0,035	0,027	0,22	40
Yb	0,9	0,15	1,9	4,2	24	0,075	0,1	0,24	22
Rb	0,0002	0,0002	0,07	0,026	0,007	0,1	0,16	0,18	16
Ba	0,0001	0,0001	0,8	0,133	0,0001	0,00001	0,08	0,00001	2
K	0,008	0,002	0,333	0,333	0,01	0,00001	0,137	0,96	0,00001
Nb	0,005	0,001	0,25	0,854	0,04	0,00001	1,3	0,00001	0,00001
Sr	0,1	0,003	0,6	0,414	0,03	0,00001	2,303	0,00001	0,00001
Zr	0,29	0,08	0,4	0,345	0,53	0,00001	0,15	0,00001	0,01
Ti	0,89	0,3	3,2	4,2	2,62	7	0,019	1,5	0,00001
Y	1	0,2	1,5	4,0	20	0,00001	0,066	0,00001	0,00001
V	1,1	0,6	6	6	4	4,5	0,07	8,6	0,00001
Cr	8,4	10	1	8,4	13	8,3	0,01	8	0,00001
Co	2,2	3,2	6,5	6,5	3	0,00001	0,07	9,5	0,00001
Ni	4,8	5,2	12	12	1,2	5,9	0,1	8,6	0,2
Δ_i	-0,9	-0,7	-0,6	-0,6	-1,0		-0,2	-2,9	-0,31

Tableau 6.1. Coefficients de partage utilisés dans la modélisation géochimique de la cristallisation fractionnée pour les roches du LCA. cpx = clinopyroxène, opx = orthopyroxène, amp = amphibole, grt = grenat, ilm = ilménite, ti-mt = titano-magnétite, apt = apatite. Les Kds pour cpx, opx, amp et grt sont de (Green, 1994) excepté les valeurs en italiques (Klein et al., 2000). Les Kds des autres phases minérales sont issus d'une compilation de Martin (*comm. pers.* 2001), sauf amp2 (Hidalgo *et al.*, 2006) ; excepté pour Y et Yb).

Modèle I

Ce modèle considère le fractionnement d'un cumulat formé de *plg + cpx + opx + ti-mt* ou *plg + amp + opx + ti-mt*, afin de reproduire la lignée évolutive des laves anciennes. Bien que l'amphibole ne soit pas une phase minérale très fréquente dans les laves du LCA, l'appauvrissement en HREE des roches acides pourrait s'expliquer grâce à sa présence dans le cumulat. En conséquence, à titre d'essai, cette phase minérale a aussi été prise en compte dans les modèles.

Pour cette modélisation on a choisi comme roche parent ATAC 12A ($\text{SiO}_2 = 57,3\%$) et comme roches filles SA-50 et SA-51 ($\text{SiO}_2 = 62,2$ et $62,3\%$). Les compositions des minéraux susceptibles de fractionner sont les moyennes des compositions des phénocristaux les plus basiques des laves. Toutes ces compositions sont présentées dans le tableau 6.2.

	Roche parent	Roches filles		Phases minérales						
	ATAC 12A	SA 50	SA 51	cpx-A	opx-5-A	plg-3-A	ti-mt-AT	ilm-AT-1	apt-AT-1	amp
SiO ₂	57,28	62,16	62,30	51,54	54,68	51,82	0,09	0,00	0,18	49,68
TiO ₂	0,67	0,63	0,63	0,48	0,12	0,05	10,14	46,08	0,06	1,45
Al ₂ O ₃	16,50	15,89	16,21	2,70	2,05	30,36	2,14	0,08	0,01	8,40
Fe ₂ O ₃	8,48	6,87	6,91							
FeO				10,25	11,50	0,60	86,03	52,38	1,16	16,81
MnO	0,12	0,09	0,08	0,26	0,24	0,01	0,27	0,35	0,03	0,32
MgO	5,42	3,46	3,22	14,28	28,93	0,07	1,26	1,10	0,27	10,70
CaO	7,12	5,71	5,52	20,05	1,50	13,84	0,03	0,01	54,31	11,10
Na ₂ O	3,52	3,93	3,87	0,37	0,03	3,89	0,01	0,00	0,06	1,31
K ₂ O	0,76	1,12	1,11	0,01	0,01	0,12	0,01	0,00	0,00	0,21
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,14	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	43,92	0,02

Tableau 6.2. Compositions des roches parentes et filles et de minéraux susceptibles de fractionner utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour LCA.

Les résultats des bilans de masse effectués entre ces compositions pour différentes roches filles et différentes compositions minéralogiques du cumulat sont présentés dans le tableau 6.3. Malgré la faible anomalie négative en Eu, le plagioclase est systématiquement la plus abondante des phases cumulées (> 30% du cumulat).

	roche parent	roche fille	phases minérales dans le cumulat (%)						(1-f) en%	$\sum r^2$
			cpx	opx	plg	ti-mt	apt	amp		
a	ATAC-12A	SA-50	8	27	54	10	1		34	0,05
b	ATAC 12A	SA-50		24	50	8	1	17	36	0,05
c	ATAC 12A	SA-51	10	27	52	10	1		35	0,09
d	ATAC 12A	SA-50		16	43	9		32	30	0,09
e	ATAC 12A	SA-51		11	34	8		47	30	0,13

Tableau 6.3. Résultats des bilans de masse pour les roches du LCA. $\sum r^2$ = somme des carrés des écarts.

La validité du modèle est donnée par la somme des carrés des écarts existants entre la composition finale réelle et la composition finale calculée.

Les résultats des calculs de bilans de masse à partir des éléments majeurs, indiquent que l'évolution des compositions des roches de LCA peut être la conséquence de l'extraction à partir de ATAC-12A de 30 à 36% d'un cumulat composé de $cpx + opx + plg + ti-mt \pm apt$ ou $amp + opx + plg + ti-mt \pm apt$.

Ces six combinaisons de compositions modales du cumulat et des taux de cristallisation (a-e ; Tableau 6.3) ont été testées, afin de vérifier laquelle d'entre elles rend mieux compte de la variation des compositions en éléments en traces et en isotopes d'oxygène. Les compositions issues du modèle « d » ont été recalculées (d') en utilisant les coefficients de partage amp (2) du tableau 6.1 pour l'amphibole. En effet, les valeurs des coefficients de partage données dans la littérature pour ce type de magmas varient dans une très large gamme, et ce en particulier pour les Terres Rares Lourdes. C'est afin de prendre en compte ce paramètre variable que les modèles ont été calculés avec deux séries de coefficient de partage pour les REE dans l'amphibole. Les résultats sont présentés dans le tableau 6.4 et dans les figures 6.2 et 6.3.

	Co	CI réel		CI calculé					
	ATAC-12A	SA-50	SA-51	a	b	c	d	d'	e
La	6,7	9,5	10,5	9,3	9,2	9,2	8,9	9,05	8,8
Ce	15,2	19	20	19,7	19,4	19,5	19,4	19,23	19,1
Nd	9,8	12,2	14	12,8	12,3	12,4	12,6	11,96	12,1
Sm	2,45	2,9	3,2	3,1	2,9	3,0	3,0	2,70	2,9
Eu	0,76	0,82	0,85	0,9	0,9	0,9	0,8	0,77	0,8
Gd	2,3	2,7	3	2,9	2,6	2,8	2,6	2,41	2,4
Dy	2,2	2,2	2,3	2,8	2,5	2,7	2,5	2,23	2,2
Er	1,25	1,1	1,05	1,6	1,5	1,5	1,4	1,16	1,3
Yb	1,22	0,98	0,98	1,6	1,5	1,6	1,4	1,05	1,2
Rb	14,3	22,1	23	20,1	20,5	20,2	19,7	19,76	19,7
Ba	355	545	540	526,1	510,1	533,5	456,8	493,41	438,7
Nb	2,4	3,5	3,4	2,7	2,7	2,8	2,7	2,55	2,8
Sr	422	408	407	377,8	373,8	384,3	396,8	403,85	412,7
Zr	66	96	95	94,9	95,9	96,0	87,6	88,18	86,3
Y	12,9	12,2	12	18,2	17,3	18,3	15,2	11,43	14,1
V	189	148	150	127,22	130,74	175,77	98,75	98,75	74,83
Cr	238	126	132	88,57	94,81	56,33	132,40	56,89	154,39
Co	27	19	19	12,83	13,50	17,03	11,16	11,16	8,65
Ni	62	31	32	16,05	17,62	28,58	12,50	12,50	7,47
$\delta^{18}O$	8,2	8,8	8,8	8,49	8,48	8,51	8,49	8,45	8,51

Tableau 6.4. Compositions en éléments en traces et des isotopes de l'oxygène pour les roches parents et filles de la cristallisation fractionnée et les compositions théoriques calculées à partir des résultats des bilans de masse des éléments majeurs (combinaisons a-e, Tableau 6.1.3).

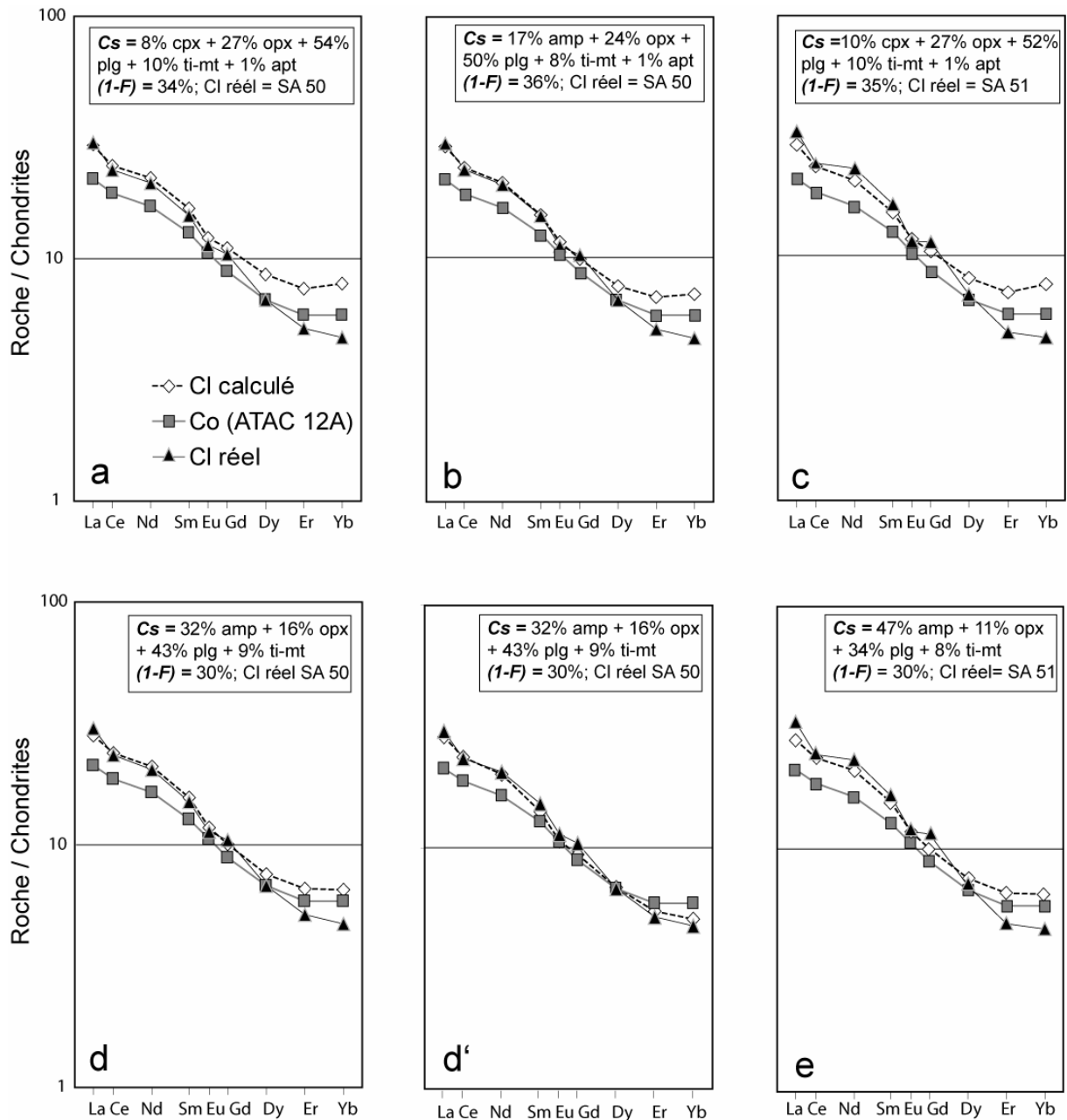


Figure 6.2. Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrant les compositions des roches parents et filles et celles résultant de la modélisation avec différentes paramètres suivant la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation (Tableau 6.1.4). CI réel= composition réelle de la roche fille ; Co = composition de la roche parent ; CI calculée = composition théorique produite par le modèle.

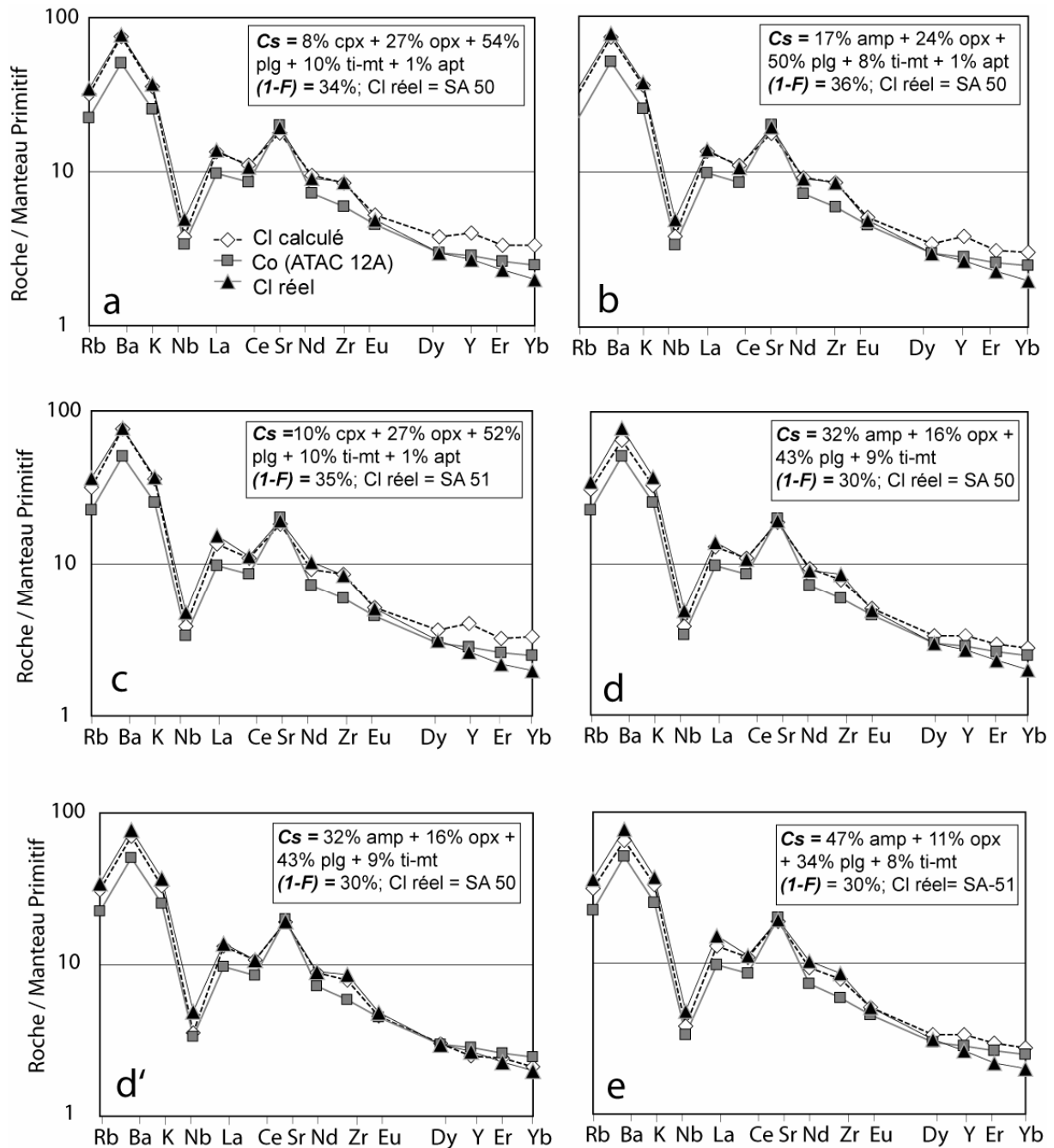


Figure 6.3. Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant les compositions des roches parents et filles et celles résultant de la modélisation avec différents paramètres suivant la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation (Tableau 6.1.4).

Il faut noter que la composition de SA-50 comme roche fille est mieux reproduite que celle de SA-51 (Fig. 6.2 et 6.3). Dans tous les cas la plupart des compositions en éléments en traces sont correctement reproduites. Pour les éléments de transition, globalement les compositions obtenues par le modèle sont plus faibles que les compositions réelles (Tableau 6.4), mais les roches du LCA suivent les lignées évolutives produites par les modèles, notamment celles issues des combinaison « b » et « d' ». Au contraire, pour les HREE tels que Dy, Er et Yb, les faibles teneurs des roches filles ne sont atteintes par aucune des combinaisons, sauf « d' ». Ce dernier modèle utilise des valeurs de K_d pour les Terres Rares

dans l'amphibole un peu plus élevés que amp (2) mais qui sont toutefois en plein dans la gamme des valeurs des Kds données dans la littérature pour ce type de magma (amp (2), Tableau 6.1).

Lorsque l'on utilise des Kd plus faibles amp (1), même les combinaisons qui possèdent des cumulats riches en amphibole sont incapables de reproduire l'appauvrissement en HREE et Y des roches les plus évoluées de LCA. Dans ce cas, le rôle d'autres phases minérales capables d'appauvrir les teneurs en HREE sans altérer les teneurs en LREE doit être envisagé. La seule phase minérale à fort coefficient de partage pour les HREE et coefficients faibles pour les LREE serait le grenat (Tableau 6.1). D'après plusieurs auteurs, la cristallisation précoce de grenat dans les magmas d'arc serait responsable des faibles teneurs en HREE des laves (Bryant *et al.*, 2006 ; Müntener *et al.*, 2001 ; Prouteau et Scaillet, 2003 ; Ulmer et Müntener, 2005). Bien que cette phase n'a pas été retrouvée dans aucune des laves du CVAN, toutes les combinaisons antérieures (sauf « d' » qui reproduit très bien l'évolution des laves de LCA par cristallisation fractionnée) ont été testées en remplaçant 3-5 % de plagioclase dans le cumulat par du grenat. Les résultats sont montrés dans le tableau 6.5 et les figures 6.4 et 6.5.

	Co	CI réel		CI calculé				
	ATAC-12A	SA-50	SA-51	a	b	c	d	e
% grt				5	4	5	4	3
La	6,7	9,5	10,5	9,3	9,2	9,3	8,9	8,8
Ce	15,2	19	20	19,8	19,5	19,6	19,5	19,1
Nd	9,8	12,2	14	12,8	12,3	12,4	12,6	12,1
Sm	2,45	2,9	3,2	3,0	2,9	2,9	3,0	2,8
Eu	0,76	0,82	0,85	0,9	0,8	0,9	0,8	0,8
Gd	2,3	2,7	3	2,6	2,4	2,5	2,4	2,3
Dy	2,2	2,2	2,3	2,3	2,1	2,2	2,2	2,0
Er	1,25	1,1	1,05	1,1	1,0	1,0	1,1	1,0
Yb	1,22	0,98	0,98	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Rb	14,3	22,1	23	20,2	20,6	20,2	19,7	19,7
Ba	355	545	540	527,0	510,9	534,4	457,3	439,1
Nb	2,4	3,5	3,4	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8
Sr	422	408	407	396,0	389,2	403,5	409,9	422,8
Zr	66	96	95	94,2	95,2	95,2	87,1	85,9
Y	12,9	12,2	12	12,1	12,1	11,9	11,4	11,4
V	189	148	150	163,81	118,60	161,51	93,36	71,75
Cr	238	126	132	48,53	70,24	42,58	110,00	134,35
Co	27	19	19	16,58	12,17	15,98	10,70	8,38
Ni	62	31	32	29,85	15,74	27,91	12,31	7,38
δ ¹⁸ O	8,20	8,86	8,86	8,52	8,51	8,53	8,51	8,52

Tableau 6.5. Compositions en éléments en traces et des isotopes de l'oxygène pour les roches parents et filles de la cristallisation fractionnée et les compositions théoriques calculées à partir des résultats des bilans de masse des éléments majeurs (combinaisons a-e, Tableau 6.3).

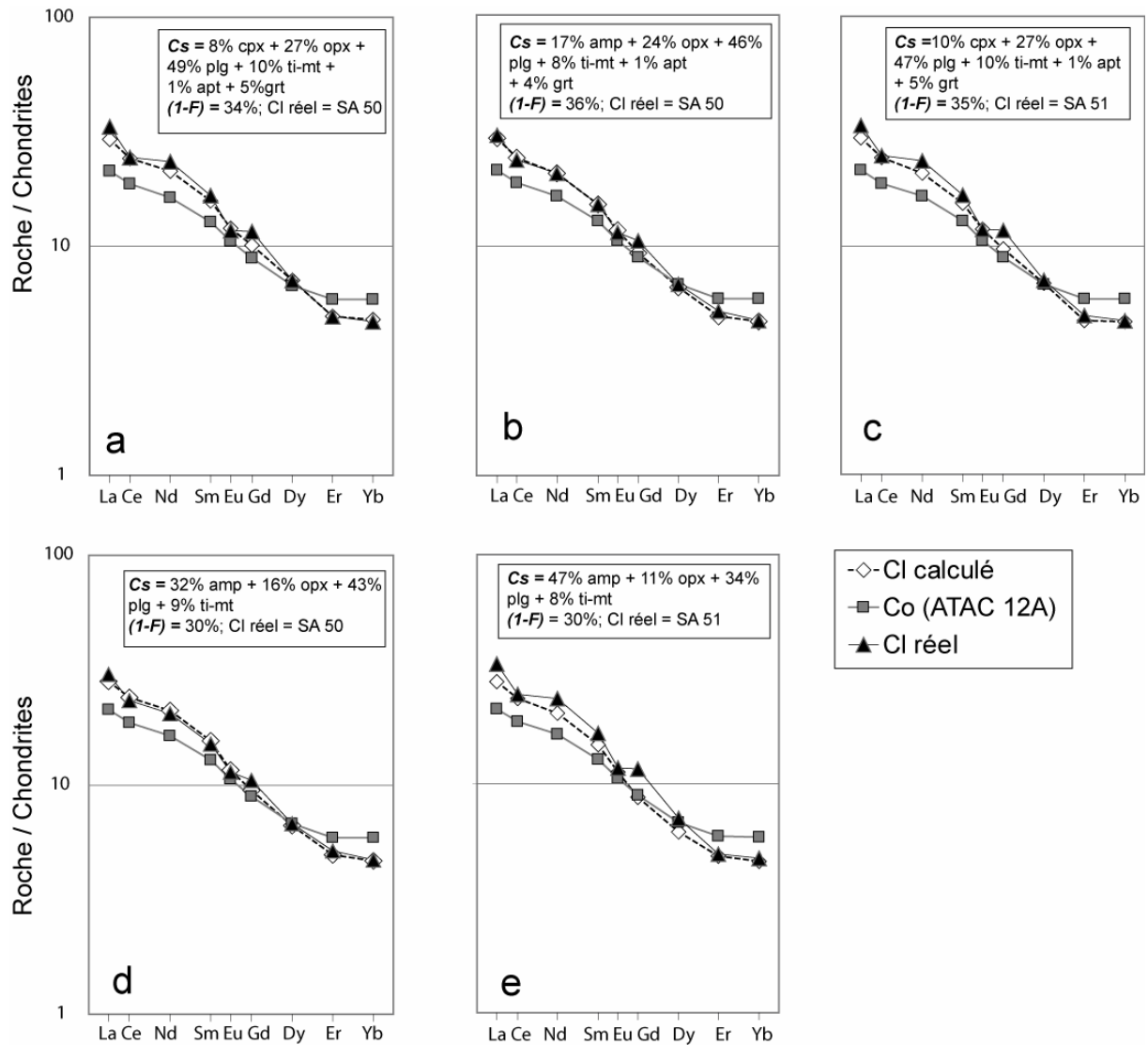


Figure 6.4. Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrant les compositions des roches parents et filles et celles résultant de la modélisation avec différents paramètres suivant la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation (Tableau 6.1.5). Ces modèles incluent quelques pourcents de grenat dans le cumulat (3-5%).

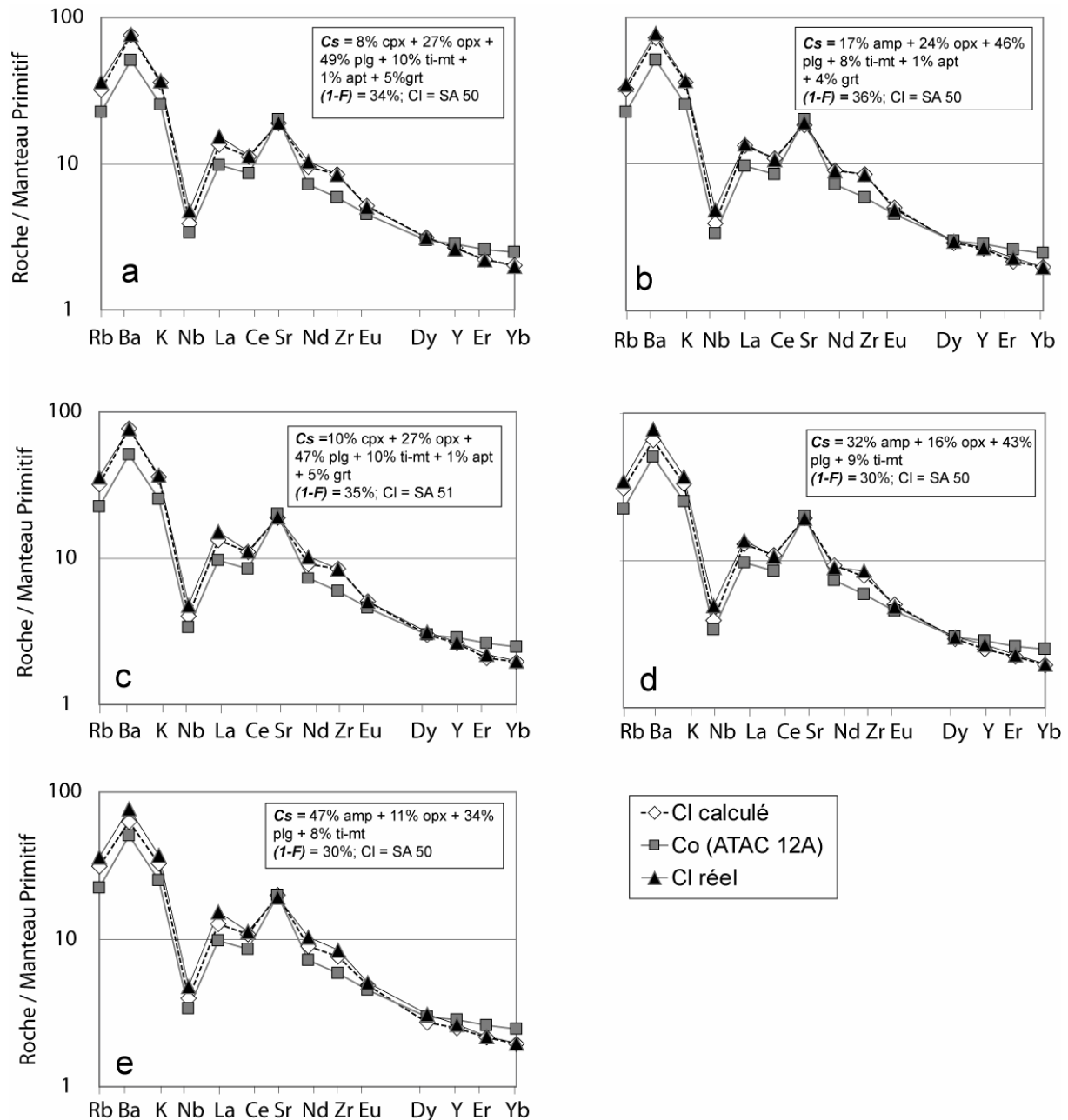


Figure 6.5. Diagrammes multiélémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant les compositions des roches parents et filles et celles résultant de la modélisation avec différents paramètres suivant la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation (Tableau 6.1.5). Ces modèles incluent quelques pourcents de grenat dans le cumulat (3-5%).

Il apparaît donc que fractionnement de faibles quantités de grenat (3-5%) peut rendre compte l'appauvrissement en HREE des roches les plus évoluées du LCA. De même, la comparaison entre les lignées évolutives reproduites par les modèles sans grenat (Fig. 6.6) et celles issues des modèles qui contiennent du grenat (Fig.6.7), montre que ces derniers modèles rendent mieux compte de l'évolution des roches du LCA. Pour cette comparaison, on retiendra uniquement les combinaisons « a » et « b » qui illustrent particulièrement bien l'évolution des éléments en traces et qui contiennent respectivement du clinopyroxène et de l'amphibole au cumulat.

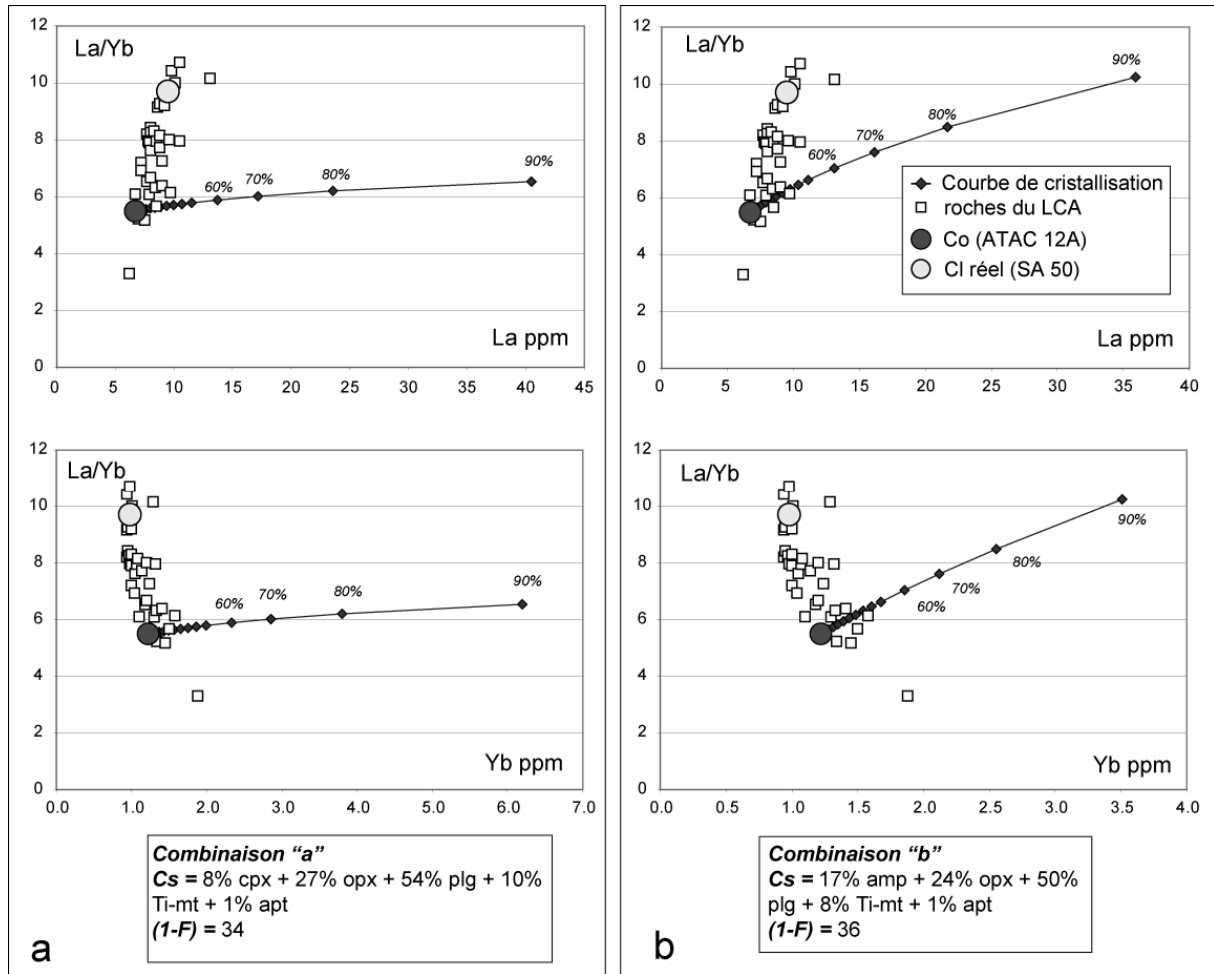


Figure 6.6. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs. La et Yb lors de la cristallisation fractionnée suivant les combinaisons de paramètres a et b sans grenat dans le cumulat.

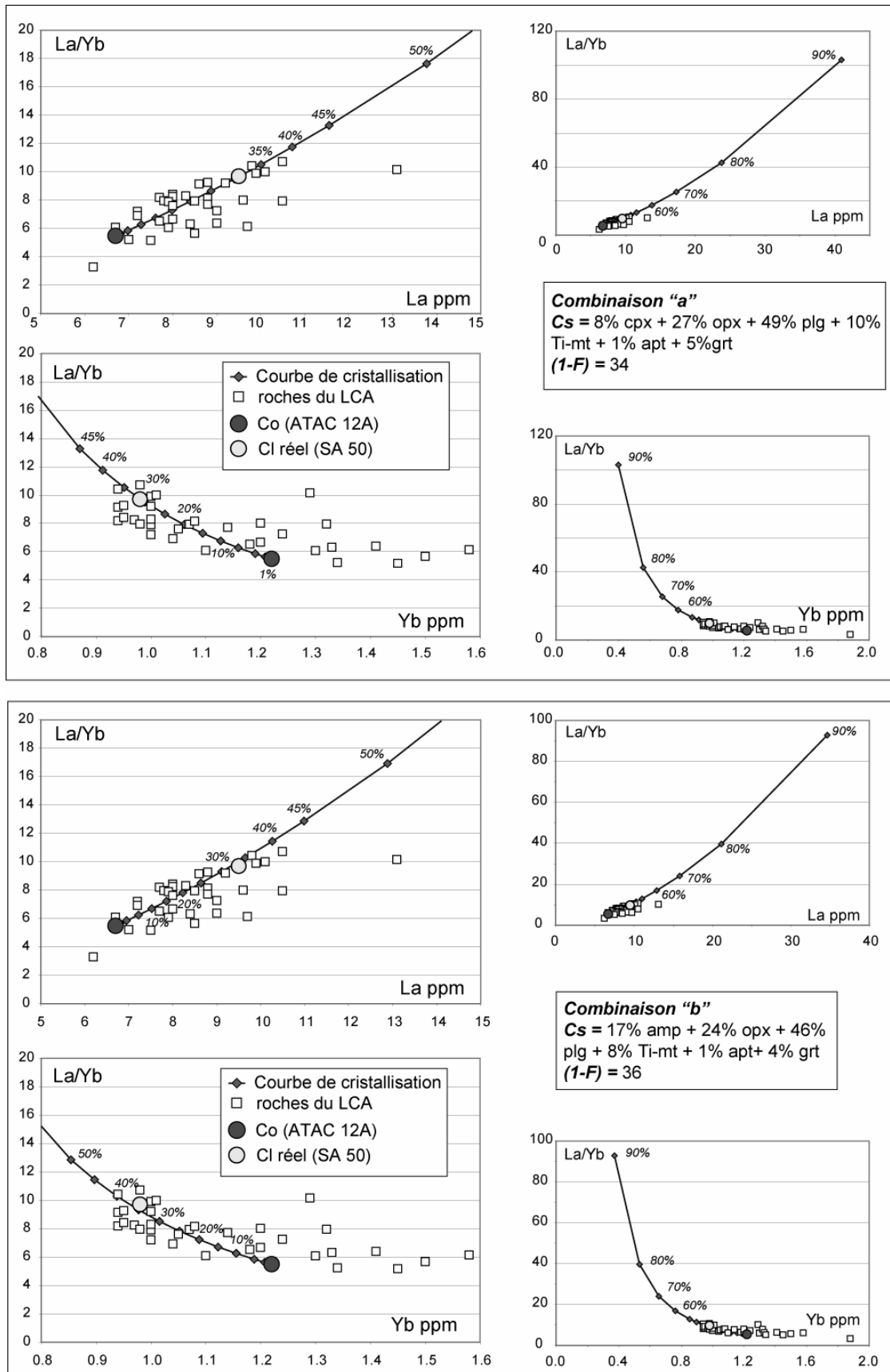


Figure 6.7. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs. La et Yb lors de la cristallisation fractionnée suivant les combinaisons de paramètres a et b avec 5 et 4% de grenat dans le cumulat. Les losanges noirs indiquent différents taux de cristallisation.

Néanmoins, si la cristallisation de grenat apparaît comme un modèle capable d'expliquer les caractéristiques des HREE du LCA, il n'est pas le seul et la cristallisation d'amphibole seule est aussi capable de rendre de ces caractéristiques géochimiques.

Le modèle « d' » qui prend en compte la présence d'amphibole (sans grenat) dans le cumulat suffit à expliquer l'évolution de HREE et Y dans les laves de LCA (Fig. 6.8). Dans ce cas, le grenat ne constitue pas une phase indispensable au cumulat.

Ce modèle qui rend aussi parfaitement compte de la composition des roches étudiées a l'avantage d'être en accord avec les données pétrographiques qui montrent l'existence de phénocristaux d'amphibole (bien que très peu) dans ces laves alors que le grenat, sous quelque forme que ce soit en est toujours systématiquement absent.

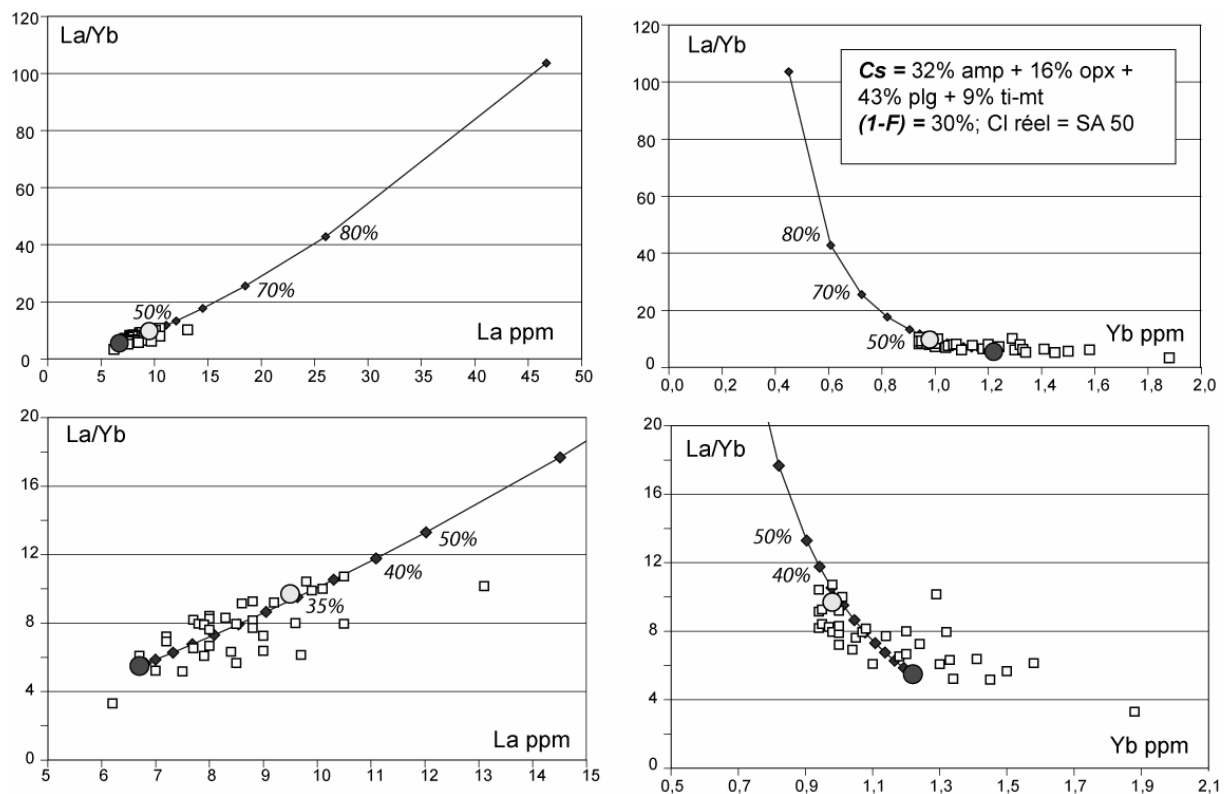


Figure 6.8. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs. La et Yb lors de la cristallisation fractionnée suivant la combinaison de paramètres « d' ». Les losanges noirs indiquent différents taux de cristallisation.

Pour les isotopes de l'oxygène les valeurs obtenues par les modèles ($\delta^{18}\text{O} = 8,51\text{‰}$ V-SMOW) restent un peu faibles (mais dans la gamme de l'erreur analytique) par rapport aux valeurs réelles maximales ($\delta^{18}\text{O} = 8,86\text{‰}$ V-SMOW). Toutefois, une partie des compositions est bien reproduite (Fig. 6.9). Dans les cas des isotopes stables la présence ou absence de grenat ne joue aucun rôle significatif (Tableaux 6.4 et 6.5).

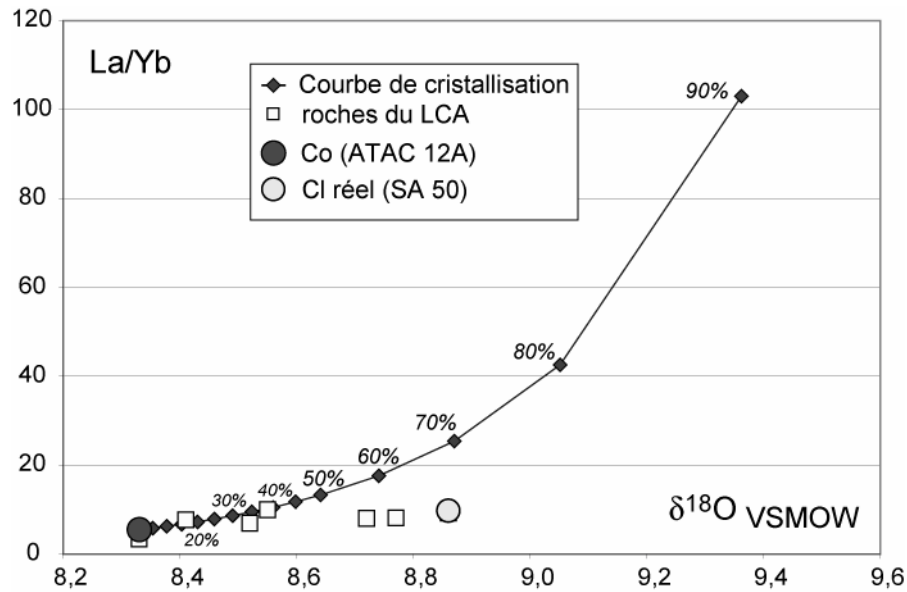


Figure 6.9. Courbes d'évolution du rapport La/Yb vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ lors de la cristallisation fractionnée suivant la combinaison de paramètres « d' ». Les losanges noirs indiquent différents taux de cristallisation.

Modèle II

Cette modélisation a pour but d'essayer de reproduire les roches du GD-I et GD-II par cristallisation fractionnée à partir des roches du LCA. Pour cela, les compositions de SA-63 et SA-22E1 ont été choisies comme roche parent et roche fille respectivement. Leurs compositions, ainsi que celles des minéraux fractionnant sont présentées dans le tableau 6.6.

	Roche parent	Roche fille	Phases minérales						
	SA-63	SA-22E1	amp-1	apt-1	bio-1	ilm-1	opx-1	plg-1	ti-mt-1
SiO ₂	60.1	66,00	47,44	0,16	39,87	0,12	51,68	52,16	0,07
TiO ₂	0.69	0,53	1,42	0,01	3,77	39,16	0,10	0,00	6,29
Al ₂ O ₃	16.0	16,45	8,13	0,00	15,47	0,29	0,91	29,93	2,27
FeO*			15,70	0,73	14,01	57,58	24,42	0,55	89,62
Fe ₂ O ₃ *	7.71	5,22							
MnO	0.1	0,06	0,30	0,11	0,08	0,36	0,76	0,03	0,32
MgO	4.21	1,66	14,63	0,17	17,64	2,33	21,57	0,04	1,36
CaO	6.61	4,73	10,66	55,33	0,02	0,11	0,52	13,09	0,02
Na ₂ O	3.59	4,03	1,52	0,06	1,32	0,03	0,02	4,10	0,01
K ₂ O	0.85	1,21	0,18	0,01	7,82	0,01	0,02	0,07	0,01
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,03	43,41	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01

Tableau 6.6. Compositions des roches parent et fille et de minéraux susceptibles de fractionner utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour le GD-1.

La composition du cumulat calculée par bilan de masse avec les éléments majeurs est donnée dans le tableau 6.7.

roche parente	roche fille	phases minérales					(1-f)	$\sum r^2$
		amp	plg	opx	ti-mt	apt		
SA-63 (60.1% SiO ₂)	SA-22E1 (66% SiO ₂)	50	35	9	6	1	33	0.02

Tableau 6.7. Composition du cumulat calculée par bilan de masse pour les roches du GD-I. $\sum r^2$ = somme des carrés des écarts.

Les résultats des calculs de bilans de masse indiquent que l'évolution des compositions des roches du GD-1 peut être la conséquence d'un taux de cristallisation fractionnée d'environ 33% d'un cumulat composé de *amp + opx + plg + ti-mt ± apt*.

Les paramètres fournis par les éléments majeurs, ont ensuite été testés, en utilisant la formule de cristallisation fractionnée de Rayleigh pour les compositions en éléments en traces. Ainsi que dans la modélisation des compositions du LCA, l'appauvrissement en HREE et Y des laves les plus acides est reproduit par le fractionnement de ce cumulat lorsque des coefficients de partage un peu plus forts pour Er, Yb et Y sont utilisés pour l'amphibole ; ou lorsque, un minimum de 6% de grenat est ajouté au cumulat. Les résultats du calcul sans (a) et avec 6% de grenat (b) sont présentés dans le tableau 6.8 et dans les figures 6.10 et 6.11.

Elément	Co	CI réel	CI calculé	CI calculé
	SA-63	SA -22E1	0% grt	6% grt
			a	b
La	8	10,2	11,09	10.16
Ce	17	19	21,52	20.20
Nd	10,8	10,5	12,39	11.76
Sm	3	2,4	2,90	2.97
Eu	0,84	0,73	0,75	0.82
Gd	2,8	2,25	2,49	2.20
Dy	2,1	1,45	1,74	1.45
Er	1,1	0,6	0,79	0.62
Yb	0,95	0,44	0,60	0.50
Rb	16,7	24	24,20	23.11
Ba	385	640	553,28	482
K	7065	10070	9455	9484
Nb	3,3	3,3	3,46	4.02
Sr	399	430	396,88	403
Zr	79	73	68,06	105
Ti	4141	3204	2536	2911
Y	11,7	7	7,71	7.88
V	176	103	27,95	56
Cr	168	12	43,33	86
Co	25	11	3,54	6.65
Ni	43	5	3,86	3.76

Tableau 6.8. Compositions en éléments en traces pour les roches parent et fille de la cristallisation fractionnée et la composition théorique calculée à partir du résultat du bilan de masse des éléments majeurs.

La plupart des compositions en éléments en traces sont convenablement reproduites par les deux modèles, excepté celles du Nd, Dy, Er et Yb pour le modèle « a » (Fig. 6.10 a) et Nd, Sm, Eu, Zr et Ba pour le modèle « b » (Fig. 6.10 b). Dans le premier modèle, l'addition de 0,03% de zircon dans le cumulat a permis de corriger l'écart dans la composition de Zr du modèle (Fig. 6.10 a).

Les courbes théoriques de cristallisation produites par ces modèles décrivent bien le passage des andésites du LCA aux dacites du GD-I (Fig. 6.11). Néanmoins lorsque la variation du rapport La/Yb et la teneur en La sont prises en compte, les compositions de GD-I et GD-II ne suivent pas tout à fait la courbe d'évolution théorique.

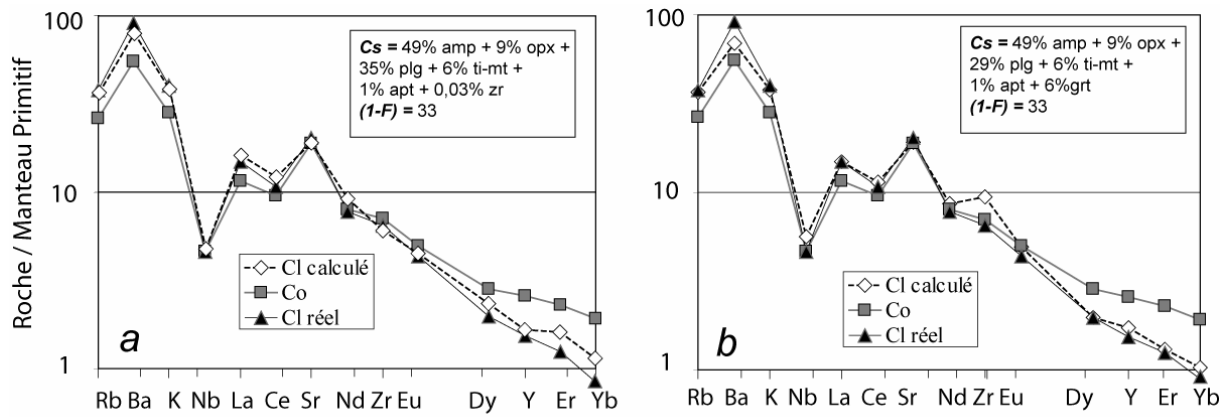


Figure 6.10. Diagrammes multiélémentaires montrant les compositions des roches parent, fille et celle calculée par le modèle de cristallisation fractionnée. **a.** cumulat sans grenat. **b.** cumulat à 6% de grenat.

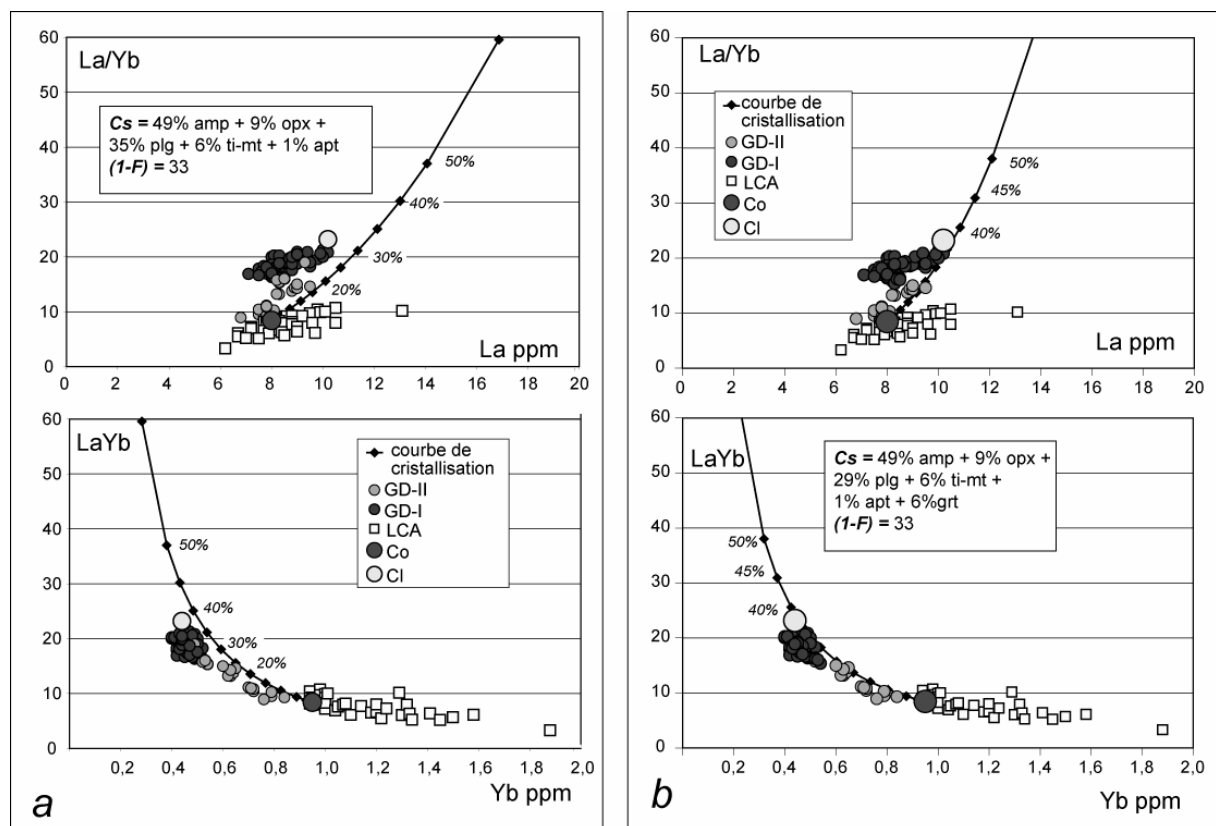


Figure 6.11. Courbes théoriques de l'évolution du rapport La/Yb vs La et Yb lors de la cristallisation fractionnée. **a.** sans grenat dans le cumulat. **b.** avec 6% de grenat dans le cumulat. Les losanges noirs indiquent différents taux de cristallisation.

Modèle III

La même procédure que celle développée dans les modèles I et II a aussi été appliquée dans cette dernière modélisation de la cristallisation fractionnée. L'évolution des éléments en traces ne sera pas modélisée du fait des très faibles taux de cristallisation participant dans les roches du GD-I. Ceci, en accord avec les faibles variations de compositions observées (2% de variation en SiO₂ ; cf. Fig. 5.5 et 5.6). Les compositions de GD-II n'ont pas été modélisées du

fait de leur forte dispersion pour la plupart des éléments par rapport à leur faible variation en silice.

Les compositions des roches parents et filles, ainsi que des minéraux participant à la cristallisation sont présentées dans le tableau 6.8.

	Roche parente	Roche fille	Composition moyenne des phases minérales présentes						
	Gallo Cantana								
	SA-65C	SA-107I	amp-1	plg-1	ti-mt-1				
SiO ₂	66,48	67,04	47,75	54,43	0,07				
TiO ₂	0,63	0,58	1,34	0,00	6,19				
Al ₂ O ₃	15,80	15,61	7,52	28,28	2,03				
FeO	5,40	4,95	16,69	0,48	90,39				
MnO	0,05	0,05	0,27	0,01	0,27				
MgO	1,53	1,46	13,95	0,04	0,96				
CaO	4,54	4,60	10,67	11,31	0,03				
Na ₂ O	4,40	4,50	1,54	5,33	0,01				
K ₂ O	1,02	1,06	0,24	0,10	0,01				
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,04	0,04	0,05				
Ninahuilca Chico I – N5									
	SA-35	SA-24E	amp-1	apt-1	bio-1	ilm-1	opx-4	plg-1	ti-mt-1
SiO ₂	62,88	65,88	47,55	0,11	39,76	0,04	54,40	50,93	0,09
TiO ₂	0,71	0,60	1,39	0,01	3,50	40,17	0,11	0,00	3,58
Al ₂ O ₃	17,95	16,17	8,04	0,02	15,39	0,20	2,05	30,54	2,46
FeO	6,21	5,16	16,09	0,72	13,73	57,31	12,89	0,75	92,36
MnO	0,07	0,06	0,31	0,11	0,06	0,38	0,23	0,01	0,33
MgO	1,88	1,57	14,24	0,14	17,73	1,81	28,74	0,06	1,07
CaO	5,14	4,98	10,62	55,43	0,04	0,04	1,51	13,90	0,09
Na ₂ O	4,05	4,27	1,55	0,06	1,86	0,01	0,03	3,74	0,00
K ₂ O	0,94	1,16	0,20	0,01	7,88	0,01	0,01	0,06	0,00
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,02	43,39	0,05	0,03	0,02	0,00	0,03
Ninahuilca Chico II – N6									
	SA-38D	SA-22E1	amp-1	apt-1	bio-1	ilm-1	opx-1	plg-1	ti-mt-1
SiO ₂	64,30	66,00	47,44	0,16	39,87	0,12	51,68	52,16	0,07
TiO ₂	0,56	0,53	1,42	0,01	3,77	39,16	0,10	0,00	6,29
Al ₂ O ₃	17,10	16,45	8,13	0,00	15,47	0,29	0,91	29,93	2,27
FeO	5,65	5,22	15,70	0,73	14,01	57,58	24,42	0,55	89,62
MnO	0,07	0,06	0,30	0,11	0,08	0,36	0,76	0,03	0,32
MgO	1,83	1,66	14,63	0,17	17,64	2,33	21,57	0,04	1,36
CaO	5,22	4,73	10,66	55,33	0,02	0,11	0,52	13,09	0,02
Na ₂ O	4,04	4,03	1,52	0,06	1,32	0,03	0,02	4,10	0,01
K ₂ O	1,08	1,21	0,18	0,01	7,82	0,01	0,02	0,07	0,01
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,03	43,41	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01

Tableau 6.8. Compositions des roches parents et filles et des minéraux susceptibles de fractionner utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour les roches du GD-I.

Les résultats des bilans de masse sont présentés dans le tableau 6.9. Pour ces trois ensembles à l'intérieur du GD-I, on remarque de faibles taux de cristallisation (2 à 14%) et des cumulats systématiquement constitués d'amphibole, plagioclase et ilménite ou titanomagnétite. Les taux de cristallisation sont toujours très faibles et en conséquence, ils doivent

être considérés avec précaution ; en effet compte tenu de la précision analytique et de la dispersion ces valeurs nous sommes aux limites de l'application de la modélisation

roche parente	roche fille	phases minérales					
		amp	plg	ilm	ti-mt	(1-F)	$\sum r^2$
SA-65C (66.5% SiO ₂)	SA-107I (67% SiO ₂)	20	58	22		2	0,10
SA-35 (62,9 % SiO ₂)	SA-24E (65.9 % SiO ₂)	8	80	12		14	1,60
SA-38D (64.3 %SiO ₂)	SA-22E1 (66 % SiO ₂)	20	73		7	9	0,03

Tableau 6.9. Résultats des bilans de masse pour les du GD-I. $\sum r^2$ = somme des carrés des écarts.

6.1.2 Synthèse du rôle de la cristallisation fractionnée

Dans l'évolution des magmas du LCA, la cristallisation fractionnée semble avoir joué un rôle très important. La plupart des compositions s'ajustent aux lignées évolutives théoriques produites par ce processus. Néanmoins, cet ajustement s'observe uniquement lorsque le grenat fait partie des phases cumulatives ou lorsque les coefficients de partage utilisés pour les HREE et Y dans l'amphibole sont dans la partie supérieure de la gamme des coefficients de la littérature. Dans le cas contraire, aucun des cumulats calculés n'est capable de reproduire le fort fractionnement entre les LREE et les HREE, même en présence des grandes quantités d'amphibole au cumulat.

En l'absence de grenat dans les roches du CVAN et même dans d'autres roches volcaniques équatoriennes, ce fractionnement précoce de grenat reste très hypothétique. Une très nette corrélation négative entre SiO₂ et MnO (Fig. 6.12 a), ainsi que les corrélations positives observées, notamment pour les produits de LCA, dans les diagrammes MnO vs. Y et Sc (Fig. 6.12 b et c), suggèrent le fractionnement, au cours de la différenciation, d'une phase minérale à fort coefficient de partage pour ces éléments et seuls grenat et amphibole présentent ces caractères. D'autre part, en absence des coefficients de partage propres à nos échantillons, distinguer entre le rôle du grenat et celui de l'amphibole au cours de la cristallisation reste difficile. Les corrélations continues observées dans les Fig. 6.12 et 6.13 indiquent que la phase minérale capable d'appauvrir le liquide en Mn, Sc, Y et Yb, fractionne tout au long de la différenciation des magmas du LCA. Dans ce cas, la participation de l'amphibole semble plus plausible du fait des conditions de pression très élevées sous lesquelles le grenat est stable.

Le passage des andésites du LCA aux dacites du GD-I peut aussi être expliqué par un processus de cristallisation fractionnée, soit en présence du grenat ou des grandes quantités d'amphibole dans le cumulat (~ 50%). D'une part, le rôle de l'amphibole semble favorisé grâce à la présence de cette phase, en quantités importantes (10-20%) dans les roches du GD-I. D'autre part, les faibles Mg# de ces produits (Mg# =35-45) indiquent que ceux-ci ne correspondent pas à des magmas primaires classiques. Les travaux expérimentaux de Müntener *et al.* (2001), traitant de la cristallisation des andésites primitives riches en H₂O, indiquent que le grenat est une phase stable dans des liquides différenciés possédant de faibles

Mg# (Mg# < 50). La cristallisation précoce de grenat pourrait aussi être favorisée par la forte épaisseur de la croûte continentale équatorienne (~50 km).

Pour les produits du GD-II, il est difficile de tester un modèle de cristallisation, du fait de la forte dispersion des données. Néanmoins, comme déjà indiqué dans les chapitres 4 et 5, ce processus ne peut pas être écarté.

Dans le cas des produits du GD-I, la cristallisation fractionnée joue certainement un rôle très limité dans l'évolution interne de chaque ensemble, et ceci probablement lors de la remontée des magmas vers la surface. Les taux de cristallisation fractionnée, calculés grâce aux bilans de masse entre les laves les plus riches et les plus pauvres en silice de chaque ensemble, ne dépassent pas 15%. L'effet de ce processus sur les compositions en éléments en traces doit être très faible voire même négligeable et en conséquence très difficile à tester.

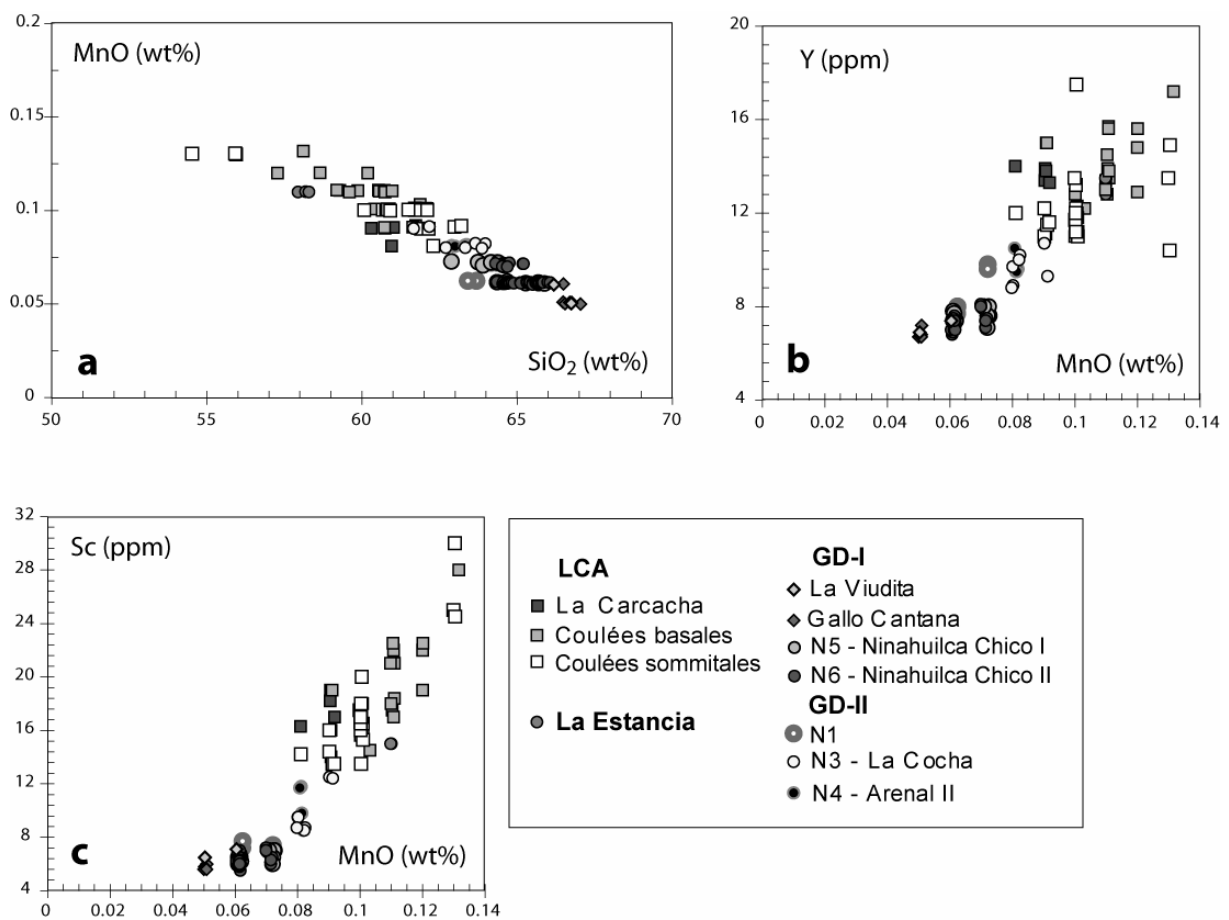


Figure 6.12. a. Diagramme MnO vs. SiO₂ montrant la corrélation négative entre ces deux éléments. b et c. Diagrammes Y vs. MnO et Sc vs. MnO montrant des corrélations positives entre ces éléments, indiquant leur comportement similaire lors de la différenciation.

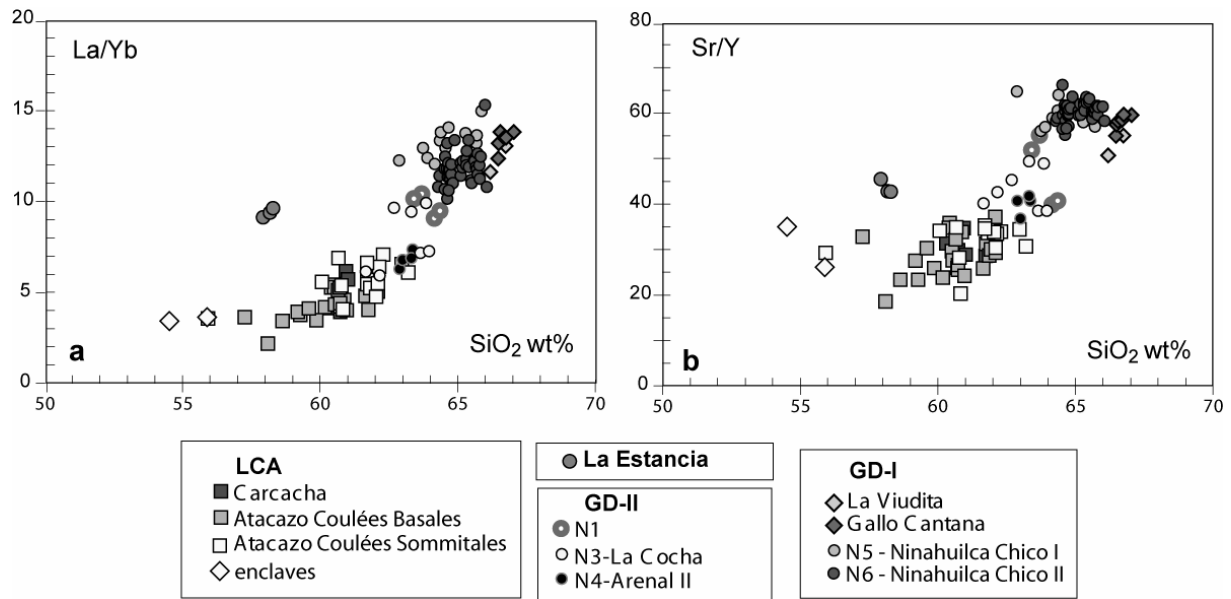


Figure 6.13. a. Diagramme La/Yb vs. SiO₂ et b Sr/Y vs. SiO₂ montrant des corrélations positives qui indiquent un comportement similaire de ces rapports lors de la différenciation, notamment pour les produits de LCA.

6.2 Contamination Crustale – AFC (Assimilation – Cristallisation fractionnée)

La plupart des études géochimiques effectuées dans l'arc équatorial indiquent que la contamination crustale joue un rôle très faible (maximum 10-15%) ou ne joue aucun rôle dans l'évolution des produits de l'arc équatorial et notamment du front volcanique (Bourdon *et al.*, 2002b ; Samaniego *et al.*, 2005). Ces études ont été basées principalement sur les isotopes radiogéniques du Sr et Nd. Néanmoins, dans le cas des édifices du front volcanique, et donc du CVAN, ces systèmes isotopiques ne permettent pas de mettre facilement en évidence le rôle de ce processus en raison du faible contraste compositionnel existant entre le socle (Cordillère Occidentale) et les produits volcaniques (Tableau 6.10). En effet, les diagrammes ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ou ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Fig. 5.9) vs. SiO₂ ou ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Fig. 5.8) ne montrent aucune corrélation. Les données affichent des compositions isotopiques globalement très homogènes. Tout de même, à petite échelle, une dispersion des points est observée. Ceci indique certainement la participation d'une faible contamination, en plus de la cristallisation fractionnée, car ce dernier processus tout seul, ne produit pas de changements de composition au niveau des isotopes radiogéniques. Bien que la plupart des données isotopiques de l'oxygène soit reproduite par cristallisation fractionnée, les valeurs les plus élevées pourraient éventuellement être le résultat d'une faible contamination. Dans ce cas, il faut chercher un contaminant, présent dans la zone d'étude qui soit capable de :

- enrichir les roches en δ¹⁸O (riche en δ¹⁸O) ;
- produire une dispersion au niveau des isotopes radiogéniques (valeurs des rapports isotopiques proches des roches du LCA mais variables) ;

- ne pas perturber les compositions en éléments majeurs et traces qui ont été bien modélisées par la cristallisation fractionnée (composition similaire aux laves du LCA).

6.2.1 Contaminants potentiels

La zone où se trouve le complexe volcanique présente au moins deux types de contaminants potentiels avec les caractéristiques théoriquement requises :

- Les basaltes et gabbros qui constituent le socle de la Cordillère Occidentale (unités Pallatanga et San Juan) ;
- Les intrusions d'âge Miocène qui sont distribuées de façon aléatoire dans le socle de la Cordillère Occidentale.

Plusieurs travaux récents ont étudié l'origine et la composition chimique des basaltes qui forment le socle de la Cordillère Occidentale (Hughes et Pilatasig, 2002 ; Hughes, 1998 ; Mamberti *et al.*, 2003 ; Reynaud *et al.*, 1999). Ainsi, obtenir une composition de ce probable contaminant semble possible. En revanche, peu de travaux existent sur les compositions des intrusions miocènes. Néanmoins, grâce à une étude en cours (Amortegui, *comm. pers.*) il a été possible d'obtenir une bonne composition chimique de ces intrusions afin de l'utiliser dans nos modélisations. Les compositions des contaminants probables sont présentées dans le tableau 6.10.

	Contaminants potentiels					
	Co	Cl	Intrusion	Moyenne	Moyenne	Intrusions Miocènes
	ATAC-12A	SA-50	Miocène	Intrusions	Basaltes	et
			04-GU-16A	Miocènes	Unité Pallatanga	Basaltes Pallatanga
		I	IM	MB	IM + MB	
Référence :			1	1	2	3
SiO ₂	57,28	62,16	66,48	64,94	46,45	55,69
TiO ₂	0,67	0,63	0,32	0,48	0,93	0,70
Al ₂ O ₃	16,50	15,89	16,85	17,36	10,95	14,15
Fe ₂ O ₃ *	8,48	6,87	2,69	3,69	12,23	7,96
MnO	0,12	0,09	0,09	0,08	0,20	0,14
MgO	5,42	3,46	0,47	0,99	17,93	9,46
CaO	7,12	5,71	4,61	4,95	9,39	7,17
Na ₂ O	3,52	3,93	4,6	5,07	1,37	3,22
K ₂ O	0,76	1,12	1,32	0,97	0,08	0,52
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,09	0,17	0,10	0,14
La	6,7	9,5	10,80	8,50	1,76	5,13
Ce	15,2	19	21,10	18,80	4,99	11,90
Nd	9,8	12,2	11,90	11,30	4,67	7,99
Sm	2,45	2,9	2,50	2,54	1,70	2,12
Eu	0,76	0,82	0,70	0,72	0,63	0,67
Gd	2,3	2,7	2,14	2,02	2,16	2,09
Dy	2,2	2,2	1,54	1,35	2,58	1,97
Er	1,25	1,1	0,83	0,65	1,45	1,05

	Contaminants potentiels					
	Co	Cl	Intrusion	Moyenne	Moyenne	Intrusions Miocènes
	ATAC-12A	SA-50	Miocène	Intrusions	Basaltes	et
		04-GU-16A	Miocènes	Unité Pallatanga	Basaltes Pallatanga	
		I	IM	MB	IM + MB	
Yb	1,22	0,98	0,74	0,59	1,37	0,98
Rb	14,3	22,1	22,50	16,17	1,14	8,65
Ba	355	545			20,86	20,86
K			10958	8053	622	4338
Nb	2,4	3,5	2,40	2,35	2,58	2,46
Sr	422	408	499	571,00	64,45	317,73
Zr	66	96	88,1	90,65	39,33	64,99
Ti			1696	1576	5545	3561
Y	12,9	12,2	10,90	8,43	15,08	11,76
V	189	148			312	
Cr	238	126			1294,00	
Co	27	19			74	
Ni	62	31			671	
$\delta^{18}\text{O VSMOW } \text{‰}$	8,33*	8,86	13,7	10,80	8,20	9,50
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,704340*	-	0,703881	0,703867	0,703292	0,703580
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512864*	-	0,512882	0,512874	0,513092	0,512983

Tableau 6.10. Compositions chimiques et isotopiques de quatre contaminants probables considérés dans cette étude et des roches parent et fille de la cristallisation fractionnée (indiquées pour comparaison). 1= Amortegui (*comm. pers.*) ; 2 = Mamberti *et al.*, 2003 ; 3= moyenne des compositions précédentes. * = analyses pour ATAC 12B (même coulée de lave que ATAC 12A). Toutes les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ oxygène ont été effectuées au cours de cette étude.

6.2.2 Modélisation du processus

Deux processus différents seront modélisés :

1. Modélisation d'un *mélange simple entre deux pôles* (magma parent et contaminant). Ce processus nous permet de connaître le contaminant le plus probable et nous donne une idée du taux de contamination. Les équations qui décrivent ce processus sont citées par la suite :

Eléments en traces :

$$C_l = X_o * C_o + (1 - X_o) * C_a$$

Où :

C_l = concentration de l'élément dans le produit du mélange

C_o = concentration de l'élément dans le magma initial

C_a = concentration de l'élément dans le contaminant

X_o = fraction du magma de départ dans le mélange

Rapports isotopiques :

$$\varepsilon_l = [(\varepsilon_o * C_o * X_o) + (\varepsilon_a * C_a * (1 - X_o))] / [C_o * X_o + C_a * (1 - X_o)]$$

ε_l = rapport isotopique du mélange

ε_o = rapport isotopique du magma de départ

ε_a = rapport isotopique du contaminant

C_a , C_o et X_o sont les mêmes que pour les éléments en traces.

2. Modélisation d'un processus d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC) avec les paramètres de la cristallisation fractionnée plus le taux de contamination estimé auparavant. Ce processus nous permet de faire intervenir une assimilation de matériel encaissant dans un réservoir en cours de différenciation. Les équations utilisées sont celles de De Paolo, (1981) :

Éléments en traces :

$$\frac{C_l}{C_o} = F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) * \frac{C_a}{zC_o} * (1 - F^{-z})$$

C_l = concentration de l'élément dans le liquide final

C_o = concentration de l'élément dans le liquide initial

$(1-F)$ = taux de cristallisation

C_a = concentration de l'élément dans le contaminant

$$z = \frac{r + D - 1}{r - 1}$$

D = coefficient global de distribution (pareil que pour la cristallisation fractionnée)

$$r = \frac{Ma}{Mc}$$

Ma = masse du matériel assimilé

Mc = masse fractionnée effectivement séparée du magma

Isotopes radiogéniques :

$$\frac{(\varepsilon_l - \varepsilon_o)}{(\varepsilon_a - \varepsilon_o)} = 1 - (C_o/C_l) * F^{-z}$$

Isotopes stables :

$$\delta_l - \delta_o = (\delta_a - \delta_o - \Delta/r)(1 - F^{-z})$$

δ_l = rapport isotopique initial

δ_o = rapport isotopique final

δ_a = rapport isotopique du contaminant

Δ = coefficient de fractionnement

$$z = \frac{r}{r-1}$$

6.2.3 Application aux produits du LCA

Cette procédure a été appliquée aux produits du LCA. Les roches parents et filles sont les mêmes que celles considérées pour la modélisation de la cristallisation fractionnée (ATAC 12A et SA 50), ainsi que la composition modale du cumulat, le taux de cristallisation et les coefficients de partage. Trois des quatre contaminants du tableau 6.2.1 ont été testés. La moyenne des basaltes du Pallatanga semble un contaminant très peu probable du fait de son faible $\delta^{18}\text{O}$ (8,2 ‰_{VSMOW}) trop similaire aux valeurs des laves du LCA et en conséquence incapable de faire remonter leurs valeurs.

6.2.3.1 Processus de mélange simple entre deux pôles

Des courbes de mélange simple ont été établies entre le magma parent (ATAC-12A) et les contaminants probables (Fig. 6.14). La courbe la plus proche est celle définie par un mélange entre la moyenne des intrusions miocènes (IM) et le magma parent. Néanmoins, il faudrait un taux de contamination trop élevé pour reproduire les roches les plus riches en ^{18}O (30-40%). Ce taux de contamination semble absolument irréaliste vis-à-vis de la composition du magma parent et celle du contaminant (similaires, le contaminant étant légèrement plus acide), ainsi que des travaux précédents indiquant des taux de contamination très faibles pour les roches volcaniques de l'arc équatorien.

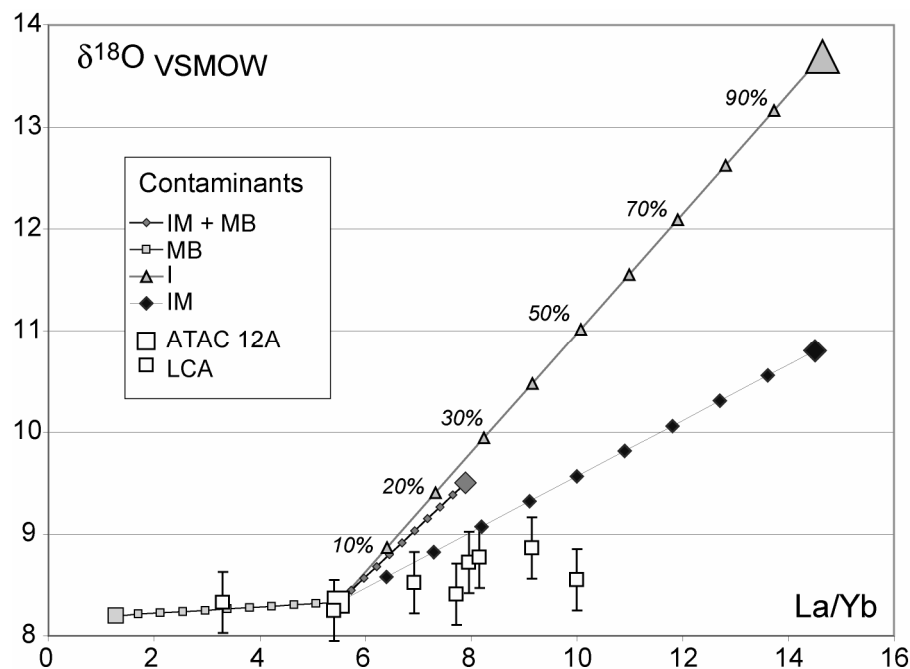


Figure 6.14. Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs. La/Yb montrant l'évolution théorique en cas de contamination de ATAC 12A (magma parent de la cristallisation fractionnée) par différents contaminants. Les roches du LCA (carrés blancs) ne suivent aucun des possibles courbes de contamination. IM + MB= Moyennes des intrusions miocènes + moyenne des basaltes du socle de la Cordillère Occidentale, MB= moyenne des basaltes du socle de la Cordillère Occidentale, I= intrusion miocène 04-GU-16A, IM= moyenne des intrusions miocènes. Chaque symbole, triangles, losanges ou carrés, indiquent de pas de contamination de 10%.

Le deuxième processus, où la cristallisation et l'assimilation participent en même temps (AFC), est peut être capable d'expliquer les compositions riches en ^{18}O du LCA, sans le besoin d'un taux de contamination trop élevé.

6.2.3.2 Processus d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC)

La combinaison de paramètres d' , obtenue lors de la modélisation de la cristallisation fractionnée sera utilisée dans le modèle du processus d'AFC. Ainsi, le cumulat fractionnant sera composé de amp + plg + opx + ti-mt. Le taux de cristallisation sera fixé à 30 % et on fera varier le rapport masse assimilée / masse cristallisée (r). Le contaminant utilisé est IM, qui d'après la figure 6.14 semble le plus adapté.

La figure 6.15 présente les spectres des terres rares et les diagrammes multiélémentaires des compositions calculées pour différents taux de contamination en utilisant la combinaison d' et IM. Les lignées d'évolution du processus AFC pour le rapport La/Yb vs. $\delta^{18}\text{O}$ sont présentées dans la figure 6.16.

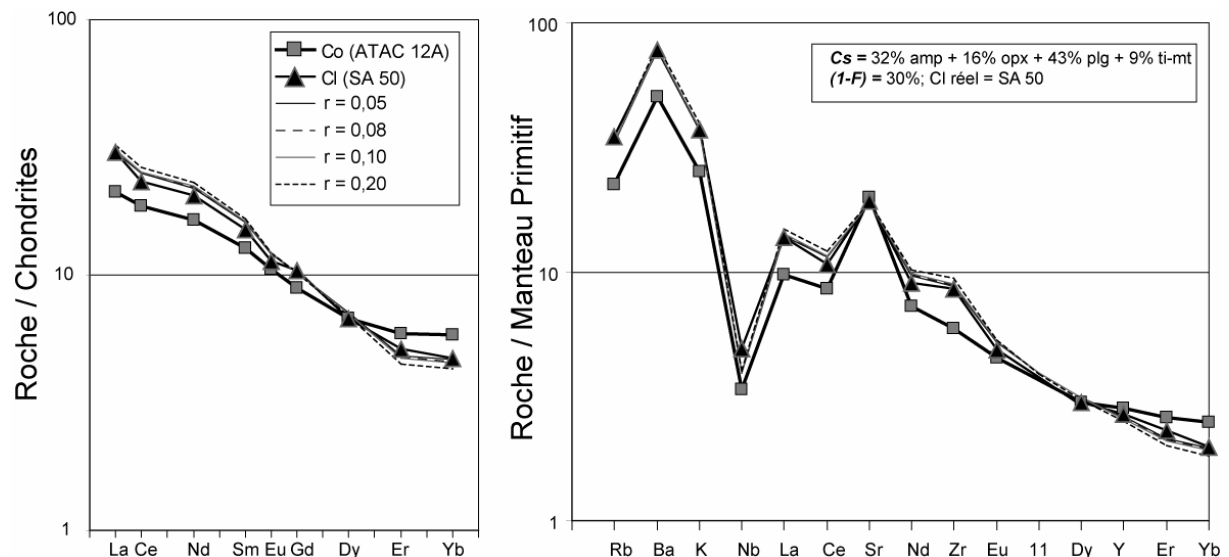


Figure 6.15. Spectres de terres rares et diagramme multiélémentaire montrant les résultats des calculs d'AFC pour plusieurs pourcentages d'assimilation du contaminant IM dans l'évolution des roches du LCA. Co, Cf, (1-F) et la composition modale du cumulat obtenus lors de la modélisation de la cristallisation fractionnée. r = rapport entre la masse de matériel assimilé et la masse de matériel fractionnée.

Avec un rapport matériel assimilé/matériel fractionné de 0,2, correspondant à un taux d'assimilation de 7%, le modèle reproduit les compositions en $\delta^{18}\text{O}$ des roches (Fig. 6.16). Néanmoins, au niveau des éléments en traces un léger écart apparaît entre la composition réelle et la composition théorique (Fig. 6.15).

Il semble toutefois que le contaminant ici testé (IM) ne correspond pas tout à fait au contaminant réel, lequel est probablement plus riche en ^{18}O et plus pauvre en LREE. Ce contaminant pourrait être un ancien sédiment intercalé dans le socle de la Cordillère Occidentale (Jaillard et Toro, 2005), dont malheureusement, on ne connaît pas la composition.

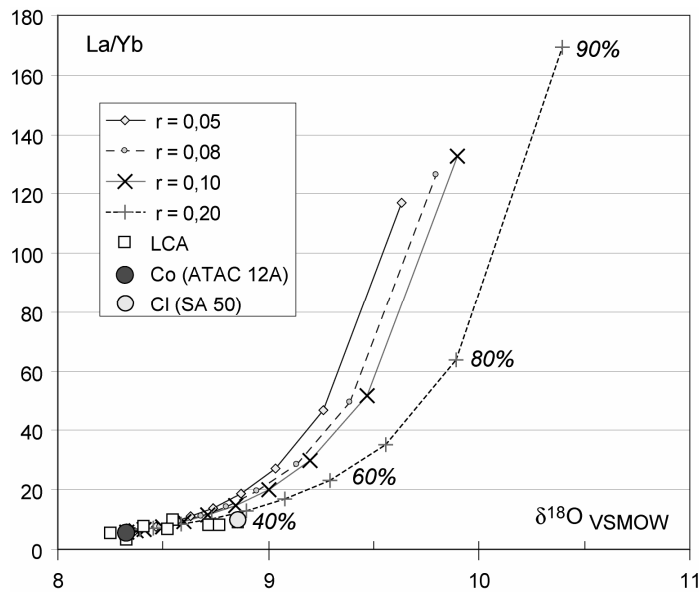


Figure 6.16. Diagramme La/Yb vs. $\delta^{18}\text{O}$ montrant les courbes d'évolution du processus d'AFC pour différents taux d'assimilation du contaminant IM. Chaque symbole indique 10% d'assimilation.

6.2.4 Rôle de la contamination ou AFC

Comme déjà indiqué auparavant, les valeurs très élevées de $\delta^{18}\text{O}$, des roches les plus évoluées du LCA, restent dans la gamme des erreurs analytiques, donc, la cristallisation fractionnée peut, éventuellement, suffire à expliquer l'augmentation du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ au cours de la différenciation. Néanmoins, un faible taux d'assimilation (7%) peut participer dans l'évolution des magmas du LCA. Il s'avère, dans tous les cas, que l'assimilation crustale joue un rôle très limité dans l'évolution de ces roches (Barragán *et al.*, 1998).

Il faut noter que dans cette modélisation il a été utilisé en tant que magma parent un magma déjà très riche en $\delta^{18}\text{O}$ (8,33‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$) par rapport aux valeurs moyennes des roches d'arc (5,5‰ – 7,0‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$). Dans le chapitre 8, on discutera, à l'aide des données des isotopes de l'oxygène de tout l'arc équatorial, l'origine probable de cet enrichissement, et donc, le choix d'un magma parent aussi riche en ^{18}O sera justifié. Il semble qu'en plus d'un processus limité d'AFC, un processus de contamination, à la source même de magmas, ait une participation non négligeable. Ceci du fait d'un enrichissement global des laves du front volcanique équatorial (cf. chapitre 8).

6.3 Fusion partielle

Les processus de cristallisation fractionnée et d'AFC peuvent rendre compte d'une partie de la variété compositionnelle du CVAN. La cristallisation fractionnée explique l'évolution des roches du LCA seulement en présence du grenat ou d'amphibole (coefficients de partage légèrement élevés pour HREE et Y) dans le cumulat. En ce qui concerne le GD-I, le rôle de la cristallisation demeure très limité à l'intérieur de chaque ensemble. L'AFC pour sa part est uniquement applicable dans le cas du LCA et explique exclusivement les valeurs élevées de ^{18}O .

En conséquence, deux points doivent encore être expliqués :

1. le fort fractionnement LREE/HREE de GD-I, que la cristallisation sans grenat ou presque 50% d'amphibole dans le cumulat, n'est pas capable d'expliquer ;
2. l'origine des magmas les plus basiques de chaque ensemble.

La fusion partielle est à l'origine des magmas parents et peut aussi éventuellement induire des lignées de différenciation. Afin de modéliser ce processus il faut tout d'abord établir les sources probables dans le contexte où se trouve le CVAN.

6.3.1 Sources probables

Dans un contexte de subduction tel que celui de l'Équateur on peut considérer quatre sources potentielles :

- la péridotite du coin du manteau, hydratée par des fluides aqueux issus de la *déshydratation* de la croûte océanique subductée ;
- la péridotite du coin du manteau métasomatisée par des liquides siliceux issus de la *fusion* de la croûte océanique subductée ;
- les basaltes altérés de la croûte océanique ;
- des basaltes sous-plaqués à la base de la croûte continentale.

L'hypothèse de la fusion de matériaux intermédiaires ou acides n'est pas envisagée, compte tenu du fait que les magmas primaires sont des magmas déjà basiques à intermédiaires (ATAC 12A : $\text{SiO}_2 = 57,28\%$).

Afin de simplifier cette modélisation, ces quatre sources vont être ramenées à deux :

- **Source 1** : Une péridotite métasomatisée par un composant provenant de la plaque océanique subductée. Il sera considéré que le composant provenant de la plaque océanique subductée est composé en partie des fluides issus de sa déshydratation et des magmas issus de sa fusion ; et
- **Source 2** : Un basalte. La composition d'un basalte sera approximativement la même pour des basaltes océaniques ou des basaltes accrétés en base de croûte, donc une seule composition sera utilisée comme source dans la modélisation.

Source 1

La composition du composant provenant de la plaque océanique dépend de deux facteurs : la structure thermique de l'interface « coin du manteau – plaque subductée », et la composition de la croûte subductée et de sa couverture sédimentaire. D'autre part, le composant mantellique varie en fonction de trois facteurs : la fertilité du manteau (qui dépend elle-même des effets produits lors d'un ou plusieurs épisodes antérieurs de fusion), la présence ou l'absence d'un composant de type « plume », et la quantité de matériel hérité provenant d'une lithosphère enrichie (Pearce et Parkinson, 1993).

Pearce et Parkinson (1993) considèrent que la fusion du coin du manteau est issue de la combinaison de deux processus : environ 10% de fusion grâce à l'addition de fluides ou de liquides qui diminuent le solidus de la péridotite mantellique (Davies et Stevenson, 1992 ; Grove *et al.*, 2002 ; Tatsumi et Eggins, 1995) et entre 5 et 20% de fusion à cause d'une décompression du manteau préalablement hydraté ou métasomatisé (Sisson et Bronto, 1998). La composante de décompression varie en fonction de l'épaisseur lithosphérique. Ainsi, de manière générale, les taux de fusion les plus élevés (25%) se produisent dans des arcs volcaniques jeunes, construits sur une lithosphère océanique peu épaisse (Tonga, Kermadec, Scotia), et au contraire, les arcs continentaux (Andes, Japon) semblent être issus de taux de fusion plus faibles (~15%).

Dans le cas de l'arc équatorien au moins 3 paramètres doivent être pris en compte :

- La subduction équatorienne est une subduction « chaude » (la croûte océanique qui entre en subduction est relativement jeune (15-20 Ma)). Ceci permettrait non seulement la déshydratation de la plaque océanique subductée, mais aussi sa fusion (Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Peacock *et al.*, 1994 ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002). En conséquence l'agent métasomatique pourrait être issu de chacun de ces deux processus (déshydratation et fusion) ou même des deux à la fois ;
- La partie supérieure de la croûte qui entre en subduction est composée de basaltes altérés de la ride de Carnegie et d'une faible épaisseur (0 à 500 m) de sédiments carbonatés et pélagiques (Michaud *et al.*, 2005). Ces derniers peuvent aussi participer à la métasomatose de la péridotite mantellique ;
- La croûte continentale sur laquelle repose l'arc est épaisse (~ 50 km) et en conséquence, les taux de fusion de la péridotite mantellique devraient être faibles (~15%).

Afin de modéliser la fusion de cette source, les compositions issues de faibles taux de fusion des basaltes (altérés et non altérées) de la ride de Carnegie (Harpp *et al.*, 2005) seront mélangées aux compositions d'un manteau appauvri (DMM ; Workman et Hart, 2004) et d'un manteau fertile (FMM ; Pearce et Parkinson 1993), en considérant que la péridotite mantellique ait subi ou non une extraction antérieure. Bourdon, (1999) a montré que les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très faibles des laves du front volcanique, indiquent une participation faible ou nulle des sédiments pélagiques dans la genèse des laves équatoriennes. Au contraire, Le Voyer (2006) montre qu'un apport, bien que faible, des sédiments carbonatés (par fusion et/ou déshydratation) existe dans l'arc équatorien et notamment sous le front volcanique. Ceci, sera considéré dans le chapitre 8, en combinant ces informations aux données des rapports isotopiques de l'oxygène.

Un aperçu des phases minérales résiduelles (en plus de l'olivine, orthopyroxène et clinopyroxène de la lherzolite), lors de la fusion de la péridotite mantellique, peut être obtenu grâce aux effets que ces phases produisent dans des diagrammes multiélémentaires (Pearce et Parkinson 1993). Dans un tel diagramme, le fractionnement de Ti par rapport au Zr et à l'Y

indique la présence de l'amphibole dans le résidu de fusion. D'autre part de faibles teneurs de Y et Yb par rapport à la teneur de Ti, ainsi que des concentrations similaires de Sc et Mn, sont des indices de la présence de grenat résiduel. Ce diagramme a été réalisé pour les compositions les plus basiques de LCA et La Estancia (Fig. 6.17). Il semble qu'aucune des laves n'ait besoin d'amphibole dans le résidu, et au contraire, que les deux requièrent du grenat résiduel. Ceci est moins évident pour LCA, où la teneur de Sc n'est pas tout à fait équivalente à celle de Mn.

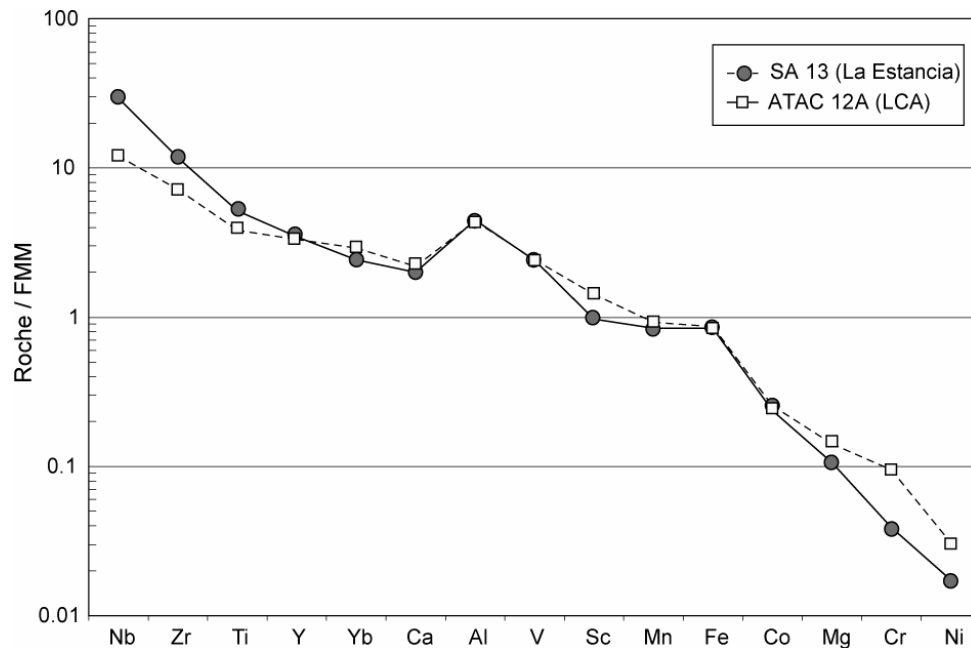


Figure 6.17. Diagrammes multiélémentaires pour les roches les plus basiques du LCA et La Estancia. Compositions normalisées au FMM (Pearce et Parkinson 1993).

Source 2

Il a été démontré que les caractéristiques géochimiques des dacites du groupe GD-I peuvent correspondre à celles résultant de la fusion partielle d'un basalte (liquides expérimentaux riches en SiO₂, Na₂O, pauvres en MgO, Cr et Ni, (Rapp et Watson, 1995 ; Sen et Dunn, 1994a ; Zamora, 2000) (cf. Fig. 5.21). En conséquence la modélisation de la fusion d'une telle source semble justifiée.

La fusion directe de la plaque océanique plongeante ou de basaltes sous-plaquéés en base de la croûte continentale a été évoquée depuis plusieurs années comme un processus incontournable dans la genèse des magmas de l'arc équatorial, notamment du front volcanique (Arculus *et al.*, 1999 ; Beate *et al.*, 2001 ; Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Garrison *et al.*, 2006 ; Monzier *et al.*, 1997b ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002).

Dans le cas de la fusion de la croûte océanique subductée, la plupart des auteurs proposent que cette fusion se produise une fois que le basalte a atteint le faciès écloélite à

amphibole ou éclobite s.s.. En conséquence, les minéraux résiduels seront du clinopyroxène, du grenat et de l'amphibole (Martin *et al.*, 2005 ; Maury *et al.*, 1996b ; Prouteau *et al.*, 1999 ; Rapp et Watson, 1995 ; Rapp *et al.*, 1991). Il a été aussi démontré que les liquides acides issus de cette fusion sont saturés en rutile, donc cette phase minérale peut aussi faire partie du résidu de fusion (Kelemen *et al.*, 1993 ; Klemme *et al.*, 2002 ; Prouteau *et al.*, 2000 ; Rapp et Watson, 1995 ; Sigmarsson *et al.*, 1998).

Dans le cas de la fusion des basaltes sous-plaqués, les caractéristiques de la source sont les mêmes que dans le cas précédent. La source serait alors une amphibolite à grenat ou une éclobite. De même les minéraux résiduels seront ici aussi le grenat, le clinopyroxène et l'amphibole (Petford et Atherton, 1996). Dans cette hypothèse, il est nécessaire que la croûte continentale soit suffisamment épaisse, afin de que le grenat soit une phase résiduelle stable (> 40 km). Afin de pouvoir fondre à de relativement basses températures, cette croûte doit aussi impérativement être hydratée.

Les contraintes sous lesquelles la fusion de la croûte océanique subductée se produit ont été expliquées par Peacock (1994). Il semble bien que dans le cas de la subduction équatorienne, ce processus soit viable. D'autre part, la fusion de la base de croûte sous plaquée est une hypothèse moins évoquée pour l'arc équatorien (Arculus *et al.*, 1999 ; Garrison *et al.*, 2006 ; Monzier *et al.*, 1997b), mais qui est supportée par plusieurs travaux et divers modèles numériques (Annen et Sparks, 2002 ; Atherton et Petford, 1993b ; Petford et Atherton, 1996 ; Petford et Gallagher, 2001).

La composition moyenne des basaltes de la ride de Carnegie (Harpp *et al.*, 2005) sera utilisée pour la modélisation de la fusion d'une composition basaltique.

6.3.2 Modélisation du processus

La démarche employée ici, est la même que celle mise en oeuvre pour la modélisation de la cristallisation fractionnée.

1. Tout d'abord, à l'aide des éléments majeurs, un bilan de masse est établi entre :

- les compositions des sources ;
- les compositions des magmas les plus basiques des trois groupes du CVAN (LCA, La Estancia et GD-I) ;
- les compositions des minéraux potentiellement restés dans le résidu

2. Les résultats des bilans de masse nous permettent de connaître la composition chimique et modale du résidu ainsi que le taux de fusion. Ces données sont utilisées pour modéliser le comportement des éléments en traces grâce à la formule de fusion à l'équilibre de Shaw (1970) :

$$C_i = \frac{C_0}{D + F(1 - D)}$$

Cl = teneur de l'élément dans le liquide issu de la fusion ;

Co = teneur de l'élément dans la source ;

D = coefficient global de distribution ; $D = \sum(X_i * Kd_i)$

F = taux de fusion.

La composition des différentes sources est présentée dans le tableau 6.11. Les compositions des péridotites métasomatisées ont été obtenues par mélange simple entre les compositions issues de 15 et 20% de fusion des basaltes de la ride de Carnegie (BRC) et les compositions d'un manteau appauvri (DMM) et d'un manteau fertile (FMM).

sources	Moyenne BRC	DMM	FMM	A	B	C	D
ref:	1	2	3				
SiO ₂	50,54	44,71	45,20	46,26	45,79	47,85	47,41
TiO ₂	1,02	0,13	0,18	0,18	0,14	0,19	0,15
Al ₂ O ₃	15,66	3,98	3,75	4,23	4,45	4,96	5,16
Fe ₂ O ₃ *	9,55	9,09	8,80	8,52	8,80	8,11	8,37
MnO	0,16	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	7,26	38,73	38,40	36,88	37,19	34,59	34,89
CaO	12,41	3,17	3,25	3,24	3,16	3,23	3,15
Na ₂ O	2,15	0,13	0,30	0,48	0,32	0,76	0,61
K ₂ O	0,49	0,01	0,00	0,08	0,09	0,20	0,21
P ₂ O ₅	0,20	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Sc	44,96						
V	308,42						
Cr	321						
Co	48,09						
Ni	98,51						
Rb	9,12	0,05	0,10	2,45	2,40	1,83	4,50
Sr	164,90	7,66	11,50	41,19	37,51	32,28	69,19
Y	25,88	3,33	3,90	4,04	3,49	3,51	3,77
Zr	67,86	5,08	9,20	14,74	10,79	10,41	18,40
Nb	6,41	0,15	0,20	0,48	0,44	0,43	0,86
K	1660	0	165	588	429	325	812
Ba	107,70	0,56	4,10	29,50	26,11	20,36	50,05
La	4,86	0,19	0,10	0,97	1,06	0,91	1,99
Ce	11,55	0,55	0,40	2,08	2,22	1,99	4,16
Nd	8,71	0,58	0,80	1,50	1,29	1,24	2,23
Sm	2,80	0,24	0,40	0,51	0,35	0,35	0,52
Eu	1,02	0,10	0,20	0,23	0,13	0,13	0,17
Gd	3,58	0,36	0,70	0,76	0,43	0,43	0,54
Dy	4,18	0,51	0,90	0,92	0,54	0,54	0,60
Er	2,62	0,35	0,60	0,60	0,36	0,36	0,37
Yb	2,42	0,37	0,42	0,42	0,37	0,37	0,37
Th	0,41	0,01	0,00	0,11	0,12	0,09	0,21

Tableau 6.11. Compositions de sources de la fusion partielle. Les références sont : 1= Harpp *et al.*, 2005 ; 2= Workman et Hart, 2004 ; 3= Pearce et Parkinson, 1993. A = FMM + 4% (15% de fusion partielle de BCR) ; B = DMM + 4% (15% de fusion partielle de BRC) ; C= FMM + 6% (20% de fusion partielle de BRC) ; D= DMM + 6% (20% de fusion partielle de BRC).

La composition des minéraux résiduels est présentée dans le tableau 6.12.

	Fusion Partielle du Manteau					Fusion partielle de basalte			
	Xénolites du manteau (1)				Exp (2)	Données expérimentales (3)			
	ol	cpx	opx	spi	grt	amp	cpx	grt	rt
SiO ₂	40,85	51,30	53,82	-	41,48	43,88	48,83	39,34	-
TiO ₂	-	0,64	0,16	0,27	0,51	1,53	1,17	0,87	99,40
Al ₂ O ₃	-	7,98	6,52	64,10	21,37	12,69	10,04	21,84	0,00
FeO	10,20	2,98	6,32	13,99	16,22	15,83	9,91	19,80	0,50
MnO	0,14	-	0,12	0,18	0,36	0,35	0,00	0,45	0,00
MgO	48,77	16,41	30,81	21,47	17,03	11,35	9,98	9,23	0,00
CaO	0,05	19,79	2,20	-	2,50	11,82	18,14	8,43	0,10
Na ₂ O	-	0,90	0,05	-	0,51	1,85	1,94	0,00	0,00
K ₂ O	-	-	-	-	0,01	0,71	0,00	0,00	0,00

Tableau 6.12. Composition des minéraux résiduels utilisés pour la modélisation de la fusion partielle du manteau ou d'un basalte. 1= Compositions moyennes des minéraux du manteau (Workman et Hart, 2004) ; 2= expériences d'interaction entre liquides silicatés et péridotites (Rapp *et al.*, 1999) ; 3 = expériences de fusion partielle de basalte (Sen et Dunn, 1994a).ol= olivine, cpx = clinopyroxène, opx = orthopyroxène, spi = spinelle, grt = grenat, amp= amphibole, rt = rutile.

Ainsi que pour la cristallisation fractionnée, des bilans de masse ont été établis entre les compositions en éléments majeurs des sources et des magmas supposés issus de la fusion partielle. Ce calcul nous donne la composition modale des résidus et les taux de fusion. Ces résultats sont présentés dans le tableau 6.13.

source	Groupe	magma parent	phases minérales dans le résidu					F	$\sum r^2$
			ol	cpx	opx	grt	rt		
A	LCA	ATAC 12A	39	9	50	2		15	0,74
B	LCA	ATAC 12A	39	9	50	2		15	0,74
C	La Estancia	SA 13	33	9	54	4		12	0,19
D	La Estancia	SA 13	33	9	54	4		12	0,19
BCR	GD-1	SA 38D		67		32	<1	30	2,50

Tableau 6.13. Résultats de calculs de bilan de masse entre les compositions en éléments majeurs des sources et de magmas « primitifs ». F= % de fusion, $\sum r^2$ = somme des carrés des écarts.

Pour la modélisation des éléments en traces, deux jeux de coefficients de partage ont été employés dans le calcul de *D*. Lorsque la source est une péridotite métasomatisée, les coefficients de partage de Kelemen *et al.* (2004) ont été utilisés, et lorsque la source est basaltique, les coefficients de partage de Barth *et al.* (2002) ont été utilisés pour le clinopyroxène et le grenat et ceux de Foley *et al.* (2002) pour le rutile. Ces jeux de coefficients sont en accord avec les compositions des sources et des liquides produits lors de leur fusion. Des liquides andésitiques sont produits lors de la fusion de la péridotite métasomatisée (Martin *et al.*, 2005), tandis que la fusion de basalte donne naissance à des liquides acides (Rapp et Watson, 1995 ; Rapp *et al.*, 1991 ; Sen et Dunn, 1994a).

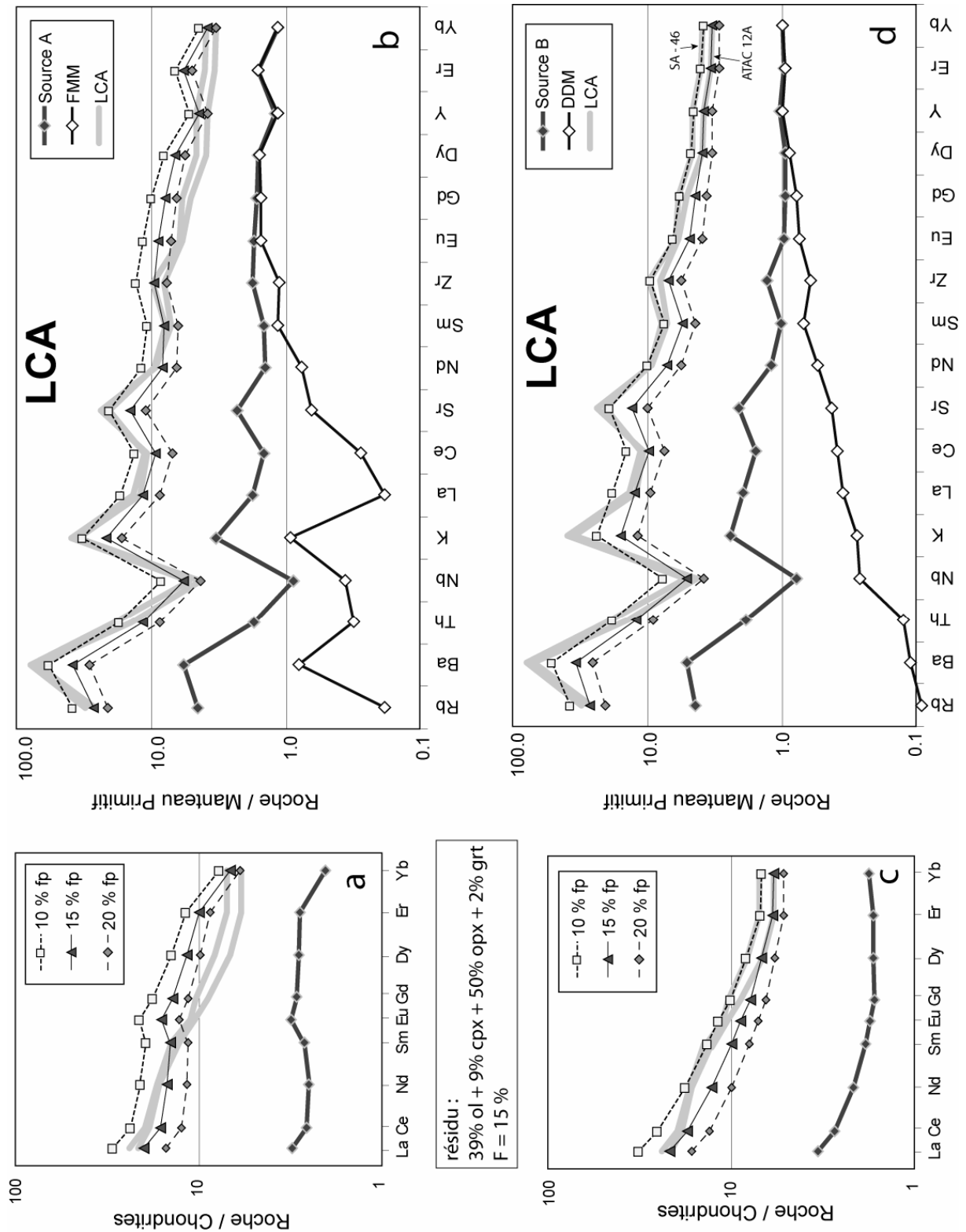
Les résultats de la modélisation pour les éléments en traces sont résumés dans la figure 6.18. Pour LCA, la fusion d'une péridotite fertile métasomatisée (Source A), n'est pas capable de rendre compte des compositions des magmas les plus basiques de ce groupe. Les teneurs en MREE et HREE (sauf Yb) du modèle sont systématiquement plus élevés que celles des

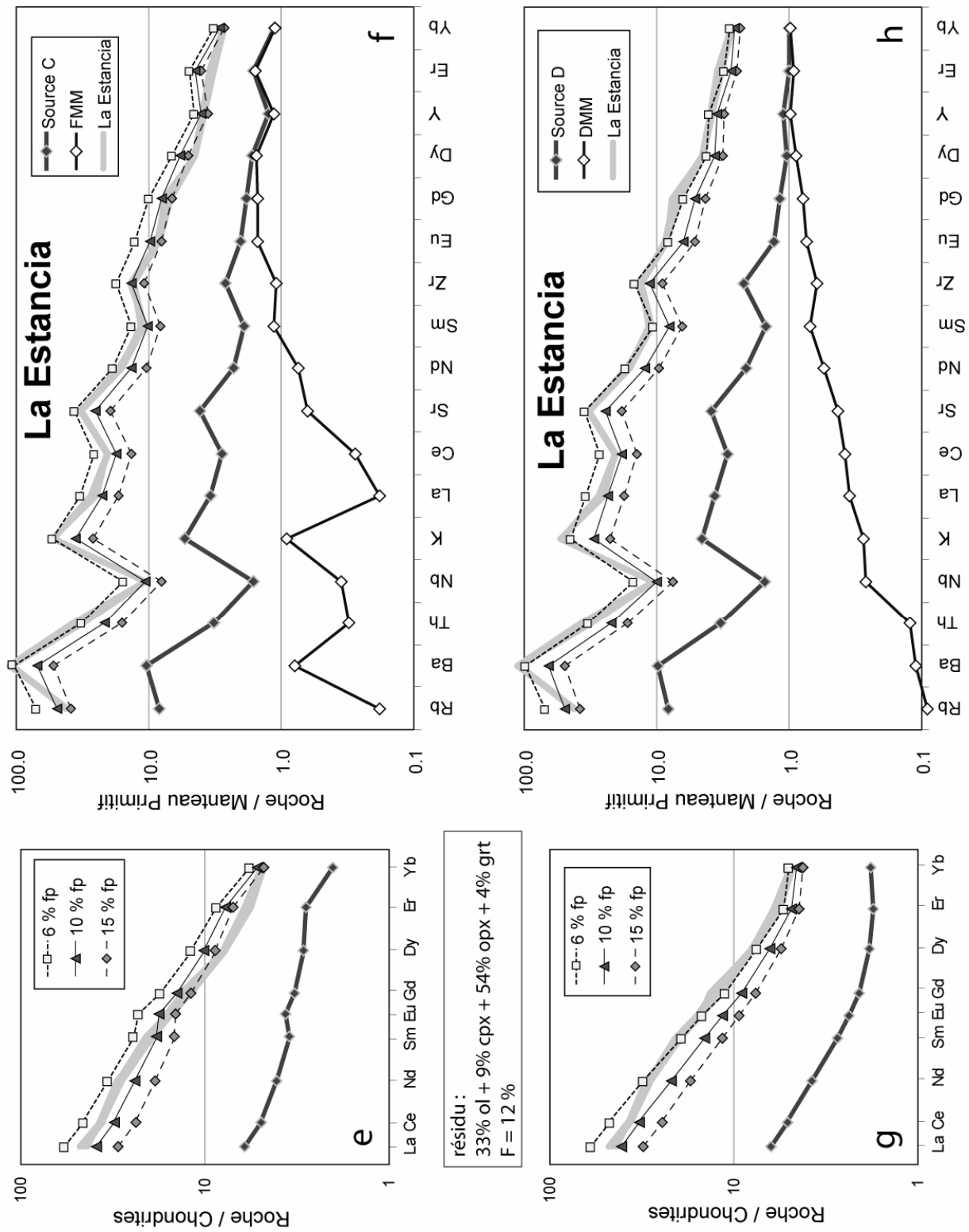
roches du LCA (Fig. 6.18 a), les spectres de terres rares calculés sont convexes au niveau des HREE alors que ceux de LCA sont concaves. Ceci est dû à l'enrichissement en ces éléments de la source FMM.

Au contraire, les teneurs en LILE (Rb, Ba, Th, K, Sr), Nb et LREE (La, Ce) produites par 10-15% de fusion partielle de B sont très proches des teneurs du magma fils (Fig. 6.18 b). Un taux de fusion partielle de 10 à 15% d'une péridotite appauvrie métasomatisée (Source B) rend bien compte des compositions des magmas basiques du LCA (SA-46 est aussi montré dans la figure) pour la plupart des éléments (Fig. 6.18 c et d). Le résidu de fusion de ces deux péridotites est une lherzolite à grenat. La métasomatose de la péridotite du coin du manteau par des liquides silicatés, tels que ceux issus de la fusion de la croûte océanique, est beaucoup plus forte que celle produite par des fluides hydratés (Prouteau *et al.*, 2001). Le premier type de métasomatose produit la déstabilisation de l'olivine et du clinopyroxène pour former du grenat, de l'orthopyroxène, ainsi que des phases hydratées tels que l'amphibole ou la phlogopite (Rapp *et al.*, 1999 ; Sen et Dunn, 1994b). La fusion incongruente des phases hydratées, avant les autres phases minérales, associée à un faible taux de fusion, va permettre de garder de petites quantités de grenat dans le résidu et même d'en former (Martin *et al.*, 2005).

Les compositions des laves andésitiques basiques de La Estancia sont bien reproduites dans le cas de la fusion des deux péridotites métasomatisées. Néanmoins, lorsque la source est C (FMM métasomatisé), il semble que les teneurs en éléments en traces soient mieux expliquées par des taux de fusion un peu plus élevés (20%) (Fig. 6.18 e et f) que ceux obtenus dans le bilan de masse (12%). Au contraire, la fusion de 10 à 12% de la source D (DMM métasomatisé) rend bien compte des teneurs en éléments en traces des roches de La Estancia (Fig. 6.18 g et h). Cependant, il faut noter que les teneurs en La et Ce produites par le modèle sont un peu plus élevées, et sont mieux reproduites par un taux de fusion légèrement plus fort (~15%).

Dans le cas de la fusion d'une source basaltique pour produire les laves acides du groupe GD-I, une très bonne reproductibilité est observée entre les compositions du modèle et celles des roches de ce groupe. Un taux de fusion de 25 à 30% (en accord avec celui obtenu à partir du bilan de masse avec les éléments majeurs) d'un basalte explique bien les compositions en MREE et HREE. Néanmoins, dans ce groupe aussi, les teneurs en La et Ce, en plus de celles de Nd et Zr, sont un peu faibles par rapport aux compositions théoriques du modèle (Fig. 6.18 h et i). Si ce taux de fusion semble un peu élevé pour la fusion d'un basalte, il reste dans la gamme donnée par les études expérimentales de 20 à 40% (Rapp et Watson, 1995 ; Sen et Dunn, 1994a).





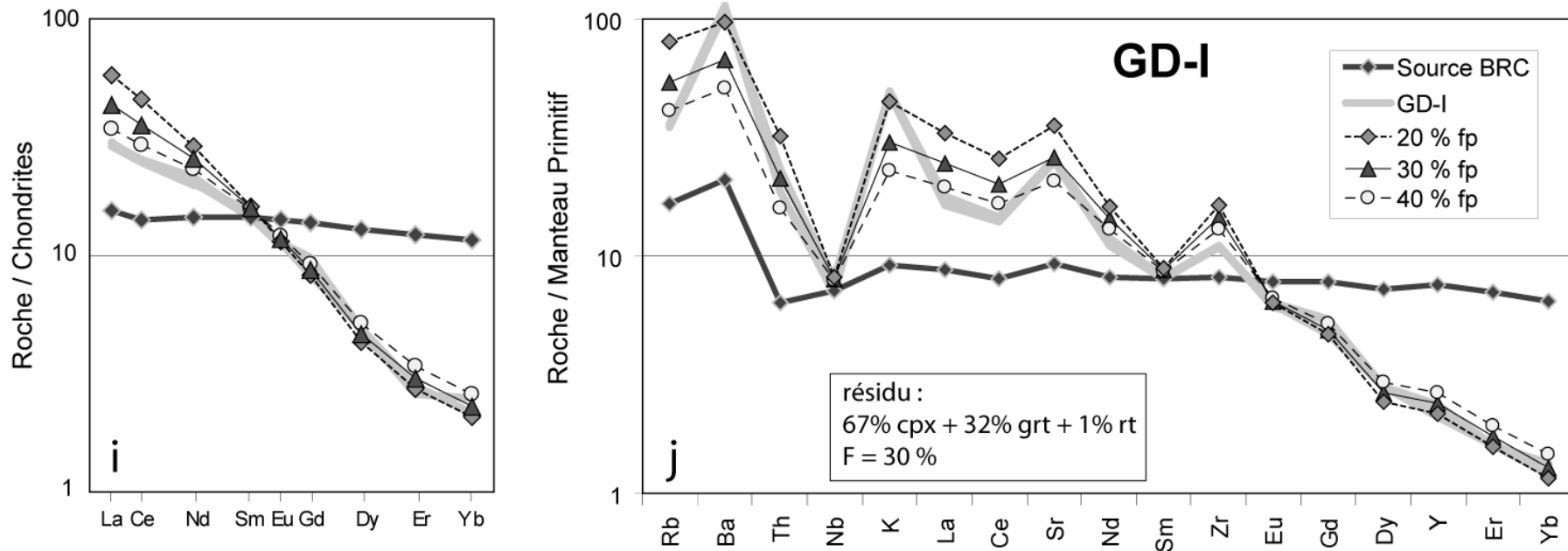


Figure 6.18. Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) et diagrammes multiélémentaires normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985), montrant les compositions théoriques de la fusion partielle des différentes sources : **a et b.** FMM métasomatisée par 4% d'un liquide adakitique (15% fp BRC). **c et d.** DMM métasomatisée par 4% d'un liquide adakitique (15% fp. BRC). **e et f.** FMM métasomatisée par 10% d'un liquide adakitique (20% fp. BRC). **g et h.** DMM métasomatisée par 10% d'un liquide adakitique (20% fp. BRC). **i et j.** BRC. Les champs gris représentent les compositions de magmas les plus basiques des différents groupes du CVAN. FMM = péridotite fertile ; DMM = péridotite appauvrie ; BRC = Basaltes de la Ride de Carnegie. Le taux de fusion et la composition modale du résidu sont indiqués dans chaque figure.

Les différences des teneurs en LREE observées entre les modèles et les compositions réelles, pour La Estancia et GD-I, sont probablement liées à la composition choisie de BRC ou à la présence des phases minérales résiduelles capables de retenir ces éléments (Hermann, 2002 ; Hermann et Green, 2001). En effet, Hermann et Green (2001) proposent que l'allanite soit stable (mais en faible quantité) dans le résidu de fusion de la croûte océanique. Ils expliquent ainsi les faibles teneurs en LREE observées dans leurs liquides expérimentaux. Si des traces d'allanite (0,0003%) sont incluses dans le résidu de notre modèle, les compositions en La et Ce du GD-I sont parfaitement reproduites, sans affecter les compositions des autres éléments. De même, l'agent métasomatique issu de la fusion de la croûte océanique, serait moins riche en LREE et en conséquence les laves de La Estancia seraient mieux reproduites par le modèle.

Les lignées évolutives théoriques produites par les modèles de fusion partielle des sources B et D, ainsi que de BRC ont été rapportées dans des diagrammes La/Yb vs. La, La/Yb vs. Yb, Sm/Yb vs. Yb et Sr/Y vs. Y (Fig. 6.19) afin d'y placer l'ensemble des données du CVAN. Les compositions basiques du LCA, ainsi que les compositions de La Estancia se placent correctement sur les courbes théoriques. Les compositions du GD-I, sont légèrement éloignées de la courbe théorique de fusion de BCR, car le modèle est incapable de reproduire parfaitement les compositions en La (Fig. 6.19 a et b). Néanmoins dans les diagrammes des figures 6.19 c et d, GD-I se place correctement sur la courbe de fusion de BRC, pour des taux de fusion identiques à ceux calculés à partir des éléments majeurs (~30%).

Le champ de compositions du GD-II est aussi montré dans la figure 6.19. Les compositions en éléments majeurs de ces roches sont intermédiaires entre celles du GD-I et LCA. Il est possible de considérer que des bilans de masse entre les sources utilisées ici et les compositions de ce groupe, donneront des paramètres similaires à ceux obtenus lors des bilans de masse avec GD-I et LCA. Cependant, l'examen des courbes théoriques de fusion montre qu'aucune ne rend compte des compositions du GD-II à des taux de fusion raisonnables (> 50% de fusion partielle de BRC). Ceci, semble exclure une origine de ces produits par ce seul processus.

6.3.3 Rôle de la fusion partielle

En résumé, la fusion partielle permet d'expliquer l'origine des magmas les plus basiques de trois groupes du CVAN : LCA, La Estancia et GD-I.

LCA :

Les magmas les plus basiques du LCA, correspondent à des taux de fusion faibles à moyens (15%) d'une péridotite légèrement (4%) métasomatisée par des liquides adakitiques. Cette fusion laisse un résidu de type lherzolite à grenat.

La Estancia :

La composition des magmas de La Estancia est très bien reproduite par 12% de fusion d'une périclase qui a subi une métasomatose un peu plus importante (6% de liquide adakitique ajouté à DMM). Dans ce cas aussi, le résidu est une lherzolite à grenat.

GD-I :

La genèse des magmas du groupe GD-I peut s'expliquer de deux manières :

- a) par fusion directe d'une source basaltique ; ou
- b) par cristallisation fractionnée d'un cumulat composé de *amp + opx + plg + ti-mt ± apt ± grt*, à partir des magmas de LCA.

Fusion directe d'une source basaltique

Les magmas acides de GD-I correspondent bien à des liquides adakitiques issus de la fusion de 30% d'une source de composition basaltique. La forte ressemblance des compositions des roches de GD-I avec les liquides expérimentaux issus de la fusion de basaltes, est aussi tout à fait cohérente avec ce modèle. Néanmoins, il est difficile de cerner où se produit cette fusion: dans la plaque océanique subductée ou à la base de la croûte continentale. Les faibles teneurs en MgO, Cr et Ni des roches du GD-I, plaident en faveur d'une fusion des basaltes sous-plaquéés à la base de la croûte continentale (Prouteau et Scaillet, 2003 ; Yogodzinski et Kelemen, 1998). Généralement les adakites formées par fusion de la croûte océanique subductée sont enrichies en MgO, Cr et Ni, grâce aux interactions entre ces magmas et la périclase mantélique lors de leur remontée vers la surface (Martin *et al.*, 2005 ; Maury *et al.*, 1996b ; Rapp *et al.*, 1999 ; Scaillet et Prouteau, 2001 ; Yogodzinski et Kelemen, 1998).

Il semble néanmoins difficile de concevoir un scénario où ce sont les basaltes sous-plaquéés qui fondent :

- Le déclenchement de la fusion des basaltes sous-plaquéés est un processus très lent, qui peut prendre plusieurs milliers voir millions d'années (Annen *et al.*, 2006 ; Annen et Sparks, 2002). Le début de l'activité volcanique est caractérisé par l'émission des magmas très acides qui au cours du temps deviennent de plus en plus andésitiques. Ceci grâce à l'augmentation progressive du taux de fusion. Celui-ci, n'est pas le cas du CVAN. Au contraire, l'activité débute avec des magmas andésitiques à caractéristiques adakitiques faibles pour terminer avec des magmas dacitiques à fort caractère adakitique ;
- Les rapports isotopiques de l'oxygène élevés (qui ne sont pas issus d'un processus d'AFC dans la croûte continentale) ne sont pas compatibles avec la fusion de matériel basaltique à faible rapport isotopique ($\delta^{18}\text{O} \sim 5,5\text{‰}$). Ce qui devrait être le cas des basaltes engendrés par fusion d'un manteau hydratée et sous-plaquéés à la base de la croûte continentale ;

- Les magmas les plus basiques d'autres groupes du CVAN (LCA, La Estancia), ainsi que d'autres complexes volcaniques de l'arc équatorien (Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002), formés dans le coin du manteau, requièrent la participation, via métasomatose, de magmas adakitiques. Dans ce cas, ceux-ci ne peuvent être formés que dans la croûte océanique plongeante ;
- Les rapports isotopiques du Bore indiquent la participation de matériel issu de la déshydratation/fusion de la croûte océanique subductée (sédiments carbonatés plus basaltes altérés de la ride de Carnegie) dans la genèse des magmas du front volcanique équatorien (Bourdon *et al.*, soumis ; Le Voyer, 2006) ;
- Les études des xénolites crustaux de Colombie (Weber *et al.*, 2002), ainsi que du Complexe Métamorphique Raspas en Équateur, montrent que la base de la croûte sous l'arc équatorien est un mélange composé de différentes lithologies montrant une grande variabilité isotopique. L'homogénéité des compositions isotopiques des laves équatoriennes (chapitre 8), plaide contre la fusion d'un tel matériel comme étant à leur origine (Bryant *et al.*, 2006).

Il faut toutefois noter que les faibles teneurs en MgO, Cr et Ni, peuvent aussi s'expliquer par une interaction très limitée entre les adakites, formées par fusion de la croûte océanique, et la péridotite mantélique. Ceci est envisageable si les adakites traversent un manteau déjà fortement métasomatisé (« melt/rock ratio concept » ; Prouteau *et al.*, 2001 ; Rapp *et al.*, 1999). L'angle de subduction un peu faible (25°-30°) sous l'Équateur, par rapport à la Colombie (Gutscher *et al.*, 1999a ; Guillier *et al.*, 2001), permet d'imaginer un coin de manteau peu épais, laissant peu de place aux interactions mentionnées.

Cristallisation fractionnée d'un cumulat composé de amp + opx + plg + ti-mt ± apt ± cpx ± grt, à partir des magmas de LCA

Lorsque le fractionnement précoce de grenat ou des grandes quantités d'amphibole est considéré dans le modèle de cristallisation, la genèse des magmas de GD-I peut s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée, tel que celui proposé par Prouteau et Scaillet (2003) pour les dacites du Pinatubo. Ce scénario est aussi une hypothèse très attractive et viable dans le cadre de l'arc équatorien. La croûte continentale épaisse (~50 km) permettrait aux magmas issus de la fusion du coin du manteau métasomatisé, de fractionner du grenat à grandes profondeurs. Néanmoins, dans le cas du Pinatubo des amphiboles de haute pression, indiquant un fractionnement profond, ont été trouvées. Au contraire, dans le cas du GD-I, aucune phase indicatrice de fractionnement à hautes pressions n'a été observée dans les produits. L'absence de phénocristaux de grenat ou même de grenat sous une quelconque forme dans ces laves est aussi un argument troublant qui plaide en la défaveur de la cristallisation de ce minéral comme mécanisme principal de genèse de GD-1.

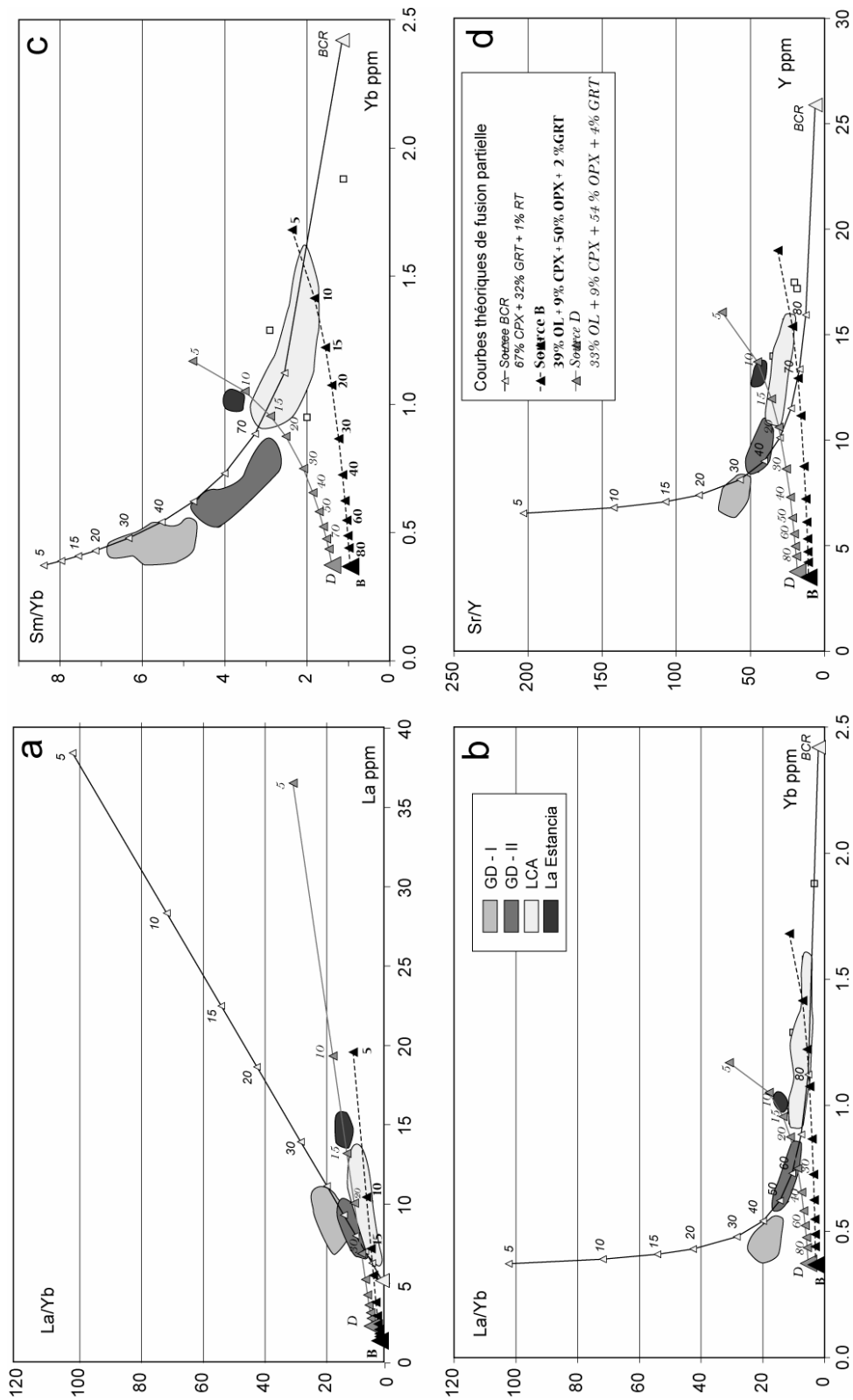


Figure 6.19. Courbes théoriques produites par les modèles de fusion partielle des sources B, D et BCR. a. La/Yb vs. La. b. La/Yb vs. Yb. c. Sm/Yb vs. Yb. d. Sr/Y vs. Y. Chaque triangle correspond à un taux de fusion partielle (5-10-15-20-30-40-50-60-70-80%). Les sources sont représentées par des triangles plus grands. Les compositions modales des résidus de fusion sont indiquées dans la figure. Le champ des roches du GD-II est montré, même si ces compositions n'ont pas été modélisées.

6.4 Mélanges magmatiques

Les mélanges magmatiques sont des processus très fréquents dans la genèse et l'évolution des magmas d'arc (Clynne, 1999 ; Eichelberger, 1980 ; Kuritani *et al.*, 2003) Ces mélanges peuvent se produire dans des chambres magmatiques ou dans des conduits volcaniques. Le résultat du mélange dépend des propriétés physiques et des caractéristiques chimiques des deux pôles du mélange, ainsi que du taux de mélange (Kuritani *et al.*, 2003).

Il est possible d'imaginer que les produits du GD-II soient le résultat d'un tel processus. Les caractéristiques chimiques intermédiaires entre LCA et GD-I, ainsi que les compositions relativement dispersées des produits du GD-II, observables dans les diagrammes de Harker (cf. Fig. 5.5 et 5.6), nous conduisent à tester cette hypothèse. Malgré l'absence d'autre indice de mélange magmatique, tel que la présence d'enclaves, ou de xénocristaux (généralement plus basiques) dans les produits du GD-II, l'hypothèse de mélange sera évaluée du point de vue géochimique, considérant qu'une bonne homogénéisation des produits a été obtenue. Les deux pôles magmatiques à considérer dans ce mélange ne sont pas très différents au niveau géochimique, ceci implique aussi une similitude de leurs propriétés physiques, telles que la viscosité, la densité, la température, etc. Dans ce cas de figure, un mélange liquide – liquide, peut devenir très homogène (Kuritani *et al.*, 2003).

Un test de mélange (Fourcade et Allègre, 1981) a été effectué afin de tester cette hypothèse. Ce test de mélange consiste à reporter dans un diagramme la différence entre la composition du mélange réel (C_m) et le pôle basique (C_b) vs. la différence entre le pôle acide (C_a) et le pôle basique (C_b). Deux compositions seront testées pour le pôle basique : une des compositions intermédiaires des laves de LCA (SA-63, 60,07% SiO_2) et celle de SA-13 de La Estancia (58 % SiO_2) ; et le pôle acide sera représenté par la composition de l'échantillon SA-38D (64,3% SiO_2) du groupe GD-I. La composition réelle du mélange que l'on cherche à modéliser sera la moyenne des compositions du GD-II. Les compositions du GD-II peuvent être reliées par une droite de mélange entre le magma acide et les deux compositions basiques choisies, pour une bonne partie des éléments analysés (Fig. 5.5 et 5.6). Si le mélange est viable, une droite passant par l'origine et à bon coefficient de corrélation (le plus proche de l'unité), doit relier tous les points. Si c'est le cas, le coefficient « a » de l'équation de cette droite ($ax + b$), nous indique la fraction de magma acide participant dans le mélange. Deux diagrammes de ce type sont présentés dans les figures 6.20 et 6.21. Le premier (Fig. 6.21 a et 6.21 a) a été réalisé en utilisant les compositions en éléments majeurs et tous les éléments en traces (sauf Ba et Sr, dont la composition initiale est susceptible de changer dû à des processus d'altération et les teneurs plus élevées (centaines de ppm) par rapport aux autres éléments peuvent masquer les corrélations) et le deuxième (Fig. 6.20 b et 6.21 b) en utilisant uniquement les éléments majeurs et les REE. Dans le premier cas (pour les deux compositions basiques), le coefficient de corrélation de la droite qui relie tous les points est très bon ($R^2 = 0,99$). Néanmoins lorsque les éléments avec les écarts les plus importants sont éliminés (afin que la corrélation ne soit pas dépendante des points extrêmes), le coefficient de corrélation devient plus mauvais pour SA-63 ($R^2 = 0,95$), tandis que le mélange avec SA-13 donne

toujours un très bon coefficient de corrélation ($R^2 = 0,99$). Dans les deux exemples de pôles basiques la fraction du magma acide dans le mélange reste supérieure à 70%.

Les évolutions des compositions en REE, issues des différents pourcentages de participation d'un magma acide dans le mélange (50, 70, 80), sont présentées dans les Figures. 6.20 c et 6.21 c. Lorsque le pôle basique est SA-63, les teneurs en HREE de GD-II sont bien reproduites par ces taux de mélange, cependant, les compositions de LREE sont loin de rentrer dans la gamme de variation du mélange, ceci du fait des compositions presque identiques (pour ces éléments) de deux pôles choisis.

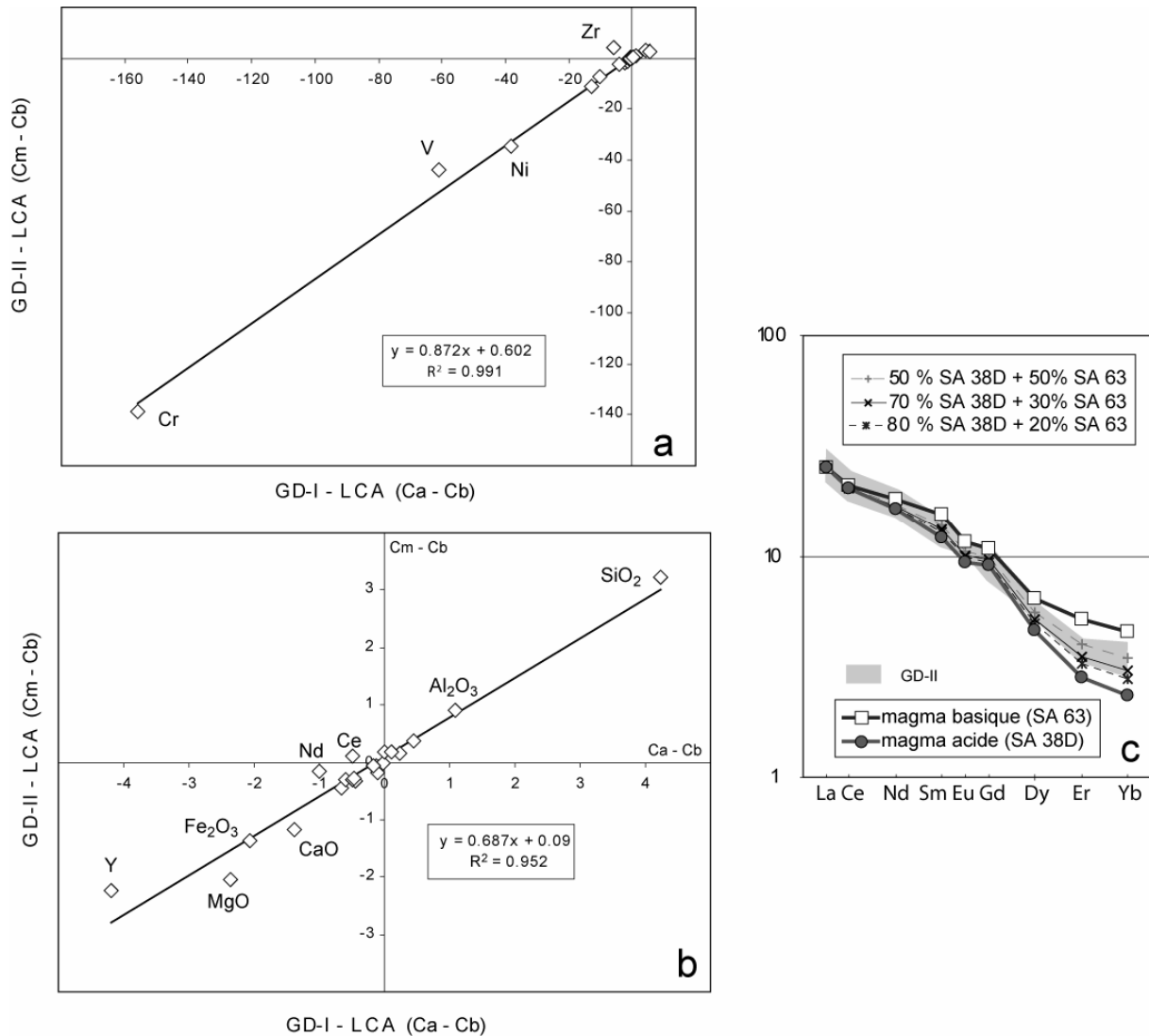


Figure 6.20. Test de mélange d'après la démarche de Foucade et Allègre (1981). **a** : éléments majeurs et en traces. **b** : éléments majeurs et REE. **c** : Spectre des terres rares comparant les compositions des pôles basique et acide, ainsi que les compositions théoriques pour différents taux de mélange. Cm = composition réelle du mélange ; Ca = compositions du pôle acide ; Cb = compositions du pôle basique. Dans ce cas, Cm = moyenne des compositions de GD-II ; Ca= SA-38D (GD-I) et Cb = SA-63 (LCA).

Au contraire, si le pôle basique est SA-13, un bon accord entre les compositions du groupe GD-II et celles issues des différents taux de mélange est obtenu.

Les calculs indiquent, que si un mélange de magmas est à l'origine de GD-II, le pôle basique aurait une composition andésitique de type La Estancia ou LCA (magmas issu de la fusion d'une péridotite métasomatisée), tandis que le pôle acide correspondrait à une adakite (SA-38B ; GD-I).

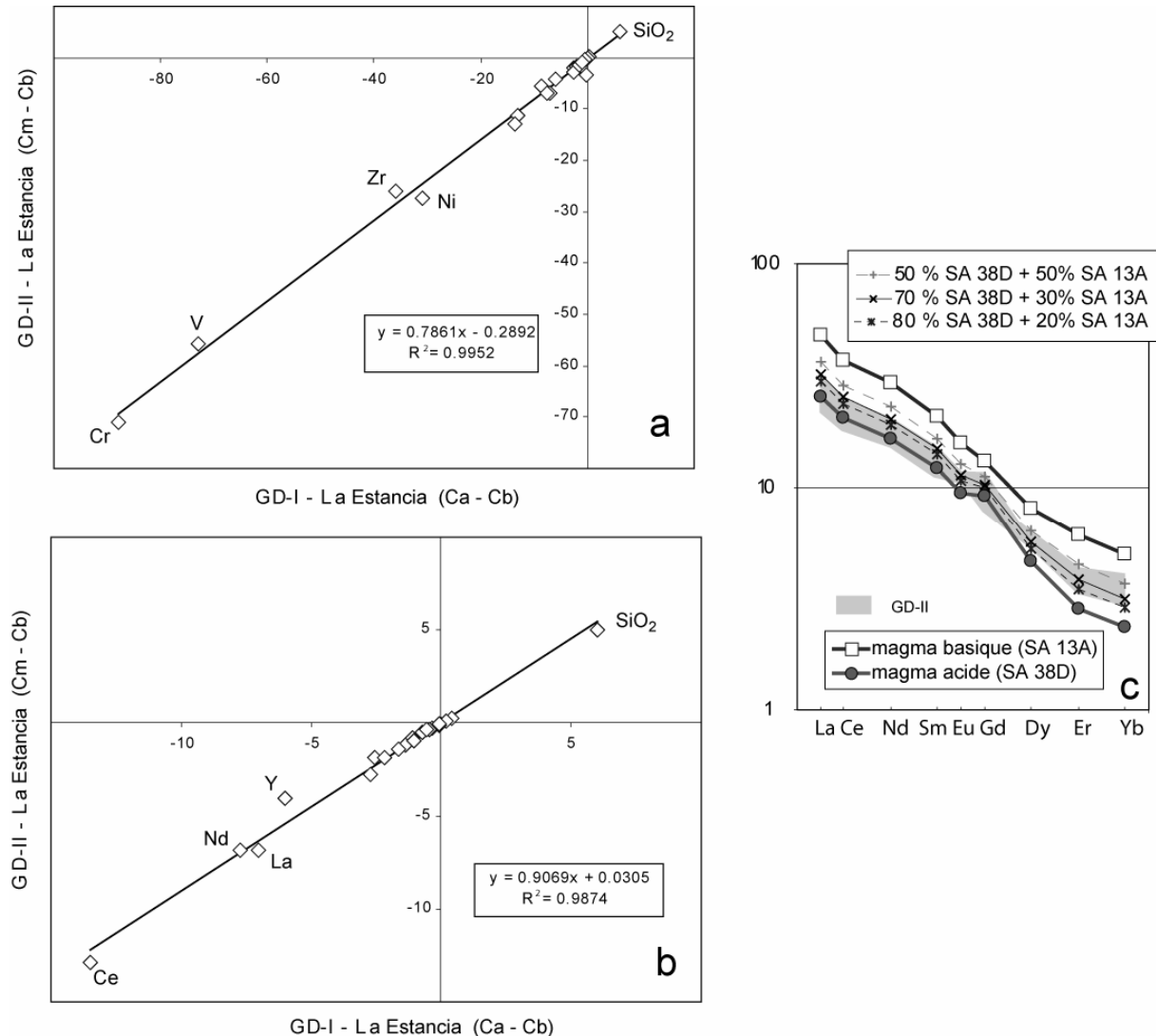


Figure 6.21. Test de mélange d'après la démarche de Foucade et Allègre (1981). **a :** éléments majeurs et en traces. **b :** éléments majeurs et REE. **c :** Spectre des terres rares comparant les compositions des pôles basique et acide, ainsi que les compositions théoriques pour différents taux de mélange. Cm = composition réelle du mélange ; Ca = compositions du pôle acide ; Cb = compositions du pôle basique. Dans ce cas, Cm = moyenne des compositions de GD-II ; Ca= SA-38D (GD-I) et Cb = SA-13A (La Estancia).

6.4.1 Rôle des mélanges magmatiques

Il semble que les mélanges magmatiques font partie des processus participant à la pétrogenèse des magmas du CVAN. Dans le cas du groupe GD-II, ceci semble confirmé. Ce mécanisme appliqué à GD-II est d'autant plus séduisant que la cristallisation ou la fusion partielle n'arrivent pas seules à expliquer la composition de ces magmas. D'autres mélanges peuvent éventuellement exister au sein d'autres groupes du CVAN (LCA-coulées sommitales), mais ils ne seront pas modélisés dans de cette étude.

6.5 Conclusions de la modélisation géochimique

En résumé, plusieurs processus participent à la pétrogenèse des magmas du CVAN :

- *La fusion partielle de différentes sources : le coin du manteau métasomatisé et la plaque océanique plongeante.*

Le coin du manteau métasomatisé (~4%) par des liquides adakitiques, issus de la fusion de la croûte océanique subductée, est la source des magmas les plus basiques du LCA et de la Estancia. La différenciation interne du LCA, par contre, ne peut absolument pas être expliquée par différents taux de fusion partielle, mais plutôt par de la cristallisation fractionnée.

La genèse des magmas du GD-I semble un peu plus discutable. Dans cette hypothèse les magmas GD-I seraient issus de la fusion de la croûte océanique subductée plutôt que de basaltes sous plaqués. Comme ces magmas ne présentent pas toutes les caractéristiques liées à des interactions avec le manteau lors de leur remontée, notamment l'absence d'enrichissement en Cr et Ni, cela implique que le coin du manteau ait été au préalable fortement métasomatisé de telle manière que les conduits d'alimentation de GD-I ne soient plus efficacement réactifs (Prouteau *et al.*, 2001). Cette hypothèse n'est pas contradictoire avec une métasomatose mantellique antérieure lors de la genèse de LCA, en effet une forte métasomatose du manteau est nécessaire.

- *La cristallisation fractionnée avec un processus d'assimilation crustale subordonné :*

Ce processus est important car il rend bien compte de la différenciation interne des laves du LCA. Il semble que ces laves ont évolué par cristallisation fractionnée d'un cumulat composé de plg + opx + ti-mt ± cpx ± amp ± grt. La modélisation de ce processus est nettement dépendante des coefficients de partage utilisés. Ainsi, lorsque des coefficients de partage légèrement élevés pour les HREE et Y sont utilisés pour l'amphibole, la présence de grenat n'est plus nécessaire pour obtenir le fractionnement en ces éléments que présentent les laves les plus évoluées de LCA. Il serait indispensable de mesurer des coefficients de partage amphibole/liquide propres aux laves de ce groupe afin de confirmer le rôle de cette phase minérale dans l'évolution des produits.

De même, l'assimilation crustale est un processus qui semble avoir participé au sein du LCA mais en très faible degré (taux maximal d'assimilation = 7%). Cette assimilation a été mise en évidence par les isotopes de l'oxygène.

Le passage des andésites du LCA vers les dacites du GD-I peut aussi être expliqué par un processus de cristallisation fractionnée similaire à celui participant dans le groupe LCA. Sauf que dans ce cas, le cumulat devrait contenir des grandes quantités d'amphibole (~50%) ou quelques pourcents du grenat (6%). Ici aussi, le rôle de ces phases ne peut pas être évalué

précisément à cause de l'absence de grenat dans les produits et le manque des coefficients de partage appropriés pour l'amphibole.

La cristallisation fractionnée a une participation très faible (10-14%) dans l'évolution interne des magmas du GD-I. Sa participation semble limitée à un processus de cristallisation lors de la remontée des magmas vers la surface (chapitre 4).

- *Les mélanges de magmas :*

Un tel processus peut être à l'origine de la diversité des compositions du groupe GD-II, qui montre des caractéristiques chimiques intermédiaires entre les adakites du GD-I et les laves de LCA ou La Estancia.

L'évolution temporelle de ces mécanismes sera envisagée dans le chapitre suivant à l'aide des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et ^{14}C .

7 Evolution temporelle des magmas du CVAN

D'une manière générale, les roches magmatiques de LCA et de La Estancia ont une composition clairement différente de celle des produits de GD-I : ils sont globalement plus pauvres en SiO₂ et plus riches en HREE et Y. Il a été démontré qu'une différenciation par cristallisation fractionnée à partir des premiers peut expliquer cette différence uniquement lorsque le grenat (~6%) ou des grandes quantités d'amphibole (~50%) sont présentes dans le cumulat. Une autre explication possible serait la participation de sources différentes à l'origine même des magmas du CVAN : le coin du manteau métasomatisé et la croûte océanique subductée.

Les magmas les plus basiques de la partie ancienne du complexe (LCA : La Carcacha et Atacazo et La Estancia) sont les produits de la fusion d'un manteau plus au moins métasomatisé par des liquides adakitiques, alors que les magmas acides et qui sont aussi généralement les plus récents (GD-I : La Viudita, Gallo Cantana, N5-Ninahuilca Chico I et N6-Ninahuilca Chico II) pourraient résulter de la fusion de la croûte océanique plongeante. Entre ces deux cas « extrêmes » se placent les magmas du (GD-II : N1, N2-N3-La Cocha et N4-Arenal II), lesquels correspondent à des mélanges en proportions variées entre des magmas issus des deux origines précédents. La façon dont ces processus s'enchaînent au cours du temps est un sujet très intéressant et encore peu abordé dans l'arc équatorial (Bourdon *et al.*, 2003a ; Samaniego *et al.*, 2005). En effet, une contrainte temporelle peut nous fournir quelques clés pour l'interprétation des modifications géodynamiques qui ont provoqué ou permis un éventuel changement de source. En effet, les mécanismes ne doivent pas non seulement être plausibles ou possibles mais aussi s'enchaîner au cours du temps selon une séquence temporelle réaliste.

La datation par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar et ¹⁴C des unités les plus anciennes (La Carcacha (1,29 Ma BP), Atacazo et La Estancia (220 -80 ka BP) et La Viudita (71 ka)) et des plus récentes (N3-La Cocha (8860 ± 70 a BP), N4-Arenal (5440 ± 111 a BP), Ninahuilca Chico I (4400 ± 35 a BP) et II (2267 ± 17 a BP)) a été possible. Malheureusement, aucun âge absolu n'a pu être obtenu pour le dôme Gallo Cantana ni pour la période éruptive responsable du dépôt de N1. Toutefois, compte tenu de la chronologie relative de terrain et des datations absolues disponibles, ces événements magmatiques pourront tout de même être intégrés dans un schéma chronologique global.

Globalement, dans le CVAN, les magmas évoluent depuis des laves dont les caractères adakitiques sont peu marqués (LCA) jusqu'à des adakites (GD-I). Afin de visualiser cette évolution et d'essayer de la fixer dans le temps, certaines caractéristiques typiques des adakites ont été choisies comme indices d'évolution : il s'agit des teneurs en Y, Yb et du rapport La/Yb. La teneur en SiO₂ et ainsi que le δ¹⁸O des laves ont aussi été figurés. La figure 7.1 montre l'évolution des indices choisis en fonction du temps exprimé en échelle logarithmique.

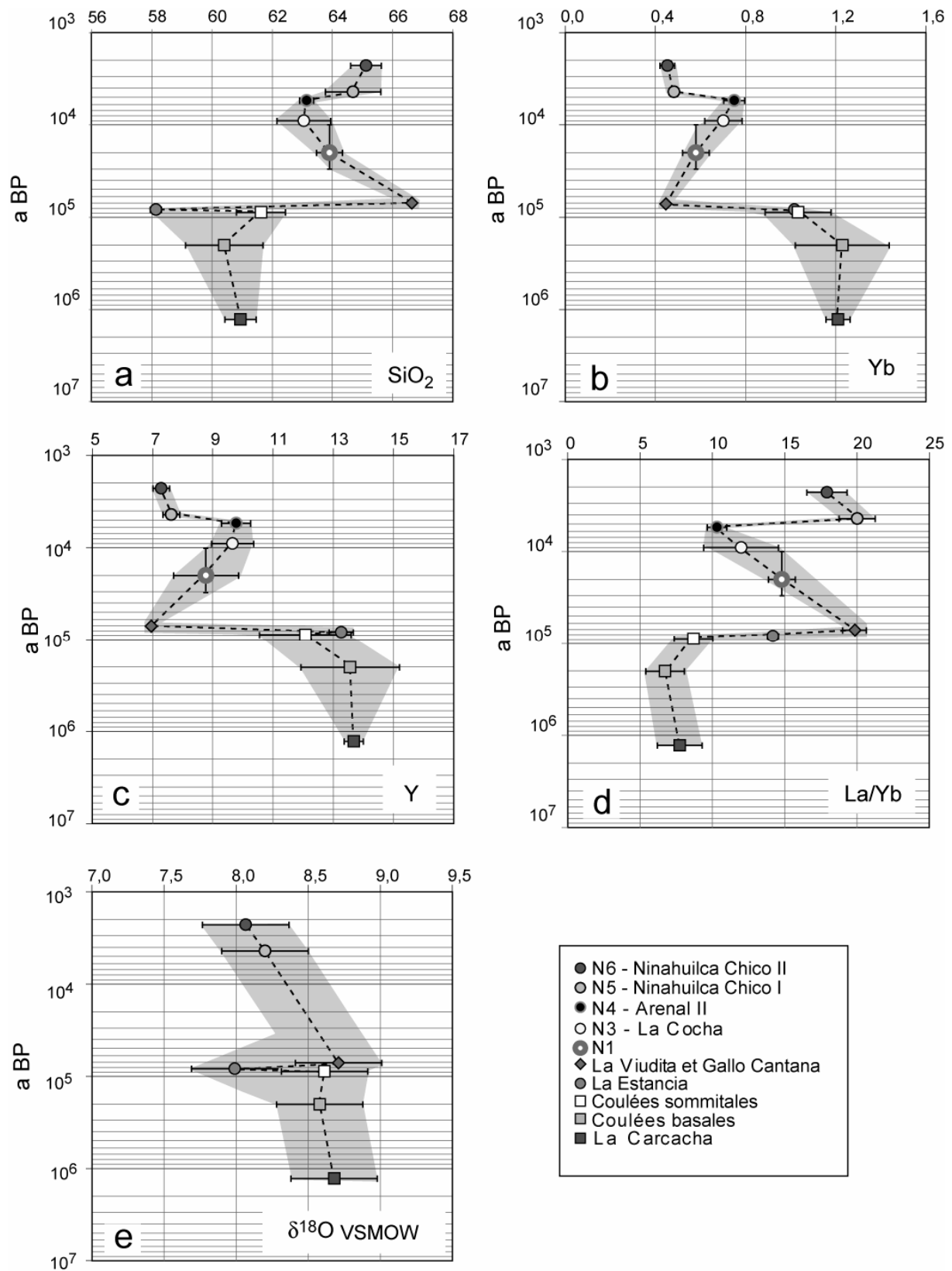


Figure 7.1. Différents paramètres géochimiques des sous-unités du CVAN par rapport au temps. **a.** wt% SiO_2 , **b.** Yb (ppm), **c.** Y (ppm), **d.** La/Yb, **e.** $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW.

Les diagrammes confirment les différences observées et montrent que globalement les laves du CVAN se répartissent en deux ensembles bien distincts :

- Un premier ensemble constitué des laves de La Carcacha, Atacazo (LCA) et La Estancia, et caractérisé par de faibles teneurs en SiO₂, de faibles La/Yb et de fortes teneurs en Y et Yb.
- Un second ensemble constitué des laves de La Viudita, Gallo Cantana et Ninahuilca Chico I et II et caractérisé par fortes teneurs en SiO₂, de forts La/Yb et de faibles teneurs en Y et Yb.

La transition entre ces deux ensembles correspond à un changement très net et rapide observé à partir de l'extrusion du dôme de La Viudita. Ce changement semble donc avoir eu lieu entre 80 et 71 Ka.

D'après la modélisation de la fusion partielle d'un manteau métasomatisé (chapitre 6), il semble que dans les magmas des unités anciennes, une légère augmentation de la participation des liquides adakitiques dans la métasomatose du manteau (augmentant de 4 à 6%) explique les faibles variations entre les laves de l'Atacazo et celles de la Estancia (~220-80 ka). Les laves encore plus anciennes de la Carcacha (1,29 Ma) possèdent des caractéristiques chimiques similaires à celles de l'Atacazo, indiquant que le processus de métasomatose du manteau par des liquides adakitiques est un processus ancien, qui se produit depuis au moins cette époque et peut être même avant. En conséquence, la fusion de la croûte océanique n'est pas un processus récent (au moins 1-1,5 Ma) sous l'arc frontal équatorial.

Après l'émission des laves de LCA (220 – 80 ka), l'extrusion des dômes La Viudita (71 ± 4 ka) et Gallo Cantana, c'est à dire de laves possédant un caractère d'adakite "pristine", est rapide (écart de ~ 10 ka). Cette courte période de temps écoulée entre l'émission des dernières laves andésitiques de LCA et l'extrusion du dôme La Viudita plaide en faveur d'une origine de ces dômes externes par cristallisation fractionnée des liquides de LCA. Néanmoins, dans ce cas la cristallisation de grenat ou de grandes quantités d'amphibole sont nécessaires pour reproduire les forts appauvrissements en HREE et Y de ces dômes. Malheureusement, aucune phase de haute pression (ni grenat ni amphibole), n'a été retrouvée lors de l'étude pétrographique. Toutefois, la nature métasomatisée du manteau source des laves anciennes met en évidence la production, au niveau de la plaque subductée de liquides adakitiques. L'évolution de la composition des laves montre aussi que l'importance de ce magmatisme croît au cours du temps. D'autre part, GD-II montre la coexistence (puis le mélange) d'un magma issu du manteau et d'un magma adakitique individualisé. Il n'est donc pas surprenant de trouver des magmas à affinité adakitique (La Viudita) à 71 ka, sachant qu'ils en existaient avant et qu'ils en existent encore après. Il est aussi possible de considérer que les magmas adakitiques ayant beaucoup réagi avec les péridotites mantelliques (LCA, La Estancia), celles-ci sont devenues de moins en moins réactionnelles, de telle sorte que des « pulses » de magma adakitiques aient pu atteindre la surface sans interagir de manière significative avec les péridotites (La Viudita et Gallo Cantana).

Entre ~20 et ~8,8 ka BP, il semble que des processus de mélange entre des magmas de type La Estancia et des adakites, aient produit les variations compositionnelles du groupe GD-II (N1, N3-La Cocha et N4-Arenal II). Il est difficile de déterminer à quel niveau structural au sein de la lithosphère se produisent ces processus de mélange, soit dans des chambres magmatiques dans la croûte supérieure, soit dans différents conduits dans le manteau. Dans le cas d'un niveau profond mantélique, une saturation importante en liquide adakitique a dû se produire pendant cette période pour permettre postérieurement, la remontée, libre d'interactions mantéliques, des magmas adakitiques « purs » du Ninahuilca Chico I et II quelques milliers d'années plus tard (5 ka BP) . L'absence d'amphiboles de haute pression dans leurs produits, exclut la possibilité que ces magmas aient stagné et fractionné dans des chambres magmatiques profondes où le grenat serait une phase stable. Au contraire, l'évolution des verres indique une remontée rapide et une cristallisation par décompression uniquement à faible profondeur (12-5 km).

L'extrusion des deux derniers dômes internes (Ninahuilca Chico I et II) possédant un caractère adakitique identique à celui de La Viudita et Gallo Cantana, n'est pas associée à l'émission des laves contemporaines moins différenciées. Si ces derniers dômes représentent des liquides issus de la fusion de la plaque océanique, il faut expliquer comment ces magmas adakitiques sont capables de remonter à travers le coin du manteau, sans montrer aucune évidence d'interaction avec la péridotite mantélique. Deux explications sont vraisemblables et complémentaires. D'une part, la faible vitesse de renouvellement de la péridotite mantélique (centaines de milliers à des millions d'années ; McCulloch et Gamble, 1991) par rapport à la vitesse de remontée des magmas (~ 30-100 ka ; Elliot, (2004)), permettrait une métasomatose progressive de la péridotite mantélique, peut être, jusqu'à saturation complète (Prouteau *et al.*, 2001). Cette forte métasomatose empêcherait toute réaction ultérieure entre l'adakite et la péridotite mantélique. Le concept de rapport liquide/roche (melt/rock ratio de Rapp *et al.*, 1999) peut expliquer la remontée d'une adakite « pristine », si ce liquide est présent en grande quantité par rapport à la péridotite mantélique (Rapp *et al.*, 1999). Le fort degré de fusion de la croûte océanique (~30%) requis pour engendrer les compositions de Ninahuilca Chico I et II, indique une augmentation du degré de fusion en relation à celui impliqué dans la métasomatose du manteau pour produire LCA ou La Estancia (10-20%). Un fort degré de fusion implique une quantité plus importante de liquide produit et donc une augmentation significative du rapport « liquide/roche ».

Les rapports isotopiques de l'oxygène montrent de très faibles variations qui restent globalement dans la gamme de l'erreur analytique. Néanmoins des valeurs légèrement plus faibles sont observées pour La Estancia et Ninahuilca Chico I et II (N5-N6). La valeur presque constante et élevée (par rapport aux roches d'arc classiques 5,5 -7,5‰) des rapports isotopiques de l'oxygène des roches du CVAN, pourrait indiquer un apport presque constant d'un composant issu de la déshydratation/fusion de la plaque océanique vers la source des magmas. Cette possibilité sera traitée dans le chapitre suivant.

7.1 Implications dans le contexte géodynamique équatorien

Samaniego, (2001) a démontré que le magmatisme dans le Complexe Volcanique Cayambe (Cordillère Royal - Arc Principal), passe de façon rapide d'un magmatisme calco-alcalin « classique » à un magmatisme adakitique, et ceci dans la période entre 250 et 100 ka BP. Dans le CVAN (Cordillère Occidentale – Arc frontal), un caractère adakitique est présent dans la plupart des produits du complexe, pratiquement depuis le début de l'histoire du complexe volcanique, il y a environ 1,29 Ma. Ce caractère adakitique, ainsi que pour le Cayambe, est plus fort dans les produits récents. De plus dans le cas du Cayambe comme dans celui du CVAN, le passage d'un magmatisme produit par fusion du manteau à un magmatisme adakitique est un phénomène rapide.

Samaniego, (2001) propose deux hypothèses pour expliquer la transition des magmas calco-alcalins « classiques » vers des adakites :

- 1) l'avènement d'un changement géodynamique important et relativement brutal, permettant la fusion de la plaque subductée plutôt que du coin du manteau ;
- 2) un changement du degré d'interaction entre des adakites issues de la fusion de la croûte océanique subductée et le coin du manteau. Ceci, en considérant que la fusion de la croûte océanique a existé depuis longtemps.

Ces deux scénarios ne sont point contradictoires mais complémentaires. Le premier scénario est supporté par plusieurs auteurs, qui associent, l'entrée en subduction de la Ride de Carnegie à la genèse des adakites en Équateur (Beate *et al.*, 2001 ; Bourdon *et al.*, 2003a ; Bourdon *et al.*, 2002a ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Gutscher *et al.*, 1999a ; Gutscher *et al.*, 2000a ; Samaniego *et al.*, 2005 ; Samaniego *et al.*, 2002). Ils proposent que l'arc équatorien se trouve dans une étape transitionnelle entre un magmatisme calco-alcalin classique et un magmatisme adakitique. Pour eux, l'élément déclencheur de ce changement est l'engagement de la Ride de Carnegie en subduction. L'arrivée de cette ride basaltique d'âge relativement jeune, aurait produit des changements thermiques importantes, favorisant la fusion de la croûte océanique subductée. Pour le deuxième scénario, l'apport continu ou de plus en plus important des adakites riches en eau dans la métasomatose du manteau permettrait une saturation plus rapide de la péridotite mantélique. Ceci se traduit dans une augmentation du rapport liquide/roche (melt/rock ratio) au cours du temps et donc en une diminution des interactions entre les adakites et la péridotite mantélique. Une fois que certains conduits mantéliques sont saturés en adakites, la remontée de ces magmas, libre d'interactions devient possible.

Il faut noter que l'âge d'engagement de la Ride de Carnegie en subduction reste controversé (cf. chapitre 2), les dernières études (Witt *et al.*, 2006) indiquent soit un âge Miocène, soit un âge très jeune, entre 1,6 et 1,8 Ma, pour cet événement.

La différence essentielle entre ces deux hypothèses est que la première envisage un mécanisme global à l'échelle de toute la zone de subduction alors que le second prend en

compte des paramètres locaux tels que l'existence de conduits pour les magmas adakitiques qui traversent la péridotite mantellique. Compte tenu des paramètres locaux, il semble donc illusoire d'imaginer qu'une transition calco-alkalin adakite se soit produite partout dans l'arc au même moment. La preuve en est qu'aujourd'hui encore selon les édifices actifs, les laves émises sont soit calco-alkalines soit typiquement adakitiques. Toutefois, dans tous les édifices où un changement de magmatisme a été observé (CVAN, Cayambe, Mojanda, Iliniza, etc...) ce changement a toujours eu lieu il y a moins de 0,5 Ma. D'autre part ce changement s'est toujours effectué dans le sens calco-alkalin → adakites, jamais l'inverse. Ceci atteste tout de même d'une évolution générale cohérente à grande échelle, même si celle-ci est parfois perturbée par des mécanismes ou particularismes locaux.

Les mélanges ou l'assimilation des magmas plus basiques, ne sont pas exclus, et au contraire, la participation de ce type de processus permet d'engendrer la diversité de compositions des roches du GD-II (intermédiaires entre adakites "primitives" et des magmas de type La Estancia ou LCA).

Le fractionnement du grenat en profondeur ne peut pas non plus être exclu. Bryant *et al.* (2006), proposent ce processus comme le responsable du caractère adakitique de la plupart des laves équatoriennes. Néanmoins, si ce phénomène est possible et peut théoriquement jouer un rôle au niveau local dans quelques édifices, sa participation uniquement à l'aplomb de la Ride de Carnegie semble difficile à expliquer. En effet, si ce processus est favorisé par la forte épaisseur de la croûte continentale équatorienne, il devrait, à priori se produire par tout dans l'arc, or, les appauvrissements en Y et Yb, qui accompagnent ce processus, ne sont observés ni au Nord ni au Sud de la zone d'influence de la ride (ex. arc colombien (Calvache V. et Williams, 1997) et les volcans du sud de l'arc équatorien (Monzier *et al.*, in prep. ; Monzier *et al.*, 1999a) (Fig. 7.2). Une étude pétrographique plus minutieuse demeure nécessaire afin de mieux comprendre et mieux placer la participation, si elle existe, du fractionnement précoce du grenat dans le contexte de l'arc volcanique équatorien.

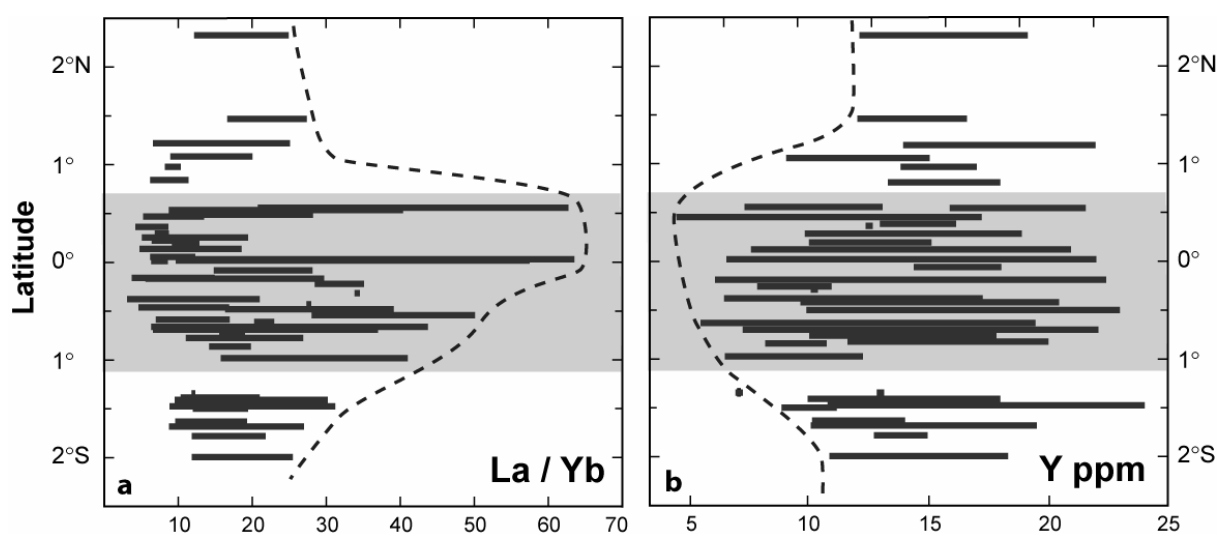


Figure. 7.2. Diagrammes latitude vs. a. La/Yb et b. Y (ppm) montrant en gris la zone d'influence de la Ride de Carnegie sous l'arc équatorien (Bourdon *et al.*, 2003b).

8 Caractéristiques isotopiques de l'arc équatorien

8.1 Compositions isotopiques O - Sr et Nd

Dans le cadre de ce travail, de nouvelles analyses des isotopes de l'oxygène des roches de l'arc quaternaire équatorien (55) et du socle situé sous le front volcanique (Cordillère Occidentale) (12) ont été réalisées ; en combinaison avec d'autres analyses isotopiques de Sr, Nd et O issues d'une compilation bibliographique, elles devront permettre de discuter plus en détail les processus d'assimilation et de contamination dans l'arc équatorien. La compilation de toutes les analyses réalisées ainsi que de toutes les données disponibles ainsi que leurs références sont présentées dans l'Annexe V. La figure 8.1 présente une carte avec la distribution des volcans dans l'arc équatorien et les édifices d'où proviennent les données isotopiques.

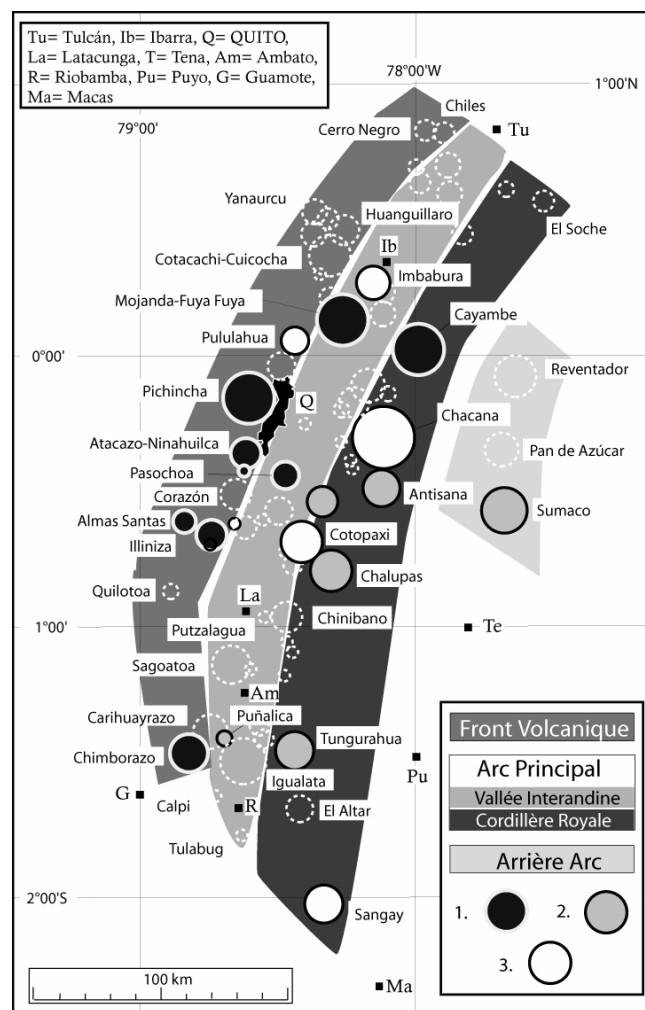


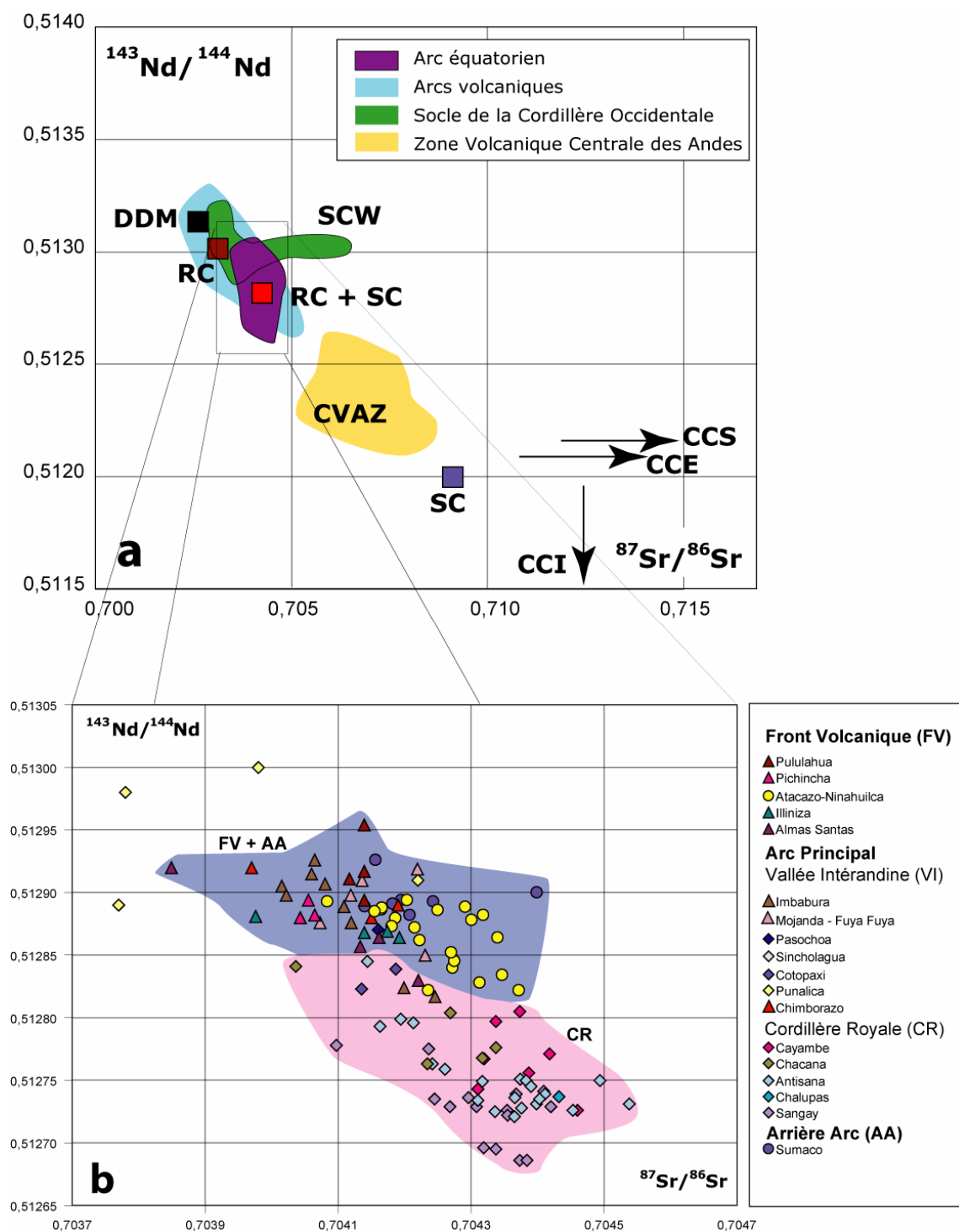
Figure 8.1. Distribution des volcans dans l'arc équatorien d'après Hall et Beate (1991). 1= données de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues lors de cette étude (55 analyses) ; 2= données de $\delta^{18}\text{O}$ tirées de la littérature (28 analyses) ; 3= Uniquement des données isotopiques du Sr et Nd tirées de la littérature.

Les laves équatoriennes possèdent des rapports isotopiques de Sr et Nd typiques des laves d'arc. Dans la figure 8.2, elles se placent dans le champ des valeurs défini par les laves des arcs du Kamtchatka, des Aléoutiennes, du Japon et des Cascades (Bindeman *et al.*, 2005 ; Pineau *et al.*, 1999). Par rapport aux laves de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVAZ), les laves équatoriennes ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faibles et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus forts, caractéristique qui est globalement typique de la Zone Volcanique du Nord des Andes (NVAZ).

Malgré l'homogénéité des compositions isotopiques des laves équatoriennes, une différence peut être faite entre les roches du front volcanique et de l'arc principal (Fig. 8.2 b). Généralement, les roches du front volcanique (volcans placés jusqu'à ~300 km de la fosse) présentent des rapports isotopiques de Nd plus forts que les roches de l'arc principal et des rapports isotopiques du Sr, plus faibles. Les roches du volcan Sumaco, placé dans l'arrière arc (plus de 370 km de distance à partir de la fosse) montrent les mêmes caractéristiques isotopiques que les roches du front volcanique. Cette différence entre le front volcanique et l'arc principal a déjà été remarquée auparavant (Bourdon, 1999 ; Bourdon *et al.*, 2003a ; Bryant *et al.*, 2006 ; Samaniego, 2001 ; Samaniego *et al.*, 2005). Les nouvelles données acquises pour le CVAN (Complexe Volcanique Atacazo-Ninahuilca) confirment cette différence, toutefois, il faut noter que les roches du CVAN possèdent les valeurs les plus élevées de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du front volcanique.

Cette faible différence compositionnelle entre les roches du front volcanique et de l'arc principal, ne reflète pas des différences à la source des magmas, mais est classiquement interprétée comme reflétant plutôt les différentes caractéristiques des socles que traversent les magmas lors de leur remontée vers la surface (Barragán *et al.*, 1998 ; Bryant *et al.*, 2006). Le socle du front volcanique ou Cordillère Occidentale étant composé des terrains basaltiques d'âge crétacé – paléogène accrétés sur la paléomarge continentale équatorienne à la fin du Crétacé et durant l'Eocène (Cosma *et al.*, 1998 ; Egüez, 1986 ; Egüez et Aspden, 1993 ; Litherland et Aspden, 1992 ; Luzieux *et al.*, 2006 ; Mamberti *et al.*, 2003), tandis que le socle sous l'arc principal (Vallée Interandine et Cordillère Royale) est formé par des terrains méta-sédimentaires et granitiques d'âge paléozoïque et mésozoïque (Aspden *et al.*, 1992b ; Aspden *et al.*, 1992a ; Aspden et Litherland, 1992). En effet, les roches basaltiques du socle sous le front volcanique montrent des compositions isotopiques très proches des laves de l'arc quaternaire, notamment par rapport aux roches des édifices du front volcanique. Néanmoins, un fort enrichissement en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est observable pour quelques échantillons, certainement dû aux processus d'altération hydrothermale que ces roches ont subi (Mamberti *et al.*, 2003). Au contraire, le socle sous l'arc principal possède des rapports isotopiques proches des valeurs typiques de la croûte continentale supérieure, très différents de ceux des produits volcaniques quaternaires.

Plusieurs réservoirs isotopiques, possiblement impliqués dans la genèse et l'évolution des magmas équatoriens, ont été placés dans la figure 8.2 a afin de tenter de discuter le rôle qu'ils ont pu jouer dans la genèse des magmas.



Les caractéristiques isotopiques des deux types de socle étant bien contrastées (Fig. 8.2 a), l'expression de la contamination crustale dans les laves issues des deux chaînes devrait l'être aussi. Afin de mieux comprendre cette différence de comportement, des analyses du rapport isotopique de l'oxygène ont été effectuées pour plusieurs édifices volcaniques de l'arc équatorien (Annexe V). Le $\delta^{18}\text{O}$ a été classiquement employé comme un indice de contamination / assimilation crustale ou de contamination à la source (De Paolo, 1981 ; Feeley et Sharp, 1995 ; Hammersley et De Paolo, 2002 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Harmon et Hoefs, 1984 ; James, 1984 ; James, 1982 ; James et Murcia, 1984). Une étude des rapports isotopiques de l'oxygène en combinaison avec les rapports isotopiques du Sr et Nd par rapport à la localisation des volcans, peut nous donner une idée du rôle joué par ces processus dans la genèse des laves équatoriennes.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des laves de différents volcans de l'arc équatorien obtenues lors de ce travail ainsi que quelques données tirées de la littérature, sont présentées dans la figure 8.3, où elles sont reportées en fonction de leur distance à la fosse. Les valeurs mesurées sur quelques échantillons de basaltes, gabbros et intrusions du socle de la Cordillère Occidentale y sont aussi présentées. A titre de comparaison, les gammes de variation de $\delta^{18}\text{O}$ des roches de la CVAZ (6,9–14 ‰) ainsi que d'autres arcs volcaniques (Kamtchatka, Aléoutiennes, Japon et Cascades ; 5,2-7,8 ‰) sont également figurées sur ce diagramme.

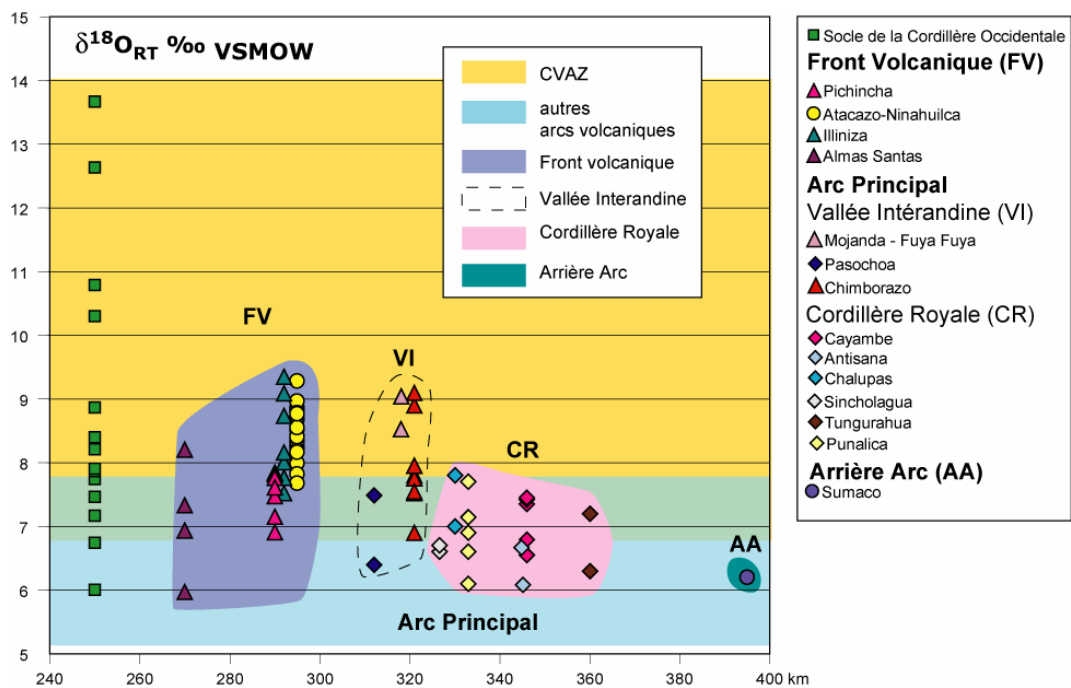


Figure 8.3. Données de $\delta^{18}\text{O}$ des roches de l'arc équatorien et du socle de la Cordillère Occidentale (CW). Les analyses ont été effectuées durant ce travail, excepté : Sumaco, Antisana, Chalupas, 2 éch. CVAN, Tungurahua, 2 éch. Chimborazo, 3 éch. Puñalica, Sincholagua (Barragán *et al.*, 1998 ; Hammersley et De Paolo, 2002 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Harmon et Hoefs, 1984 ; James, 1984).

Les roches du socle de la Cordillère Occidentale (CW) montrent une gamme de variation de $\delta^{18}\text{O}$ assez large (6,0-13,7‰). Les valeurs les plus faibles correspondent à des basaltes océaniques non altérés, tandis que les valeurs les plus élevées reflètent différents degrés d'altération hydrothermale de basse température. Les roches des volcans de l'arc

principal et de l'arrière arc se placent dans le champ typique des roches d'arc, tandis que les roches du front volcanique et de la vallée interandine (excepté Pichincha, Almas Santas et Pasochoa) possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ élevés (une caractéristique déjà discutée dans le chapitre 5 pour le CVAN). Probablement les valeurs les plus élevées (au delà de 9‰) correspondent à des roches qui ont subi une interaction avec des fluides à basse température en ou près de la surface. Néanmoins, même si ces valeurs sont exclues, un enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ est évident pour les produits du front volcanique par rapport à ceux de l'arc principal et l'arrière arc. Dans un cas d'assimilation crustale classique, où les matériaux continentaux assimilés sont des roches sédimentaires, méta-sédiments ou des granitoïdes (caractérisés par des rapports isotopiques de l'oxygène généralement $> 10\text{‰}$ et des rapports isotopiques du Sr élevés), les valeurs élevées de $\delta^{18}\text{O}$ sont positivement corrélées avec les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Néanmoins, la figure 8.4 montre que ceci n'est pas le cas pour les roches de l'arc équatorien. En effet, sous le front volcanique, le socle est composé des basaltes océaniques possédant des rapports isotopiques du Sr a priori plus bas que ceux des matériaux continentaux classiques, même s'ils ont pu subir une altération hydrothermale. Ainsi, les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus élevés correspondent aux roches de l'arc principal et non à celles du front volcanique. De même, lorsque les rapports isotopiques du Nd de chaque volcan sont représentés en fonction de la distance à la fosse, les roches du front volcanique montrent des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés que ceux des roches de l'arc principal (Fig. 8.5).

Cette apparente contradiction entre le comportement des rapports isotopiques de l'oxygène et ceux du Sr et Nd, s'explique grâce à la nature différente du socle entre le front volcanique et l'arc principal. En ce qui concerne l'arrière arc (Sumaco), malgré la nature meta-sédimentaire du socle, aucune contamination ne peut être envisagée à partir d'aucun système isotopique étudié ici ; car il possède la même signature isotopique que le front volcanique.

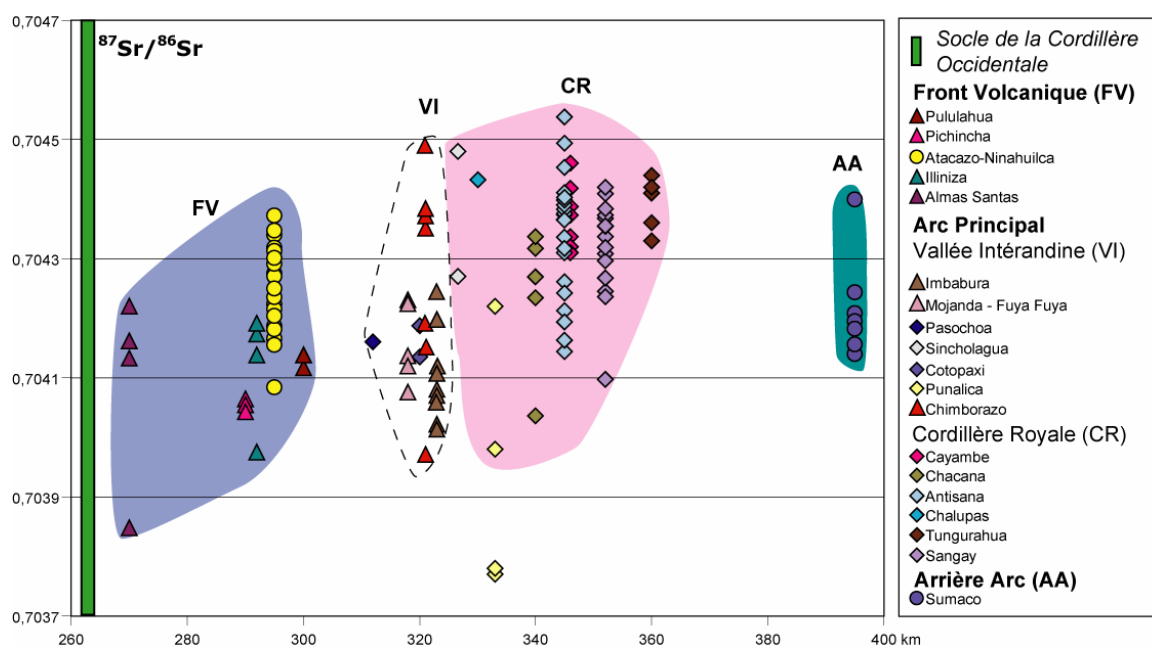


Figure 8.4. Données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches de l'arc équatorien par rapport à la distance à la fosse des différents édifices volcaniques. Références dans la figure 8.1.

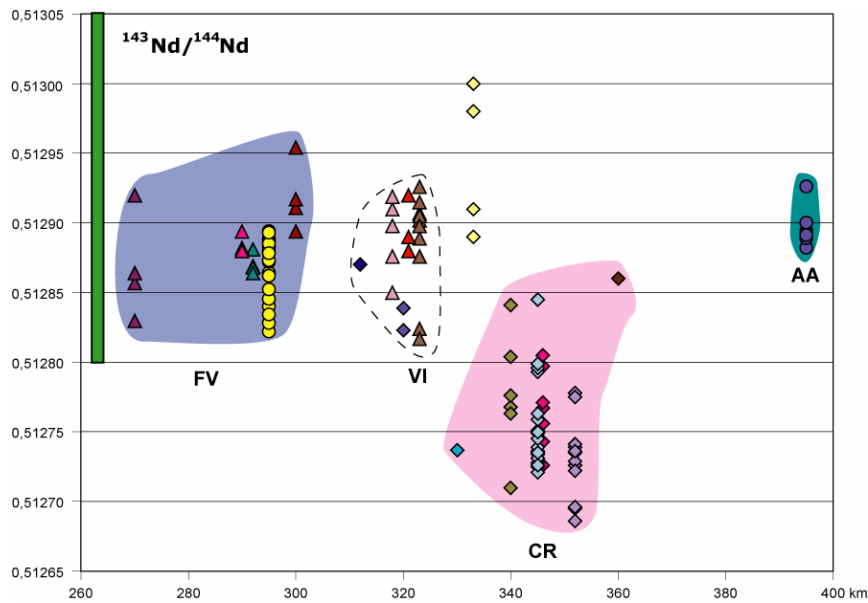


Figure 8.5. Données de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des roches de l'arc équatorien par rapport à la distance à la fosse des différents édifices volcaniques. Références dans la figure 8.1.

8.2 Assimilation Crustale

Tout d'abord, la différence de signature isotopique est corrélée à la position géographique des volcans et absolument pas à la nature géochimique des laves (calco-alcalin ou adakitique) ce qui démontre que ces différences d'affinité géochimique des laves n'est en rien redevable à un quelconque mécanisme de contamination. Bryant *et al.* (2006), basés sur une étude des isotopes de Pb arrivent à la même conclusion, pour eux, la participation de l'assimilation crustale ne joue pas de rôle dans la signature adakitique montrée par la chimie des éléments en traces des roches équatoriennes. En effet, aucune corrélation positive n'est observée entre le rapport Sr/Y et les isotopes du Pb ou de Sr des roches équatoriennes (Fig. 8.6).

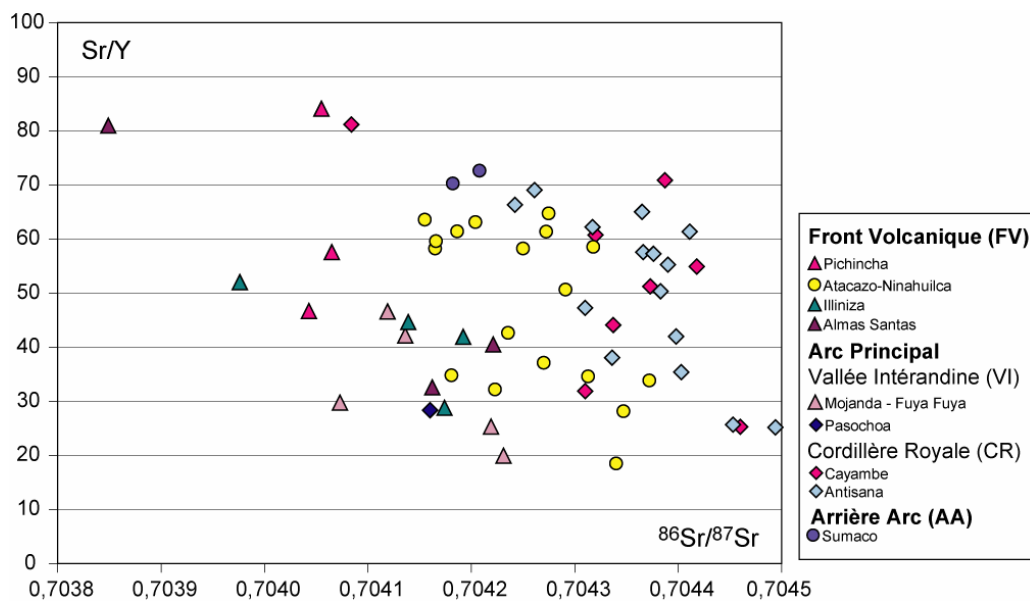


Figure 8.6. Diagramme Sr/Y vs $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ pour les roches de l'arc équatorien.

Pour les volcans de l'arc principal, notamment ceux placés sur la Cordillère Royale, le rôle de l'assimilation crustale, bien que faible, a toujours été contraint (Barragán *et al.*, 1998 ; Bourdon *et al.*, 2002b ; Bryant *et al.*, 2006 ; Samaniego, 2001). Le contraste isotopique (Sr et Nd) entre le socle métamorphique et les magmas mantéliques a permis de mettre en évidence ce processus et de calculer un taux maximal de 5-15% d'assimilation. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (bien que plus faibles que pour les roches du front volcanique) sont en accord avec ces faibles taux d'assimilation d'un matériel à $\delta^{18}\text{O}$ typique des roches crustales (12‰). Ceci semble évident pour les produits de la caldeira de Chalupas (Hammersley et De Paolo, 2002) et du complexe volcanique Cayambe (Samaniego, 2001).

Pour les volcans du front volcanique aucune assimilation crustale n'a été mise en évidence sur la base des compositions en isotopes radiogéniques Sr et Nd. Ceci à cause du faible contraste isotopique (Sr et Nd) existant entre les magmas mantéliques et les roches du socle (Fig. 8.2 a). Grâce aux analyses de $\delta^{18}\text{O}$ des différents édifices du front volcanique, il a été possible de montrer ici aussi l'existence d'une possible assimilation crustale, comme dans le cas de l'arc principal ce mécanisme demeure très limité (~7%). Il semble que cette assimilation soit un processus variable à l'échelle du front volcanique, et qui à priori, serait plus important dans le CVAN et le complexe volcanique des Iliniza (Fig. 8.7). En revanche, cette même figure montre que l'assimilation crustale est très improbable dans le cas du Pichincha.

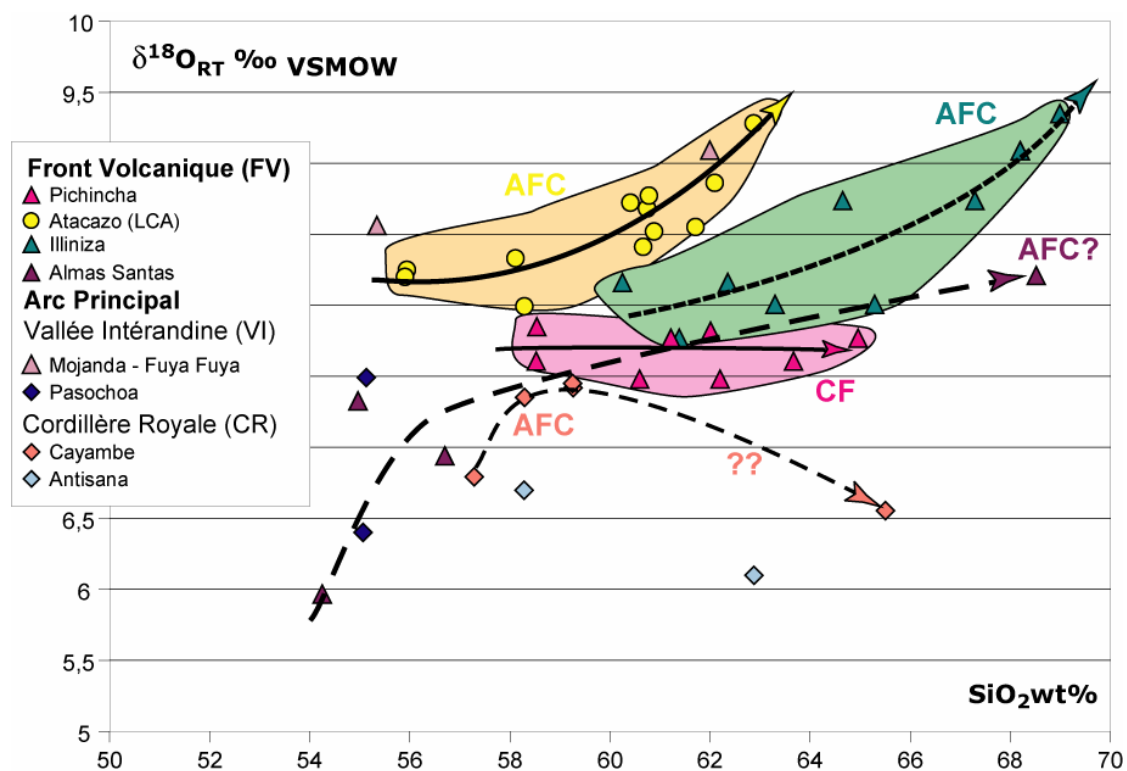


Figure 8.7. Données de $\delta^{18}\text{O}$ des roches de l'arc équatorien par rapport à leur teneur en SiO_2 . AFC = assimilation-cristallisation fractionnée, CF= cristallisation fractionnée. La participation de l'AFC semble évidente pour l'Atacazo-Ninahuilca et l'Iliniza. Les produits de l'Almas Santos montrent une augmentation très rapide en début de différenciation. Les $\delta^{18}\text{O}$ des roches du Pichincha sont très homogènes, en plaçant contre une assimilation crustale. Les autres volcans ne montrent pas de corrélations évidentes.

Toutefois, malgré la participation de l'assimilation crustale dans l'évolution des laves du front volcanique, ce processus à lui seul, n'est absolument pas capable d'expliquer les $\delta^{18}\text{O}$ très élevés que possèdent même les roches peu différenciées ($> 7\text{‰}$; excepté pour l'Almas Santas) (Fig. 8.6). Dans ce cas, un processus de contamination à la source même des magmas est envisageable.

8.3 Contamination à la source

Lorsque la contamination à la source des magmas est évoquée, deux possibilités sont envisagées :

- Contamination dans des chambres magmatiques à la base de la croûte continentale ;
- Contamination de la péridotite mantélique par des fluides/liquides issus de la déshydratation/fusion de la plaque océanique subductée (basaltes + sédiments).

Compte tenu du caractère enrichi en $\delta^{18}\text{O}$ de presque toutes les laves du front volcanique et de la nature basaltique de la croûte au dessus du coin du manteau, la deuxième possibilité semble la plus probable. Malheureusement, si l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ permet de mettre en évidence l'apport de la plaque océanique, elle est totalement inefficace pour distinguer si cet apport a eu lieu sous forme de fluides ou de liquides magmatiques (Elliot, 2004). Dans le chapitre 6, il a été considéré que l'agent responsable de la métasomatose du manteau est un liquide magmatique (adakite) issu de la fusion partielle des basaltes de la plaque océanique. Les isotopes de l'oxygène permettent aussi de discuter du rôle éventuel des sédiments carbonatés possiblement subductés.

Des modèles de mélange simple entre une composition mantélique (DMM) et les compositions d'autres réservoirs ont été effectués afin d'essayer de déterminer le ou les contaminants possibles des laves équatoriennes. Les réservoirs choisis sont les suivants :

- la composition moyenne des basaltes de la Ride de Carnegie (RC) ;
- la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (CCS) ;
- la composition des sédiments carbonatés (SC) ; et
- un mélange simple entre les compositions RC et SC (70/30 ; 80/20 ; 90/10).

Leurs compositions isotopiques sont montrées dans le tableau 8.1.

	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ref.	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Ref.	$\delta^{18}\text{O}$	Ref.
DMM		0,70263	1		0,51313	1	6	2
CCS		0,73	3		0,51212	3	12	4
RC		0,70313	5		0,513011	5	10	4
SC		0,709116	6		0,511997	6	25	4
80 RC + 20 SC		0,704326			0,512808		13	

Tableau 8.1. Compositions isotopiques des possibles contaminants des magmas équatoriens. 1 = (Workman et Hart, 2004) ; 2 = (Harmon et Hoefs, 1995) ; 3 = (Faure, 1977) ; 4 = (Eiler, 2001) ; 5 = (Harpp *et al.*, 2005) ; 6 = (Carpentier *et al.*, 2006).

La figure 8.8, présente les diagrammes $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a et b) et $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (c et d), où sont aussi représentés les résultats de la modélisation. Seules les valeurs les plus faibles de $\delta^{18}\text{O}$ (théoriquement non affectées par l'assimilation crustale) ont été placées dans ces diagrammes.

Le champ des compositions défini par le mélange simple, en proportions différentes, de RC et SC rend bien compte des compositions en $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des roches du front volcanique. Le problème est la grande quantité de ce composant (RC + SC) qu'il faut ajouter au manteau (>20%) pour obtenir les $\delta^{18}\text{O}$ très élevés du front volcanique. Il faut cependant noter que l'influence des sédiments carbonatés au niveau géochimique sur le composant provenant de la plaque océanique reste très limitée. Ceci du fait de leurs faibles teneurs en éléments majeurs (excepté Ca) et en traces (excepté Sr). Néanmoins, l'influence du CO_2 ne doit pas non plus être négligée.

Les roches de l'arc principal n'ont été figurées qu'à titre de comparaison ; en effet, leur signature isotopique a ultérieurement été modifiée par l'assimilation crustale, il est donc très difficile de déterminer quels étaient leurs rapports isotopiques originels. Néanmoins, compte tenu de la nature du contaminant crustal ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé) il est possible d'affirmer que ces magmas initiaux avaient un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevé et un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus bas. En conséquence, un apport beaucoup plus faible d'un composant de type RC + SC ou SC (< 10%) pourrait alors rendre compte des compositions isotopiques originelles de ces roches.

Il semble alors que le composant provenant de la plaque océanique subductée, sous l'arc équatorien, soit un mélange entre un liquide issu de la fusion partielle des basaltes océaniques (composant adakitique nécessaire afin de rendre compte des compositions en éléments traces des magmas, chapitre 6) et des liquides et/ou fluides issus de la fusion/déshydratation des sédiments carbonatés (composante nécessaire pour reproduire les valeurs élevées de $\delta^{18}\text{O}$). Le Voyer (2006) arrive à la même conclusion en base d'une étude des isotopes du Bore. Ce type de composant mixte est aussi proposé pour la genèse des laves de Setouchi au Japon, où la participation des liquides issus de la fusion des sédiments, dans la métasomatose du manteau, est supérieur à 15% (Bindeman *et al.*, 2005 ; Shimoda *et al.*, 1998). Les rapports isotopiques de l'oxygène de ces laves varient entre 6,78 et 8,17‰, très proches des laves du front volcanique équatorien.

La diminution progressive des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ vers l'arc principal et l'arrière arc (Fig. 8.2) indique une diminution de l'apport du composant provenant de la plaque subductée au fur et à mesure que les volcans s'éloignent de la fosse. Ceci est en accord avec les résultats des plusieurs études effectuées dans l'arc équatorien (Barragán *et al.*, 1998 ; Bourdon *et al.*, soumis ; Hoffer *et al.*, soumis ; Le Voyer, 2006 ; Samaniego, 2001) et dans d'autres arcs volcaniques (Ishiwaka et Nakamura, 1994 ; Ishiwaka et Tera, 1997), favorisant un fort contrôle de la subduction dans les compositions des produits de l'arc.

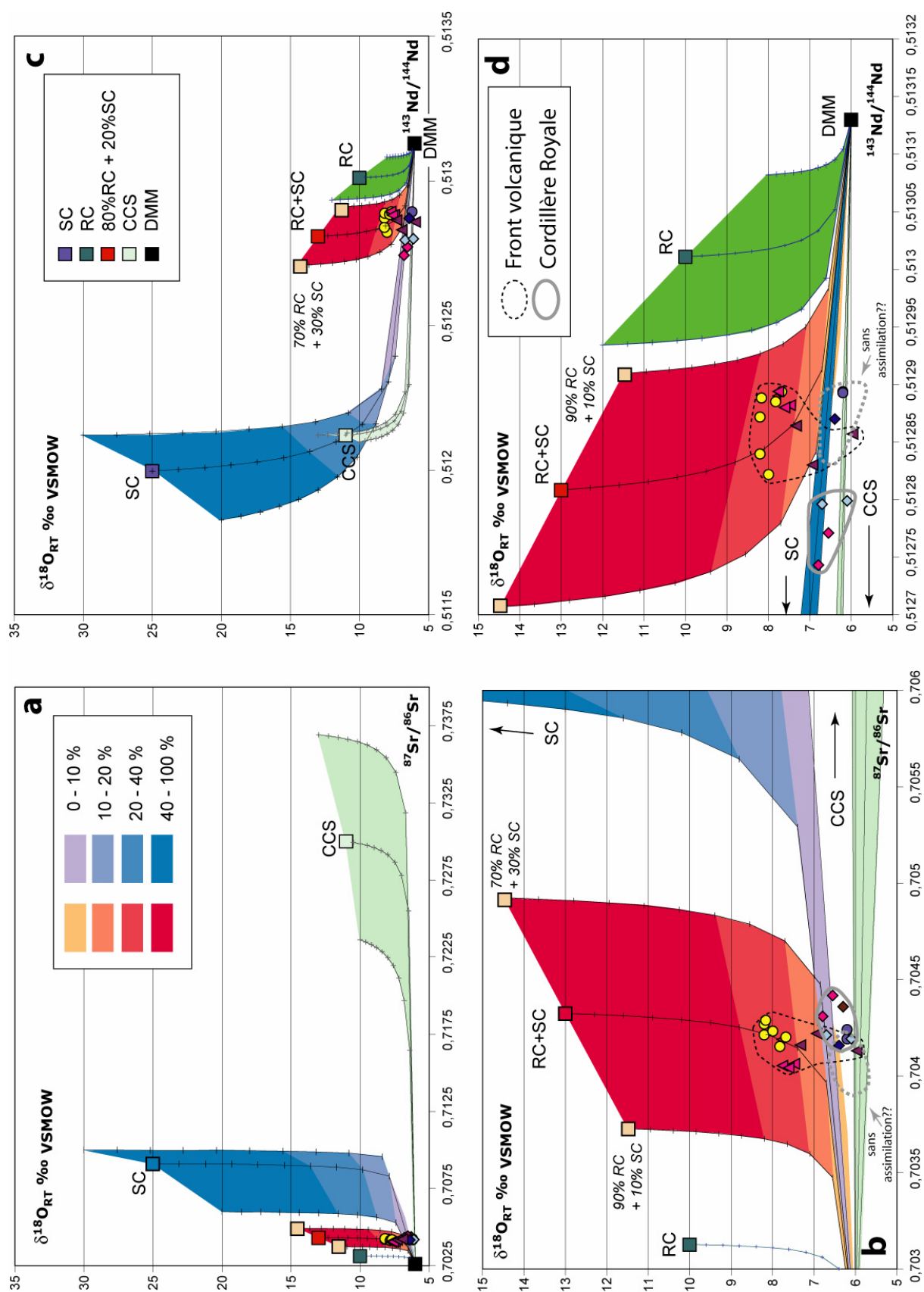


Figure 8.8. a et c. Diagrammes $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ montrant les champs des compositions définies par des mélanges simples entre une composition mantélique (DMM) et des contaminants probables. b et d. agrandissements des diagrammes précédents.

8.4 Modèle pétrogénétique pour l'arc équatorien

Les différents modèles pétrogénétiques proposés jusqu'à ce jour pour l'arc équatorien sont globalement très semblables et ne diffèrent que dans le détail. Barragán *et al.* (1998) et Samaniego (2001) proposent que la genèse des laves équatoriennes est essentiellement contrôlée par le mécanisme de subduction. Leurs modèles considèrent que l'apport d'un composant provenant de la plaque subductée ainsi que le degré de fusion du coin du manteau, diminuent au fur et à mesure que les volcans sont éloignés de la fosse (Fig. 8.9). Ils estiment des degrés de fusion allant de 15 à 20% sous le front volcanique pour un apport d'un composant issu de la plaque de l'ordre de 7 à 10%. Sous l'arc principal les degrés de fusion partielle estimés sont plus faibles, allant de 3% (Barragán *et al.*, 1998) à 3-5% ou 10-15% (Samaniego, 2001). Les estimations pour l'apport de la plaque océanique sont aussi plus faibles, allant de 2 à 5%. Pour l'arrière arc, Barragán *et al.* (1998), considèrent que l'apport de la plaque est presque nul et que les taux de fusion partielle ne dépassent pas 2% (Hoffer, 2004). La différence entre les modèles proposés par ces auteurs réside dans la nature du composant provenant de la plaque : des fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque pour Barragán *et al.* (1998) ; et des liquides adakitiques issus des faibles degrés de fusion partielle de la plaque océanique subductée pour Samaniego (2001).

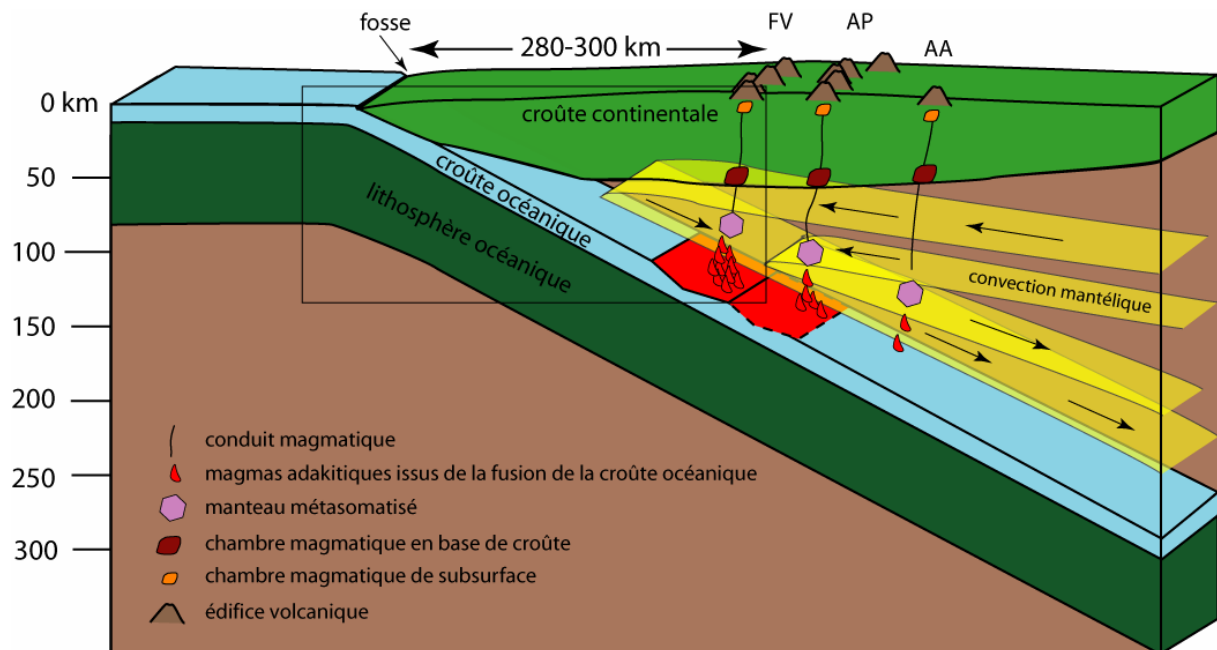


Figure 8.9. Modèle pétrogénétiques pour les termes basiques de l'arc (Samaniego, 2001). FV = front volcanique, AP = arc principal (Vallée Interandine et Cordillère Royale), AA= arrière arc.

A ces deux modèles s'ajoute le modèle proposé par (Bourdon *et al.*, 2003a) qui proposent que les magmas du front volcanique seraient issus de la fusion partielle de la plaque plongeante ayant subi des interactions avec la péridotite mantélique lors de leur remontée. Ces interactions produisent un enrichissement en Mg, Cr et Ni des adakites originelles, au moins jusqu'à que les conduits ne soient plus réactionnels. En même temps une partie de ces

adakites transforment le manteau en produisant la cristallisation de pargasite, de phlogopite et de grenat dans la péridotite mantélique. Ce manteau transformé, est transporté par convection et subit alors un premier épisode de fusion partielle grâce à la déstabilisation de la pargasite, lors de ce processus qui correspond à une fusion incongruente du grenat résiduel est formé dans la péridotite mantellique (Dalpé et Baker, 2000 ; Francis et Ludden, 1995).

Les magmas ainsi engendrés vont nourrir l'arc principal. Un deuxième épisode de fusion partielle, de ce manteau transformé, se produit encore plus loin de la fosse, grâce à la déstabilisation du phlogopite. Le taux de fusion est très faible (< 2%) et les magmas résultants sont les basaltes riches en Nb de l'arrière arc.

Les modèles de Barragán *et al.* (1998) et Bourdon *et al.* (2003) sont basés sur des transects longitudinaux qui incluent les volcans Atacazo, Antisana et Sumaco pour le premier, et Pichincha, Antisana et Sumaco pour le deuxième.

La plupart des travaux réalisés sur l'arc équatorien ont essentiellement étudié les variations longitudinales de la chimie des laves. Bien que l'influence de la ride de la Ride de Carnegie soit nettement mise en évidence par les variations latitudinales des teneurs en Yb et Yb des laves équatoriennes (cf. Fig. 7.2), une étude incluant plusieurs édifices localisés dans un même alignement longitudinal, permettrait de mieux évaluer le rôle exact joué par la ride et de mieux délimiter sa zone d'influence.

Les nouvelles données acquises pour le CVAN et la modélisation pétrologique (cf. chapitre 6) confortent ces modèles précédents, dans le sens où les magmas les plus basiques de l'ensemble (LCA et La Estancia) sont issus de taux de fusion compris entre 10-15% d'un manteau métasomaté par 4-6% des liquides adakitiques issus de faibles taux de fusion des basaltes de la plaque plongeante (10-15%). Néanmoins, lorsque les isotopes de l'oxygène sont pris en compte, l'apport requis de la plaque subductée devient très élevé (> 20%) et la participation des sédiments carbonatés semble indispensable. Malgré la faible influence des sédiments carbonatés au niveau des éléments majeurs et en traces sur le composant provenant de la plaque océanique (faibles teneurs, excepté pour Ca et Sr), le 20% du composant mixte nécessaire pour reproduire les compositions isotopiques des magmas du front volcanique reste très élevé. En effet, une telle proportion impliquerait une addition d'au moins 16% de magma adakitique au manteau. Ceci n'est pas en accord avec le 4 à 6% de magma adakitique estimé pour la métasomatose du manteau sous le CVAN.

Toutefois, les $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments subductés utilisés dans la modélisation sont des données générales ne provenant pas de sédiments équatoriens et issues de la littérature ; il semblerait nécessaire d'analyser ces isotopes dans les sédiments réellement impliqués dans la subduction équatorienne.

En ce qui concerne l'arc principal et le domaine arrière arc, tous les travaux précédents (Barragán *et al.*, 1998 ; Bourdon *et al.*, soumis ; Hoffer *et al.*, soumis ; Samaniego, 2001) convergent et concordent sur la diminution, voire la disparition de l'apport de la plaque océanique subductée, au fur et à mesure que les édifices volcaniques sont éloignés de la fosse. Trancher entre un modèle de fusion induite par la déstabilisation des phases métasomatiques

lorsque le manteau transformé est entraîné vers des zones plus profondes ou la fusion induite par l'apport des fluides ou liquides provenant de la plaque subductée, ne semble pas possible avec le jeu données que nous possédons actuellement.

L'étude du CVAN nous permet néanmoins constater que la fusion de la plaque océanique subductée ainsi que du manteau sont des processus nécessaires à la genèse des magmas dans le front volcanique et que l'évolution temporelle vers un magmatisme de type adakitique est une caractéristique bien répandue dans l'ensemble de l'arc équatorien.

La genèse des laves de LCA et La Estancia peut s'expliquer par un modèle comprenant 4 processus (Fig. 8.10) :

1. Fusion de la plaque océanique et production des magmas adakitiques ;
2. Métasomatose du manteau par des magmas adakitiques ;
3. Fusion partielle du manteau métasomatisé ;
4. Cristallisation fractionnée avec une possible assimilation crustale (uniquement pour LCA).

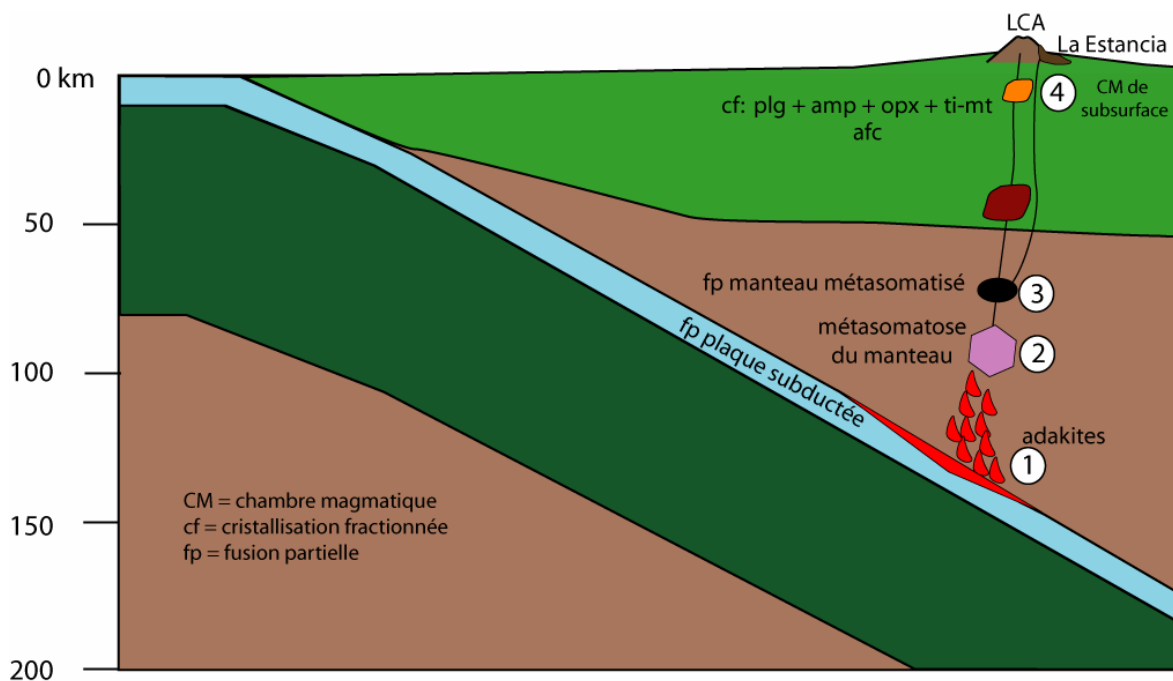


Figure 8.10. Modèle de genèse et évolution des magmas de LCA et La Estancia. Le modèle peut se résumer en quatre étapes : 1. Fusion de la croûte océanique pour engendrer des adakites ; 2. Métasomatose du manteau par des adakites ; 3. Fusion partielle du manteau métasomatisé ; 4. Remontée directe vers la surface (La Estancia) ou stagnation et différenciation dans une chambre en sub-surface.

La genèse des laves à caractère adakitique « pristine » de GD-I (La Viudita – Gallo Cantana, Ninahuilca Chico I et II) peut être décrite par un modèle en 3 étapes (Fig. 8.11) :

1. Fusion partielle de la croûte océanique et production des magmas adakitiques ;
2. Traversée du coin de manteau préalablement métasomatisé (peu d'interactions) ;

3. Possible stagnation et différenciation de faible ampleur dans une chambre magmatique superficielle.

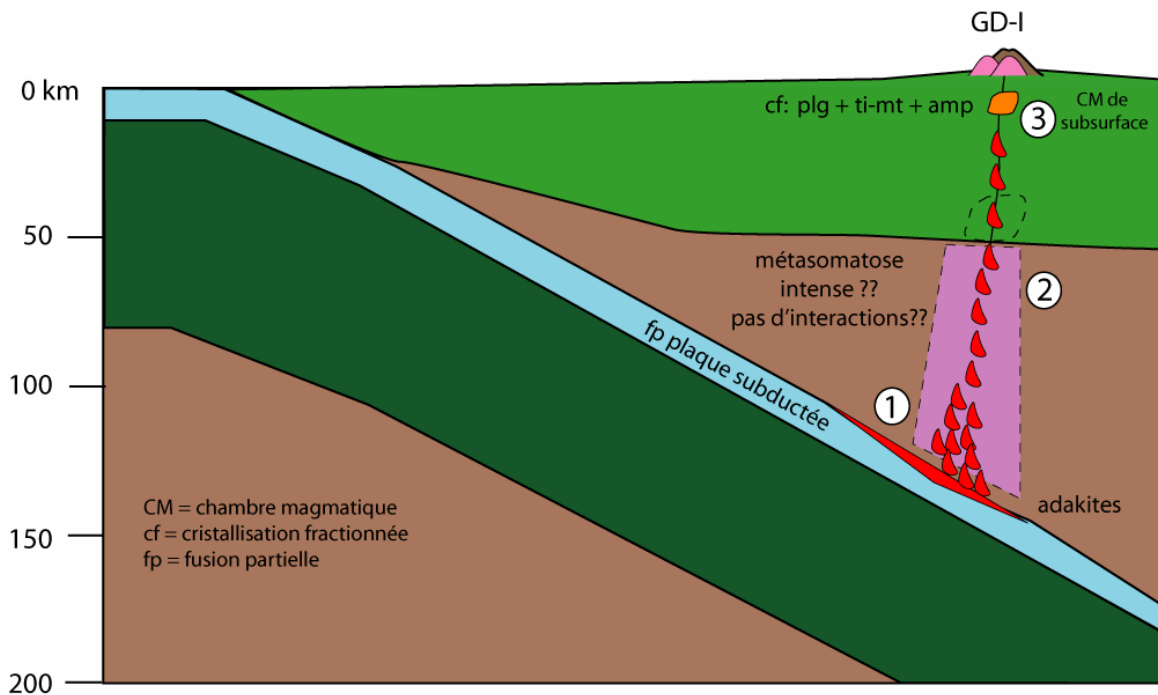


Figure 8.11. Modèle pétrogénétique pour les roches acides du groupe GD-I. 1. Fusion de la croûte océanique ; 2. Traversée du coin de manteau préalablement métasomatisé ; 3. Stagnation et différenciation courte en chambre magmatique près de la surface.

En accord avec ces travaux et celui de Bryant *et al.* (2006), les nouvelles données isotopiques de l'oxygène obtenues pour les roches du CVAN ainsi que d'autres édifices de l'arc équatorien, permettent d'écartier l'assimilation crustale comme un processus majeur dans l'évolution des roches volcaniques équatoriennes. Néanmoins, il a pu être constaté une participation très faible dans le front volcanique et faible dans l'arc principal.

Conclusions générales

A) La succession des évènements magmatiques dans le CVAN

Trois grands édifices ont pu être distingués au sein du Complexe Volcanique Atacazo – Ninahuilca (CVAN) :

- La Carcacha
- L'Atacazo
- Les dômes internes

La Carcacha, est un édifice andésitique ancien mis en place dès le début de l'activité du complexe, il y a environ 1,29 Ma. Après une longue période de repos, la construction d'un autre édifice andésitique a débuté, il s'agit d'un volcan de bien plus grande taille : l'Atacazo. Son histoire magmatique a débuté par l'emplacement de coulées basales entre 222 ± 9 ka BP et 198 ± 9 ka BP. Ensuite les coulées sommitales (83 ± 7 ka BP), le dôme Arenal I et la coulée de lave de La Estancia (84 ± 7 ka BP) se sont mises achevant ainsi la construction de l'édifice principal. Pour finir les dômes externes de La Viudita et probablement aussi de Gallo Cantana se sont mis en place vers 71 ± 4 ka BP.

Après une nouvelle pause de quelques milliers d'années, l'activité a repris avec la formation d'un grand cratère d'explosion, il s'agit du premier signe d'activité de type explosive enregistré dans ce complexe. Le dépôt des cendres N1 pourrait alors correspondre à cette période d'activité.

Cinq autres épisodes éruptifs explosifs se sont ensuite succédés entre environ 20 ka et 2,3 ka BP. Des dômes dacitiques se sont mis en place à la fin de chacun de ces épisodes éruptifs : La Cocha I (dépôt de retombées pliniennes N2) et II (N3), Arenal II (N4), Ninahuilca Chico I (N5) et II (N6).

Les deux dernières éruptions (N5 et N6) ont laissé d'épais dépôts de retombées pliniennes ainsi que des écoulements pyroclastiques qui recouvrent la zone la plus proche du volcan et qui se retrouvent jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de distance de l'événement (> 50 km pour les retombées dans l'axe de dispersion et jusqu'à 20 km pour les coulées pyroclastiques qui ont emprunté les lits des fleuves Naranjal et Pilatón). L'index d'explosivité estimé à partir du calcul des volumes des retombées pliniennes ($> 1 \text{ km}^3$) est de $\text{VEI} = 5$, démontrant ainsi la grande dangerosité de ce volcan. Celle-ci est particulièrement importante pour les zones environnantes et notamment le Sud de Quito et la route Aloag-Santo Domingo (une des principales voies de transit du pays).

Le changement de style d'activité observé au cours de l'histoire du CVAN est interprété comme résultant des changements de composition chimique du magma. Selon ce dernier critère, quatre ensembles ont été reconnus et distingués :

- LCA : La Carcacha et les coulées basales et sommitales de l'Atacazo ;
- La Estancia : la coulée de lave de La Estancia ;
- GD-I : les produits associés aux dômes La Viudita, Gallo Cantana, Ninahuilca Chico I et II ;
- GD-II : les produits associées aux dômes La Cocha I et II et Arenal II.

B) La subduction de la ride de Carnegie

Tous les produits correspondent à des roches calco-alcalines possédant toutes un caractère adakitique plus ou moins marqué. Ce caractère adakitique est beaucoup plus important dans les roches les plus récentes (dômes internes les plus jeunes et dômes externes). Cette augmentation temporelle du caractère adakitique des magmas a déjà été observée dans d'autres complexes volcaniques de l'arc équatorien (Cayambe, Mojanda, Iliniza, etc,...). Plusieurs auteurs considèrent que ce changement dans la nature du magmatisme reflète un changement de source, changement lui-même induit par l'entrée de la Ride de Carnegie en subduction. L'influence de la Ride de Carnegie dans le magmatisme équatorien apparaît incontestable. En effet, à l'aplomb de la ride subductée, 1) l'arc volcanique équatorien est anormalement large comparé aux parties de l'arc situées au Nord et au Sud ; 2) là aussi, l'angle de subduction est plus faible que dans le reste de l'arc et enfin, 3) le caractère adakitique des magmas est lui aussi strictement restreint à cette zone.

C) L'origine de la signature adakitique

L'évolution pétrogénétique de chaque ensemble est elle aussi différente et nécessite la mise en jeu de plusieurs mécanismes :

Les produits du LCA et La Estancia sont issus de la fusion partielle (10-12%) d'un manteau métasomatisé par des liquides adakitiques (4-6%). Ils évoluent ensuite par cristallisation fractionnée de plg + opx + amp + ti-mt ± apt. Le grenat pourrait aussi éventuellement avoir été une phase cumulée au cours de la cristallisation de ces magmas. Un faible taux d'assimilation crustale (maximum 7%, probablement des intrusions acides miocènes) a été constaté dans ces magmas. Les produits de La Estancia ne semblent pas avoir subi une évolution par cristallisation fractionnée.

Les produits de GD-II correspondent à des mélanges entre des magmas acides de type GD-I et des magmas andésitiques de type La Estancia. Leur variation compositionnelle s'explique par différents taux de mélange (50-80% de magma acide type GD-I et 20-50% de magma andésitique type La Estancia).

L'origine des produits de GD-I semble plus difficile d'expliquer. La composition chimique des produits correspond à des compositions typiques des adakites « pristines ». Ces compositions peuvent être produites, soit par la fusion d'un basalte, soit par la cristallisation précoce de grenat à grande profondeur. La première hypothèse est préférée en raison de l'absence systématique de grenat ou d'une quelconque autre phase de haute pression (ex. amphibole riche en Al) dans les laves. Néanmoins, dans ce cas, une forte métasomatose du

manteau, au moins le long des conduits magmatiques, est nécessaire afin de rendre compte des interactions limitées entre les adakites et la péridotite mantellique. En d'autres termes, la présence de magmas purement adakitiques reflète un changement de source au cours du temps, depuis une péridotite mantellique métasomatisée jusqu'à ensuite les basaltes de la ride de Carnegie subductée.

D) Le rôle de la contamination crustale

Les compositions isotopiques en Sr et Nd de tous les produits du CVAN sont très homogènes et plaident à faveur d'une source commune pour les quatre ensembles. Les isotopes de l'oxygène sont aussi homogènes mais les $\delta^{18}\text{O}$ sont anormalement élevés par rapport à la moyenne des roches volcaniques d'arc. La participation d'un processus d'assimilation crustale a été constatée pour les produits du CVAN, néanmoins, ce processus à lui seul ne rend pas compte des $\delta^{18}\text{O}$ très élevées des roches. Une contamination à la source par des liquides ou par des fluides issus de la déshydratation / fusion des sédiments carbonatés, supporté par des données de $\delta^{18}\text{O}$ d'autres roches du front volcanique équatorien, a été envisagée. Néanmoins, un taux de contamination trop élevé (> 20%) est requis pour produire les caractéristiques théoriques en $\delta^{18}\text{O}$ de la source.

Références bibliographiques

- Aalto, K.R. et Miller, W., 1999. Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1): 69-85.
- Aldrich, L.T. et Nier, A.O., 1948. Argon 40 in potassium minerals. *Physics Review*, 74: 876-877.
- Almeida, E., 1996. Dinámica de las Erupciones del Volcán Ninahuilca, 7° Congreso de Geología, Minas, Petróleo y Medio Ambiente, Quito.
- Andersen, D.J. et Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn oxides : Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73: 714-726.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. et Davidson, P.M., 1998. QUILF: A program to assess equilibria among Fe-Mg-Ti Oxides, Pyroxenes, Olivine, and Quartz, New York.
- Anderson, A.T., Clayton, R. et Mayeda, T., 1971. Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. *Journal of Geology*, 79: 715-729.
- Anderson, J.L. et Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Andrade, D., 2003. Géochimie du Complexe Volcanique du Pululahua (Équateur): fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des adakites. Master Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 50 pp.
- Annen, C., Blundy, J.D. et Sparks, R.S.J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539.
- Annen, C. et Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3-4): 937-955.
- Arculus, R.J., Lapiere, H. et Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes : Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology*, 27(6): 547-550.
- Aspden, J.A., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F. et Harrison, S.M., 1992b. Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3): 123-132.
- Aspden, J.A., Harrison, S.H. et Rundle, C.C., 1992a. New chronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1-2): 77-96.
- Aspden, J.A. et Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3): 187-204.

- Atherton, M.P. et Petford, N., 1993a. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144-146.
- Bacon, C.R. et Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73: 57-61.
- Baldock, 1982. Geology of Ecuador. In: I.o.G. Sciences (Editor).
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M. et Santacroce, R., 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1): 1-14.
- Barragán, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. et Kurz, M., 1998. Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154(1-4): 153-166.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E. et Eissen, J.-P., 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 561-570.
- Berger, G.W. et York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 45: 795-811.
- BGS-CODIGEM, 1998. Geologic map of the Western Cordillera of Ecuador between 0°-1°S, Quito.
- Bindeman, I.N., Eiler, J.M., Yogodzinski, G.M., Tatsumi, Y., Stern, C.R., Grove, T.L., Portnyagin, M., Hoernle, K. et Danyushevsky, L.V., 2005. Oxygen isotope evidence for slab melting in modern and ancient subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3-4): 480-496.
- Bindeman, I.N., Ponomareva, V.V., Bayley, J.C. et Valley, J.W., 2004. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high $\delta^{18}\text{O}$ magma sources and large scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4): 841-865.
- Blundy, J. et Cashman, K., 2001. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6): 631-650.
- Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J.-L. et Jaillard, E., 2002. Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics*, 345: 83-102.
- Bourdon, E., 1999. Conséquences pétrogénétiques de la subduction d'une ride asismique: l'exemple du volcanisme de la marge équatorienne, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 178 pp.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L. et Cotten, J., 2003a. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4): 123-138.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C. et Cotten, J., 2002a. Slab melting and slab melt metasomatism in the

- Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(3): 195-206.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Joseph, C. et Hall, M.L., 2002b. Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43(2): 199-217.
- Bourdon, E., Kalt, A., Eissen, J.P. et Cotten, J., soumis. B isotope and elemental behaviour in the Northern Volcanic Zone of the Andes: Insights on source processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Bourdon, E., Samaniego, P., Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.P. et Martin, H., 2003b. Dubious case for slab melting in the Northern Volcanic Zone: a comment. *Geology*, line doi. 10.1130/0091-7613(2003)31<e46:DCFSMI>2.0.CO ;2.
- Bourgeois, J., Egüez, A., Butterlin, J. et de Weber, P., 1986. Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Équateur: la découverte de la Formation Eocène d'Apagua. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 311: 173-180.
- Bourgeois, J., Egüez, A., Butterlin, J. et de Weber, P., 1990. Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Équateur: la découverte de la Formation Eocène d'Apagua. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 311: 173-180.
- Bronk Ramsey, C., 2003. *OxCal v. 3.9*, Oxford.
- Bryant, J.A., Yogodzinski, G.M., Hall, M.L., Lewicki, J.L. et Bailey, D.G., 2006. Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology* 47(6): 1147-1175.
- Bureau, H. et Keppler, H., 1999. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 165(2): 187-196.
- Calderoni, G. et Turi, B., 1998. Major constraints on the use of radiocarbon dating for tephrochronology. *Quaternary International*, 47-48: 153-159.
- Calvache V., M.L. et Williams, S.N., 1997. Geochemistry and petrology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4): 21-38.
- Cantalamesa, G. et Di Celma, C., 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí-Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 633-648.
- Carpentier, M., Chauvel, C. et Matielli, N., 2006. Sedimentary input flux in the Lesser Antilles arc system, European Geosciences Union, General Assembly, Vienne.

- Cashman, K. et Blundy, J., 2000. Degassing and crystallization of ascending andesite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 358: 1487-1513.
- Chemin, S., 2004. Le volcan quaternaire Almas Santas (Cordillère Occidentale, Équateur) Etude volcanologique, minéralogique et géochimique., Université de Lausanne, Lausanne, 93 pp.
- Chiba, H., Chacko, T., Clayton, R.N. et Goldsmith, J.R., 1989. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite and calcite: Application to geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2985-2995.
- Clapperton, C.M., 1993. *The Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- Clayton, R. et Mayeda, T., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43-52.
- Clayton, R.N., Goldsmith, J.R. et Mayeda, T., 1989. Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 725-733.
- Clynne, M.A., 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40: 105-132.
- Condie, K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33-44.
- Coplen, T.B., 1993. The rate and temperature of reaction of ClF₃ with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis. In: Alley and W.M. (Editors). Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 227-254.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M. et Gabriele, P., 1998. Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère Occidentale d'Équateur (0°30'S): implications tectoniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(6): 739-751.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Carrof, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. et Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and Yttrium enrichments in subaerial exposed basalts: Evidence from french Polynesia. *Chemical Geology*, 119: 115-138.
- Dalpé, C. et Baker, D.R., 2000. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 233-250.
- Dalrymple, G.B. et Lanphere, M.A., 1969. *Potassium-Argon dating*. Freeman, San Francisco.
- Dalrymple, G.B. et Lanphere, M.A., 1974. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38: 715-738.

- Daly, M., 1989. Correlations between Nazca/Farrallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8: 769-790.
- Davies, J.H. et Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research*, 97(B2): 2037-2070.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Defant, M.J., Clark, L.F., Stewart, R.H., Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Maury, R.C., Bellon, H., Jackson, T.E. et Restrepo, J.F., 1991. Andesite and dacite genesis via contrasting processes : the geology and geochemistry of El Valle volcano, Panama. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 309-324.
- Defant, M.J. et Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Defant, M.J. et Drummond, M.S., 1993. Mount St. Helens : Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21(6): 547-550.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C. et Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica : an overview. *Journal of the Geological Society, London*, 149: 569-579.
- Délibrias, G., 1985. Le Carbone 14. In: Masson (Editor), *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications*. Etienne, R. et Bernard, P., Paris, pp. 631.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. et Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(425-478).
- Domanik, K.J. et Holloway, J.R., 1996. The stability and composition of phengitic muscovite and associated phases from 5.5 to 11 GPa: Implications for deeply subducted sediments *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60(21): 4133-4150
- Drummond, M.S. et Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95(B13): 21503-21521.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. et Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh - Earth Sciences*, 87(Part 1-2): 205-215.
- Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordóñez, M., Cruz, M., Jiménez, N. et Zambrano, I., 2005. Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics*, 399(1-4): 331-350.

- Duncan, R.A. et Hargraves, R.B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America Memories*, 16: 81-93.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. et Egues, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3): 101-116.
- Egüez, A., 1986. Evolution Cenozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d'Équateur (0°15'S - 1°10'S), les minéralisations associées. 3° cycle Thesis, Pierre et Marie Curie.
- Egüez, A., Alvarado, A., Sanchez, A. et Vaca, E., 1997. Geocronología en los andes ecuatorianos: Principales eventos de metamorfismo, magmatismo y volcanismo. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 4(1): 55-83.
- Egüez, A. et Aspden, J.A., 1993. The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. In: O.O. University (Editor), *Andean Geodynamics*, pp. 179-182.
- Egüez, A. et Poma, O., 2001. La cuenca Alamor-Lancones en el contexto geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador, IV Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, pp. 19-22.
- Eichelberger, J.C., 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288: 446-450.
- Eiler, J.M., 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. In: J.W. Valley and D.R. Cole (Editors), *Stable Isotope Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Blacksburg, Virginia, pp. 319-359.
- Eiler, J.M., Crawford, A., Elliott, T., Farley, K.A., Valley, J.W. et Stolper, E.M., 2000. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas. *Journal of Petrology*, 41(2): 229-256.
- Elliott, T., 2004. Tracers of the slab. In: J.M. Eiler (Editor), *Inside the subduction factory. Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union*, pp. 23-45.
- Faucher, B., Vernet, R., Bizon, G., Bizon, J., Grekoff, N., Lys, M. et Sigal, J., 1971. Sedimentary formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. *Bureau Etudes Indust. Coop. Inst. Franç. Pétrole.*: 220.
- Faure, G., 1977. *Principles of Isotope Geology.*, New York, 589 pp.
- Feeley, T.C. et Sharp, Z.D., 1995. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope geochemistry of silicic lava flows erupted from Volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 133: 239-254.
- Feininger, T. et Seguin, M.K., 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11: 40-44.
- Fierstein, J. et Nathenson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology*, 54: 156-167.

- Fleck, R.J., Sutter, J.F. et Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 41: 15-32.
- Forneris, J. et Holloway, J.R., 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H₂O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2): 187-201
- Fourcade, S. et Allègre, C.J., 1981. Trace element behaviour in granite genesis: a case study - the calc-alkaline plutonic association from Quérigut complex (Pyrénées, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 177-195.
- Francis, D. et Ludden, J., 1995. The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *Journal of Petrology*, 36: 1171-1191.
- Francis, P.W., Moorbath, S. et Thorpe, R.S., 1977. Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 197-202.
- Frey Mueller, J.T., Kellogg, J.N. et Vega, V., 1993. Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98: 21853-21863.
- Frost, B.R. et Lindsley, D.H., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz : Part II Application. *American Mineralogist*, 77: 1004-1020.
- Gabriele, P., Ballèvre, M., Jaillard, E. et Hernandez, J., 2003. Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): a key eclogite-facies assemblage. *European Journal of Mineralogy*, 15: 977-989.
- Garrison, J.M. et Davidson, J.P., 2003. Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, 31(6): 565-568.
- Garrison, J.M., Davidson, J.P., Reid, M. et Turner, S., 2006. Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: Insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 244: 548-564.
- Gill, J.G., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 390 pp.
- Godwin, H., 1962. Half live of radiocarbon. *Nature*, 195: 984-986.
- Goosens, P.J. et Rose, W., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1043-1052.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y. et Béthoux, N., 2004. Deep structure of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*, 31(L04603): 18803.
- Grasty, R.L. et Mitchell, J.C., 1966. Single sample potassium-argon ages using the Omegatron. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(3): 121-122.
- Green, T.H., 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis -- Sedona 16 years later. *Chemical Geology*, 117(1-4): 1-36.

- Green, T.H. et Ringwood, A.E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18: 105-162.
- Grove, T.L., Parman, S.W., Bowring, S.A., Price, R.C. et Baker, M.B., 2002. The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 375-396.
- Guillier, B., Chatelain, J.L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupine, G. et Feis, J.F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-Northern Ecuador (South-America). *Geophysical Research Letters*, 28(19): 3749-3752.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S. et Collot, J.-Y., 1999a. Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4): 255-270.
- Gutscher, M.-A., Maury, F., Eissen, J.-P. et Bourdon, E., 2000a. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6): 535-538.
- Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P. et Maury, R.C., 1999b. The "lost Inca Plateau" : cause of flat subduction beneath Peru ? *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 335-341.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H. et Engdahl, E.R., 2000b. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814-833.
- Hall, M. et Mothes, P., 1994. Tefroestratigrafía Holocénica de los Volcanes Principales del Valle Interandino, Ecuador. *Estudios de Geografía*, 6: 47-67.
- Hall, M.L., 1977. *El Volcanismo en el Ecuador*. IPGH. Instituto Geográfico Militar, Quito, 120 pp.
- Hall, M.L. et Beate, B., 1991. El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. In: P. Mothes (Editor), *El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana*, Quito, pp. 5-18.
- Hall, M.L., Ramón, P., Mothes, P., Yepes, H., Garcia, A., LePenec, J.L. et Samaniego Eguiguren, P., 2003. La erupción del Volcán Reventador - 3 Noviembre 2002, Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito.
- Hall, M.L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P. et Monzier, M., 1999. Tungurahua Volcano, Ecuador : structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1): 1-21.
- Hall, M.L. et Wood, C.A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13: 203-207.
- Hammarstrom, J.M. et Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.

- Hammersley, L. et De Paolo, D.J., 2002. Oxygen isotope evidence for the role of crustal contamination in the evolution of the Chalupas Caldera System, Northern Andes, Ecuador, AGU fall meeting, San Francisco.
- Harangi, S., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C., Thirwall, M.F., Mason, P.R.D. et Matthey, D.P., 2001. Almandine Garnet in Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Journal of Petrology*, 42: 1813-1843.
- Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Déruelle, B., McHugh, J. et Viglino, J.A., 1984. Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 803-822.
- Harmon, R.S. et Hoefs, J., 1984. Oxygen isotope ratios in late Cenozoic Andean volcanics. In: R.S. Harmon and B.A. Barreiro (Editors), *Andean Magmatism. Chemical and isotopic constraints*. Shiva Publishing Limited, pp. 9-19.
- Harmon, R.S. et Hoefs, J., 1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 95-114.
- Harpp, K.S., Wanless, V.D., Otto, R.H., Hoernle, K. et Werner, R., 2005. The Cocos and Carnegie Aseismic Ridges: a Trace Element Record of Long-term Plume-Spreading Center Interaction. *Journal of Petrology*, 46: 109-33.
- Harris, C., Smith, S. et le Roex, A., 2000. Oxygen isotope composition of phenocrysts from Tristan da Cunha and Gough Island lavas: variation with fractional crystallization and evidence for assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(2): 164-175.
- Harrison, T.M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 324-331.
- Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., Roddick, J.C., Baker, P.E., Francis, P.W. et Thorpe, R.S., 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 45-57.
- Hermann, J., 2002. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology*, 192(3-4): 289-306.
- Hermann, J. et Green, D.H., 2001. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 149-168.
- Hey, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1404 - 1420.
- Hidalgo, S., 2001. Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Iliniza, Escuela Politécnica Nacional, Quito.

- Hidalgo, S., 2002. Géochimie du Complexe Volcanique des Iliniza: pétrogenèse de séries à affinité adakitique de l'arc équatorien. DEA Thesis, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand 2.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.P. et Cotten, J., 2006. Adakitic magmas in the ecuadorian volcanic front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, in press.
- Hoffer, G., 2004. Caractéristiques pétro-géochimiques et origine des laves de l'Oriente Equatorien: exemples des cônes de Puyo, des laves de Mera et du Pan de Azúcar. Master Thesis, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 50 pp.
- Hoffer, G., Eissen, J.P., Beate, B., Bourdon, E. et Cotten, J., soumis. Phlogopite-bearing undersaturated basalts and basaltic andesites from the Ecuadorian rear-arc – Petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. et Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Hughes, R. et Pilatasig, L., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345: 29-48.
- Hughes, R.A., 1998. Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0° - 1°S., BGS-CODIGEM.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D.E., Helg, U. et Hammer, C., 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Science Reviews*, 57(1-2): 75-124.
- Ishiwaka, T. et Nakamura, E., 1994. Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes. *Nature*, 370: 205-208.
- Ishiwaka, T. et Tera, F., 1997. Source composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: constraints from across-arc variations of B/Nb and B isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 152: 123-138.
- Jaillard, E., Benitez, S. et Mascle, G.H., 1997. Palaeogene deformations of the forearc zone of south Ecuador in relation to the geodynamic evolution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(4): 403-412.
- Jaillard, E., Ordóñez, M., Berrones, G., Bengston, P., Bonhomme, M.G., Jimenez, N. et Zambrano, I., 1996. Sedimentary and tectonic evolution fo the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2): 131-140.
- Jaillard, E., Ordóñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D. et Lugo, W., 2004. Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(1): 49-58.

- Jaillard, E. et Toro, J., 2005. Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications. *Andean Geodynamics*, 399(1-4): 279-292.
- James, D., 1984. Quantitative models for crustal contamination in the central and northern Andes. In: R.S. Harmon and B.A. Barreiro (Editors), *Andean Magmatism. Chemical and Isotopic constraints*. Shiva Publishing Limited, pp. 124-138.
- James, D.E., 1982. A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 57: 47-62.
- James, D.E. et Murcia, L.A., 1984. Crustal contamination in northern Andean volcanics. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 823-830.
- Johnson, M.C. et Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites : melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117-132.
- Kehrer, W. et Van der Kaaden, G., 1979. Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. *Geologische Jahrbuch*, 35: 5-57.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. et Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust : partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 111-134.
- Kelemen, P.B., Yogodzinski, G.M. et Scholl, D.W., 2004. Along-strike Variation in Lavas of the Aleutian Island Arc: Genesis of High Mg# Andesite and Implications for Continental Crust. In: J.M. Eiler (Editor), *Inside the subduction factory*. Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, pp. 324
- Kellogg, J.N. et Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Columbian Andes : Constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. In: P. Mann (Editor), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Geological Society of America Bulletin, Boulder, Colorado, pp. 75-86.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J. et Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction : Evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology*, 36(6): 1505-1527.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J. et Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1217-1229.

- Kessel, R., Ulmer, P., Pettke, T., Schmidt, M.W. et Thompson, A.B., 2005. The water–basalt system at 4 to 6 GPa: Phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400 °C *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4): 873-892.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S. et Satir, M., 1995. Magma evolution within the accretionary mafic basement of quaternary Chimborazo and associated volcanoes (Western Ecuador). *Revista Geologica de Chile*, 22(2): 203-218.
- Klein, E.M., Stosch, H.G., Seck, H.A. et Shimizu, N., 2000. Experimental partitioning of high field strength and rare earth elements between clinopyroxene and garnet in andesitic to tonalitic systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 99-115.
- Klemme, S., Blundy, J. et Wood, B., 2002. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(17): 3109-3123.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basaltic magmas. In: H. Hess and A. Poldervaart (Editors), *The Poldervaart treatise on Rocks of Basaltic Composition*. Interscience Publisher, pp. 623-688.
- Kuritani, T., Tetsuya, Y., Katsura, K. et Nakamura, E., 2003. Shift and rotation of the compositions trends by magma mixing: 1983 eruption at Miyake-jima volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 44(10): 1895-1916.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Moiné, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Lépinay, B.M.d., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F. et Sénebier, F., 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, 105(B4): 8404-8421.
- Lavenu, A., Ego, F., Noblet, C. et Winter, T., 1993. Neogene to present tectonics evolution and stress field in Ecuador, Second International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). ORSTOM, Oxford, pp. 211-214.
- Le Pennec, J.L., Hidalgo, S., Samaniego Eguiguren, P., Ramón, P., Yepes, H. et Eissen, J.P., 2003. Magnitud de la erupción del 3 de noviembre del 2002 del Volcán Reventador, Ecuador, Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito.
- Le Voyer, M., 2006. La zone de subduction Equatorienne, approche par les inclusions magmatiques et les isotopes du bore., Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 50 pp.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. et Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., W.V.Maresch, Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith,

- D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. et Guo, Y.Z., 1997. Nomenclature of amphiboles : Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C. et Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America*, 99(4): 569-578.
- Legros, F., 2000. Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96: 25-32.
- Litherland, M. et Aspden, J.A., 1992. Terrane-boundary reactivation : a control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 71-76.
- Litherland, M., Aspden, J.A. et Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador, Overseas memoir 11. British Geological Survey.
- Lonsdale, P., 1978. Ecuadorian subduction system. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 62(12): 2454-2477.
- Lonsdale, P. et Klitgord, K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 981-999.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. et Winkler, W., 2006. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1[deg]N and 3[deg]S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, In Press, Corrected Proof.
- Macpherson, C.G., Gamble, J.A. et Matthey, D.P., 1998. Oxygen isotope geochemistry of lavas from an oceanic to continental arc transition, Kermadec-Hikurangi margin, SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 609-621.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ehien, R., Hernandez, J. et Polvé, M., 2003. Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Columbian Plateau in Ecuador. *Lithos*, 66: 173-199.
- Manning, C.E., 2004. The chemistry of subduction-zone fluids *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2): 1-16.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14: 753-756.
- Martin, H., 1987a. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland :major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28(5): 921-953.

- Martin, H., 1987b. Petrogenesis of archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland : Major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28(5): 921-953.
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F. et Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2): 1-24.
- Maruri, W., 1994. Estudio Volcanológico del volcán Ninahuilca, Provincia de Pichincha, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 126 pp.
- Matsuhisa, Y., 1979. Oxygen isotopic compositions of volcanic rocks from the East Japan Island arcs and their bearing on petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5: 271-296.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. et Defant, M.J., 1996a. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(5): 579-595.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. et Defant, M.J., 1996b. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(5): 579-595.
- Mc Dougall, I. et Harrison, M.T., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, 233 pp.
- McCulloch, M.T. et Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.
- Mégard, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 893-900.
- Meissner, R.O., Fluch, E.R., Stibane, F. et Berg, E., 1976. Dynamics of the active plate boundary in Southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35: 115-136.
- Merrill, H. et Turner, G., 1966. Potassium-Argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71(11): 2852-2857.
- Meschede, U. et Barckhausen, H.-U., 1998. Extinct spreading on the Cocos Ridge. *Terra Nova*, 10: 211-216.
- Mibe, K., Fujii, T. et Yasuda, A., 1999. Control of the location of the volcanic front in island arcs by aqueous fluid connectivity in the mantle wedge. *Nature*, 401: 259-262.

- Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E.R., Charvis, P., Graindorge, D., Gustcher, M.-A. et Bialas, J., 2005. Fields of multi-kilometer scale sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: Effect of underwater carbonate dissolution? *Marine Geology*, 216: 205-219.
- Mitchell, J.C., 1968. The Argon-40/Argon-39 method for potassium argon age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 781-790.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Monzier, M., Bourdon, E., Samaniego, P., Robin, C., Andrade, D., Beate, B., Cotten, J., Eissen, J.-P., Hidalgo, S. et Martin, H., in prep. Slab melting, high-Mg andesites and Nb-enriched mantle: the Quaternary magmatism of Northern Andes.
- Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.P. et Cotten, J., 1997a. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78(1-2): 1-29.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J.-P. et Samaniego, P., 1997b. Les adakites d'Équateur : modèle préliminaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324(IIa): 545-552.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J. et Samaniego, P., 1999a. Geochemistry and tectonics at the southern termination of the andean NVZ (Riobamba volcanoes, Ecuador): preliminary results, Fourth International Symposium on Andean geodynamics (ISAG). ORSTOM, Goettingen.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. et Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- Morris, P.A., 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan. *Geology*, 23: 395-398.
- Muñoz, M., 2005. No flat Wadati-Benioff Zone in the central and southern central Andes. *Tectonophysics*, 395: 41-65.
- Müntener, O., Kelemen, P.B. et Grove, T.L., 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 643-658.
- Newhall, C.G. et Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87: 1231-1238.
- Nicholls, I.A. et Ringwood, A.E., 1973. Production of silica saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, 16: 243-246.

- Nichols, G.T., Wyllie, P.J. et Stern, C.R., 1994. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature*, 371: 785-788.
- Nomade, S., Renne, P.R., Vogel, N., Deino, A.L., Sharp, W.D., Becker, T.A., Jaouni, A.R. et Mundil, R., 2005. Alder Creek sanidine (ACs-2): A Quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. *Chemical Geology*, 218(315-338).
- Pardo-Casas, F. et Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plate since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Peacock, S.M., Rushmer, T. et Thompson, Alan B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2): 227-244.
- Pearce, J. et Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting : application to volcanic arc petrogenesis. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), *Magmatic processes and Plate Tectonics*. Special Publication No. 76. Geological Society, London, pp. 373-403.
- Peccerillo, P. et Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M. et Labrousse, B., 2006. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, in press.
- Pennington, W.D., 1981. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11): 10753-10770.
- Petford, N. et Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust : The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37(6): 1491-1521.
- Petford, N. et Gallagher, K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4): 483-499.
- Pilger, R.H., 1981. Plate reconstruction, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 92: 448-456.
- Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism : South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 793-802.
- Pin, C. et Santos Zalduegui, J.F., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339: 79-89.

- Pineau, F., Semet, M.P., Grassineau, N., Okrugin, V.M. et Javoy, M., 1999. The genesis of the stable isotope (O,H) record in arc magmas: the Kamtchatka's case. *Chemical Geology*, 135: 93-124.
- Prévot, R., Chatelain, J.-L., Guillier, B. et Yepes, H., 1996. Tomographie des Andes équatoriennes : évidence d'une continuité des Andes Centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 323(IIa): 833-840.
- Prouteau, G., Maury, R.C., Sajona, F.G., Cotten, J. et Joron, J.-L., 2000. Behavior of Niobium, Tantalum and other high field strength elements in adakites and related lavas from the Philippines. In: B.S. Asia (Editor), *The Island Arc*, pp. 487-498.
- Prouteau, G. et Scaillet, B., 2003. Experimental Constrains on the Origin of the 1991 Pinatubo Dacite. *Journal of Petrology*, 44(12): 2203-2241.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. et Maury, R.C., 1999. Fluid-present melting of ocean crust in subduction zone. *Geology*, 27: 1111-1114.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. et Maury, R.C., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410: 197-200.
- Pyle, M., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51: 1-15.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. et Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4): 335-356.
- Rapp, R.P. et Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891-931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. et Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51: 1-25.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, R., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. et Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1029-1058.
- Renne, P.R., Sharp, W.D., Deino, A.L., Orsi, G. et Civetta, L., 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating into the historical realm: Calibration against Pliny the Younger. *Science*, 277(1279-1280).
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M. et Mascle, G., 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307: 235-254.

- Robin, C., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M. et Cotten, J., in press. From calc-alkaline to adakitic magmas at Late Pleistocene Mojanda - Fuya Fuya Volcanic complex (Ecuador). *Journal of Petrology*.
- Rutherford, M.J. et Devine, J.D., 1996. Preruption pressure-temperature conditions and volatiles in the 1991 dacitic magma of Mount Pinatubo magma. In: C.G. Newhall and R.S. Punongbayan (Editors), *Fire and mud : eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle, pp. 751-766.
- Rutherford, M.J. et Hill, P.M., 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown : an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St.Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98(B11): 19667-19685.
- Rutherford, M.J., Sigurdsson, H., Carey, S. et Davis, A., 1985. The may 18, 1980, eruption of Mount St. Helens 1. Melt composition and experimental phase equilibria. *Journal of Geophysical Research*, B90: 2929-2947.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J. et Defant, M., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37(3): 693-726.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M.J. et Pubellier, M., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21(11): 1007-1010.
- Sallarès, V. et Charvis, P., 2003. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4): 545-559.
- Samaniego, P., 1997. Interaction entre les magmas adakitiques et calco-alcalins : Géochimie des complexes volcaniques du Cayambe et du Mojanda-Fuya Fuya (Équateur), Université Blaise Pascal.
- Samaniego, P., 2001. Transition entre magmatismes calco-alcalin et adakitique dans le cas d'une subduction impliquant une ride océanique le Volcan Cayambe (Équateur). Thèse d'université Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 238 pp.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.P. et Cotten, J., 2005. Temporal evolution of magmatism at Northern Volcanic Zone of the Andes : The geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46: 2225-2252.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C. et Monzier, M., 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, 30(11): 967-970.

- Scaillet, B. et Evans, B.W., 1999. The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O Conditions of the Dacite Magma. *Journal of Petrology*, 40(3): 381-411.
- Scaillet, B. et Prouteau, G., 2001. Oceanic slab melting and mantle metasomatism. *Science Progress*, 84(4): 335-354.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Schmidt, M.W. et Poli, S., 1998. Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 361-379.
- Schmidt, M.W., Vielzeuf, D. et Auzanneau, E., 2004. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2): 65-84.
- Sekine, T. et Wyllie, P.J., 1982. Phase relationships in the system KAlSiO₄-Mg₂SiO₄-SiO₂-H₂O as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79: 368-374.
- Sen, C. et Dunn, T., 1994a. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa : implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 394-409.
- Sen, C. et Dunn, T., 1994b. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 422-432.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 34: 237-243.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Izhizaka, K. et Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducted sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 479-492.
- Sigmarrsson, O., Martin, H. et Knowles, J., 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U-Th disequilibria in Austral Andean lavas. *Nature*, 394: 566-569.
- Sisson, T.W. et Bronto, S., 1998. Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. *Nature*, 391: 883-886.
- Somers, C., Amortegui, A., Lapierre, H., Jaillard, E., Bussy, F. et Brunet, P., 2005. Miocene adakitic intrusions in the Western Cordillera of Ecuador, 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Barcelona, pp. 679-680.

- Soulas, J.-P., Egüez, A., Yepes, H. et Pérez, V.H., 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 2(1): 3-11.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R. et Handler, R., 2005. Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4): 195-220.
- Spikings, R.A., Seward, D., Winkler, W. et Ruiz, G.M., 2000. Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, 19(4): 649-668.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D. et Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186: 57-73.
- Steiger, R.H. et Jäger, E., 1977. Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-421.
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D. et Winkler, W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307: 255-276.
- Stern, C.R. et Futa, K., 1982. An Andean andesite derived directly from subducted MORB or from LIL depleted subcontinental mantle. *Transactions of the American Geophysical Union*, 63: 1148.
- Stern, C.R. et Killian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contribion to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281.
- Störmer, J.C. et Nicholls, J., 1978. XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer Geoscience*, 87: 51-64.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. et Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration 24000-0 calBP. *Radiocarbon*, 10(3): 1041-1080.
- Sun, S.-S. et McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London, pp. 313-345.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, 13(8): 717-720.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4697-4707.

- Tatsumi, Y., 2001. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophysical Research Letters*, 27(23): 3941-3944.
- Tatsumi, Y. et Eggins, S., 1995. Subduction zone magmatism. Blackwell Science, Cambridge, USA.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. et Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293-309.
- Tatsumi, Y. et Kogiso, T., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*(148): 207-221.
- Taylor, H.P., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 243-254.
- Taylor, H.P. et Epstein, S., 1970. Oxygen and silicon isotope ratios of lunar rocks 12013. *Earth and Planetary Science Letters*, 9: 208-210.
- Teixeira, L., 1996. GENESIS v. 1.1.
- Thomas, W.M. et Ernst, W.G., 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. . In: R.J. Spencer and I.-M. Chou (Editors), *Fluid mineral interactions: A tribute to H.P. Eugster*. *Geochemical Society Special Publication*, pp. 59-63.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammill, M. et Baker, M.C.W., 1982. The Andes. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. John Wiley & Sons, pp. 187-205.
- Toro, J. et Jaillard, E., 2005. Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic Implications. *Tectonophysics*, 399(1-4): 279-292.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. et Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 157-171.
- Turner, G., Miller, J.A. et Grasty, R.L., 1966. Thermal history of the Brunderheim meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, 1: 155-7.
- Ulmer, P. et Müntener, O., 2005. "Adakites" formed by garnet fractionation at the base of the crust - an alternative scenario supported by field and experimental data, European Geosciences Union. *Geophysical Research Abstracts*, Viena, Austria.
- Van Andel, T.H., 1971. Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1489-1508.

- Van Thournout, F., Hertogen, J. et Quevedo, L., 1992. Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3): 205-221.
- Vennemann, T.W. et Smith, H.S., 1990. The rate and temperature of reaction of ClF₃ with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis. *Chemical Geology*, 86: 83-88.
- Vera, R. et López, R., 1986. El origen de la cangahua. . *Paisajes Geográficos*, 16: 21-28.
- Vroon, P.Z., Lowry, D., van Bergen, M.J., Boyce, A.J. et Matthey, D.P., 2001. Oxygen isotope systematics of the Banda Arc: Low $\delta^{18}\text{O}$ despite involvement of subducted continental material in magma genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(4): 589-609.
- Wallrabbe-Adams, H.J., 1990. Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, 185: 163-182.
- Weber, M.B.I., Tarney, J., Kempton, P.D. et Kent, R.W., 2002. Crustal make-up of northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suite Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics*, 354(1-4): 49-82.
- Winter, T., 1990. Mécanismes des déformations récentes dans les Andes équatoriennes. Docteur en Sciences, Spécialité Tectonique et Géophysique Thesis, Université de Paris-Sud, Orsay, 213 pp.
- Winter, T., Avouac, J.-P. et Lavenue, A., 1993. Holocene kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysical Journal International*, 115: 905-920.
- Winther, T.K. et Newton, R.C., 1991. Experimental melting of an hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archaean cratons. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 39.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jimenez, M. et Sosson, M., 2006. Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as a response to the North Andean Block tectonic escape. . *Tectonics*, 25: in press.
- Wolf, M.B. et Wyllie, P.J., 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 Kbar: textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44: 151-179.
- Wolf, M.B. et Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 369-383.
- Workman, R.K. et Hart, S.R., 2004. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DDM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2): 53-72.
- Wyllie, P.J. et Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(4): 375-380.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V. et Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region : implications for

- slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin, 107(5): 505-519.
- Yogodzinski, G.M. et Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians : implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. Earth and Planetary Science Letters, 158(1-2): 53-65.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G. et Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature, 409: 500-504.
- Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov, N.I. et Matvenkov, V.V., 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, Far Western Aleutians. Journal of Petrology, 35(1): 163-204.
- Zamora, D., 2000. Fusion de la croûte océanique subductée : approche expérimentale et géochimique. Université Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 314 pp.
- Zhao, Z.-F. et Zheng, Y.-F., 2003. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. Chemical Geology, 193: 59-80.
- Zheng, Y.-F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters, 120: 247-263.

Annexes

Annexe I

**Calcul de volumes des dépôts pliniens issus de l'activité des dômes
Ninahuilca Chico I (N5) et Ninahuilca Chico II (N6)**

Ninahuilca Chico I - N5

Tableau 1

	COORDONNEE U T M	COORDONNEE U T M			
SECTION	X	Y	épaisseur (cm)	mp (cm)	ml (cm)
N-01	671	511	54	6,5	3,3
N-04	635	636	30	7,0	3,1
N-05	662	687	12	3,9	2,1
N-06	712	572	12	6,0	2,4
N-08	659	625	32	7,4	4,0
N-11	541	532	90	7,0	4,1
N-13	519	533	105	8,2	5,3
N-14	309	586	30	2,2	0,3
N-15	299	629	33	1,9	
N-16	693	561	13	6,7	3,9
N-17	699	560	10	5,7	3,9
N-18	708	555	7	4,3	3,1
N-19	697	583	19	6,3	3,7
N-20	357	589	35	4,3	1,2
N-21	351	587	50	3,6	
N-22	338	624	49	2,4	0,6
N-23	335	630	40	2,4	1,1
N-25	504	542	110	7,2	3,9
N-27	730	647	23	3,0	1,0
N-29	285	593	19	1,5	0,3
N-30	288	593	40	1,8	0,4
N-31	283	565	18	1,5	0,4
N-32	268	528	30	1,2	0,3
N-33	465	504	92	6,6	3,5
N-34	469	512	140	6,9	3,2
N-35	371	583	80	3,0	0,9
N-36	366	569	90	3,4	1,5
N-37	355	578	50	2,3	0,5
N-38	361	615	70	3,8	1,0
N-39	368	668		2,6	0,7
N-40	348	662	46	1,8	0,7
N-41	623	473	40	6,2	4,2
N-42	592	481	68	8,2	4,5
N-43	636	480	26	6,6	4,0
N-44	602	515			
N-45	455	576	80	6,6	2,7
N-46	400	489	60	3,6	1,5
N-47	400	497	83	3,9	1,6
N-48	412	546	74	4,4	2,3
N-49	421	716		2,6	0,7
N-50	447	728	30	2,9	1,1
N-52	669	439	6	3,2	0,6
N-53	685	484	6	3,9	1,8
N-54	445	579	140	6,7	3,0
N-55	450	593	160	6,5	3,0
N-56	472	592	100	6,4	3,3
SA-8	657	654	5		
SA-9	661	629	25		
SA-11	673	636	15		
SA-12	719	611	30		

	COORDONNEE U T M	COORDONNEE U T M			
SECTION	X	Y	épaisseur (cm)	mp (cm)	ml (cm)
SA-15	717	596	20		
SA-28	449	588	90		
SA-29	510	531	110		
SA-34	540	533	103		
SA-38	650	510	65		
SA-65	649	642	60		
SA-67	660	626	23		

Tableau 1. Coordonnées UTM (zone 17) des sites des mesures d'épaisseur du dépôt plinien correspondant à l'activité du Ninahuilca Chico I (N5). N = mesures d'Almeida (comm. pers.), SA= mesures réalisées lors du travail du terrain pour cette thèse. mp = diamètre des ponces, ml = diamètre des lithiques.

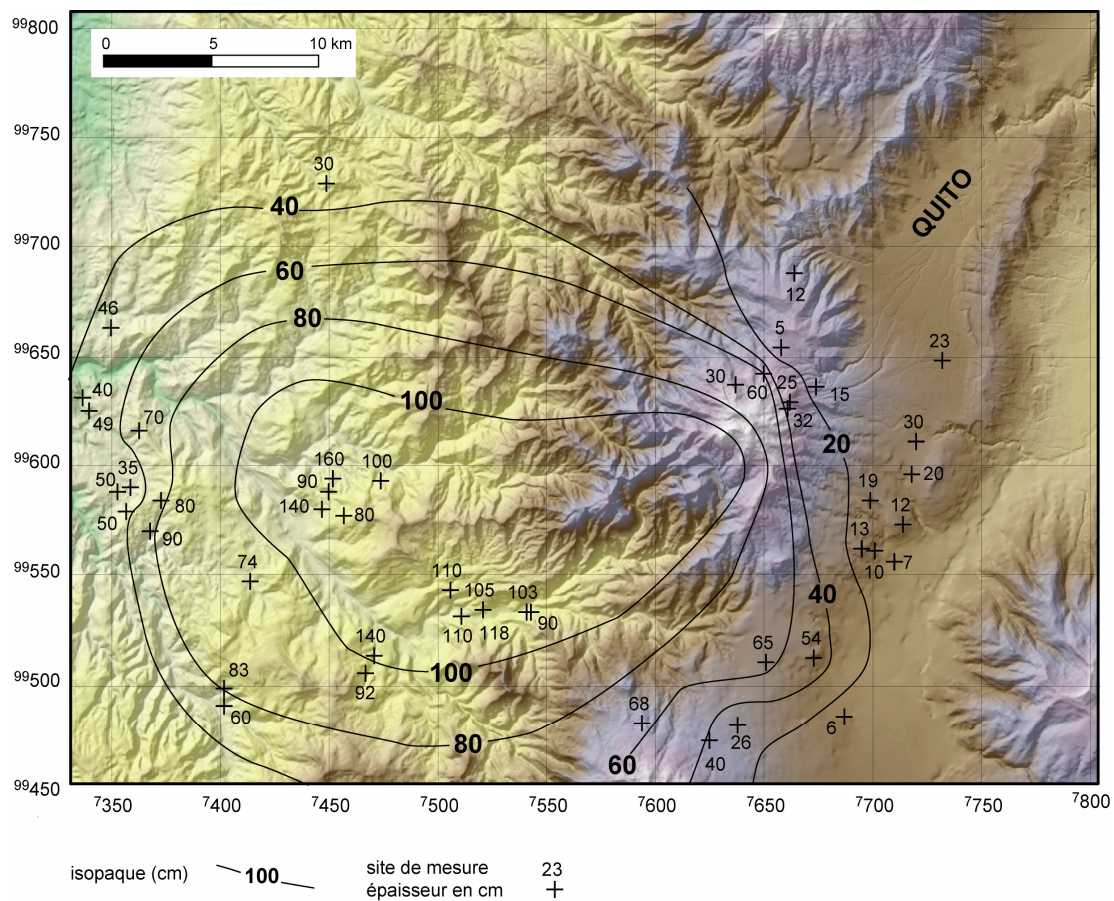


Figure 1. Carte des isopaches du dépôt plinien N5.

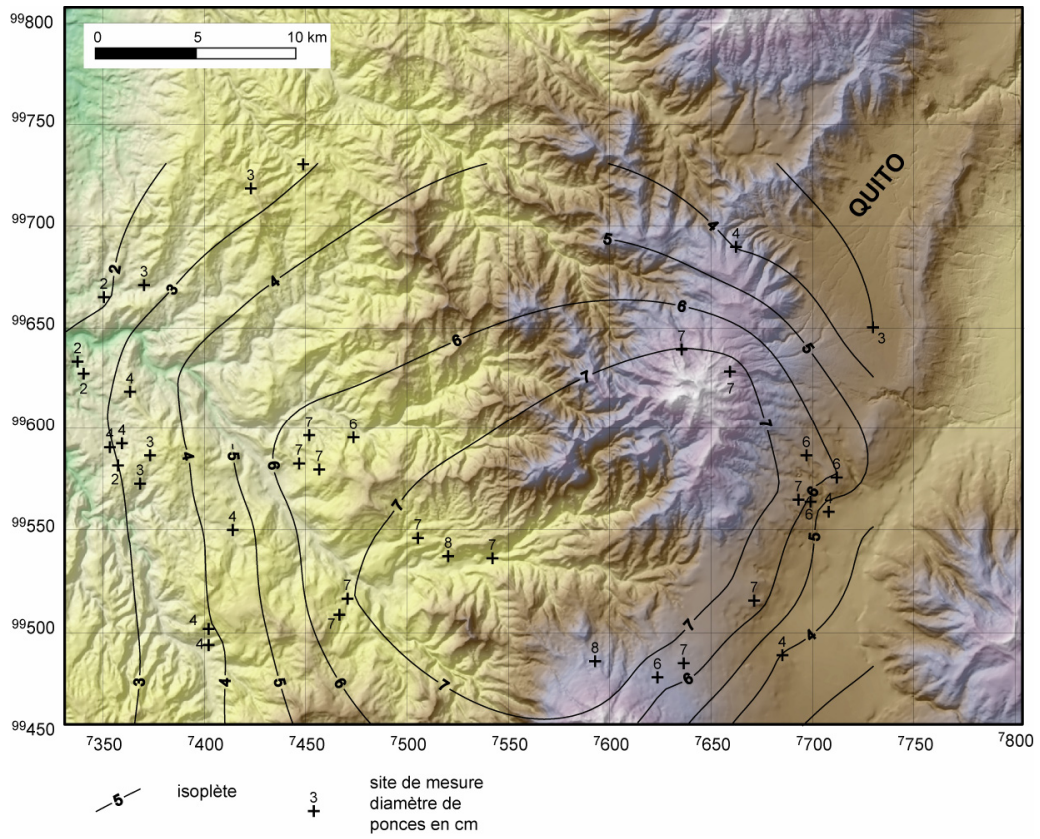


Figure 2. Carte des isoplètes des ponces du dépôt plinien N5.

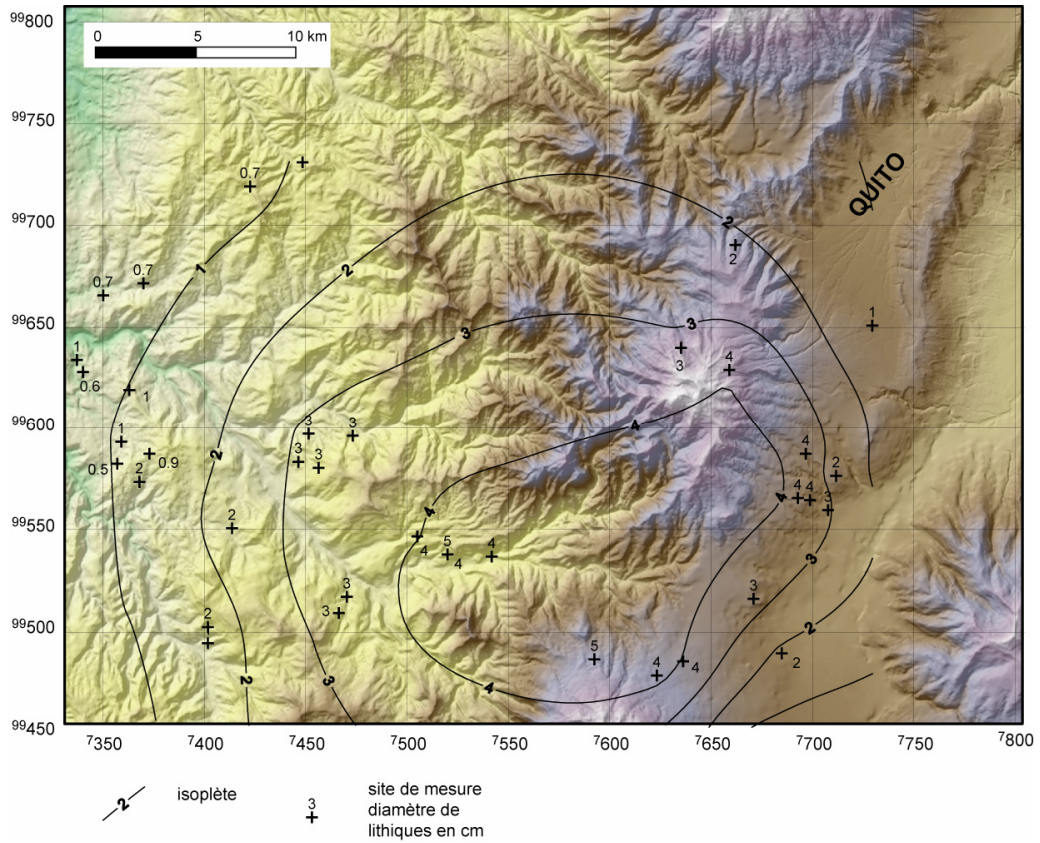


Figure 3. Carte des isoplètes des lithiques du dépôt plinien N5.

Tableau 2

épaisseur (cm)	aire (km ²)	aire ^{1/2} (km)	Ln (épaisseur)	distance maximale (km)
100	221,611	14,89	4,6	17
80	430,098	20,74	4,4	23
60	637,114	25,24	4,1	24

Tableau 2. Données nécessaires pour l'estimation de volume du dépôt plinien N5 obtenues à partir de la carte des isopaques. Les aires ont été estimées à l'aide du logiciel IMAGEJ.

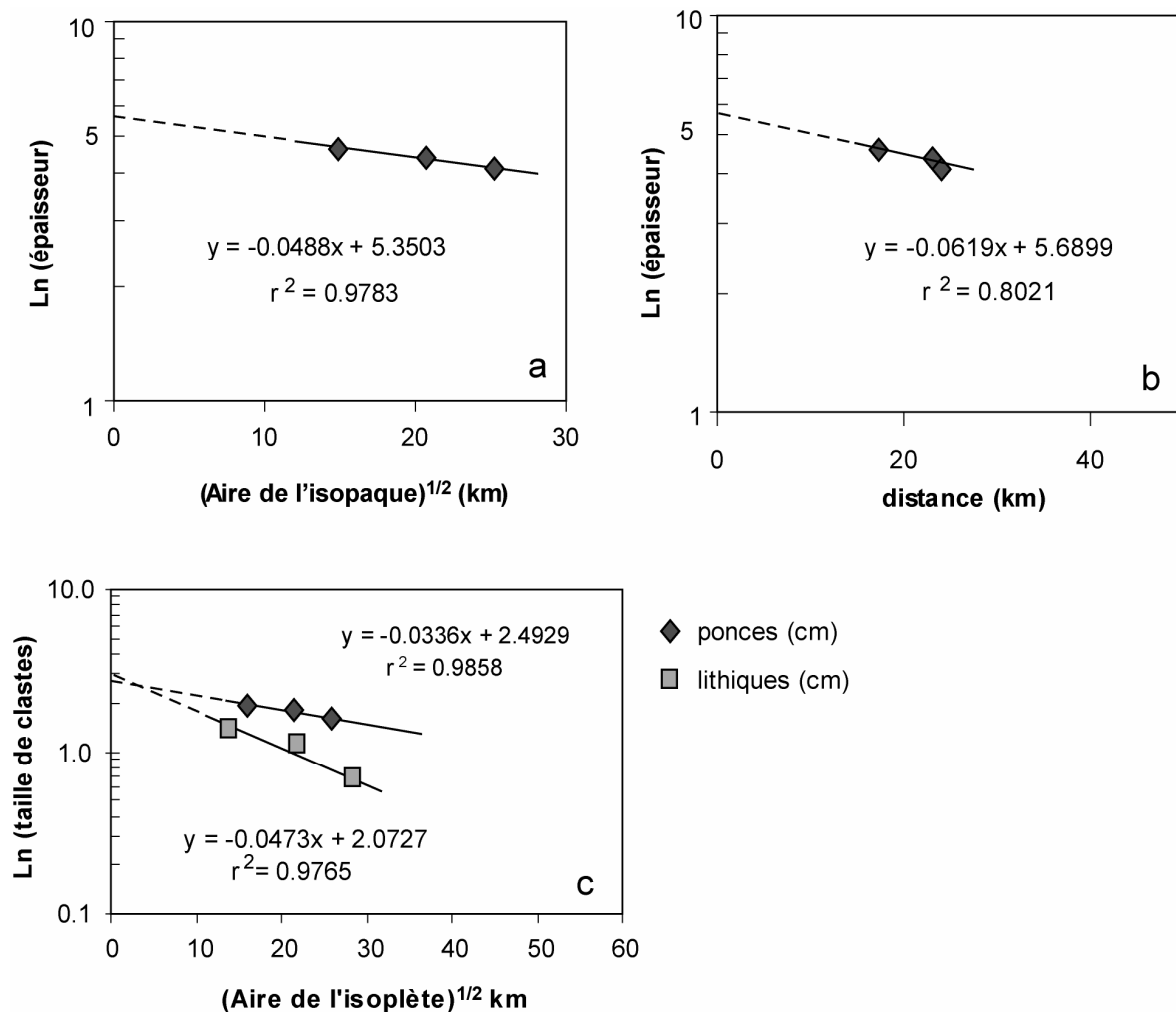


Figure 4. **a.** Graphique Ln (épaisseur) vs. Aire de l'isopaque^{1/2}. L'épaisseur à la source (T_0) et le paramètre k (pente de la courbe) peuvent être obtenus à partir de ce graphique. **b.** Graphique Ln (épaisseur) vs. distance. Montré pour comparaison avec **a.** **c.** Ln (taille de clastes) vs. Aire de l'isoplète^{1/2}. La pente de la courbe dans le graphique permet de calculer le paramètre bc , nécessaire pour l'estimation de la hauteur du panache éruptif (Pyle, 1989).

Tableau 3

k	0,05	bc (km)	11,64	H_B	36
		bt (km)	7,93	H_T	52
To (cm)	211	bc/bt	1,47		

Tableau 3. Paramètres nécessaires pour le calcul du volume, obtenus à partir des formulations de Pyle (1989) et les graphiques de la Fig. 4. Les estimations de HB (neutral bouyancy height) et HT (total height) du panache éruptif sont aussi obtenues grâce aux formulations de Pyle (1989).

Tableau 4

Volume du dépôt plinien (km ³)	
Pyle (1989)	Legros (2000)
	0,818
	1,270
	1,411
1.732	

Tableau 4. Estimations de volume du dépôt plinien N5 d'après les formulations de Pyle (1989) et Legros (2000).

Ninahuilca Chico II - N6

Tableau 5

	COORDONNEE UTM	COORDONNEE UTM			
SECTION	X	Y	épaisseur (cm)	mp (cm)	ml (cm)
N-01	671	511	29	8,6	3,3
N-02	631	515	31	7,4	4,5
N-04	635	636	25	9,1	4,3
N-05	662	687	10	3,8	2,2
N-06	712	572	18	7,3	3,9
N-08	659	625	70	10,4	3,9
N-09	559	537	105	9,2	4,0
N-10	550	534		8,2	4,3
N-11	541	532	70	7,5	3,7
N-12	529	532	110	5,9	4,0
N-13	519	533	90	7,0	3,5
N-14	309	586	11	1,7	0,5
N-15	299	629	11	1,5	0,3
N-16	693	561	25	9,0	3,6
N-17	699	560	10	7,6	3,2
N-18	708	555	5	4,0	
N-19	697	583	30	7,6	4,1
N-20	357	589	40	3,1	1,1
N-21	351	587	36	3,1	1,2
N-22	338	624	10	1,5	0,5
N-23	335	630	33	2,6	0,5
N-24	482	529	93	6,4	3,2
N-25	504	542	120	7,1	3,4
N-26	515	516	80	7,2	3,5
N-27	730	647	21	4,9	2,6
N-30	288	593	8	0,6	
N-31	283	565	10	1,4	0,3
N-32	268	528	20	1,0	0,1
N-33	465	504	50	5,5	3,3
N-35	371	583	26	3,2	0,9
N-36	366	569	24	3,2	0,8
N-37	355	578	25	3,1	1,2
N-38	361	615	20	2,6	0,9
N-40	348	662	8	1,5	
N-41	623	473	48	7,6	3,4
N-42	592	481	75	6,9	3,8
N-43	636	480	41	7,2	3,5
N-44	602	515	100	9,7	4,5
N-45	455	576	90	5,2	2,2
N-46	400	489	60	2,8	1,1
N-47	400	497		4,1	1,0
N-48	412	546	64	4,9	2,2
N-49	421	716	15	1,9	0,1
N-50	447	728	20	1,4	0,3
N-51	665	375	5	2,6	1,1

	COORDONNEE UTM	COORDONNEE UTM			
SECTION	X	Y	épaisseur (cm)	mp (cm)	ml (cm)
N-52	669	439	20	6,5	2,4
N-53	685	484	9	5,4	2,2
N-54	445	579	50	5,1	2,6
N-55	450	593	90	5,4	2,8
N-56	472	592	90	6,9	3,3
N-57	735	473	4	4,7	2,5
SA-8	657	654	15		
SA-9	661	629	80		
SA-11	673	636	20		
SA-12	719	611	15		
SA-15	717	596	10		
SA-19	517	521	40		
SA-25	471	595	74		
SA-26	468	596	73		
SA-27	463	593	60		
SA-28	449	588	90		
SA-29	510	531	90		
SA-30	510	532	107		
SA-33	528	533	110		
SA-34	540	533	102		
SA-35	560	538	178		
SA-36	566	545	148		
SA-38	650	510	78		
SA-41	621	521	100		
SA-42	625	521	120		
SA-65	649	642	100		
SA-67	660	626	45		

Tableau 5. Coordonnées UTM (zone 17) des sites des mesures d'épaisseur du dépôt plinien correspondant à l'activité du Ninahuilca Chico II (N6). N = mesures d'Almeida (comm. pers.), SA= mesures réalisées lors du travail du terrain pour cette thèse. mp = diamètre des ponces, ml = diamètre des lithiques.

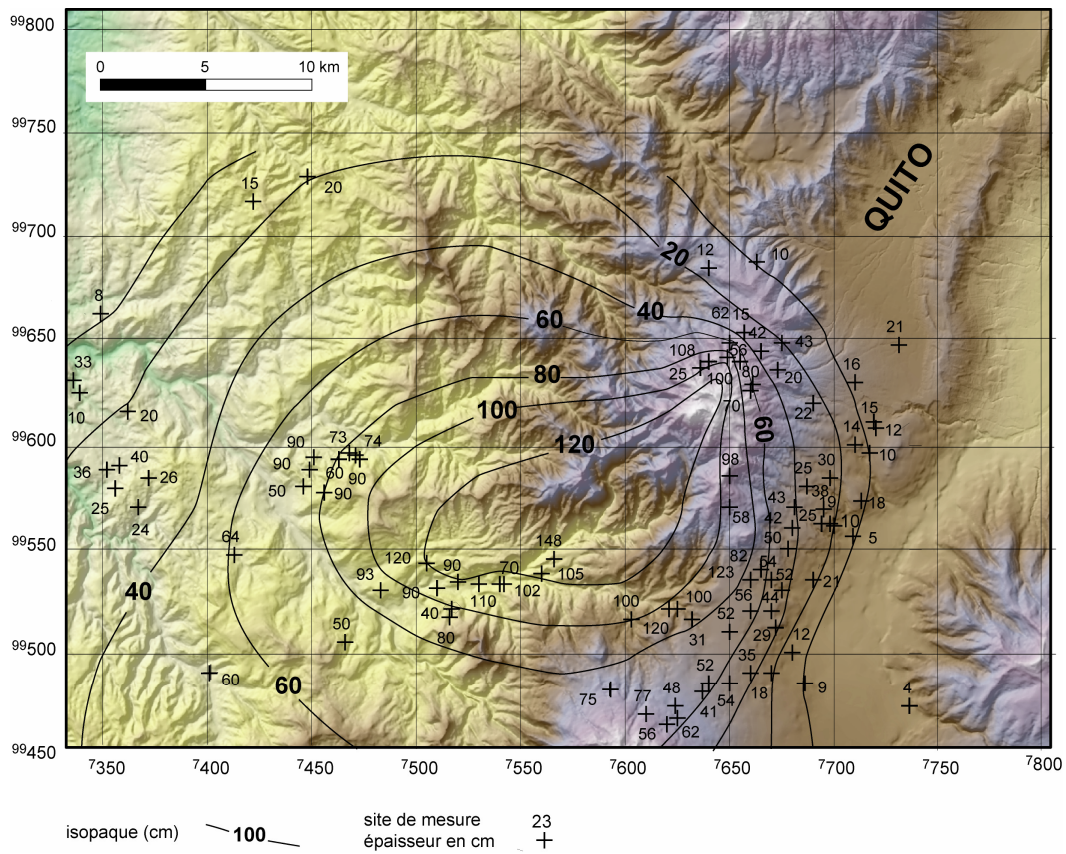


Figure 5. Carte des isopaches du dépôt plinien N6.

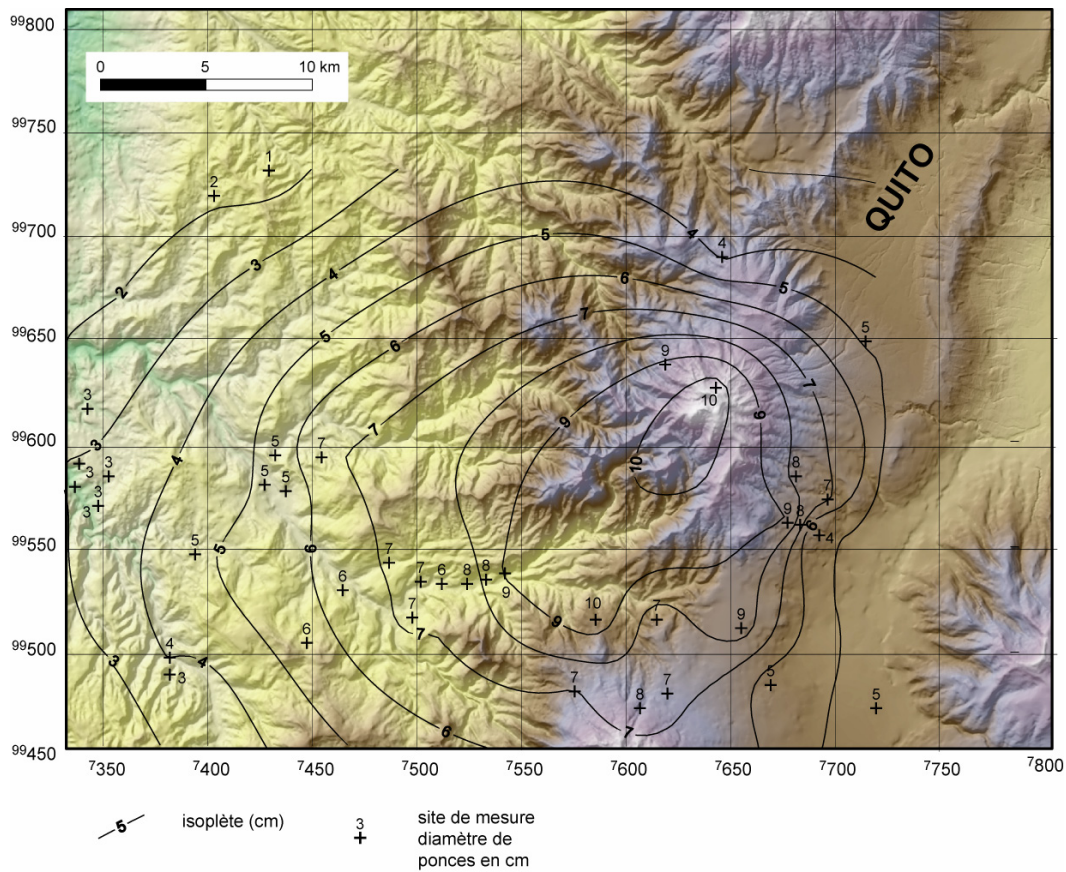


Figure 6. Carte des isoplètes des ponces du dépôt plinien N6.

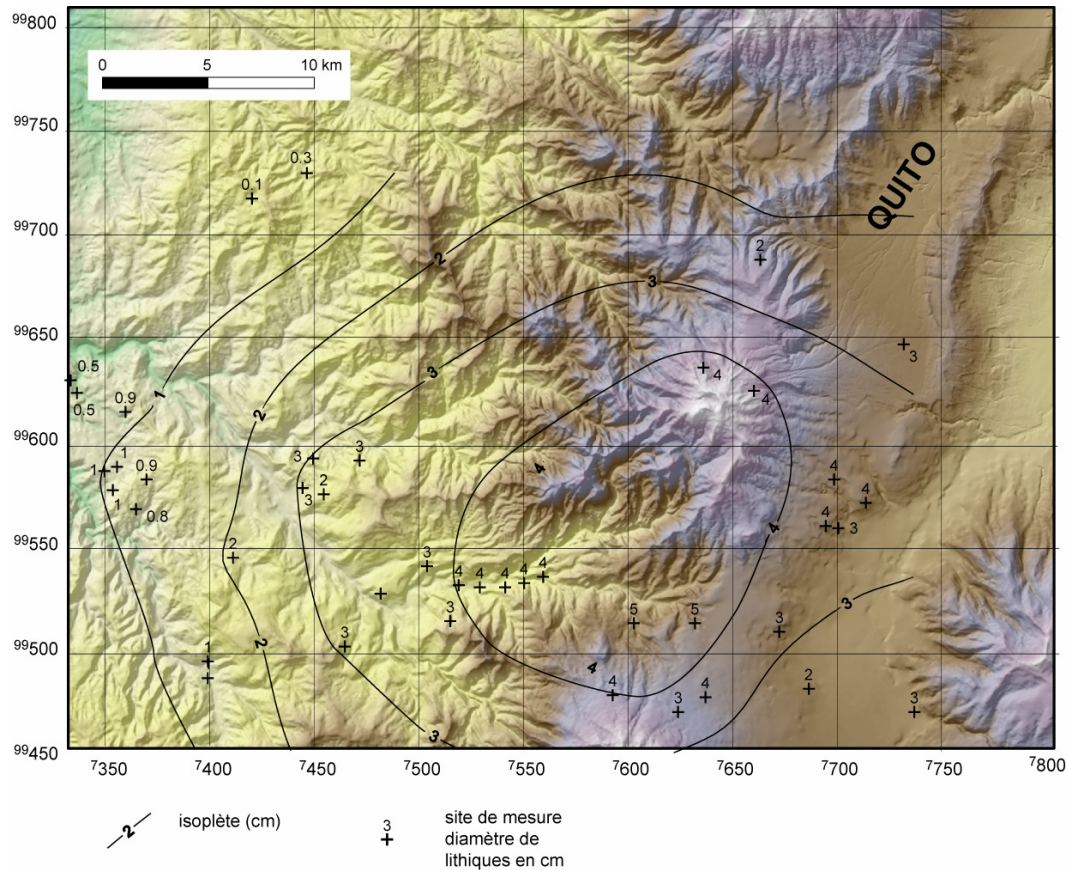


Figure 7. Carte des isoplètes des lithiques du dépôt plinien N6.

Tableau 6

épaisseur (cm)	aire (km ²)	aire ^{1/2} (km)	Ln (épaisseur)	distance maximale (km)
120	72,08	8,49	4,79	12
100	149,99	12,25	4,61	15
80	235,39	15,34	4,38	16
60	456,12	21,36	4,09	22
40	801,38	28,31	3,69	31
20	3490,84	59,08	3,00	35

Tableau 6. Données nécessaires pour l'estimation de volume du dépôt plinien N6 obtenues à partir de la carte des isopaques. Les aires ont été estimées à l'aide du logiciel IMAGEJ.

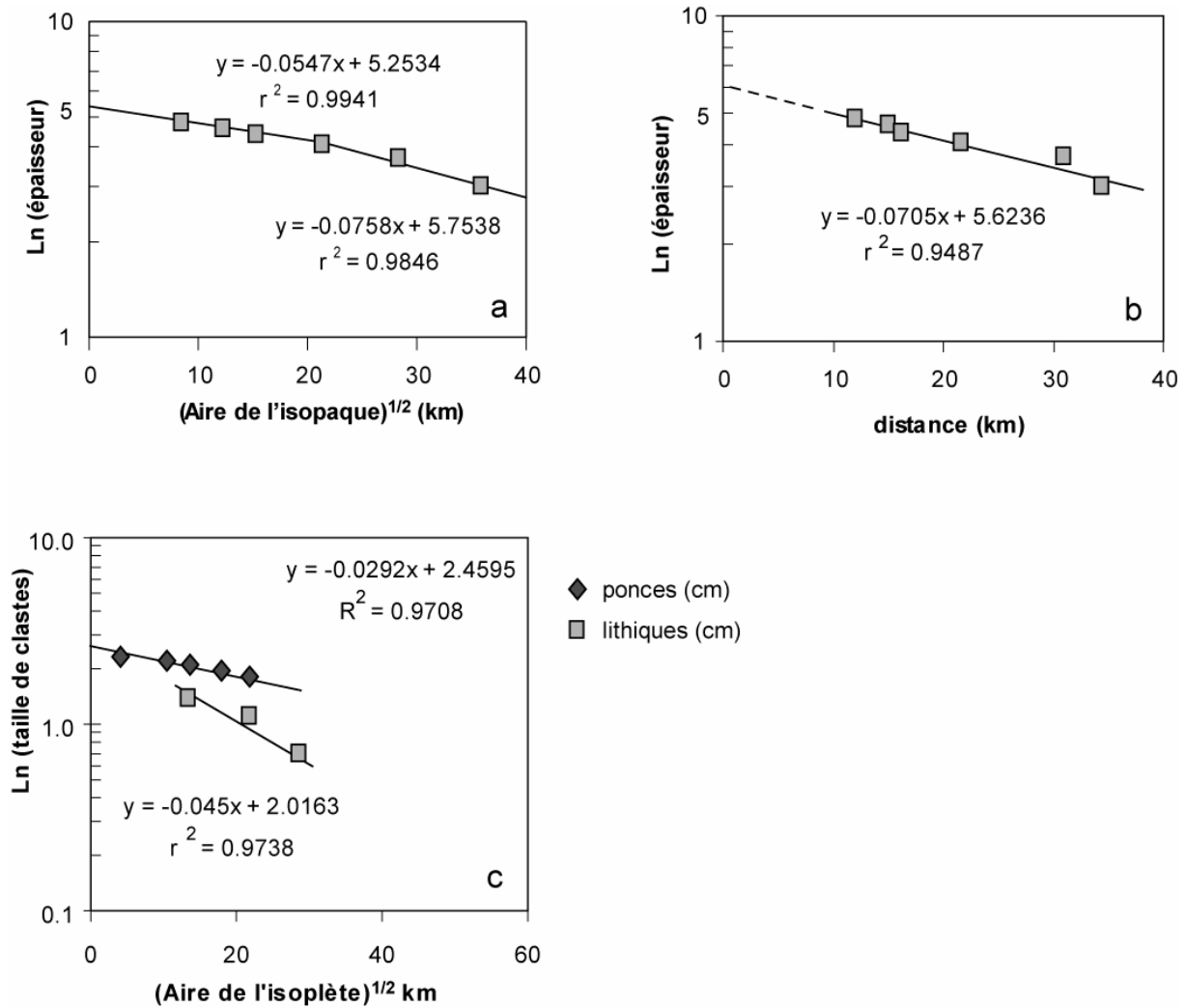


Figure 8. **a.** Graphique Ln (épaisseur) vs. Aire de l'isopaque $^{1/2}$. L'épaisseur à la source (T_0) et le paramètre k (pente de la courbe) peuvent être obtenus à partir de ce graphique. **b.** Graphique Ln (épaisseur) vs. distance. Montré pour comparaison avec **a.** **c.** Ln (taille de clastes) vs. Aire de l'isoplète $^{1/2}$. La pente de la courbe dans le graphique permet de calculer le paramètre bc , nécessaire pour l'estimation de la hauteur du panache éruptif (Pyle, 1989).

Tableau 7

k	0,05	bc (km)	13,39	H_B (km)	38
k1	0,08	bt (km)	5,98	H_T (km)	54
T₀ (cm)	191	bc/bt	2,24		

Tableau 7. Paramètres nécessaires pour le calcul du volume, obtenus à partir des formulations de Pyle (1989) et les graphiques de la Fig. 4. Les estimations de H_B (neutral bouyancy height) et H_T (total height) du panache éruptif sont aussi obtenues grâce aux formulations de Pyle (1989).

Tableau 8

Volume du dépôt de retombée plinienne (km ³)		
Pyle (1989)	Fierstein et Nathenson (1992)	Legros (2000)
		0,319
		0,553
		0,695
		1,010
		1,183
		0,951
0,896	1,318	

Tableau 8. Estimations de volume du dépôt plinien N6 d'après les formulations de Pyle (1989), Fierstein et Nathenson (1992) et Legros (2000).

Annexe II

Données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Annexe II: Tableau des données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Annexe II

La Carcacha M1807= SA5 RT

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.82 \pm 1.000 \%$$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$	Age \pm 1s
1	550	--	----	-----	3,4e-03 \pm 6,8e-06	3,1e-01 \pm 2,8e-00	2,1e-04 \pm 1,0e-06	-- \pm --	-- \pm --
2	600	96,97	5,03	62,37	3,3e-03 \pm 1,1e-05	7,1e-01 \pm 2,0e-00	3,7e-02 \pm 4,8e-05	0,82 \pm 0,16	0,35 \pm 0,07
3	650	67,12	4,30	115,67	2,3e-03 \pm 1,5e-05	1,2e-00 \pm 3,4e-00	1,3e-01 \pm 1,6e-04	2,62 \pm 0,05	1,11 \pm 0,02
4	700	35,51	11,25	255,12	1,2e-03 \pm 1,4e-05	1,0e-00 \pm 2,7e-00	1,9e-01 \pm 2,5e-04	3,45 \pm 0,03	1,46 \pm 0,01
5	750	23,61	28,72	610,96	8,0e-03 \pm 4,0e-06	9,6e-01 \pm 2,5e-00	2,4e-01 \pm 3,3e-04	3,21 \pm 0,01	1,36 \pm 0,00
6	800	21,13	24,17	910,42	7,2e-03 \pm 7,3e-06	1,3e-00 \pm 3,4e-00	2,6e-01 \pm 3,5e-04	3,05 \pm 0,01	1,29 \pm 0,01
7	850	43,63	13,79	1081,26	1,5e-03 \pm 9,9e-06	2,1e-00 \pm 5,8e-00	1,9e-01 \pm 2,6e-04	3,04 \pm 0,02	1,29 \pm 0,01
8	900	67,24	4,19	1133,16	2,3e-03 \pm 2,5e-05	3,5e-00 \pm 1,3e-00	1,1e-01 \pm 2,7e-04	3,04 \pm 0,08	1,29 \pm 0,03
9	1000	73,84	4,41	1187,75	2,5e-03 \pm 1,4e-05	2,9e-00 \pm 8,3e-00	9,9e-02 \pm 1,3e-04	2,62 \pm 0,06	1,11 \pm 0,02
10	1150	72,29	2,01	1212,64	2,5e-03 \pm 2,4e-05	7,3e-00 \pm 2,4e-00	9,7e-02 \pm 1,3e-04	2,85 \pm 0,08	1,21 \pm 0,04
11	1300	74,39	1,04	1225,46	2,6e-03 \pm 3,8e-05	3,1e-01 \pm 1,2e-00	8,8e-02 \pm 1,4e-04	2,89 \pm 0,14	1,23 \pm 0,06
12	1450	73,41	0,97	1237,46	2,5e-03 \pm 6,7e-05	2,1e-01 \pm 6,8e-00	9,6e-02 \pm 1,4e-04	2,77 \pm 0,21	1,17 \pm 0,09
13	1550	90,93	0,09	1238,59	3,1e-03 \pm 6,0e-04	1,9e-01 \pm 1,8e-00	8,4e-02 \pm 3,8e-04	1,14 \pm 2,12 (2,98 \pm 0,01)	0,48 \pm 0,89 (1,26 \pm 0,01)

Atacazo - Coulées Basales

M1843 = SA49 RT, 230 mg (J = 0.00027071)

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.351 \pm 0.100 \%$$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$	Age \pm 1s
1	450	-	-	-	5,3e-03 \pm 1,9e-03	-- \pm --	-- \pm --	- \pm -	- \pm -
2	500	91,16	0,00	0,01	3,1e-03 \pm 2,3e-04	1,2e-01 \pm 1,6e-01	1,7e-04 \pm 1,8e-06	532,45 \pm 788,12	252,05 \pm 348,19
3	550	97,46	0,52	8,01	3,3e-03 \pm 7,8e-06	1,2e-00 \pm 5,6e-00	1,9e-03 \pm 2,3e-06	13,25 \pm 2,80	6,72 \pm 1,42
4	650	97,58	4,08	71,28	3,3e-03 \pm 2,2e-05	1,8e-00 \pm 5,2e-00	2,0e-02 \pm 2,4e-05	1,25 \pm 0,42	0,63 \pm 0,21
5	700	96,49	11,58	251,12	3,3e-03 \pm 3,6e-05	1,7e-00 \pm 1,2e-00	9,1e-02 \pm 5,0e-04	0,39 \pm 0,13	0,20 \pm 0,07
6	750	88,16	23,45	615,42	3,0e-03 \pm 1,1e-05	1,4e-00 \pm 3,8e-00	2,7e-01 \pm 3,7e-04	0,44 \pm 0,02	0,22 \pm 0,01
7	800	75,79	22,56	965,85	2,6e-03 \pm 1,9e-05	1,2e-00 \pm 4,1e-00	5,6e-01 \pm 1,3e-03	0,43 \pm 0,01	0,22 \pm 0,01
8	850	74,06	28,35	1406,30	2,5e-03 \pm 1,8e-05	1,4e-00 \pm 3,6e-00	6,0e-01 \pm 8,1e-04	0,43 \pm 0,01	0,22 \pm 0,01
9	900	88,82	4,82	1481,17	3,0e-03 \pm 3,8e-05	2,3e-00 \pm 6,3e-00	2,5e-01 \pm 3,4e-04	0,44 \pm 0,05	0,23 \pm 0,02
10	1000	98,90	2,69	1522,91	3,5e-03 \pm 1,9e-05	3,5e-00 \pm 1,0e-00	5,1e-02 \pm 6,4e-05	0,22 \pm 0,15	0,11 \pm 0,07
11	1150	99,06	1,39	1544,53	3,4e-03 \pm 1,2e-05	1,1e-01 \pm 3,1e-00	1,6e-02 \pm 2,0e-05	0,60 \pm 0,38	0,31 \pm 0,19
12	1300	95,53	0,58	1553,52	3,2e-03 \pm 2,7e-05	3,6e-01 \pm 1,4e-00	2,1e-02 \pm 2,8e-05	2,10 \pm 0,43 (0,54 \pm 0,03)	1,07 \pm 0,22 (0,27 \pm 0,02)

Annexe II (continuation): Tableau des données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Atacazo - Coulées Basales

M1835 = SA48 RT, 222.17 mg (J = 0.00027823)

 $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.372 \pm 0.100$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$	Age \pm 1s
1	450	--	0,00	0,01	6,8e-03 \pm 2,2e-03	4,0e-00 \pm 5,5e+00	2,1e-03 \pm 2,2e-05	-- \pm --	- \pm -
2	500	--	0,02	0,26	3,5e-03 \pm 8,0e-05	3,6e-01 \pm 4,5e-00	2,4e-03 \pm 3,8e-06	-- \pm --	- \pm -
3	560	--	5,50	59,05	3,4e-03 \pm 1,4e-05	2,9e-01 \pm 1,6e-00	2,8e-02 \pm 7,1e-05	0,00 \pm 0,39	- \pm -
4	650	95,12	24,53	321,08	3,2e-03 \pm 1,7e-05	4,2e-01 \pm 2,2e-00	1,5e-01 \pm 4,0e-04	0,32 \pm 0,07	0,16 \pm 0,04
5	700	90,19	20,90	544,29	3,1e-03 \pm 2,0e-05	1,1e+00 \pm 5,5e-00	2,4e-01 \pm 6,3e-04	0,41 \pm 0,05	0,21 \pm 0,02
6	750	87,06	16,50	720,52	3,0e-03 \pm 2,5e-05	2,0e+00 \pm 1,0e-00	2,9e-01 \pm 7,7e-04	0,44 \pm 0,04	0,22 \pm 0,02
7	800	88,25	13,26	862,19	3,0e-03 \pm 2,6e-05	3,2e+00 \pm 1,6e-00	2,5e-01 \pm 6,6e-04	0,47 \pm 0,05	0,23 \pm 0,02
8	850	93,94	8,33	951,20	3,2e-03 \pm 1,8e-05	4,8e+00 \pm 2,5e-00	1,6e-01 \pm 4,3e-04	0,38 \pm 0,07	0,19 \pm 0,03
9	900	97,62	3,03	983,52	3,3e-03 \pm 2,7e-05	5,3e+00 \pm 2,8e-00	7,9e-02 \pm 2,0e-04	0,30 \pm 0,16	0,15 \pm 0,08
10	1000	98,30	4,22	1028,61	3,3e-03 \pm 1,7e-05	4,1e+00 \pm 2,2e-00	4,3e-02 \pm 1,1e-04	0,40 \pm 0,26	0,20 \pm 0,13
11	1100	94,97	1,32	1042,75	3,2e-03 \pm 3,3e-05	1,3e+01 \pm 7,0e-00	3,2e-02 \pm 8,0e-05	1,59 \pm 0,44	0,80 \pm 0,22
12	1250	96,78	1,47	1058,44	3,3e-03 \pm 3,1e-05	7,7e+01 \pm 4,7e-0	2,3e-02 \pm 5,4e-05	1,42 \pm 0,60	0,72 \pm 0,30
13	1400	92,13	0,93	1068,34	3,1e-03 \pm 1,1e-04	2,5e+01 \pm 1,4e-0	6,9e-02 \pm 1,8e-04	1,18 \pm 0,49	0,58 \pm 0,25
14	1550	100,00	0,01	1068,44	3,4e-03 \pm 1,1e-04	3,0e+01 \pm 2,6e+00	1,1e-03 \pm 2,7e-06	-- \pm -- (0,40 \pm 0,04)	- \pm - (0,20 \pm 0,02)

M1840 = SA46B RT, 187 mg (J = 0.00027636)

 $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.388 \pm 0.100 \%$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$	Age \pm 1s
1	450	-	-	-	- \pm -	-	1,3e-01 \pm 2,3e-02	- \pm -	- \pm -
2	500	-	0,00	0,00	3,5e-03 \pm 1,5e-04	4,6e+00 \pm 2,0e+00	3,5e-04 \pm 9,4e-07	- \pm -	- \pm -
3	550	99,80	1,33	11,02	3,4e-03 \pm 8,4e-06	1,1e+00 \pm 3,9e-00	4,7e-03 \pm 4,9e-06	0,45 \pm 1,18	0,23 \pm 0,59
4	650	96,03	5,59	57,44	3,3e-03 \pm 1,7e-05	2,6e+00 \pm 7,0e-00	5,7e-02 \pm 7,6e-05	0,70 \pm 0,12	0,35 \pm 0,06
5	700	81,95	11,72	154,70	2,8e-03 \pm 4,1e-05	2,3e+00 \pm 6,4e-00	4,3e-01 \pm 5,9e-04	0,42 \pm 0,03	0,21 \pm 0,02
6	750	67,51	18,06	304,63	2,3e-03 \pm 4,6e-05	2,0e+00 \pm 5,5e-00	8,3e-01 \pm 1,4e-03	0,39 \pm 0,02	0,20 \pm 0,01
7	820	59,60	28,01	537,05	2,0e-03 \pm 4,4e-05	2,1e+00 \pm 5,4e-00	1,1e+00 \pm 1,6e-03	0,37 \pm 0,01	0,19 \pm 0,01
8	950	71,24	26,74	758,97	2,4e-03 \pm 3,5e-05	3,4e+00 \pm 8,9e-00	6,9e-01 \pm 9,9e-04	0,42 \pm 0,02	0,21 \pm 0,01
9	1100	91,92	3,58	788,64	3,1e-03 \pm 4,2e-05	7,4e+00 \pm 2,2e-00	1,4e-01 \pm 2,1e-04	0,57 \pm 0,09	0,29 \pm 0,05
10	1250	91,72	2,73	811,33	3,1e-03 \pm 6,9e-05	4,1e+01 \pm 3,9e-00	7,5e-02 \pm 6,2e-04	1,10 \pm 0,28	0,55 \pm 0,14
11	1400	93,40	2,21	829,64	3,2e-03 \pm 4,4e-05	2,0e+01 \pm 6,2e-00	7,7e-02 \pm 1,1e-04	0,86 \pm 0,18	0,43 \pm 0,09
12	1550	97,31	0,03	829,89	3,3e-03 \pm 8,2e-05	2,9e+01 \pm 1,4e+00	2,4e-03 \pm 3,9e-06	11,39 \pm 10,43 (0,45 \pm 0,02)	5,69 \pm 5,20 (0,22 \pm 0,01)

Annexe II (continuation): Tableau des données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Atacazo - Coulées Basales

M1842 SA56 RT, 196.8mg (J = 0.00027823)

 $(^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.375 \pm 0.100 \%$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{ArK})$	Age $\pm 1s$
1	450	69,51	-	-	2,4e-03 \pm 2,6e-03		-- \pm --	-- \pm --	-- \pm --
2	500	99,07	0,01	0,13	3,4e-03 \pm 3,4e-05	2,0e+00 \pm 1,7e-00	4,5e-04 \pm 7,3e-07	20,87 \pm 24,6584	10,47 \pm 12,33
3	550	98,38	1,68	17,49	3,3e-03 \pm 7,6e-06	9,3e-01 \pm 2,9e-00	5,1e-03 \pm 5,6e-06	3,22 \pm 1,0603	1,62 \pm 0,53
4	650	98,56	7,72	97,25	3,3e-03 \pm 1,3e-05	1,8e+00 \pm 4,8e-00	4,4e-02 \pm 5,7e-05	0,33 \pm 0,1401	0,17 \pm 0,07
5	700	87,26	12,38	225,27	3,0e-03 \pm 2,6e-05	1,8e+00 \pm 4,9e-00	3,0e-01 \pm 4,2e-04	0,42 \pm 0,0293	0,21 \pm 0,02
6	750	71,25	22,49	457,83	2,4e-03 \pm 2,4e-05	1,6e+00 \pm 4,3-00	7,1e-01 \pm 1,0e-03	0,41 \pm 0,0116	0,20 \pm 0,01
7	800	63,80	22,99	695,57	2,2e-03 \pm 6,6e-05	1,9e+00 \pm 5,0e-00	9,3e-01 \pm 1,4e-03	0,39 \pm 0,0212	0,20 \pm 0,01
8	900	78,01	27,40	978,88	2,6e-03 \pm 3,8e-05	3,6e+00 \pm 9,6e-00	6,1e-01 \pm 1,1e-03	0,36 \pm 0,0195	0,18 \pm 0,01
9	1050	97,70	3,74	1017,57	3,3e-03 \pm 2,5e-05	1,2e+00 \pm 3,6e-00	9,1e-02 \pm 1,2e-04	0,25 \pm 0,0974	0,13 \pm 0,05
10	1300	-	0,70	1024,78	3,4e-03 \pm 4,8e-05	4,3e+01 \pm 1,8e-00	3,1e-02 \pm 4,3e-05	-- \pm --	-- \pm --
11	1450	97,53	0,87	1033,80	3,3e-03 \pm 7,3e-05	3,2e+01 \pm 1,3e-00	5,1e-02 \pm 7,0e-05	0,48 \pm 0,4338	0,24 \pm 0,22
12	1550	94,13	0,01	1033,88	3,2e-03 \pm 1,7e-04	3,9e+01 \pm 5,9e+00	2,6e-03 \pm 1,3e-05	22,34 \pm 19,3654 (0,43 \pm 0,02)	11,20 \pm 9,68 (0,22 \pm 0,01)

Atacazo - Coulées Sommitales

M1836 = SA77 RT, 210.96 mg (J = 0.000277291)

 $(^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.380 \pm 0.100 \%$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{ArK})$	Age $\pm 1s$
1	450	--	0,00	0,01	3,9e-10 \pm 3,7e-03	2,2e-04 \pm 5,8e-0	7,6e-03 \pm 1,7e-04	-- \pm --	-- \pm --
2	500	--	0,05	0,68	3,4e-03 \pm 2,5e-05	4,8e-01 \pm 2,2e-00	1,5e-03 \pm 7,6e-07	-- \pm --	-- \pm --
3	550	99,38	2,55	36,19	3,4e-03 \pm 1,9e-05	4,6e-01 \pm 1,3e-00	3,3e-02 \pm 4,3e-05	0,20 \pm 0,23	0,10 \pm 0,12
4	650	98,96	6,98	133,21	3,4e-03 \pm 2,0e-05	1,1e+00 \pm 3,1e-00	1,3e-01 \pm 1,8e-04	0,08 \pm 0,06	0,04 \pm 0,03
5	700	94,84	12,41	305,72	3,2e-03 \pm 3,2e-05	1,2e+00 \pm 4,0e-00	3,8e-01 \pm 5,5e-04	0,14 \pm 0,03	0,07 \pm 0,01
6	750	87,08	20,74	593,92	3,0e-03 \pm 3,3e-05	1,0e+00 \pm 2,7e-00	8,6e-01 \pm 1,2e-03	0,15 \pm 0,01	0,08 \pm 0,01
7	800	80,66	25,35	946,22	2,7e-03 \pm 3,6e-05	1,0e+00 \pm 2,7e-00	1,1e+00 \pm 1,6e-03	0,17 \pm 0,01	0,09 \pm 0,01
8	850	88,32	22,17	1254,36	3,0e-03 \pm 3,0e-05	1,6e+00 \pm 4,2e-00	8,1e-01 \pm 1,1e-03	0,14 \pm 0,01	0,07 \pm 0,01
9	900	98,95	3,32	1300,51	3,4e-03 \pm 6,9e-05	4,3e+00 \pm 1,3e-00	2,5e-01 \pm 3,5e-04	0,04 \pm 0,09	0,02 \pm 0,04
10	1000	99,70	3,03	1342,59	3,4e-03 \pm 3,5e-05	6,2e+01 \pm 1,9e-00	8,4e-02 \pm 1,1e-04	0,04 \pm 0,14	0,02 \pm 0,07
11	1150	--	1,98	1370,10	3,4e-03 \pm 2,1e-05	8,4e+01 \pm 2,4e-00	2,1e-02 \pm 2,6e-05	-- \pm --	-- \pm --
12	1350	--	1,05	1384,76	3,4e-03 \pm 2,2e-05	3,7e+01 \pm 1,3e-00	1,5e-02 \pm 1,8e-05	-- \pm --	-- \pm --
13	1450	--	0,34	1389,52	3,4e-03 \pm 4,0e-05	2,1e+01 \pm 8,3e-00	2,1e-02 \pm 2,8e-05	-- \pm --	-- \pm --
14	1550	--	0,00	1389,58	3,8e-03 \pm 2,8e-04	1,9e+01 \pm 3,3e+00	1,8e-03 \pm 7,0e-06	-- \pm -- (0,12 \pm 0,02)	-- \pm -- (0,06 \pm 0,01)

Annexe II (continuation): Tableau des données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Atacazo - Coulées Sommitales

M1837 = SA76 RT, 198.7 mg (J = 0.00027683)

 $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.384 \pm 0.100 \%$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$	Age $\pm 1s$
1	450	33,63	0,00	0,00	1,1e-03 \pm 1,9e-03	2,7 e-03 \pm 5,6e-0	4,8e-04 \pm 4,9e-06	-- \pm --	-- \pm --
2	500	99,46	0,01	0,12	3,4e-03 \pm 5,8e-05	1,1e-01 \pm 9,2e-00	6,4e-04 \pm 6,1e-07	-- \pm --	-- \pm --
3	550	100,00	2,21	29,96	3,4e-03 \pm 9,5e-06	7,5e-01 \pm 2,3e-00	1,2e-02 \pm 1,6e-05	-- \pm --	-- \pm --
4	650	99,72	7,23	127,67	3,4e-03 \pm 1,5e-05	1,3e+00 \pm 3,4e-00	7,1e-02 \pm 9,4e-05	0,04 \pm 0,09	0,02 \pm 0,05
5	700	91,86	13,31	307,55	3,1e-03 \pm 3,1e-05	1,3e+00 \pm 3,1e-00	3,9e-01 \pm 5,1e-04	0,21 \pm 0,03	0,10 \pm 0,01
6	750	81,63	24,96	644,75	2,8e-03 \pm 3,6e-05	9,6e-01 \pm 2,5e-00	1,0e+00 \pm 1,3e-03	0,18 \pm 0,01	0,09 \pm 0,01
7	800	80,88	23,54	962,77	2,7e-03 \pm 4,0e-05	1,1e+00 \pm 2,7e-00	1,2e+00 \pm 1,6e-03	0,16 \pm 0,01	0,08 \pm 0,01
8	850	88,72	17,56	1199,97	3,0e-03 \pm 3,6e-05	1,7e+00 \pm 4,7e-00	7,6e-01 \pm 1,0e-03	0,15 \pm 0,02	0,07 \pm 0,01
9	950	92,90	4,48	1260,52	3,2e-03 \pm 5,6e-05	4,4e+00 \pm 1,3e-00	2,9e-01 \pm 3,9e-04	0,24 \pm 0,06	0,12 \pm 0,03
10	1100	95,64	3,71	1310,58	3,2e-03 \pm 2,7e-05	6,6e+01 \pm 1,9e-00	1,7e-01 \pm 2,3e-04	0,25 \pm 0,05	0,13 \pm 0,03
11	1350	88,74	2,38	1342,79	3,0e-03 \pm 6,1e-05	2,5e+01 \pm 7,1e-00	1,3e-01 \pm 1,9e-04	0,87 \pm 0,14	0,44 \pm 0,04
12	1450	95,63	0,59	1350,81	3,2e-03 \pm 2,3e-04	1,4e+01 \pm 5,9e-00	1,4e-01 \pm 2,6e-04	0,30 \pm 0,47	0,15 \pm 0,24
13	1550	90,49	0,02	1351,08	3,1e-03 \pm 4,1e-04	1,7e+01 \pm 6,0e-00	1,1e-02 \pm 3,8e-05	8,63 \pm 11,11 (0,19 \pm 0,02)	4,32 \pm 5,56 (0,09 \pm 0,01)

Atacazo - La Estancia

MC1806= SA 13 RT 12 MC 44 MF

 $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})_{\text{Mon}} = 2.806 \pm 1.000 \%$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$	$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$	$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK})$	Age $\pm 1s$
1	550	--	--	--	-- \pm --	-- \pm --	-- \pm --	-- \pm --	-- \pm --
2	600	99,06	5,22	47,11	3,4e-03 \pm 1,3e-05	5,6e-01 \pm 1,6e-00	4,9e-02 \pm 6,6e-05	0,19 \pm 0,13	0,08 \pm 0,05
3	650	97,65	6,68	107,31	3,3e-03 \pm 2,6e-05	1,0e+00 \pm 2,9e-00	2,4e-01 \pm 3,4e-04	0,10 \pm 0,04	0,04 \pm 0,02
4	700	91,45	13,36	227,89	3,1e-03 \pm 2,8e-05	1,1e+00 \pm 3,0e-00	4,1e-01 \pm 6,0e-04	0,21 \pm 0,02	0,09 \pm 0,01
5	750	82,05	30,30	501,19	2,8e-03 \pm 3,0e-05	1,1e+00 \pm 2,9e-00	9,1e-01 \pm 1,2e-03	0,20 \pm 0,01	0,08 \pm 0,00
6	800	82,15	17,18	656,22	2,8e-03 \pm 4,1e-05	1,7e+00 \pm 4,3e-00	9,5e-01 \pm 1,4e-03	0,19 \pm 0,01	0,08 \pm 0,01
7	850	90,96	10,71	752,89	3,1e-03 \pm 2,4e-05	2,7e+00 \pm 7,1e-00	4,7e-01 \pm 6,4e-04	0,19 \pm 0,02	0,08 \pm 0,01
8	900	98,03	6,60	812,38	3,3e-03 \pm 2,9e-05	2,4e+00 \pm 6,5e-00	2,5e-01 \pm 3,5e-04	0,08 \pm 0,04	0,03 \pm 0,02
9	1000	95,16	4,09	849,26	3,2e-03 \pm 5,1e-05	1,9e+00 \pm 6,7e-00	2,9e-01 \pm 4,3e-04	0,17 \pm 0,06	0,07 \pm 0,02
10	1150	99,75	1,76	865,12	3,4e-03 \pm 1,7e-05	8,4e+00 \pm 2,9e-00	4,8e-02 \pm 7,1e-05	0,05 \pm 0,15	0,02 \pm 0,06
11	1300	90,04	3,57	897,33	3,1e-03 \pm 6,2e-05	8,6e+00 \pm 2,8e-00	3,2e-01 \pm 5,0e-04	0,31 \pm 0,06	0,13 \pm 0,03
12	1450	85,16	0,50	901,33	2,9e-03 \pm 3,3e-04	8,8e+00 \pm 4,7e-00	2,4e-01 \pm 5,7e-04	0,63 \pm 0,41	0,27 \pm 0,18
13	1550	--	0,02	902,00	4,9e-03 \pm 1,1e-03	8,5e+00 \pm 6,3e-00	2,6e-02 \pm 7,9e-04	-- \pm -- (0,18 \pm 0,01)	-- \pm -- (0,08 \pm 0,01)

Annexe II (continuation): Tableau des données des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *Annexe II*

La Viudita

M1832 = SA54 RT 214.5 mg J= 0.00027983 (14MC46; SH)

$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)_{\text{Mon}} = 2.366 \pm 0.100$

étape	Temp °C	C. Atm	% ^{39}Ar	^{39}Ar Cumulé	$(^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$		$(^{37}\text{Ca}/^{39}\text{K})$		$(^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})$		$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)$		Age $\pm 1s$	
1	450	--	--	--	--	\pm --	4,0e+01	\pm 3,8e+06	--	\pm --	--	\pm --	-	\pm -
2	500	99,25	0,01	0,06	3,4e-03	\pm 3,8e-05	3,9e-02	\pm 1,7e-00	1,3e-04	\pm 2,3e-06	--	\pm --	-	\pm -
3	550	96,92	0,24	3,28	3,3e-03	\pm 1,2e-05	7,5e-01	\pm 8,1e-00	6,2e-04	\pm 9,9e-07	--	\pm --	-	\pm -
4	650	97,01	3,29	46,93	3,3e-03	\pm 1,1e-05	8,8e-01	\pm 4,7e-00	1,4e-02	\pm 3,4e-05	2,16	\pm 0,74	1,09	\pm 0,37
5	700	93,12	14,35	237,15	3,2e-03	\pm 1,8e-05	7,8e-01	\pm 4,0e-00	1,5e-01	\pm 3,7e-04	0,48	\pm 0,08	0,24	\pm 0,04
6	750	87,15	24,25	558,62	3,0e-03	\pm 1,8e-05	7,0e-01	\pm 3,6e-00	4,9e-01	\pm 1,3e-03	0,27	\pm 0,02	0,13	\pm 0,01
7	800	85,56	24,23	879,77	2,9e-03	\pm 3,5e-05	7,2e-01	\pm 3,7e-00	7,2e-01	\pm 1,9e-03	0,20	\pm 0,02	0,10	\pm 0,01
8	850	97,71	22,30	1175,28	3,3e-03	\pm 1,5e-05	1,2e+00	\pm 6,0e-00	2,1e-01	\pm 5,6e-04	0,11	\pm 0,05	0,05	\pm 0,03
9	900	99,29	4,33	1232,68	3,4e-03	\pm 1,4e-05	3,6e+00	\pm 1,9e-00	2,2e-02	\pm 5,5e-05	0,33	\pm 0,48	0,17	\pm 0,24
10	950	--	--	--	--	\pm --	--	--	--	--	--	\pm --	-	\pm -
11	1050	98,86	2,94	1294,46	3,4e-03	\pm 1,3e-05	1,1e+01	\pm 5,7e-00	1,1e-02	\pm 2,8e-05	1,04	\pm 0,95	0,52	\pm 0,48
12	1240	97,53	1,35	1312,32	3,3e-03	\pm 1,0e-05	1,5e+01	\pm 8,1e-00	2,8e-03	\pm 4,8e-06	8,83	\pm 3,64	4,45	\pm 1,83
13	1400	99,63	0,92	1324,50	3,4e-03	\pm 1,4e-05	1,9e+01	\pm 1,3e-00	5,1e-03	\pm 1,1e-05	0,78	\pm 2,13	0,39	\pm 1,075
14	1550	97,70	0,07	1325,41	3,3e-03	\pm 3,9e-05	1,8e+01	\pm 2,5e-00	2,8e-03	\pm 4,7e-06	8,40	\pm 5,49	4,23	\pm 2,77
											(0,57 \pm 0,09)		(0,29 \pm 0,04)	

Annexe III

Analyses chimiques des minéraux du CVAN

ORTHOPYROXENE														
Unité	NINAHUILCA CHICO II - N6							NINAHUILCA CHICO I - N5						
échantillon	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	SA-9A	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B
minéral	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-3	OPX-4
SiO ₂	52,40	52,10	52,94	52,73	52,79	53,45	52,86	54,38	54,00	54,01	54,71	53,79	54,34	54,79
TiO ₂	0,11	0,13	0,11	0,07	0,08	0,15	0,07	0,13	0,14	0,17	0,21	0,19	0,16	0,02
Al ₂ O ₃	2,31	0,92	0,80	0,75	0,37	0,99	0,34	2,44	1,00	2,51	2,38	1,39	1,67	1,21
FeO	20,77	23,02	22,48	23,96	23,11	20,88	22,84	11,43	16,91	11,62	12,71	17,07	15,73	11,76
MnO	0,66	0,92	0,85	0,67	0,85	0,65	0,80	0,20	0,33	0,20	0,24	0,39	0,28	0,30
MgO	23,34	20,97	21,98	21,26	21,44	22,86	22,31	29,14	25,20	28,57	27,67	25,11	25,39	28,51
CaO	0,30	0,57	0,55	0,46	0,49	0,73	0,60	1,40	1,51	1,53	1,67	1,21	2,17	1,61
Na ₂ O	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,00	0,02	0,04
K ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,66	0,00	0,59	0,38	0,04	0,05	0,24
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,04
Total	99,95	98,69	99,81	99,93	99,16	99,78	99,86	99,85	99,14	99,26	100,12	99,18	99,81	98,58
Unité	NINAHUILCA CHICO I - N5						ARENAL II - N4							
échantillon	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA-24D	SA-100	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A
minéral	OPX-5	OPX-6	OPX-6	OPX-7	OPX-7	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-4
SiO ₂	52,56	51,29	52,84	53,04	54,19	52,16	53,77	53,71	52,41	53,38	52,75	51,96	52,39	53,92
TiO ₂	0,18	0,10	0,24	0,06	0,18	0,11	0,10	0,08	0,18	0,18	0,20	0,24	0,16	0,13
Al ₂ O ₃	0,69	1,06	1,34	0,41	0,73	1,02	1,15	0,58	1,28	0,93	3,32	1,03	3,26	1,71
FeO	21,22	23,25	18,25	22,68	18,08	23,95	19,70	19,79	20,91	19,80	12,67	20,27	15,69	18,50
MnO	0,80	0,82	0,51	0,85	0,55	0,76	0,72	0,63	0,72	0,64	0,22	0,66	0,20	0,49
MgO	22,29	21,53	24,15	21,90	24,20	20,40	23,95	23,87	22,72	23,63	28,11	23,31	25,95	24,47
CaO	0,62	0,49	1,45	0,77	1,39	1,05	0,70	1,13	1,14	1,02	1,80	1,10	1,65	1,04
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,03
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,06	0,02	0,49	0,01	0,09	0,03
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00
Total	98,42	98,57	98,84	99,81	99,33	99,61	100,18	99,80	99,52	99,67	99,67	98,61	99,50	100,32
Unité	LA COCHA - N3								GC	LA VIUDITA				
échantillon	SA-95	SA-95	SA-95	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	SA-107IC	SA-55	SA-55	SA-55	SA 54	SA 54
minéral	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-1L	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-1	OPX-2
SiO ₂	52,82	53,11	51,84	52,73	52,89	51,12	54,25	52,94	53,25	51,28	52,01	51,17	51,83	52,42
TiO ₂	0,06	0,14	0,20	0,10	0,10	0,15	0,07	0,13	0,22	0,07	0,07	0,13	0,06	0,15
Al ₂ O ₃	0,56	0,66	3,25	1,28	1,06	3,84	2,09	0,92	1,24	0,30	0,37	0,77	0,33	1,14
FeO	22,67	22,85	17,34	21,37	21,87	20,65	11,36	21,23	21,13	24,82	25,00	24,98	23,80	23,18
MnO	0,88	0,77	0,39	0,71	0,80	0,13	0,22	0,74	0,59	0,92	0,84	0,73	0,58	0,57
MgO	21,97	22,05	24,36	22,36	22,58	22,90	29,36	22,50	22,45	20,49	20,67	20,41	20,04	21,25
CaO	0,73	0,72	1,60	0,85	0,62	0,14	1,26	1,08	1,20	0,59	0,57	0,57	1,28	1,05
Na ₂ O	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,05	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,05	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,09	0,55	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	99,74	100,36	99,03	99,44	99,99	99,06	99,21	99,64	100,23	98,48	99,60	98,85	98,00	99,82

ORTHOPYROXENE														
Unité	ARENAL I													
échantillon	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B
minéral	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-5	OPX-6	OPX-7	OPX-7	OPX-8	OPX-8	OPX-9	OPX-9	OPX-10
SiO₂	50,58	52,40	54,59	53,53	55,70	51,90	51,83	52,80	52,19	52,90	52,70	53,23	53,40	52,69
TiO₂	0,32	0,25	0,14	0,12	0,10	0,34	0,22	0,29	0,22	0,22	0,16	0,15	0,22	0,05
Al₂O₃	3,27	0,50	1,20	0,73	1,09	1,38	1,95	1,65	1,38	1,54	2,18	1,76	1,82	0,57
FeO	24,62	25,78	17,08	20,75	13,01	22,77	22,45	22,07	22,52	21,16	18,50	18,91	19,66	23,86
MnO	0,52	0,57	0,36	0,46	0,34	0,49	0,52	0,57	0,50	0,52	0,32	0,35	0,36	0,80
MgO	19,41	18,64	25,45	22,95	28,61	21,04	21,73	21,95	21,67	22,97	23,45	24,67	24,13	21,07
CaO	1,50	1,79	1,57	1,27	2,02	1,58	1,09	1,27	1,13	1,01	2,32	1,19	1,10	1,01
Na₂O	0,06	0,03	0,02	0,03	0,00	0,04	0,01	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01	0,00	0,02
K₂O	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00
P₂O₅														
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,19	0,00	0,14	0,05	0,10	0,03	0,14	0,07	0,05	0,04
NiO	0,00	0,06	0,05	0,00	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Total	100,29	100,08	100,47	99,87	101,10	99,58	99,94	100,74	99,79	100,42	99,82	100,35	100,80	100,10
Unité	ARENAL I													
échantillon	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A
minéral	OPX-11	OPX-11	OPX-12	OPX-12	OPX-12	OPX-12	OPX-13	OPX-14	OPX-15	OPX-16	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-3
SiO₂	52,77	53,28	52,69	52,37	52,02	52,45	54,13	53,38	52,68	54,70	52,40	52,77	52,43	52,00
TiO₂	0,18	0,14	0,17	0,11	0,15	0,28	0,15	0,05	0,26	0,13	0,16	0,18	0,06	0,15
Al₂O₃	0,87	0,80	0,88	1,00	0,96	0,67	2,61	0,46	1,36	2,08	0,97	1,25	0,94	1,30
FeO	23,25	23,03	23,47	23,97	25,00	24,98	12,37	22,72	22,56	14,46	23,54	23,26	24,23	24,27
MnO	0,60	0,56	0,66	0,60	0,60	0,55	0,25	0,58	0,51	0,24	0,68	0,63	0,68	0,55
MgO	21,38	22,02	20,93	20,98	20,23	19,68	27,91	21,86	22,12	27,51	21,92	21,44	20,73	21,10
CaO	1,12	1,05	0,98	1,02	1,04	1,41	2,07	1,04	1,12	1,39	0,97	1,05	0,84	1,03
Na₂O	0,02	0,02	0,03	0,01	0,05	0,04	0,57	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,06	0,01
K₂O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
P₂O₅														
Cr₂O₃	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,07	0,36	0,01	0,00	0,16	0,00	0,00	0,01	0,03
NiO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00
Total	100,22	100,96	99,85	100,13	100,05	100,20	100,45	100,10	100,64	100,70	100,71	100,61	99,98	100,45
Unité	ARENAL I													
échantillon	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A
minéral	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-6	OPX-7	OPX-7	OPX-8	OPX-8	OPX-9	OPX-10	OPX-10	OPX-11	OPX-11	OPX-12
SiO₂	53,11	52,41	52,48	52,45	52,17	52,30	52,43	52,13	52,12	52,03	52,97	52,39	54,12	51,69
TiO₂	0,18	0,18	0,12	0,13	0,19	0,15	0,19	0,17	0,22	0,19	0,28	0,28	0,15	0,32
Al₂O₃	0,97	1,08	1,03	0,92	1,49	0,95	1,24	0,51	0,69	4,03	1,90	3,07	0,77	3,70
FeO	24,62	24,27	23,69	24,21	23,20	23,96	24,70	25,54	26,37	17,73	20,05	17,65	18,58	19,10
MnO	0,78	0,71	0,68	0,79	0,61	0,66	0,62	0,64	0,62	0,37	0,37	0,42	0,44	0,44
MgO	20,36	20,43	21,00	20,49	21,11	20,74	20,56	18,82	18,48	24,75	22,93	24,25	24,05	23,25
CaO	0,99	1,01	1,03	0,91	0,99	0,93	1,12	1,61	1,77	1,07	1,35	2,31	1,56	1,35
Na₂O	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,07	0,03	0,09	0,05	0,00	0,07	0,02	0,01
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
P₂O₅														
Cr₂O₃	0,03	0,00	0,06	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03
Total	101,08	100,12	100,15	99,94	99,83	99,78	100,96	99,52	100,42	100,24	99,91	100,48	99,70	99,91

ORTHOPYROXENE															
Unité	ARENAL I					ATACAZO - COULEES SOMMITALES									
échantillon	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69
minéral	OPX-13	OPX-14	OPX-15	OPX-15	OPX-16	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-7	OPX-7	OPX-7	OPX-7
SiO ₂	53,19	53,80	55,04	53,00	52,95	52,32	52,13	54,39	52,40	51,24	53,89	52,53	54,33	52,08	52,08
TiO ₂	0,28	0,09	0,13	0,21	0,25	0,24	0,17	0,28	0,23	0,08	0,12	0,29	0,18	0,29	0,29
Al ₂ O ₃	1,34	0,71	2,07	1,05	1,18	1,05	0,94	1,07	0,98	2,02	3,43	1,18	2,71	2,04	2,04
FeO	20,59	19,76	11,64	21,55	19,93	20,84	22,29	18,82	22,41	23,44	11,55	22,51	13,00	18,26	18,26
MnO	0,43	0,44	0,22	0,37	0,46	0,38	0,52	0,54	0,43	0,58	0,21	0,47	0,27	0,41	0,41
MgO	22,64	23,96	29,41	21,94	23,70	22,30	21,14	23,66	20,95	20,33	28,20	21,06	27,31	23,94	23,94
CaO	1,59	1,45	1,45	1,46	1,51	1,67	1,46	1,49	1,49	1,67	1,55	1,48	1,52	1,44	1,44
Na ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,02	0,04	0,01	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,05	0,03	0,03
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅						0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,45	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,45	0,72	0,02	0,23	0,01	0,01
NiO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	100,11	100,22	100,44	99,63	100,04	98,86	98,73	100,30	99,05	99,86	99,74	99,70	99,63	98,59	98,59
Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES														
échantillon	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8
minéral	OPX-8	OPX-8	OPX-9	OPX-9	OPX-10	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-4
SiO ₂	53,78	52,15	52,03	53,88	52,62	52,77	50,93	51,87	51,88	52,08	53,17	52,84	52,77	52,99	52,99
TiO ₂	0,12	0,32	0,15	0,15	0,19	0,15	0,15	0,12	0,16	0,12	0,19	0,24	0,29	0,23	0,23
Al ₂ O ₃	0,64	1,46	1,10	0,76	3,41	0,81	2,81	1,07	1,16	1,43	2,90	3,60	2,79	1,28	1,28
FeO	21,04	19,98	22,78	17,78	11,80	23,27	23,10	22,32	22,64	22,75	12,29	16,10	17,46	19,04	19,04
MnO	0,51	0,36	0,64	0,39	0,22	0,53	0,57	0,52	0,48	0,54	0,22	0,28	0,30	0,34	0,34
MgO	22,66	23,46	21,75	24,69	27,18	21,11	20,34	21,31	21,45	21,33	27,96	25,02	24,20	24,37	24,37
CaO	1,14	1,30	1,07	1,56	2,24	1,19	1,09	1,06	1,20	1,22	1,70	1,70	1,46	1,15	1,15
Na ₂ O	0,03	0,04	0,05	0,01	0,03	0,03	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04
K ₂ O	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,11	0,00	0,00	0,08	0,03	0,02	0,00	0,08	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,53	0,00	0,02	0,00	0,02	0,21	0,60	0,09	0,04	0,13	0,13
NiO	0,04	0,04	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	100,01	99,28	99,63	99,23	98,37	99,93	99,09	98,36	99,12	99,72	99,13	99,94	99,37	99,56	99,56
Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES														
échantillon	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	SA-76
minéral	OPX-4	OPX-4	OPX-5	OPX-6	OPX-6	OPX-6	OPX-7	OPX-8	OPX-8	OPX-8	OPX-9	OPX-9	OPX-9	OPX-9	OPX-1
SiO ₂	53,68	52,07	51,24	51,87	52,46	54,02	51,78	50,97	51,42	51,39	51,55	52,19	52,00	52,43	52,43
TiO ₂	0,12	0,13	0,12	0,10	0,12	0,03	0,19	0,05	0,08	0,15	0,14	0,17	0,23	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	2,33	1,63	2,18	1,34	1,09	1,53	1,13	1,65	1,66	1,18	0,84	0,69	2,19	0,92	0,92
FeO	12,31	21,74	22,56	23,09	22,23	14,32	22,69	26,10	25,06	23,19	25,14	23,14	17,99	23,90	23,90
MnO	0,27	0,46	0,52	0,58	0,55	0,25	0,54	0,66	0,70	0,52	0,84	0,55	0,31	0,73	0,73
MgO	27,76	21,81	21,23	21,53	21,36	27,04	21,21	19,30	20,19	20,95	19,81	20,48	24,32	20,95	20,95
CaO	2,35	1,24	1,30	0,98	1,07	1,48	1,07	0,43	0,57	1,22	0,54	1,53	1,46	0,82	0,82
Na ₂ O	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,00	0,23	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,57	0,31	0,30	0,00	0,02	0,11	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01
NiO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00
Total	99,43	99,43	99,49	99,58	98,91	98,90	98,71	99,23	99,94	98,62	98,96	98,94	98,59	99,96	99,96

ORTHOPYROXENE														
Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES													
échantillon	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76
minéral	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-6	OPX-8	OPX-9	OPX-9	OPX-9	OPX-9	OPX-10	OPX-11	OPX-12	OPX-13
SiO ₂	52,77	52,01	52,12	52,57	52,09	53,11	51,81	51,85	51,70	51,47	52,40	52,69	51,89	52,40
TiO ₂	0,16	0,37	0,17	0,15	0,17	0,20	0,08	0,17	0,21	0,19	0,10	0,20	0,18	0,29
Al ₂ O ₃	0,87	0,35	1,03	1,18	1,31	0,94	1,12	1,11	1,24	1,62	1,14	1,27	1,24	1,23
FeO	23,56	27,51	23,92	22,82	22,16	21,90	23,44	23,53	23,58	23,70	23,58	23,58	22,41	22,21
MnO	0,68	0,57	0,92	0,71	0,44	0,50	0,54	0,61	0,40	0,66	0,47	0,53	0,44	0,50
MgO	21,28	17,50	21,28	21,49	21,96	22,07	21,14	21,03	21,04	21,02	21,50	21,42	21,78	21,96
CaO	0,92	1,77	0,82	1,13	1,31	1,42	1,08	1,16	1,24	1,11	1,02	1,35	1,13	1,35
Na ₂ O	0,05	0,02	0,03	0,01	0,00	0,05	0,06	0,05	0,04	0,01	0,04	0,04	0,01	0,05
K ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,00	0,05	0,05	0,02	0,03	0,01	0,06	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
NiO	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01
Total	100,39	100,18	100,35	100,12	99,48	100,25	99,38	99,53	99,60	99,81	100,30	101,14	99,10	99,99
Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES													
échantillon	SA-76	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105
minéral	OPX-14	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-6	OPX-5
SiO ₂	51,14	53,40	52,41	52,42	54,28	53,86	56,22	53,72	53,16	53,10	52,16	52,99	54,50	52,89
TiO ₂	0,44	0,13	0,06	0,13	0,21	0,12	0,32	0,21	0,24	0,28	0,11	0,21	0,03	0,21
Al ₂ O ₃	2,22	1,19	0,37	1,00	1,52	1,75	2,91	1,59	1,35	1,82	1,01	0,93	1,13	2,23
FeO	22,94	17,25	24,83	23,15	16,44	17,58	20,30	20,34	21,22	20,95	22,41	22,05	18,46	18,94
MnO	0,47	0,22	0,75	0,55	0,32	0,35	0,50	0,43	0,60	0,40	0,55	0,49	0,36	0,37
MgO	21,04	24,91	20,53	21,19	25,91	25,36	15,56	22,92	21,58	22,46	21,54	21,73	25,16	23,71
CaO	1,39	1,68	0,45	1,18	1,68	1,40	2,92	1,23	1,69	1,41	2,09	1,48	0,46	1,49
Na ₂ O	0,08	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,65	0,06	0,08	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	1,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,00	0,07	0,05	0,00	0,02	0,08	0,02	0,01	0,01	0,02	0,10
NiO	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01
Total	99,80	98,85	99,47	99,67	100,47	100,54	101,10	100,53	100,01	100,45	99,00	99,95	100,19	99,94
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES													
échantillon	SA-105	SA-105	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B
minéral	OPX-7	OPX-8	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-3
SiO ₂	51,36	51,67	53,98	53,32	52,83	52,29	52,67	53,40	52,82	51,27	53,72	54,23	55,03	52,94
TiO ₂	0,19	0,31	0,16	0,19	0,19	0,34	0,29	0,22	0,37	0,26	0,27	0,23	0,21	0,16
Al ₂ O ₃	1,55	1,53	2,64	1,70	1,79	2,24	1,92	1,35	1,49	4,20	1,33	1,03	0,89	2,98
FeO	20,21	24,95	16,59	20,90	21,50	21,41	21,09	21,21	21,24	20,75	19,30	19,99	18,67	18,48
MnO	0,38	0,56	0,36	0,48	0,52	0,42	0,44	0,45	0,53	0,45	0,46	0,50	0,49	0,31
MgO	22,65	15,79	25,56	23,05	22,13	21,86	22,34	22,60	22,31	21,96	23,32	23,18	24,15	24,05
CaO	1,76	2,98	1,44	1,41	1,55	1,45	1,52	1,53	1,65	1,36	1,64	1,56	1,58	1,19
Na ₂ O	0,01	0,32	0,06	0,02	0,04	0,06	0,04	0,02	0,03	0,01	0,05	0,05	0,00	0,06
K ₂ O	0,00	0,35	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,07	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,22	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,02	0,00	0,14
NiO	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	98,16	98,58	101,03	101,09	100,57	100,09	100,35	100,84	100,47	100,36	100,12	100,84	101,01	100,33

ORTHOPYROXENE															
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES														
échantillon	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A
minéral	OPX-5	OPX-5	OPX-5	OPX-6	OPX-7	OPX-7	OPX-7	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-3	OPX-3
SiO ₂	53,17	53,37	52,61	52,61	53,64	53,34	55,14	54,19	53,03	54,89	54,10	52,23	53,15	54,17	
TiO ₂	0,13	0,24	0,23	0,32	0,23	0,23	0,19	0,27	0,45	0,27	0,28	0,47	0,21	0,22	
Al ₂ O ₃	3,34	1,72	2,48	1,81	0,95	1,59	0,72	1,81	0,28	1,77	1,55	0,45	1,88	2,32	
FeO	17,62	20,17	20,45	21,67	20,74	20,45	18,02	17,00	26,53	17,79	17,93	26,38	21,40	17,28	
MnO	0,33	0,43	0,40	0,58	0,43	0,45	0,42	0,34	0,53	0,38	0,38	0,58	0,48	0,30	
MgO	25,01	23,04	22,45	22,32	23,03	22,83	24,77	24,91	18,05	24,48	24,78	18,02	21,73	24,91	
CaO	1,12	1,52	1,37	1,40	1,56	1,32	1,52	1,91	1,98	1,49	1,61	2,18	1,52	1,40	
Na ₂ O	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,04	0,03	0,06	0,04	0,01	0,04	0,04	0,01	
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,00	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,10	0,04	0,07	0,02	0,06	0,04	0,00	0,13	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	
NiO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,06	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04	0,04	
Total	100,88	100,58	100,10	100,79	100,70	100,35	100,82	100,51	100,97	101,11	100,71	100,36	100,46	100,73	
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES														
échantillon	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B
minéral	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-4
SiO ₂	54,37	52,94	54,18	52,08	52,57	52,50	53,79	53,50	52,14	53,64	53,49	52,46	53,86	51,91	
TiO ₂	0,30	0,42	0,32	0,35	0,17	0,28	0,17	0,25	0,11	0,23	0,24	0,19	0,23	0,34	
Al ₂ O ₃	1,88	0,26	2,01	0,13	0,91	2,51	0,91	2,94	0,88	1,56	1,37	1,62	2,18	0,96	
FeO	17,53	25,57	16,80	27,12	23,02	20,02	21,96	16,31	22,09	18,56	19,28	22,68	17,25	23,89	
MnO	0,32	0,55	0,31	0,51	0,68	0,40	0,62	0,37	0,58	0,44	0,51	0,70	0,40	0,60	
MgO	24,77	18,58	24,71	17,90	21,00	22,86	22,55	25,29	22,22	24,53	23,99	21,53	24,81	19,85	
CaO	1,78	1,87	1,75	1,66	1,17	1,51	1,16	1,43	1,11	1,40	1,36	1,14	1,86	1,89	
Na ₂ O	0,04	0,05	0,03	0,03	0,01	0,06	0,05	0,05	0,01	0,02	0,03	0,06	0,03	0,07	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,06	
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,09	0,02	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,08	0,07	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	
NiO	0,04	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	
Total	101,09	100,28	100,18	99,82	99,54	100,19	101,34	100,24	99,19	100,47	100,32	100,49	100,70	99,60	
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES														
échantillon	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49
minéral	OPX-5	OPX-6	OPX-11	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-8	OPX-1	OPX-1	OPX-2	
SiO ₂	52,58	52,89	52,76	53,08	53,37	52,08	51,66	51,41	52,60	52,13	52,37	55,75	54,58	52,47	
TiO ₂	0,18	0,20	0,17	0,08	0,15	0,23	0,35	0,19	0,19	0,10	0,20	0,12	0,18	0,15	
Al ₂ O ₃	0,90	0,72	1,08	0,77	0,86	0,79	2,84	1,38	1,06	2,14	1,51	1,28	1,58	0,66	
FeO	22,58	22,43	22,44	21,52	19,78	21,47	19,71	21,95	21,58	21,90	22,03	11,59	14,38	22,79	
MnO	0,65	0,59	0,71	0,79	0,75	0,53	0,49	0,52	0,57	0,44	0,52	0,23	0,27	0,87	
MgO	21,41	21,83	22,00	22,34	22,82	21,92	22,40	21,65	22,48	21,52	21,97	29,82	27,46	21,34	
CaO	1,29	1,25	1,18	1,18	1,10	1,34	1,45	1,19	1,25	1,19	1,30	1,45	1,22	1,00	
Na ₂ O	0,05	0,01	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,00	0,06	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,06	0,11	0,02	0,02	0,02	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,03	0,01	0,27	0,00	0,30	0,00	0,03	
NiO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,05	0,01	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	
Total	99,71	99,94	100,44	99,79	98,91	98,43	99,03	98,43	99,89	99,89	99,95	100,63	99,72	99,34	

ORTHOPYROXENE														
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES													
échantillon	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43
minéral	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-5	OPX-5	OPX-6	OPX-6	OPX-7	OPX-8	OPX-8	OPX-11	OPX-11	OPX-12	OPX-12
SiO ₂	53,80	55,15	55,90	56,50	54,08	55,78	50,92	52,43	52,22	52,20	52,65	52,78	54,04	54,67
TiO ₂	0,11	0,11	0,11	0,06	0,17	0,12	0,72	0,25	0,11	0,28	0,11	0,12	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	0,65	2,31	1,74	1,63	1,31	1,40	1,39	0,78	0,95	2,41	1,16	0,49	1,99	1,68
FeO	20,39	9,58	9,04	8,64	15,94	10,45	24,26	23,08	22,61	18,24	20,81	22,54	13,05	11,07
MnO	0,62	0,26	0,15	0,17	0,29	0,27	0,45	0,62	0,59	0,31	0,44	0,63	0,26	0,25
MgO	22,98	29,97	30,90	31,09	26,18	29,83	18,92	21,08	21,73	24,09	22,57	21,75	27,96	29,60
CaO	1,32	1,27	1,31	1,46	1,38	1,32	1,85	1,26	1,15	1,68	1,08	1,05	1,30	1,53
Na ₂ O	0,00	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,04	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,07
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,07	0,08	0,06	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,78	0,63	0,40	0,25	0,43	0,10	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,39	0,58
NiO	0,01	0,06	0,07	0,09	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01
Total	99,90	99,56	99,92	100,13	99,64	99,66	98,72	99,60	99,47	99,35	98,85	99,39	99,17	99,54

Unité	ATACAZO - COULEES BASALES													
échantillon	SA 43	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A
minéral	OPX-12	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-4	OPX-4	OPX-5	OPX-5	OPX-5
SiO ₂	52,11	53,26	53,59	53,52	53,80	54,38	52,20	53,06	52,89	51,36	53,13	53,55	52,94	
TiO ₂	0,21	0,20	0,21	0,24	0,22	0,09	0,19	0,17	0,20	0,41	0,18	0,23	0,28	
Al ₂ O ₃	0,57	1,65	1,04	1,06	1,02	2,22	0,73	3,48	3,40	1,74	1,21	0,87	1,44	
FeO	23,25	19,07	19,88	20,13	21,28	12,67	21,78	13,09	13,30	24,03	20,54	20,26	17,87	
MnO	0,52	0,41	0,37	0,41	0,44	0,27	0,48	0,27	0,20	0,49	0,45	0,43	0,39	
MgO	21,00	24,03	23,47	22,96	22,58	28,17	21,96	27,33	27,26	19,47	22,91	23,10	24,11	
CaO	1,39	1,32	1,37	1,35	1,35	1,26	1,46	1,58	1,61	1,70	1,40	1,44	1,71	
Na ₂ O	0,05	0,05	0,01	0,03	0,03	0,02	0,05	0,06	0,07	0,03	0,00	0,04	0,00	
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,47	0,08	0,54	0,53	0,05	0,01	0,01	0,00	
NiO	0,02	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	
Total	99,16	100,14	100,00	99,84	100,77	99,61	98,93	99,67	99,50	99,33	99,88	100,00	98,81	

Unité	ATACAZO - ENCLAVES													
échantillon	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101B	SA-101B	SA-101B
minéral	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-5	OPX-6	OPX-7	OPX-9	OPX-10	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2
SiO ₂	52,46	54,44	50,15	55,52	53,29	52,49	50,70	50,03	51,30	52,40	52,65	55,20	52,95	52,57
TiO ₂	0,11	0,16	0,41	0,16	0,37	0,24	0,29	0,28	0,24	0,37	0,28	0,18	0,32	0,16
Al ₂ O ₃	0,98	2,97	2,28	1,56	1,65	2,37	2,17	0,64	0,34	1,90	1,73	1,93	1,70	0,74
FeO	22,65	9,34	22,02	9,93	18,63	19,90	23,81	26,17	26,49	19,27	20,75	12,01	18,28	20,82
MnO	0,49	0,13	0,50	0,22	0,47	0,34	0,42	0,48	0,53	0,32	0,42	0,25	0,55	0,49
MgO	19,75	29,89	16,61	30,93	24,16	22,99	19,82	16,72	16,41	23,68	22,34	29,09	24,13	22,96
CaO	2,80	1,96	6,68	1,73	1,61	1,66	1,70	1,91	3,36	1,58	1,42	1,67	1,54	1,49
Na ₂ O	0,08	0,06	0,16	0,02	0,00	0,06	0,07	0,02	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,93	0,00	0,12	0,15	0,09	0,00	0,06	0,03	0,00	0,18	0,15	0,01	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,38	99,88	98,85	100,22	100,33	100,22	99,01	96,32	98,77	99,59	99,86	100,58	99,55	99,31

ORTHOPYROXENE															
Unité	ATACAZO - ENCLAVES														
échantillon	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	
minéral	OPX-2	OPX-2	OPX-3	OPX-3	OPX-4	OPX-5	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-4	OPX-5	OPX-5	
SiO ₂	56,60	53,15	51,78	51,73	52,37	52,40	53,20	51,88	53,01	52,21	53,40	53,80	54,17	55,21	
TiO ₂	0,07	0,30	0,15	0,48	0,35	0,24	0,23	0,23	0,19	0,23	0,08	0,21	0,22	0,12	
Al ₂ O ₃	1,04	1,83	1,99	4,01	2,26	0,31	1,20	1,16	1,13	0,92	1,25	1,16	0,74	2,53	
FeO	9,34	18,96	23,69	15,55	19,55	26,40	19,63	21,47	21,52	21,44	16,85	19,54	18,78	9,67	
MnO	0,25	0,53	0,64	0,33	0,31	0,54	0,42	0,46	0,51	0,44	0,30	0,42	0,37	0,20	
MgO	31,39	23,72	20,14	25,41	22,43	18,36	23,59	22,12	22,01	22,27	25,66	23,69	24,38	29,90	
CaO	1,73	1,37	1,29	2,16	2,40	1,66	1,49	1,59	1,38	1,60	1,56	1,38	1,59	2,00	
Na ₂ O	0,05	0,00	0,01	0,00	0,05	0,06	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,00	0,06	0,06	
K ₂ O	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,43	0,00	0,11	0,12	0,10	0,00	0,05	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00	0,04	0,65	
NiO	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Total	100,96	99,95	99,80	99,82	99,83	100,10	99,87	98,97	99,83	99,28	99,16	99,80	100,44	100,37	
Unité	ATACAZO - LA ESTANCIA														
échantillon	SA-101le	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	
minéral	OPX-5	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-2	OPX-4	OPX-4	OPX-4	OPX-4	OPX-5	OPX-5	OPX-5	
SiO ₂	53,94	52,22	52,79	52,40	52,98	52,88	52,69	51,87	53,17	51,09	55,06	52,87	52,45	52,64	
TiO ₂	0,24	0,26	0,24	0,43	0,29	0,29	0,28	0,22	0,35	0,51	0,06	0,17	0,31	0,28	
Al ₂ O ₃	1,77	2,42	2,17	1,43	2,01	2,14	4,25	1,42	2,27	1,37	1,46	2,22	1,43	2,41	
FeO	16,95	17,42	16,44	20,14	17,43	16,97	14,41	21,80	16,79	24,41	14,42	18,69	18,35	16,71	
MnO	0,37	0,30	0,35	0,41	0,35	0,28	0,27	0,52	0,30	0,49	0,22	0,38	0,36	0,25	
MgO	25,20	24,68	25,52	22,41	24,85	25,04	26,31	22,47	25,02	19,12	27,42	23,95	24,22	25,31	
CaO	1,37	1,40	1,49	1,81	1,35	1,37	1,45	1,24	1,52	1,91	1,09	0,97	1,67	1,32	
Na ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05	0,02	0,00	0,06	0,04	0,05	0,06	
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,12	0,01	0,05	0,10	0,13	0,12	0,27	0,00	0,11	0,05	0,49	0,15	0,02	0,18	
NiO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	
Total	100,00	98,75	99,09	99,19	99,43	99,19	100,05	99,64	99,60	99,00	100,31	99,47	98,89	99,19	
Unité	ATACAZO - LA ESTANCIA					CARCACHA									
échantillon	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	
minéral	OPX-7	OPX-7	OPX-8	OPX-9	OPX-10	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-1	OPX-2	OPX-3	
SiO ₂	52,42	50,81	53,04	51,43	51,53	53,01	52,97	53,75	52,82	53,35	52,39	53,24	54,91	53,73	
TiO ₂	0,18	0,32	0,04	0,09	0,15	0,09	0,10	0,25	0,21	0,15	0,12	0,19	0,10	0,14	
Al ₂ O ₃	2,14	2,96	0,96	2,79	3,27	0,80	0,73	0,67	1,64	0,79	0,72	0,77	0,94	0,50	
FeO	17,42	21,99	21,75	22,43	22,27	21,29	21,20	17,98	17,19	21,10	20,41	21,14	13,53	21,23	
MnO	0,34	0,40	0,70	0,58	0,57	0,59	0,51	0,42	0,32	0,59	0,64	0,49	0,28	0,57	
MgO	24,75	20,70	22,59	22,07	22,07	22,74	22,90	24,51	25,19	22,72	23,52	22,66	27,64	22,69	
CaO	1,52	1,55	0,25	0,20	0,28	0,81	1,01	1,47	1,59	0,94	1,09	1,33	1,92	1,07	
Na ₂ O	0,06	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,03	0,07	0,03	0,01	0,10	0,01	0,06	
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,04	0,02	0,00	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,16	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	
NiO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	
Total	98,88	99,00	99,36	99,63	100,23	99,44	99,44	99,17	99,19	99,70	98,95	99,95	99,47	100,07	

		ORTHOPYROXENE			
Unité	CARCACHA				
échantillon	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	
minéral	OPX-4	OPX-4	OPX-9	OPX-10	
SiO₂	53,10	53,53	54,05	55,02	
TiO₂	0,08	0,38	0,23	0,11	
Al₂O₃	0,62	1,47	0,63	0,57	
FeO	21,10	18,27	17,28	16,15	
MnO	0,50	0,37	0,38	0,30	
MgO	22,82	24,72	25,64	27,07	
CaO	1,27	1,66	1,53	0,73	
Na₂O	0,04	0,02	0,00	0,01	
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	
P₂O₅	0,00	0,00	0,01	0,02	
Cr₂O₃	0,02	0,02	0,00	0,08	
NiO	0,01	0,03	0,00	0,05	
Total	99,57	100,47	99,76	100,10	

CLINOPYROXENE															
Unité	LA COCHA - N3			ARENAL I											
échantillon	SA-95	SA-95	SA-95	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B
minéral	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-3	CPX-4	CPX-4	CPX-5	CPX-6	CPX-6	CPX-7	CPX-8	CPX-9
SiO ₂	49,27	51,69	52,61	50,87	49,72	52,30	52,48	50,63	52,06	51,69	50,97	52,13	51,16	51,77	51,52
TiO ₂	0,51	0,35	0,29	0,52	0,77	0,21	0,22	0,62	0,30	0,26	0,59	0,22	0,37	0,49	0,36
Al ₂ O ₃	5,06	3,96	2,41	0,85	4,51	1,22	1,02	3,48	1,67	1,79	3,24	1,86	4,13	2,29	3,43
FeO	8,47	7,85	9,19	14,90	10,57	11,33	10,14	10,50	10,47	10,48	10,65	10,57	7,74	10,49	9,03
MnO	0,15	0,23	0,21	0,36	0,26	0,37	0,32	0,27	0,33	0,31	0,22	0,26	0,20	0,27	0,17
MgO	14,36	15,85	16,85	12,59	13,43	14,04	14,91	13,48	13,45	13,76	13,82	13,64	15,65	14,04	17,34
CaO	20,86	19,47	18,32	18,95	19,90	20,44	20,15	20,21	18,95	20,86	20,20	20,95	20,72	20,35	17,35
Na ₂ O	0,31	0,40	0,22	0,37	0,36	0,31	0,23	0,52	0,48	0,38	0,52	0,47	0,33	0,38	0,24
K ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,01												
Cr ₂ O ₃	0,10	0,52	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	0,11	0,02	0,00	0,01	0,01	0,22	0,00	0,33
NiO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	99,12	100,39	100,14	99,42	99,53	100,27	99,60	99,86	99,93	99,54	100,23	100,13	100,54	100,09	99,81

Unité	ARENAL I					ATACAZO - COULEES SOMMITALES									
échantillon	SA-112B	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69
minéral	CPX-10	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-4	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-2	CPX-3	CPX-3	CPX-4	CPX-4	CPX-4	CPX-5
SiO ₂	52,20	52,59	49,82	51,22	52,07	50,96	49,01	51,17	48,80	51,72	51,14	51,14	49,83	51,64	51,38
TiO ₂	0,36	0,31	0,62	0,46	0,45	0,51	0,68	0,35	0,86	0,29	0,53	0,27	0,51	0,54	0,27
Al ₂ O ₃	1,48	1,82	4,87	4,00	2,06	2,83	5,14	1,46	4,97	1,61	2,43	3,46	3,50	2,27	2,66
FeO	9,61	10,86	10,59	8,19	10,65	10,62	8,78	10,59	9,36	10,95	11,39	13,67	9,84	10,22	8,63
MnO	0,29	0,35	0,24	0,22	0,28	0,23	0,20	0,32	0,20	0,34	0,30	0,30	0,28	0,22	0,20
MgO	14,65	15,57	14,22	15,27	14,42	13,49	14,37	14,21	13,54	13,55	13,41	21,92	13,96	14,87	16,15
CaO	20,64	18,83	19,77	19,72	20,49	20,65	20,35	20,94	20,50	20,76	19,71	7,87	20,33	19,82	19,20
Na ₂ O	0,31	0,31	0,34	0,29	0,34	0,43	0,46	0,24	0,36	0,36	0,43	0,14	0,43	0,31	0,36
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅						0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,06	0,46	0,07	0,00	0,25	0,01	0,11	0,04	0,06	0,20	0,29	0,02	0,26
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	99,60	100,66	100,53	99,82	100,86	99,75	99,43	99,32	98,71	99,64	99,41	99,17	99,00	99,91	99,10

Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES														
échantillon	SA-69	SA-69	ATAC 8	SA-76	SA-76	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-101B	SA-101B	SA-101B
minéral	CPX-6	CPX-6	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-3	CPX-4	CPX-1	CPX-2	CPX-2	CPX-3
SiO ₂	50,10	51,89	50,75	50,85	51,04	52,46	53,89	51,24	52,41	52,18	51,96	51,53	50,67	51,39	50,94
TiO ₂	0,59	0,28	0,48	0,27	0,80	0,42	0,29	0,64	0,42	0,44	0,26	0,40	0,69	0,46	0,43
Al ₂ O ₃	4,27	1,07	2,24	2,33	2,94	3,17	2,05	3,37	1,35	1,50	1,62	4,06	2,76	2,50	3,89
FeO	9,94	10,07	11,52	11,81	10,33	8,34	6,68	11,60	10,99	10,57	11,02	7,00	10,62	9,48	9,79
MnO	0,20	0,24	0,27	0,31	0,23	0,14	0,20	0,29	0,27	0,28	0,29	0,16	0,25	0,28	0,24
MgO	13,77	14,11	12,88	13,11	13,66	15,37	17,12	14,23	14,77	14,71	13,51	15,87	14,56	13,91	14,85
CaO	20,20	21,19	20,13	21,04	20,32	20,64	20,01	18,94	19,54	19,47	20,42	20,23	19,62	21,27	19,21
Na ₂ O	0,45	0,29	0,46	0,44	0,48	0,31	0,24	0,31	0,24	0,27	0,39	0,40	0,29	0,38	0,40
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,05	0,05	0,06	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,25	0,06	0,02	0,05	0,03	0,18	0,33	0,02	0,00	0,00	0,03	0,21	0,00	0,09	0,45
NiO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02
Total	99,87	99,21	98,75	100,24	99,89	101,09	100,83	100,70	100,08	99,56	99,55	99,87	99,53	99,79	100,25

CLINOPYROXÈNE																
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES															
échantillon	SA-101B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B
minéral	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-2	CPX-3	CPX-3	CPX-3	CPX-4	CPX-4	CPX-4
SiO ₂	51,53	51,32	51,33	52,30	51,68	52,22	51,71	53,31	52,46	51,84	52,84	52,32	51,85	50,96	51,16	51,47
TiO ₂	0,54	0,63	0,60	0,57	0,57	0,47	0,63	0,37	0,29	0,55	0,27	0,42	0,58	0,61	0,52	0,55
Al ₂ O ₃	4,55	4,54	2,82	2,17	3,27	1,78	2,52	1,39	2,58	2,97	3,03	2,46	2,12	3,84	4,49	2,76
FeO	6,98	8,51	9,97	11,49	10,36	11,20	10,67	10,59	8,15	10,80	6,70	10,04	11,64	10,46	9,63	10,89
MnO	0,12	0,24	0,26	0,32	0,17	0,27	0,23	0,37	0,20	0,24	0,20	0,25	0,31	0,29	0,26	0,28
MgO	15,71	14,19	14,00	14,34	13,84	14,11	14,03	15,00	15,35	13,84	16,07	14,06	13,89	13,23	13,74	13,59
CaO	20,77	20,96	20,45	19,39	20,56	19,85	20,29	19,71	20,99	20,23	21,00	20,56	19,42	20,17	19,86	20,30
Na ₂ O	0,38	0,41	0,32	0,30	0,43	0,35	0,34	0,27	0,41	0,43	0,38	0,40	0,31	0,49	0,52	0,42
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01	0,04	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,24	0,29	0,08	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	0,04	0,24	0,08	0,01	0,10	0,17	0,03
NiO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,86	101,14	99,89	100,94	100,97	100,31	100,48	101,11	100,58	100,96	100,77	100,64	100,14	100,16	100,35	100,30
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES															
échantillon	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49
minéral	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-3	CPX-4	CPX-4	CPX-5	CPX-6	CPX-7
SiO ₂	52,96	52,98	52,24	53,00	51,75	52,05	49,55	52,88	50,90	50,33	52,01	51,05	52,37	51,67	51,83	51,39
TiO ₂	0,42	0,52	0,68	0,52	0,32	0,35	0,83	0,50	1,27	0,19	0,40	0,54	0,29	0,34	0,37	0,47
Al ₂ O ₃	1,98	2,41	2,97	1,90	1,77	3,11	5,68	1,24	3,60	1,31	2,05	2,47	1,96	1,96	2,04	2,99
FeO	11,33	10,10	9,86	10,93	10,02	6,38	9,71	8,14	7,29	15,81	9,82	10,00	9,33	9,86	9,77	8,77
MnO	0,25	0,24	0,22	0,31	0,39	0,11	0,22	0,30	0,18	0,40	0,28	0,21	0,22	0,27	0,28	0,24
MgO	13,82	14,05	15,08	14,05	13,95	16,27	14,27	16,31	15,04	10,59	13,77	14,09	15,32	13,73	14,07	14,12
CaO	19,86	21,13	19,85	20,05	21,49	20,87	19,97	20,00	21,04	20,37	21,37	20,17	19,92	20,76	20,78	21,09
Na ₂ O	0,40	0,33	0,37	0,34	0,38	0,27	0,32	0,25	0,42	0,29	0,38	0,40	0,32	0,42	0,40	0,50
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,00	0,07	0,11	0,00	0,09	0,00	0,01	0,02	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,11	0,00	0,00	0,70	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,04	0,00	0,03	0,27
NiO	0,01	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00
Total	101,05	101,83	101,45	101,19	100,20	100,12	100,68	99,67	99,77	99,37	100,15	99,05	99,76	99,09	99,65	99,84
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES							ENCLAVES								
échantillon	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA-48A	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101B	SA-101B	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le
minéral	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-3	CPX-4	CPX-4	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-3	CPX-1	CPX-2	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-2
SiO ₂	50,08	51,72	52,10	51,74	52,18	50,21	52,06	52,20	49,43	51,75	52,43	50,44	52,98	51,00	51,67	51,91
TiO ₂	0,78	0,36	0,23	0,31	0,39	0,67	0,28	0,32	0,73	0,33	0,55	0,89	0,29	0,54	0,49	0,48
Al ₂ O ₃	3,88	1,96	1,57	1,56	1,86	3,50	2,68	2,56	5,91	3,19	2,11	3,63	2,89	4,39	2,25	4,13
FeO	10,64	10,87	10,26	10,18	9,89	9,57	6,51	8,49	9,12	10,12	8,95	10,94	6,59	7,31	11,39	6,55
MnO	0,18	0,36	0,35	0,33	0,33	0,20	0,13	0,32	0,20	0,36	0,32	0,23	0,18	0,18	0,17	0,10
MgO	14,58	13,80	13,69	13,53	13,73	14,04	15,82	14,96	14,71	14,65	14,83	14,23	17,03	15,56	13,86	16,16
CaO	18,82	20,53	21,37	21,24	20,89	20,52	20,60	20,95	18,31	18,55	21,04	19,53	19,72	20,67	20,21	20,56
Na ₂ O	0,26	0,40	0,36	0,42	0,36	0,28	0,29	0,35	0,39	0,32	0,25	0,30	0,36	0,39	0,40	0,43
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,10	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,76	0,19	0,02	0,00	0,06	0,07	0,42	0,22	0,00	0,38
NiO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01
Total	99,30	100,01	99,97	99,41	99,63	99,01	99,17	100,37	98,86	99,45	100,53	100,28	100,50	100,30	100,48	100,75

		CLINOPYROXENE													
Unité		ATACAZO - LA ESTANCIA				CARCACHA									
échantillon	SA-1011e	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5
minéral	CPX-2	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-2	CPX-2	CPX-3	CPX-4	CPX-4	CPX-5	CPX-5	CPX-5	CPX-5
SiO ₂	50,31	48,59	49,09	51,65	51,94	52,39	52,43	51,56	52,67	51,90	52,74	51,15	52,12	52,85	
TiO ₂	0,76	0,91	0,88	0,28	0,31	0,28	0,23	0,61	0,24	0,28	0,31	0,35	0,34	0,26	
Al ₂ O ₃	3,27	5,15	5,14	1,96	1,64	1,27	1,00	1,84	0,97	2,28	1,31	3,59	2,88	1,21	
FeO	9,98	10,35	9,78	11,29	10,28	8,94	8,88	9,55	9,62	8,25	9,82	7,55	7,04	10,13	
MnO	0,19	0,16	0,17	0,33	0,25	0,25	0,34	0,23	0,32	0,25	0,26	0,15	0,12	0,35	
MgO	14,38	13,00	13,19	14,06	13,87	14,26	14,48	14,58	14,14	14,80	14,11	14,68	15,40	13,85	
CaO	19,91	19,39	19,97	19,73	20,46	21,54	22,01	20,24	21,42	20,43	21,35	20,75	21,12	20,67	
Na ₂ O	0,30	0,57	0,59	0,34	0,46	0,39	0,40	0,40	0,51	0,49	0,48	0,51	0,49	0,45	
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,05	
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,10	0,01	0,05	0,00	0,01	0,07	0,01	0,01	
Cr ₂ O ₃	0,04	0,20	0,32	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,47	0,00	0,26	0,33	0,05	
NiO	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,07	0,01	0,02	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	
Total	99,16	98,36	99,17	99,74	99,30	99,38	99,98	99,05	99,99	99,16	100,41	99,10	99,88	99,87	

PLAGIOCLASE																		
Unité	NINAHUILCA CHICO II - N6																	
échantillon	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C
minéral	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-6	PLG-6	PLG-6	PLG-7	PLG-7
SiO ₂	59,30	58,63	57,26	55,05	57,10	55,47	59,07	58,38	57,25	59,87	57,11	56,23	54,83	54,93	56,27	56,74	57,55	
TiO ₂	0,02	0,05	0,03	0,08	0,04	0,03	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	
Al ₂ O ₃	25,41	26,17	26,31	28,43	26,83	27,65	25,69	25,59	26,91	25,69	26,43	27,45	28,07	27,94	27,43	26,99	26,72	
FeO	0,19	0,79	0,53	0,19	0,19	0,41	0,20	0,21	0,36	0,16	0,20	0,23	0,19	0,26	0,27	0,20	0,19	
MnO	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	
MgO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,06	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,05	0,01	0,03	0,03	
CaO	7,87	8,22	8,80	11,17	9,42	10,76	7,87	8,31	9,35	7,81	9,11	10,06	10,86	11,15	9,69	9,35	8,83	
Na ₂ O	7,13	7,00	6,56	5,48	6,18	5,48	7,30	6,86	6,33	7,18	6,55	5,98	5,52	5,54	5,96	6,19	6,65	
K ₂ O	0,20	0,18	0,21	0,16	0,19	0,17	0,22	0,20	0,14	0,20	0,20	0,15	0,10	0,13	0,12	0,18	0,14	
P ₂ O ₅	0,08	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,02	0,07	0,01	0,00	0,05	0,03	0,05	0,09	0,00	0,02	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	
Total	100,23	101,07	99,80	100,65	99,99	100,09	100,41	99,70	100,43	100,92	99,72	100,18	99,69	100,13	99,80	99,80	100,14	

Unité	NINAHUILCA CHICO II - N6																	
échantillon	ATAC 2C	ATAC 2C	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A
minéral	PLG-7	PLG-7	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-7	PLG-8	PLG-8	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-10	PLG-10	PLG-10
SiO ₂	55,49	55,00	57,58	57,37	55,85	58,33	56,80	51,89	56,68	55,70	52,32	55,33	57,06	56,11	57,68	56,02	55,62	
TiO ₂	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	28,19	28,17	26,63	25,99	27,95	25,62	27,13	29,88	26,53	28,27	29,92	27,99	26,34	26,26	25,78	26,54	27,24	
FeO	0,34	0,37	0,15	0,21	0,28	0,24	0,28	0,51	0,21	0,18	0,48	0,46	0,25	0,19	0,23	0,17	0,27	
MnO	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04	0,03	0,00	
MgO	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01	0,05	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	
CaO	10,66	11,12	8,48	8,63	10,19	8,28	9,51	12,90	9,24	10,61	13,25	10,61	9,19	9,12	8,47	9,32	9,91	
Na ₂ O	5,59	5,38	6,09	6,62	5,83	7,04	6,09	4,08	6,35	5,39	4,12	5,63	6,39	5,46	6,83	6,28	6,03	
K ₂ O	0,14	0,09	0,19	0,22	0,11	0,19	0,18	0,07	0,13	0,14	0,08	0,15	0,16	0,16	0,23	0,16	0,15	
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	
NiO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
Total	100,47	100,26	99,24	99,09	100,27	99,77	100,11	99,50	99,18	100,34	100,26	100,35	99,44	97,35	99,31	98,61	99,28	

Unité	N6		NINAHUILCA CHICO I - N5																
échantillon	SA-9A	SA-9A	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA-24D
minéral	PLG-11	PLG-11	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-9	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-12	PLG-12	PLG-12	PLG-12	PLG-2
SiO ₂	55,04	55,01	53,56	50,94	50,86	58,27	56,89	57,01	57,81	53,24	59,12	59,13	54,38	55,42	58,30	57,00	59,52		
TiO ₂	0,04	0,00	0,08	0,01	0,00	0,03	0,05	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,07	0,02		
Al ₂ O ₃	26,87	26,90	29,00	30,66	30,38	26,42	26,78	26,72	26,25	29,27	25,83	25,85	28,96	27,93	26,46	26,95	24,08		
FeO	0,27	0,30	0,65	0,72	0,62	0,34	0,18	0,19	0,20	0,20	0,16	0,20	0,49	0,21	0,26	0,33	0,19		
MnO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03		
MgO	0,01	0,00	0,07	0,07	0,06	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02		
CaO	10,05	10,19	12,46	13,93	13,86	8,40	9,34	9,15	8,87	12,35	8,00	8,17	11,59	10,76	9,04	9,33	6,78		
Na ₂ O	5,96	5,95	4,69	3,62	3,86	6,80	6,35	6,41	6,79	4,73	7,22	7,04	5,17	5,75	6,65	6,30	7,42		
K ₂ O	0,16	0,16	0,11	0,06	0,07	0,16	0,21	0,16	0,18	0,12	0,19	0,16	0,08	0,19	0,18	0,25	0,25		
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,02	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00		
NiO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00		
Total	98,45	98,59	100,61	100,04	99,73	100,45	99,85	99,73	100,17	99,98	100,61	100,59	100,78	100,37	100,99	100,27	98,31		

PLAGIOCLASE																		
Unité	NINAHUILCA CHICO I - N5																	
échantillon	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D
minéral	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-3	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-6	PLG-7	PLG-7	PLG-8	PLG-8
SiO ₂	58,30	57,23	56,17	58,64	57,13	56,98	55,41	57,94	57,79	54,12	57,59	55,65	55,94	57,68	56,58	58,41	56,70	57,59
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	25,93	26,39	27,19	26,37	26,95	26,83	27,13	26,07	26,67	28,18	26,55	27,28	27,63	26,85	26,50	26,27	27,25	26,22
FeO	0,16	0,24	0,32	0,23	0,11	0,19	0,17	0,24	0,27	0,20	0,24	0,20	0,35	0,18	0,20	0,17	0,21	0,26
MnO	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,00	0,03	0,02
CaO	8,39	8,58	9,45	8,50	8,90	9,04	9,97	8,49	8,94	10,84	8,50	9,84	10,22	9,00	8,93	8,47	9,48	8,95
Na ₂ O	7,18	6,66	6,09	7,06	6,63	6,40	5,87	6,89	6,59	5,65	6,85	6,02	5,79	6,37	6,47	6,90	6,16	6,95
K ₂ O	0,17	0,19	0,15	0,19	0,19	0,19	0,18	0,22	0,21	0,16	0,23	0,16	0,14	0,16	0,20	0,16	0,14	0,20
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,03	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,16	99,37	99,47	101,09	99,98	99,74	98,79	99,88	100,52	99,28	100,03	99,25	100,10	100,37	98,97	100,42	100,00	100,18
Unité	ARENAL II - N4																	
échantillon	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A
minéral	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-3
SiO ₂	53,09	56,83	58,20	55,39	53,68	58,41	55,00	56,41	57,23	57,29	57,52	54,79	54,69	57,55	57,49	55,11	57,28	53,32
TiO ₂	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	28,84	27,18	26,08	27,79	28,87	25,60	27,86	27,34	26,42	26,71	26,31	27,98	26,98	26,14	26,47	27,09	26,08	28,29
FeO	0,22	0,20	0,21	0,19	0,25	0,20	0,17	0,22	0,25	0,20	0,28	0,30	0,33	0,13	0,25	0,23	0,19	0,45
MnO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01
MgO	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05
CaO	12,55	9,93	9,18	10,98	11,98	8,56	10,68	10,14	9,62	9,88	9,11	11,42	10,81	9,02	9,05	10,67	8,81	11,46
Na ₂ O	4,53	5,70	6,42	5,21	4,77	6,50	5,30	5,75	6,01	5,91	6,23	5,00	5,49	6,00	6,22	5,65	6,35	4,89
K ₂ O	0,10	0,13	0,13	0,12	0,05	0,16	0,10	0,14	0,17	0,14	0,17	0,11	0,16	0,14	0,16	0,17	0,18	0,14
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02	0,00	0,11	0,04	0,04	0,00	0,04	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	99,42	100,01	100,38	99,77	99,65	99,51	99,21	100,06	99,79	100,24	99,72	99,78	98,58	99,09	99,72	99,01	98,97	98,63
Unité	ARENAL II - N4									LA COCHA II - N3								
échantillon	ATAC-4A	PLG-3	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	PLG-8	PLG-8	PLG-9	SA-95	SA-95	PLG-1	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95
minéral	PLG-4	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-8	PLG-8	PLG-9	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1
SiO ₂	53,71	53,32	53,71	57,86	57,77	56,33	52,65	58,49	59,43	55,40	55,17	60,15	55,51	58,48	56,57	59,44	55,50	55,50
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	28,38	28,29	28,38	25,52	25,45	26,65	28,95	25,53	25,63	27,77	28,39	25,05	28,15	26,01	27,61	25,62	28,27	28,27
FeO	0,38	0,45	0,38	0,21	0,15	0,23	0,46	0,15	0,22	0,13	0,21	0,18	0,18	0,17	0,20	0,22	0,25	0,25
MnO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,06	0,05	0,06	0,02	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
CaO	11,60	11,46	11,60	8,50	8,63	9,74	12,83	8,52	8,35	10,79	11,32	7,58	10,93	8,88	10,40	7,92	10,62	10,62
Na ₂ O	4,86	4,89	4,86	6,45	6,47	5,76	4,27	6,61	6,89	5,51	5,24	7,12	4,85	6,63	5,75	7,12	5,38	5,38
K ₂ O	0,10	0,14	0,10	0,15	0,19	0,15	0,06	0,18	0,21	0,16	0,16	0,27	0,14	0,21	0,15	0,24	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,05	0,02	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	99,12	98,63	99,12	98,75	98,70	98,90	99,33	99,52	100,84	99,80	100,62	100,42	99,83	100,44	100,76	100,60	100,19	100,19

PLAGIOCLASE																				
Unité	LA COCHA II - N3																			
échantillon	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95	SA-95
minéral	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-3	PLG-4	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-2
SiO ₂	58,48	56,57	59,44	55,50	57,45	52,67	54,04	56,51	53,95	56,60	53,37	52,78	51,23	54,17	56,48	55,27	55,59	58,00	53,17	53,17
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00	0,08	0,02	0,03	0,08	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	26,01	27,61	25,62	28,27	26,37	29,77	29,33	26,75	28,57	26,25	28,95	29,83	29,98	28,93	26,87	27,67	27,98	25,33	28,39	28,39
FeO	0,17	0,20	0,22	0,25	0,27	0,38	0,49	0,28	0,54	0,16	0,40	0,27	0,61	0,23	0,26	0,23	0,18	0,20	0,30	0,30
MnO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,04	0,06	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,05	0,02	0,00	0,08	0,03	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01
CaO	8,88	10,40	7,92	10,62	9,07	12,88	12,32	9,91	12,08	8,50	12,07	12,76	13,71	11,84	10,05	11,15	10,80	8,50	11,84	11,84
Na ₂ O	6,63	5,75	7,12	5,38	6,43	4,11	4,50	5,95	4,72	6,58	4,62	4,16	3,81	4,97	5,74	5,28	5,43	6,51	4,69	4,69
K ₂ O	0,21	0,15	0,24	0,13	0,15	0,09	0,09	0,14	0,18	0,23	0,08	0,09	0,09	0,13	0,19	0,08	0,17	0,21	0,12	0,12
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,06	0,02	0,01	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,44	100,76	100,60	100,19	99,86	99,97	100,88	99,60	100,20	98,45	99,58	99,97	99,58	100,38	99,65	99,76	100,24	98,79	98,60	98,60

Unité	LA COCHA II - N3					GALLO CANTANA														
échantillon	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65C
minéral	PLG-3	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-3	PLG-4	PLG-7	PLG-8	PLG-9	PLG-10	PLG-10	PLG-11	PLG-11	PLG-11	PLG-11	PLG-L1
SiO ₂	54,80	56,43	56,83	57,05	54,69	56,61	57,21	54,01	58,38	57,42	59,13	59,77	57,86	58,56	59,16	53,05	54,45	57,15	59,76	59,76
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	27,50	26,44	26,01	26,50	28,32	26,92	26,54	28,13	25,76	26,44	25,32	24,80	26,08	25,49	25,99	27,44	28,34	26,80	25,03	25,03
FeO	0,19	0,26	0,24	0,22	0,40	0,23	0,21	0,54	0,20	0,20	0,17	0,24	0,20	0,19	0,24	0,42	0,32	0,37	0,22	0,22
MnO	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,07	0,07
MgO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00
CaO	10,51	9,37	9,29	9,41	11,10	9,35	8,76	11,41	7,89	8,61	7,52	7,21	8,20	7,78	8,05	11,12	11,02	9,35	7,17	7,17
Na ₂ O	5,47	6,11	6,02	5,71	5,01	6,29	6,78	5,05	6,92	6,61	7,44	7,63	6,83	7,28	7,05	5,49	5,26	6,22	7,27	7,27
K ₂ O	0,16	0,20	0,17	0,13	0,12	0,12	0,08	0,08	0,22	0,18	0,15	0,18	0,17	0,14	0,15	0,11	0,09	0,18	0,19	0,19
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,03	0,02	0,02	0,12	0,00	0,04	0,04	0,12	0,08	0,00	0,23	0,23	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,67	98,96	98,63	99,07	99,75	99,75	99,63	99,34	99,46	99,62	99,87	99,89	99,58	99,73	100,69	97,77	99,51	100,11	99,75	99,75

Unité	GALLO CANTANA															LA VIUDITA				
échantillon	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-107IC	SA-107IC	SA-107IC	SA-107IC	SA-55	SA-55	SA-55	SA-55	SA-55	
minéral	PLG-L2	PLG-L3	PLG-L3	PLG-L3	PLG-L3	PLG-L4	PLG-L4	PLG-L5	PLG-L6	PLG-L6	PLG-3L	PLG-4L	PLG-5L	PLG-5L	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-1	
SiO ₂	60,35	55,11	55,14	58,74	58,97	56,30	60,07	59,14	58,23	58,85	59,02	59,87	58,07	58,52	58,49	58,55	59,41	59,34	57,95	57,95
TiO ₂	0,00	0,03	0,05	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,14	28,42	28,28	25,47	25,57	27,16	25,05	25,80	26,19	25,40	25,55	25,42	25,17	25,28	26,30	26,75	26,01	25,36	26,10	26,10
FeO	0,17	0,32	0,30	0,23	0,27	0,28	0,26	0,17	0,22	0,23	0,25	0,17	0,24	0,17	0,23	0,19	0,23	0,21	0,29	0,29
MnO	0,01	0,04	0,05	0,08	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
CaO	6,92	11,16	11,16	8,17	8,08	9,36	7,17	7,78	8,35	7,79	7,80	7,00	8,22	7,71	8,33	8,43	7,88	7,49	8,53	8,53
Na ₂ O	7,55	5,32	5,52	6,95	7,02	5,99	7,54	7,08	6,81	7,22	7,17	7,45	7,14	7,27	6,96	6,59	7,16	7,02	6,76	6,76
K ₂ O	0,15	0,12	0,09	0,15	0,17	0,13	0,19	0,15	0,17	0,21	0,24	0,51	0,15	0,27	0,25	0,39	0,28	0,22	0,15	0,15
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,05	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00
NiO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,36	100,53	100,65	99,83	100,10	99,31	100,30	100,17	100,00	99,79	100,09	100,55	99,14	99,30	100,66	100,97	101,02	99,77	99,79	99,79

PLAGIOCLASE	
Unité	LA VIUDITA
échantillon	SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54 SA 54
minéral	PLG-2 PLG-3 PLG-4 PLG-4 PLG-4 PLG-4 PLG-4 PLG-4 PLG-6 PLG-7 PLG-7 PLG-7 PLG-8 PLG-8 PLG-9 PLG-9 PLG-9 PLG-9 PLG-9
SiO ₂	57,10 54,59 56,88 55,66 54,26 56,15 58,90 64,20 55,43 57,65 59,00 57,77 57,10 57,95 58,80 56,09 58,32 58,16
TiO ₂	0,07 0,04 0,01 0,00 0,00 0,03 0,01 0,05 0,00 0,02 0,01 0,04 0,04 0,05 0,00 0,01 0,00 0,01
Al ₂ O ₃	27,03 28,23 26,95 27,49 29,14 27,53 26,12 22,37 28,36 27,51 25,15 26,39 26,93 26,63 26,08 27,59 26,35 26,07
FeO	0,27 0,20 0,26 0,31 0,32 0,24 0,14 0,38 0,23 0,32 0,16 0,25 0,37 0,19 0,14 0,15 0,16 0,30
MnO	0,00 0,00 0,03 0,01 0,02 0,02 0,00 0,00 0,03 0,01 0,00 0,01 0,04 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00
MgO	0,01 0,00 0,00 0,01 0,03 0,01 0,00 0,00 0,00 0,03 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,02
CaO	9,20 10,92 9,82 10,23 11,76 10,27 7,63 4,14 10,48 9,02 6,95 8,90 9,30 8,55 7,83 9,88 8,21 8,08
Na ₂ O	6,33 5,65 6,24 5,90 5,08 5,80 6,81 8,55 5,66 6,56 7,46 6,66 6,19 6,63 7,05 5,88 6,86 7,05
K ₂ O	0,20 0,16 0,24 0,22 0,14 0,14 0,31 1,02 0,16 0,31 0,35 0,21 0,24 0,21 0,26 0,23 0,21 0,14
P ₂ O ₅	0,01 0,00 0,00 0,05 0,02 0,04 0,00 0,04 0,03 0,01 0,02 0,00 0,00 0,00 0,00 0,04 0,03 0,01
Cr ₂ O ₃	0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,01 0,01 0,02 0,00 0,01 0,00 0,05 0,05 0,03 0,00 0,04 0,00 0,00
NiO	0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,01 0,02 0,00 0,00 0,00 0,00 0,02 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00
Total	100,21 99,80 100,42 99,88 100,77 100,21 99,94 100,79 100,38 101,43 99,09 100,29 100,29 100,26 100,17 99,92 100,14 99,84

ARENAL I	
Unité	ARENAL I
échantillon	SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B
minéral	PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-2 PLG-2 PLG-2 PLG-3 PLG-4 PLG-5 PLG-6 PLG-7 PLG-8 PLG-8 PLG-9
SiO ₂	54,74 55,97 54,95 53,15 54,94 55,37 56,34 52,65 52,38 53,55 53,12 56,40 52,76 50,36 58,03 55,82 53,92 48,66 54,94
TiO ₂	0,01 0,01 0,06 0,06 0,06 0,04 0,00 0,02 0,03 0,04 0,06 0,04 0,01 0,01 0,01 0,01 0,07 0,00 0,00
Al ₂ O ₃	28,22 27,77 28,84 29,04 28,60 28,29 27,31 29,43 29,74 29,06 29,35 27,29 30,16 31,48 26,17 27,93 28,87 33,04 28,72
FeO	0,26 0,27 0,27 0,58 0,29 0,32 0,26 0,67 0,77 0,61 0,80 0,89 0,67 0,44 0,51 0,41 0,35 0,44 0,41
MnO	0,00 0,00 0,00 0,01 0,05 0,04 0,03 0,00 0,00 0,01 0,04 0,05 0,02 0,02 0,02 0,00 0,00 0,01 0,00
MgO	0,02 0,02 0,05 0,04 0,03 0,02 0,03 0,06 0,00 0,02 0,06 0,02 0,07 0,04 0,02 0,03 0,04 0,03 0,01
CaO	10,96 10,67 11,09 12,32 10,95 10,85 10,11 12,89 12,74 12,02 12,67 9,71 12,63 14,56 8,36 10,38 11,64 16,25 11,62
Na ₂ O	5,35 5,68 5,60 4,57 5,13 5,58 5,90 4,21 4,14 4,62 4,60 5,70 4,18 3,45 6,78 5,66 4,93 2,38 5,20
K ₂ O	0,07 0,18 0,13 0,21 0,18 0,21 0,19 0,19 0,22 0,19 0,20 0,46 0,16 0,10 0,43 0,20 0,15 0,07 0,18
P ₂ O ₅	
Cr ₂ O ₃	0,00 0,02 0,01 0,00 0,00 0,00 0,04 0,04 0,00 0,00 0,00 0,01 0,02 0,04 0,00 0,00 0,02 0,02 0,00
NiO	0,00 0,03 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,03 0,00 0,02 0,01 0,00 0,01 0,00 0,02 0,00 0,01 0,00 0,00
Total	99,63 100,61 101,02 99,98 100,23 100,71 100,22 100,19 100,02 100,15 100,91 100,55 100,68 100,50 100,36 100,45 100,00 100,90 101,07

ARENAL I	
Unité	ARENAL I
échantillon	SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112B SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A SA-112A
minéral	PLG-10 PLG-10 PLG-10 PLG-10 PLG-11 PLG-11 PLG-12 PLG-12 PLG-1 PLG-1 PLG-1 PLG-2 PLG-2 PLG-3 PLG-3 PLG-3 PLG-4 PLG-6 PLG-7
SiO ₂	54,85 55,80 54,85 54,80 53,32 55,92 58,73 55,67 54,78 56,85 53,52 55,41 55,78 54,62 55,07 53,78 55,72 52,79 54,17
TiO ₂	0,00 0,06 0,00 0,07 0,00 0,01 0,00 0,05 0,02 0,00 0,03 0,03 0,00 0,02 0,00 0,03 0,00 0,00 0,08
Al ₂ O ₃	28,43 28,41 29,31 28,05 29,32 27,98 26,29 27,62 28,50 27,53 28,82 28,79 28,44 29,11 28,49 29,24 27,81 29,62 28,42
FeO	0,33 0,32 0,31 0,83 0,36 0,72 0,32 0,80 0,28 0,25 0,78 0,20 0,21 0,34 0,36 0,56 0,68 0,77 1,10
MnO	0,03 0,01 0,02 0,00 0,00 0,05 0,01 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,02 0,05 0,00 0,00 0,02 0,00 0,00
MgO	0,02 0,03 0,04 0,05 0,01 0,03 0,03 0,04 0,00 0,02 0,02 0,03 0,02 0,01 0,03 0,04 0,07 0,05 0,03
CaO	11,05 10,68 11,60 11,08 12,39 10,63 8,52 10,08 11,09 9,52 12,08 10,91 10,75 11,67 11,28 12,05 10,60 12,45 11,37
Na ₂ O	5,26 5,48 4,92 5,27 4,61 5,36 6,44 5,46 5,26 6,06 4,86 5,53 5,15 4,89 5,09 4,97 5,54 4,15 5,00
K ₂ O	0,18 0,13 0,13 0,31 0,08 0,31 0,27 0,34 0,17 0,21 0,28 0,18 0,20 0,13 0,17 0,16 0,23 0,25 0,25
P ₂ O ₅	
Cr ₂ O ₃	0,00 0,00 0,05 0,04 0,00 0,06 0,02 0,03 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,01 0,00 0,00 0,00 0,00
NiO	0,00 0,00 0,00 0,01 0,00 0,01 0,00 0,00 0,00 0,01 0,02 0,00 0,01 0,00 0,00 0,02 0,00 0,00 0,00
Total	100,15 100,91 101,22 100,51 100,09 101,09 100,63 100,10 100,10 100,46 100,41 101,08 100,58 100,85 100,50 100,86 100,67 100,08 100,41

		PLAGIOCLASE																
Unité		ARENAL I								ATACAZO - COULEES SOMMITALES								
échantillon	minéral	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69
		PLG-8	PLG-9	PLG-9	PLG-10	PLG-10	PLG-11	PLG-11	PLG-12	PLG-1	PLG-5	PLG-5	PLG-5	PLG-6	PLG-6	PLG-7	PLG-7	PLG-8
	SiO ₂	53,77	51,30	55,62	55,14	56,68	53,90	54,52	54,74	55,81	52,22	48,98	55,85	54,82	50,75	51,23	54,23	55,01
	TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,05	0,01	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,01	0,05	0,01
	Al ₂ O ₃	29,20	30,99	27,98	28,53	26,95	28,98	28,40	28,49	27,02	29,48	32,19	27,33	28,49	30,63	29,90	28,46	27,74
	FeO	0,80	0,60	0,63	0,69	0,67	0,43	0,66	0,74	0,36	0,50	0,53	0,46	0,61	0,55	0,60	0,63	0,56
	MnO	0,02	0,06	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00
	MgO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,02	0,05	0,07	0,10	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,08	0,08	0,08	0,06
	CaO	11,93	14,07	10,59	11,13	9,88	11,87	11,31	11,38	9,80	12,98	15,82	10,24	11,51	14,06	13,29	11,62	10,83
	Na ₂ O	4,66	3,60	5,56	5,22	5,89	4,89	5,10	4,99	5,94	4,33	2,88	5,73	4,99	3,67	4,09	5,08	5,30
	K ₂ O	0,22	0,10	0,33	0,17	0,43	0,13	0,26	0,18	0,19	0,13	0,04	0,20	0,16	0,10	0,10	0,13	0,15
	P ₂ O ₅									0,04	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	
	Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	NiO	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
	Total	100,68	100,80	100,86	101,03	100,54	100,26	100,33	100,79	99,26	99,72	100,51	99,95	100,75	99,85	99,33	100,28	99,69

Unité		ATACAZO - COULEES SOMMITALES																
échantillon	minéral	SA-69	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76
		PLG-9	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-6	PLG-1	PLG-2	PLG-8	PLG-9
	SiO ₂	54,64	55,22	55,68	56,27	54,83	56,30	56,09	53,25	54,81	57,12	55,62	54,96	55,47	53,95	53,88	55,24	55,50
	TiO ₂	0,09	0,03	0,00	0,01	0,03	0,05	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,06	0,00	0,05	0,03	0,04	0,03
	Al ₂ O ₃	28,15	27,11	27,36	27,05	27,69	26,73	27,31	29,28	27,69	26,58	27,50	27,54	28,00	28,13	29,03	28,38	27,45
	FeO	0,57	0,41	0,34	0,50	0,41	0,52	0,24	0,21	0,55	0,34	0,50	0,49	0,53	0,77	0,58	0,53	0,48
	MnO	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
	MgO	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,03	0,05	0,04	0,04	0,00	0,08	0,04	0,05	0,06
	CaO	10,92	10,01	10,26	9,51	10,83	9,53	9,88	12,33	10,31	9,20	10,60	10,49	10,30	11,33	12,08	11,03	9,87
	Na ₂ O	5,31	5,71	5,64	6,08	5,33	6,30	5,84	4,60	5,54	6,36	5,67	5,71	5,63	5,27	4,92	5,21	5,86
	K ₂ O	0,16	0,26	0,16	0,41	0,19	0,40	0,21	0,12	0,33	0,28	0,18	0,31	0,40	0,16	0,09	0,23	0,26
	P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,08	0,01	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,09	0,00
	Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	NiO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
	Total	99,89	98,88	99,48	99,83	99,38	99,89	99,63	99,95	99,35	100,06	100,11	99,63	100,44	99,78	100,66	100,81	99,51

Unité		ATACAZO - COULEES SOMMITALES																	
échantillon	minéral	SA-76	SA-76	SA-69	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	SA-76	SA-76	
		PLG-10	PLG-10	PLG-9	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-1	PLG-6	PLG-2
	SiO ₂	55,54	54,57	54,64	55,22	55,68	56,27	54,83	56,30	56,09	53,25	54,81	57,12	55,62	54,96	55,47	53,95	53,88	
	TiO ₂	0,00	0,06	0,09	0,03	0,00	0,01	0,03	0,05	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,06	0,00	0,05	0,03	
	Al ₂ O ₃	27,53	28,26	28,15	27,11	27,36	27,05	27,69	26,73	27,31	29,28	27,69	26,58	27,50	27,54	28,00	28,13	29,03	
	FeO	0,36	0,36	0,57	0,41	0,34	0,50	0,41	0,52	0,24	0,21	0,55	0,34	0,50	0,49	0,53	0,77	0,58	
	MnO	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	
	MgO	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,03	0,05	0,04	0,04	0,00	0,08	0,04	
	CaO	10,33	11,28	10,92	10,01	10,26	9,51	10,83	9,53	9,88	12,33	10,31	9,20	10,60	10,49	10,30	11,33	12,08	
	Na ₂ O	5,71	5,38	5,31	5,71	5,64	6,08	5,33	6,30	5,84	4,60	5,54	6,36	5,67	5,71	5,63	5,27	4,92	
	K ₂ O	0,21	0,18	0,16	0,26	0,16	0,41	0,19	0,40	0,21	0,12	0,33	0,28	0,18	0,31	0,40	0,16	0,09	
	P ₂ O ₅	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,08	0,01	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	
	Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	
	NiO	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	
	Total	99,71	100,20	99,89	98,88	99,48	99,83	99,38	99,89	99,63	99,95	99,35	100,06	100,11	99,63	100,44	99,78	100,66	

PLAGIOCLASE																
Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES															
échantillon	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105
minéral	PLG-8	PLG-9	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-11	PLG-12	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-4
SiO ₂	55,24	55,50	55,54	54,57	52,72	55,07	55,10	55,50	54,77	55,98	56,55	54,67	56,26	57,39	52,33	54,73
TiO ₂	0,04	0,03	0,00	0,06	0,02	0,01	0,05	0,00	0,01	0,03	0,05	0,04	0,03	0,00	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	28,38	27,45	27,53	28,26	29,38	29,04	28,46	28,23	28,10	27,41	27,49	28,20	27,07	26,51	29,26	28,03
FeO	0,53	0,48	0,36	0,36	0,60	0,63	0,67	0,57	0,45	0,62	0,27	0,23	0,14	0,17	0,71	0,61
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,05	0,06	0,03	0,05	0,07	0,05	0,05	0,08	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,08	0,03
CaO	11,03	9,87	10,33	11,28	12,20	11,43	11,08	11,35	11,15	10,47	10,16	11,19	10,18	9,38	12,77	11,62
Na ₂ O	5,21	5,86	5,71	5,38	4,82	5,19	5,26	5,14	4,79	5,68	5,80	5,14	5,77	6,15	4,18	5,11
K ₂ O	0,23	0,26	0,21	0,18	0,16	0,20	0,21	0,21	0,23	0,31	0,18	0,11	0,17	0,19	0,16	0,23
P ₂ O ₅	0,09	0,00	0,01	0,08	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,05	0,00	0,06	0,04	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,06
NiO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,81	99,51	99,71	100,20	100,04	101,63	100,87	101,13	99,57	100,64	100,55	99,62	99,78	99,87	99,53	100,49

Unité	ATACAZO - COULEES SOMMITALES										ATACAZO - COULEES BASALES					
échantillon	SA-105	SA-105	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA-101B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B
minéral	PLG-5	PLG-6	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2
SiO ₂	60,04	55,43	53,80	55,36	55,78	54,21	54,13	54,09	59,32	57,37	54,98	53,68	54,40	53,75	54,20	53,12
TiO ₂	0,08	0,00	0,09	0,07	0,00	0,04	0,00	0,02	0,05	0,05	0,10	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,18	27,42	28,63	27,60	27,07	28,70	28,20	28,60	24,56	25,86	28,29	29,12	28,41	29,36	28,26	28,96
FeO	1,79	0,86	0,44	0,39	0,45	0,46	0,44	0,60	0,84	1,02	0,61	0,55	0,57	0,69	0,54	0,51
MnO	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01
MgO	0,54	0,04	0,02	0,01	0,05	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03	0,07	0,09	0,03	0,08	0,05	0,09
CaO	6,93	10,77	11,95	10,90	10,02	11,65	11,49	12,04	8,11	9,22	11,55	12,54	12,01	12,60	11,94	12,90
Na ₂ O	5,83	5,25	4,95	5,37	5,69	4,95	5,21	4,79	6,42	6,09	5,17	4,47	5,21	4,65	4,75	4,34
K ₂ O	0,51	0,37	0,19	0,15	0,17	0,22	0,31	0,22	0,44	0,43	0,14	0,18	0,15	0,12	0,10	0,07
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,07	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
NiO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Total	97,00	100,24	100,10	99,88	99,29	100,26	99,86	100,44	99,92	100,13	100,93	100,70	100,80	101,34	99,89	100,08

Unité	ATACAZO - COULEES BASALES															
échantillon	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	ATAC 12A	SA-46B
minéral	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-4	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-1
SiO ₂	53,45	54,91	55,64	54,21	53,88	52,15	53,51	51,83	52,73	53,52	54,74	51,94	52,04	53,04	53,70	54,26
TiO ₂	0,01	0,05	0,09	0,00	0,01	0,00	0,05	0,13	0,04	0,05	0,04	0,07	0,04	0,08	0,09	0,00
Al ₂ O ₃	29,31	28,26	27,80	29,38	29,38	30,22	28,80	29,87	30,10	29,52	28,76	30,60	30,40	30,24	29,41	28,35
FeO	0,54	0,52	0,55	0,56	0,54	0,66	0,59	0,69	0,62	0,70	0,90	0,66	0,63	0,47	0,79	0,42
MnO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00
MgO	0,08	0,03	0,07	0,07	0,07	0,09	0,04	0,07	0,11	0,10	0,10	0,08	0,07	0,07	0,10	0,03
CaO	12,85	11,47	11,28	12,48	12,84	13,86	12,37	13,87	13,26	12,92	11,37	14,04	13,98	13,44	13,11	11,66
Na ₂ O	4,50	5,23	5,32	4,71	4,37	3,89	4,59	4,04	4,20	4,45	4,87	3,83	3,84	4,11	4,36	5,08
K ₂ O	0,10	0,17	0,15	0,11	0,13	0,10	0,11	0,12	0,10	0,12	0,30	0,10	0,14	0,18	0,24	0,13
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,05	0,04	0,00	0,06	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,05	0,08	0,00	0,03	0,09
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04
Total	100,90	100,67	100,93	101,57	101,25	101,05	100,13	100,63	101,24	101,47	101,10	101,42	101,21	101,70	101,83	100,07

PLAGIOCLASE																
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES															
échantillon	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B
minéral	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-10
SiO ₂	55,34	56,15	55,73	52,20	53,27	57,80	52,04	53,35	53,49	53,15	51,79	54,37	53,25	50,35	54,69	54,22
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,11	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	27,64	28,07	28,04	30,58	29,48	27,51	30,58	30,10	30,22	30,70	30,72	30,03	29,28	31,38	28,97	29,68
FeO	0,38	0,41	0,50	0,41	0,76	0,41	0,54	0,52	0,40	0,41	0,71	0,37	0,27	0,73	0,32	0,36
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
MgO	0,04	0,02	0,00	0,03	0,05	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04	0,05	0,02	0,00
CaO	10,60	10,87	10,66	13,31	12,86	9,68	13,67	12,64	12,73	13,31	13,98	12,17	12,45	14,72	11,37	12,15
Na ₂ O	5,72	5,68	5,51	4,14	4,42	6,23	3,93	4,41	4,38	4,17	3,79	4,73	4,63	3,24	5,12	4,73
K ₂ O	0,16	0,22	0,30	0,17	0,22	0,38	0,13	0,21	0,14	0,05	0,18	0,13	0,17	0,16	0,16	0,14
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	99,87	101,43	100,81	100,90	101,11	102,09	101,04	101,40	101,55	101,90	101,20	101,94	100,13	100,80	100,66	101,36
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES															
échantillon	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49
minéral	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-6
SiO ₂	52,40	54,95	53,19	56,20	55,10	52,32	54,85	53,09	57,29	56,19	53,95	56,34	52,06	55,26	56,42	56,88
TiO ₂	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04	0,01	0,07	0,06	0,02	0,03	0,00	0,06	0,02	0,00	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	30,10	28,52	30,13	27,61	29,45	28,75	28,78	29,66	27,12	27,29	29,12	27,57	29,18	27,59	27,06	26,71
FeO	0,36	0,29	0,38	0,34	0,47	0,38	0,47	0,48	0,24	0,30	0,47	0,69	0,59	0,44	0,45	0,30
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01
MgO	0,04	0,01	0,04	0,00	0,05	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02
CaO	13,39	11,31	12,58	10,01	11,32	12,13	11,41	12,60	9,33	9,82	11,71	10,47	12,97	10,04	9,80	9,44
Na ₂ O	4,20	5,23	4,38	5,94	5,23	4,64	5,28	4,60	6,08	5,94	4,94	5,09	4,13	5,71	6,07	6,31
K ₂ O	0,12	0,15	0,16	0,38	0,30	0,23	0,11	0,23	0,31	0,35	0,24	0,22	0,25	0,40	0,16	0,21
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,09	0,05	0,03	0,03	0,07	0,06	0,00	0,03	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,05	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,69	100,53	100,98	100,54	102,01	98,59	101,13	100,81	100,47	100,02	100,55	100,58	99,24	99,49	100,07	99,90
Unité	ATACAZO - COULEES BASALES															
échantillon	SA-49	SA-49	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA 43	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A	SA-48A
minéral	PLG-6	PLG-6	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-4	PLG-5	PLG-5	PLG-6
SiO ₂	54,74	56,39	54,56	55,06	52,59	56,31	53,16	52,03	52,56	53,31	53,89	55,23	52,19	54,49	57,21	57,02
TiO ₂	0,01	0,04	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,02	0,01	0,01	0,00	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	28,02	26,92	28,50	27,96	29,71	26,93	29,14	29,75	29,66	29,28	28,51	28,38	30,72	28,60	27,28	26,62
FeO	0,44	0,37	0,33	0,44	0,69	0,31	0,40	0,44	0,53	0,66	0,47	0,42	0,40	0,47	0,13	0,18
MnO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,05	0,03	0,01
MgO	0,01	0,04	0,03	0,02	0,00	0,06	0,03	0,04	0,04	0,01	0,04	0,07	0,04	0,04	0,00	0,02
CaO	10,33	9,77	11,28	10,79	12,86	9,90	12,15	12,92	13,09	12,03	11,51	10,97	13,88	11,19	9,75	9,07
Na ₂ O	5,62	5,91	5,45	5,60	4,34	5,94	4,69	4,11	4,18	6,61	5,05	5,47	4,04	5,36	6,02	6,31
K ₂ O	0,30	0,27	0,12	0,20	0,22	0,17	0,22	0,14	0,10	0,22	0,20	0,20	0,12	0,20	0,23	0,24
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,05	0,05	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
NiO	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	99,48	99,71	100,43	100,04	100,46	99,65	99,82	99,45	100,25	102,25	99,73	100,82	101,46	100,43	100,74	99,53

PLAGIOCLASE																			
Unité	ENCLAVES																		
échantillon	SA-48A	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101B	SA-101B	SA-101J	SA-101J	SA-101J
minéral	PLG-6	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-7	PLG-1	PLG-2	PLG-3	PLG-4	PLG-1	PLG-2	AN-0	AN-1	AN-1
SiO ₂	52,90	53,81	54,96	53,47	54,44	53,31	54,88	54,66	55,38	55,15	57,09	59,62	60,33	61,59	55,91	55,05	51,64	51,92	52,06
TiO ₂	0,04	0,09	0,02	0,00	0,04	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	29,24	28,65	28,32	28,43	28,49	28,95	28,27	28,36	27,78	27,84	25,80	24,11	24,90	23,83	26,57	27,57	29,74	29,86	29,60
FeO	0,72	0,48	0,38	0,58	0,50	0,69	0,28	0,41	0,45	0,30	1,20	1,17	0,78	0,49	0,95	0,54	0,59	0,58	0,57
MnO	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03
MgO	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05	0,05	0,00	0,13	0,04	0,02	0,02	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05
CaO	12,35	11,84	11,65	12,06	11,50	12,16	11,31	11,37	11,07	10,81	9,31	7,12	7,90	6,32	10,00	10,91	13,58	13,48	12,94
Na ₂ O	4,53	4,78	5,01	4,46	4,70	4,32	5,00	5,14	5,27	5,32	6,12	6,93	6,14	7,09	5,68	5,28	3,86	3,84	4,11
K ₂ O	0,13	0,13	0,13	0,23	0,19	0,25	0,14	0,28	0,14	0,24	0,53	0,79	1,41	1,32	0,39	0,35	0,16	0,09	0,28
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,05	0,03	0,00	0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,00	0,07	0,03	0,06	0,00	0,00	0,07	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	99,99	99,84	100,57	99,38	99,96	99,76	100,00	100,41	100,21	99,72	100,37	99,83	101,56	100,77	99,66	99,79	99,71	99,88	99,75

Unité	ENCLAVES										ATACAZO - LA ESTANCIA								
échantillon	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101B	SA-101B	SA-101B	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A
minéral	AN-2	AN-3	AN-4	AN-5	AN-5	AN-6	AN-7	AN-1	AN-2	AN-3	PLG-1	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-7	PLG-8
SiO ₂	51,50	52,17	52,49	50,54	52,05	51,56	52,10	52,82	52,06	52,25	52,89	54,60	53,30	52,27	52,76	54,02	49,91	49,80	49,68
TiO ₂	0,05	0,03	0,06	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,04	0,00	0,07	0,01	0,06	0,01	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	29,89	29,52	29,49	30,31	29,65	29,71	29,90	29,57	29,55	28,97	29,29	27,20	28,75	29,40	28,57	27,91	31,37	30,70	31,32
FeO	0,60	0,57	0,58	0,52	0,55	0,61	0,63	0,55	0,56	0,73	0,68	0,38	0,64	0,77	0,64	0,61	0,73	0,74	0,73
MnO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
MgO	0,06	0,04	0,08	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07	0,05	0,02	0,08	0,04	0,05	0,07	0,05	0,09	0,05	0,05	0,07
CaO	13,13	12,96	13,23	14,20	13,25	13,67	13,41	13,06	13,40	13,17	12,09	10,50	11,92	12,83	12,16	11,09	14,74	14,63	14,93
Na ₂ O	3,81	3,97	4,07	3,40	4,08	3,86	3,82	4,21	3,95	4,15	4,46	5,71	5,08	4,12	4,73	5,40	3,25	3,41	3,14
K ₂ O	0,24	0,18	0,19	0,12	0,16	0,16	0,12	0,18	0,20	0,20	0,14	0,19	0,19	0,22	0,10	0,16	0,12	0,10	0,12
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	0,05	0,05	0,00	0,08	0,00	0,05	0,02	0,04	0,10	0,11	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,29	99,48	100,23	99,18	99,83	99,71	100,13	100,55	99,94	99,54	99,76	98,72	100,02	99,76	99,08	99,34	100,31	99,59	99,99

Unité	ATACAZO - LA ESTANCIA										CARCACHA								
échantillon	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 13A	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5
minéral	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-9	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-10	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-2	PLG-2
SiO ₂	54,95	52,57	54,36	51,89	56,97	55,65	54,27	54,43	52,02	57,01	56,79	53,77	57,34	55,13	56,03	55,06	54,34	58,02	55,78
TiO ₂	0,03	0,00	0,02	0,06	0,00	0,07	0,03	0,05	0,06	0,05	0,01	0,06	0,01	0,03	0,01	0,05	0,00	0,11	0,06
Al ₂ O ₃	28,12	29,75	28,38	29,50	26,65	27,79	27,80	27,27	28,51	26,38	26,83	27,83	26,37	27,68	26,79	27,59	28,18	26,11	27,43
FeO	0,37	0,30	0,37	0,57	0,35	0,36	0,39	0,46	0,67	0,40	0,46	0,75	0,52	0,84	0,55	0,52	0,47	0,54	0,87
MnO	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
MgO	0,03	0,02	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,04	0,01	0,03	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,09
CaO	11,07	12,82	11,08	13,45	9,52	10,49	11,32	10,61	12,25	9,33	9,60	11,36	9,14	10,47	9,92	10,69	11,34	8,82	10,50
Na ₂ O	5,44	4,37	5,21	4,19	6,19	5,84	5,35	5,64	4,81	6,34	6,04	4,99	6,51	5,61	5,97	5,46	5,23	6,62	5,79
K ₂ O	0,17	0,12	0,13	0,15	0,24	0,21	0,14	0,21	0,20	0,26	0,22	0,22	0,24	0,25	0,24	0,17	0,16	0,23	0,24
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,02	0,08	0,04	0,02	0,05	0,08	0,03	0,02	0,00	0,08	0,01	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	100,30	100,07	99,61	100,02	99,97	100,46	99,47	98,82	98,66	99,84	99,98	99,13	100,22	100,11	99,57	99,62	99,80	100,53	100,75

		PLAGIOCLASE			
Unité	CARCACHA				
échantillon	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5	
minéral	PLG-7	PLG-7	PLG-7	PLG-7	
SiO₂	59,34	59,09	59,27	54,28	
TiO₂	0,02	0,05	0,09	0,02	
Al₂O₃	25,33	25,52	25,49	28,38	
FeO	0,40	0,43	0,47	0,84	
MnO	0,03	0,02	0,04	0,00	
MgO	0,00	0,01	0,04	0,08	
CaO	7,96	8,17	7,97	11,43	
Na₂O	7,01	6,85	7,00	5,04	
K₂O	0,29	0,30	0,29	0,20	
P₂O₅	0,00	0,03	0,05	0,07	
Cr₂O₃	0,00	0,06	0,00	0,00	
NiO	0,01	0,01	0,01	0,00	
Total	100,39	100,53	100,70	100,35	

		BIOTITE					AMPHIBOLE											
Unité		NINAHUILCA CHICO II - N6			NINAHUILCA CHICO I - N5		NINAHUILCA CHICO II - N6											
échantillon	minéral	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	SA 20B	SA 20B	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C
	BIOT-1	BIOT-1	BIOT-1	BIOT-1	BIOT-1	BIOT-1	AMP-1	AMP-2	AMP-2	AMP-2	AMP-2	AMP-2	AMP-3	AMP-4	AMP-4	AMP-4		
SiO ₂	37,96	38,01	38,56	38,14	38,26	46,14	45,68	44,94	46,87	45,72	47,66	46,17	47,31	47,73				
TiO ₂	3,57	3,51	3,74	3,32	3,40	1,60	1,59	1,91	1,31	1,48	1,49	1,52	1,43	1,15				
Al ₂ O ₃	14,96	14,70	14,78	15,01	14,56	8,55	9,18	10,02	8,55	8,95	7,72	8,94	7,71	7,31				
FeO	11,93	12,26	12,04	11,84	11,91	14,69	15,14	12,82	15,06	12,90	14,46	14,59	14,57	13,64				
MnO	0,07	0,09	0,08	0,07	0,05	0,41	0,28	0,18	0,36	0,30	0,32	0,28	0,28	0,27				
MgO	16,85	16,81	17,00	17,01	17,07	14,38	13,20	14,40	13,81	14,32	13,92	13,65	14,05	14,88				
CaO	0,00	0,00	0,06	0,06	0,02	9,51	10,50	11,30	10,33	11,13	10,37	10,71	10,50	10,50				
Na ₂ O	1,21	1,34	1,23	1,78	1,79	1,55	1,64	1,89	1,66	1,69	1,37	1,70	1,37	1,42				
K ₂ O	7,50	7,54	7,42	7,62	7,52	0,17	0,28	0,26	0,19	0,21	0,18	0,21	0,14	0,15				
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,08	0,00	0,04	0,06	0,00	0,01	0,05	0,01	0,04				
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00				
NiO	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01				
Total	94,06	94,27	94,90	94,92	94,68	97,13	97,54	97,75	98,23	96,69	97,51	97,85	97,38	97,09				

Unité		NINAHUILCA CHICO I - N5													
échantillon	minéral	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D	SA-24D
	AMP-1	AMP-1	AMP-1	AMP-1	AMP-2	AMP-3	AMP-4	AMP-4	AMP-6	AMP-6	AMP-6	AMP-8	AMP-8	AMP-9	AMP-10
SiO ₂	44,92	44,47	44,37	44,82	47,56	48,17	46,16	45,74	45,78	47,06	49,27	45,57	48,90	47,40	44,81
TiO ₂	2,02	1,98	1,57	1,78	1,22	1,10	1,51	1,54	1,19	0,88	0,95	1,30	1,05	1,45	1,64
Al ₂ O ₃	8,72	9,22	9,70	9,57	8,71	6,81	8,47	8,71	8,75	7,07	5,80	8,92	5,87	6,93	9,10
FeO	15,06	14,88	15,19	15,35	14,00	13,53	14,53	14,62	14,48	13,94	12,83	14,84	13,06	13,56	14,97
MnO	0,26	0,25	0,25	0,28	0,30	0,27	0,26	0,27	0,33	0,40	0,27	0,30	0,28	0,31	0,32
MgO	13,19	12,83	12,90	13,14	13,44	15,14	13,50	13,60	13,99	14,77	15,58	13,43	15,84	14,82	13,24
CaO	11,04	10,72	10,46	10,52	10,25	10,03	10,46	10,45	10,06	9,84	10,43	10,55	10,67	10,99	10,64
Na ₂ O	1,77	1,28	1,84	1,83	1,51	1,34	1,59	1,73	1,62	1,45	1,15	1,62	1,29	1,39	1,75
K ₂ O	0,23	0,25	0,26	0,30	0,17	0,09	0,25	0,20	0,28	0,18	0,11	0,24	0,14	0,14	0,22
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,04	0,03	0,09	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,01	0,03	0,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	97,24	95,94	96,58	97,65	97,25	96,49	96,74	96,88	96,51	95,63	96,43	96,75	97,11	97,04	96,76

Unité		NINAHUILCA CHICO II - N6					NINAHUILCA CHICO I - N5									
échantillon	minéral	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B
	AMP-1	AMP-1	AMP-2	AMP-2	AMP-3	AMP-1	AMP-1	AMP-2	AMP-2	AMP-3	AMP-3	AMP-5	AMP-5	AMP-5	AMP-5	AMP-5
SiO ₂	45,82	47,94	47,80	47,38	48,45	46,43	47,82	47,51	48,93	48,35	49,19	47,09	46,64	47,34	46,78	
TiO ₂	1,59	1,04	1,17	1,28	1,08	1,43	1,28	1,33	1,17	1,43	1,02	1,20	1,32	1,41	1,40	
Al ₂ O ₃	8,69	6,92	6,64	6,87	6,41	8,09	7,53	7,66	6,32	7,15	5,83	8,23	8,67	7,82	8,41	
FeO	14,43	13,44	13,17	13,03	13,46	14,79	14,60	14,23	13,71	13,66	12,90	14,55	14,49	14,28	14,49	
MnO	0,28	0,30	0,35	0,24	0,29	0,34	0,38	0,35	0,28	0,29	0,32	0,35	0,31	0,28	0,33	
MgO	14,06	14,98	15,33	15,48	15,68	13,56	14,03	14,00	14,69	14,78	15,30	13,71	13,72	13,75	13,67	
CaO	10,65	10,41	10,42	10,63	10,36	10,31	10,07	10,28	10,88	10,53	10,35	10,55	10,49	10,59	10,47	
Na ₂ O	1,59	1,32	1,23	1,33	1,20	1,62	1,52	0,71	1,69	1,65	1,74	1,48	1,49	1,43	1,57	
K ₂ O	0,19	0,13	0,15	0,16	0,14	0,17	0,22	0,19	0,15	0,12	0,11	0,20	0,24	0,19	0,24	
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	
NiO	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Total	97,35	96,58	96,25	96,44	97,07	96,76	97,53	96,33	97,83	97,99	96,76	97,37	97,40	97,10	97,39	

AMPHIBOLE																
Unité	ARENAL II - N4															
échantillon	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	SA-100
minéral	AMP-2	AMP-2	AMP-3	AMP-3	AMP-4	AMP-5	AMP-6	AMP-7	AMP-7	AMP-7	AMP-1	AMP-2	AMP-3	AMP-4	AMP-5	AMP-1
SiO ₂	47,12	48,14	47,70	47,89	47,64	46,33	47,18	46,72	47,00	47,85	46,57	47,46	47,67	47,14	47,39	47,39
TiO ₂	1,26	1,37	1,38	1,68	1,55	1,67	1,46	1,16	1,84	1,49	1,24	1,48	1,49	1,63	1,54	1,54
Al ₂ O ₃	8,17	7,72	7,38	7,63	7,55	8,47	7,81	8,09	7,99	7,63	7,04	7,03	7,22	7,85	8,04	8,04
FeO	14,00	13,59	12,84	12,35	13,49	13,64	13,97	13,88	13,11	12,96	13,65	12,60	12,78	12,69	12,87	12,87
MnO	0,26	0,28	0,32	0,23	0,24	0,28	0,30	0,34	0,26	0,26	0,34	0,24	0,28	0,22	0,27	0,27
MgO	14,14	14,58	15,16	14,89	14,20	14,16	14,27	14,48	14,54	15,29	15,04	15,01	15,24	14,66	14,41	14,41
CaO	10,30	10,46	11,12	11,19	10,87	11,05	10,74	11,19	10,43	11,09	10,89	10,45	11,00	10,92	11,37	11,09
Na ₂ O	1,42	1,42	1,45	1,48	1,47	1,62	1,42	1,42	1,48	1,33	1,43	1,34	1,37	1,45	1,54	1,54
K ₂ O	0,19	0,15	0,18	0,18	0,19	0,21	0,25	0,18	0,22	0,19	0,15	0,18	0,18	0,20	0,22	0,22
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,02	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
NiO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,88	97,73	97,66	97,56	97,21	97,47	97,46	96,70	97,61	97,30	96,57	96,41	97,19	97,23	97,39	97,39

Unité	LA COCHA - N3										GALLO CANTANA					
échantillon	SA-95	SA-95	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	ATAC-5	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B
minéral	AMP-1	AMP-2	AMP-1	AMP-1	AMP-1	AMP-1	AMP-2	AMP-2	AMP-2	AMP-2	AMP-3	AMP-1	AMP-2	AMP-4	AMP-4	AMP-4
SiO ₂	47,99	46,94	45,98	44,94	45,36	46,92	46,70	46,79	47,09	46,40	48,16	47,27	47,67	48,10	47,86	47,86
TiO ₂	1,33	1,65	1,50	1,57	0,99	1,69	1,20	1,11	1,53	1,41	1,07	0,97	1,25	1,16	1,07	1,07
Al ₂ O ₃	7,26	7,17	8,58	9,76	9,40	7,67	7,41	8,33	7,81	8,54	6,81	7,32	7,19	6,92	6,42	6,42
FeO	13,70	13,51	14,69	15,29	14,75	13,00	14,55	14,39	13,33	15,33	13,43	15,18	15,17	14,85	14,46	14,46
MnO	0,33	0,29	0,30	0,26	0,35	0,23	0,35	0,36	0,31	0,31	0,39	0,26	0,28	0,25	0,25	0,25
MgO	14,63	14,39	13,45	12,73	13,33	14,41	14,30	13,97	14,51	13,75	14,69	13,86	13,96	14,07	14,19	14,19
CaO	10,51	10,72	10,54	10,66	10,80	11,07	10,46	10,51	10,88	10,11	10,52	10,60	10,38	10,26	10,40	10,40
Na ₂ O	2,69	2,96	1,53	1,63	1,52	1,42	1,33	1,50	1,42	1,59	1,41	1,53	1,47	1,33	1,30	1,30
K ₂ O	0,19	0,25	0,25	0,31	0,31	0,20	0,19	0,27	0,19	0,20	0,13	0,20	0,16	0,21	0,12	0,12
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Total	98,67	97,87	96,85	97,17	96,83	96,64	96,53	97,22	97,10	97,65	96,60	97,20	97,58	97,27	96,09	96,09

Unité	GALLO CANTANA															
échantillon	SA-65B	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-106D	SA-106D	SA-106D
minéral	AMP-14	AMP-L1	AMP-L2	AMP-L3	AMP-L4	AMP-L5	AMP-L6	AMP-L7	AMP-L8	AMP-L9	AMP-L9	AMP-L9	AMP-L9	AMP-L1	AMP-L2	AMP-L3
SiO ₂	46,78	47,46	47,82	48,11	47,96	47,97	49,31	48,95	44,89	46,14	46,15	47,20	48,94	48,15	48,54	48,54
TiO ₂	1,40	1,22	0,97	1,11	1,24	1,03	1,04	1,06	1,16	1,48	1,61	1,21	1,07	1,41	1,07	1,07
Al ₂ O ₃	8,05	7,79	7,04	7,10	7,41	6,69	6,38	6,50	9,29	9,06	8,26	7,59	6,30	6,83	6,51	6,51
FeO	13,57	15,09	14,71	15,20	15,98	14,77	14,89	14,16	17,51	15,30	15,48	15,73	14,80	14,68	14,54	14,54
MnO	0,26	0,24	0,25	0,31	0,30	0,22	0,36	0,25	0,26	0,26	0,28	0,33	0,20	0,21	0,30	0,30
MgO	14,13	13,37	14,17	13,95	13,37	14,20	14,60	14,21	11,47	13,10	13,21	13,64	14,02	14,04	14,18	14,18
CaO	10,77	11,03	10,71	10,38	9,96	10,36	9,75	10,18	10,69	10,35	10,64	9,93	10,61	10,65	10,60	10,60
Na ₂ O	1,67	1,57	1,51	1,37	1,61	1,38	1,19	1,47	1,37	1,69	1,66	1,50	1,38	1,35	1,26	1,26
K ₂ O	0,16	0,18	0,18	0,16	0,16	0,17	0,09	0,12	0,21	0,23	0,35	0,17	0,10	0,24	0,14	0,14
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,01	0,08	0,03	0,00	0,01	0,04	0,08	0,00	0,03	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,07
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,04
Total	96,79	98,03	97,43	97,85	98,02	96,79	97,66	96,83	97,34	97,66	97,67	97,33	97,48	97,57	97,24	97,24

		AMPHIBOLE													
Unité		GALLO CANTANA													
échantillon	minéral	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B
		AMP-5	AMP-6	AMP-7	AMP-8	AMP-9	AMP-9	AMP-9	AMP-10	AMP-11	AMP-10	AMP-12	AMP-12	AMP-13	AMP-13
	SiO ₂	47,53	46,26	48,22	46,09	44,92	44,93	47,62	46,85	46,31	47,35	47,74	46,99	48,61	47,28
	TiO ₂	1,23	1,31	1,11	1,70	1,95	1,99	1,13	1,31	1,83	1,14	1,13	1,27	1,15	1,17
	Al ₂ O ₃	7,01	7,83	6,45	8,17	8,41	8,56	6,52	8,11	8,20	7,52	7,71	7,20	6,99	7,05
	FeO	15,05	15,39	14,59	15,03	14,56	14,34	14,60	15,36	15,11	15,08	15,70	15,14	14,82	15,03
	MnO	0,28	0,25	0,29	0,21	0,18	0,20	0,22	0,30	0,25	0,29	0,33	0,28	0,29	0,23
	MgO	14,10	13,26	14,44	12,89	13,24	13,22	14,20	13,19	13,57	13,55	13,81	13,58	13,67	13,81
	CaO	10,34	10,49	10,40	10,83	11,02	11,36	10,36	10,35	10,48	10,21	9,51	10,58	10,65	11,10
	Na ₂ O	1,63	1,43	1,37	1,75	1,69	1,69	1,40	1,68	1,75	1,44	1,55	1,53	1,47	1,38
	K ₂ O	0,20	0,22	0,24	0,27	0,68	0,69	0,14	0,20	0,23	0,17	0,15	0,20	0,16	0,17
	P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,07	0,18	0,15	0,00	0,07	0,00
	Cr ₂ O ₃	0,02	0,08	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
	NiO	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
	Total	97,40	96,54	97,18	96,94	96,75	97,08	96,24	97,37	97,81	96,95	97,80	96,83	97,89	97,22

Unité		GALLO CANTANA		LA VIUDITA											
échantillon	minéral	SA-106D	SA-107IC	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA-55	SA-55	SA-55	SA-55
		AMP-L4	AMP-3L	AMP-1	AMP-1	AMP-2	AMP-2	AMP-3	AMP-4	AMP-4	AMP-4	AMP-1	AMP-1	AMP-1	AMP-1
	SiO ₂	48,42	46,07	46,47	47,85	45,59	46,85	48,24	46,45	45,90	47,47	47,87	46,13	48,46	
	TiO ₂	1,32	1,55	0,93	1,16	1,96	1,23	1,25	1,60	1,68	1,59	1,13	1,69	1,21	
	Al ₂ O ₃	6,85	7,95	8,37	6,98	8,92	7,79	6,20	7,99	7,90	7,94	7,86	9,05	6,83	
	FeO	15,06	14,81	14,65	14,69	12,26	15,57	14,01	14,86	14,71	14,50	14,41	14,46	14,05	
	MnO	0,34	0,20	0,33	0,27	0,22	0,30	0,31	0,26	0,22	0,30	0,39	0,29	0,30	
	MgO	14,05	12,89	13,48	14,11	14,54	13,33	14,37	13,22	13,15	13,53	13,92	13,11	14,26	
	CaO	10,55	11,22	10,79	10,55	11,45	9,87	10,90	11,09	10,68	10,49	10,22	10,94	10,56	
	Na ₂ O	1,55	3,12	1,54	1,45	2,03	1,94	1,38	1,63	1,64	1,68	1,52	1,71	2,32	
	K ₂ O	0,18	0,13	0,27	0,18	0,23	0,24	0,27	0,23	0,35	0,24	0,22	0,30	0,22	
	P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	
	Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	
	NiO	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	
	Total	98,38	98,02	96,89	97,30	97,21	97,19	96,94	97,38	96,28	97,75	97,56	97,70	98,32	

MAGNETITE			TITANO-MAGNETITE																
Unité	GC	La Viudita	NINAHUILCA II - N6																
échantillon	SA-106D	SA-55	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A	SA-9A
minéral	MT-L1	MT-1	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-9	
SiO ₂	0,06	0,10	0,08	0,01	0,05	0,04	0,42	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,09	0,06	0,05	0,05	0,05	0,09	
TiO ₂	1,35	0,66	6,40	6,27	5,48	6,65	5,54	5,91	6,85	6,92	6,72	6,74	6,72	6,87	7,03	6,40	6,85		
Al ₂ O ₃	2,79	0,89	3,38	3,16	2,27	2,16	2,42	2,01	2,05	2,24	2,21	2,18	2,28	2,27	2,21	2,13	2,23		
FeO	86,84	89,72	82,91	83,49	84,71	83,77	82,28	84,79	84,03	82,62	82,28	82,57	82,90	82,67	82,55	83,03	82,86		
MnO	0,40	0,09	0,32	0,31	0,44	0,29	0,35	0,33	0,35	0,31	0,33	0,30	0,24	0,31	0,35	0,35	0,30		
MgO	0,93	0,58	1,58	1,56	1,27	1,19	1,54	1,05	1,30	1,49	1,46	1,50	1,48	1,42	1,57	1,23	1,46		
CaO	0,02	0,07	0,05	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01		
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02		
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01		
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,07	0,12	0,06	0,06	0,01	0,11	0,01	0,06	0,03	0,08	0,04	0,06	0,07	0,04	0,09		
NiO	0,01	0,33	0,00	0,03	0,00	0,06	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02		
Total	92,53	92,44	94,80	94,99	94,31	94,24	92,65	94,32	94,80	93,82	93,12	93,46	93,80	93,68	93,93	93,26	93,91		

Unité	NINAHUILCA CHICO I - N5																	
échantillon	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA 24D	SA 24D	SA 24D	SA 24D	SA 24D	SA 24D	SA 24D
minéral	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-9	TI-MT-10	TI-MT-11	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-9
SiO ₂	0,20	0,10	0,06	0,15	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,03	0,08	0,09	0,05	0,14	0,11	0,06	0,11	0,05
TiO ₂	9,52	5,65	12,32	3,78	5,83	19,99	8,63	7,04	5,87	3,55	6,19	6,09	6,00	6,11	6,42	4,98	4,34	6,13
Al ₂ O ₃	0,89	3,09	1,28	2,73	3,01	1,44	1,53	1,76	1,77	2,32	2,00	2,05	1,97	1,98	2,32	2,33	1,92	
FeO	80,04	81,32	80,04	84,51	80,73	69,95	79,46	82,94	85,75	85,57	83,63	83,85	83,31	82,88	83,60	84,56	84,76	84,15
MnO	0,34	0,33	0,38	0,38	0,38	0,32	0,39	0,24	0,22	0,29	0,30	0,32	0,37	0,31	0,32	0,29	0,32	0,26
MgO	0,59	2,86	0,60	1,17	2,28	2,14	2,24	0,72	0,65	1,02	1,07	0,86	0,99	0,96	1,01	0,98	0,96	1,02
CaO	0,11	0,13	0,05	0,15	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,10	0,05	0,03	0,05	0,01	0,08	0,07	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,06
K ₂ O	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,17	0,05	0,11	0,02	0,04	0,00	0,05	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,00	0,05	0,05	0,06	0,03	0,08
NiO	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
Total	91,89	93,56	94,90	92,93	92,43	93,96	92,42	92,88	94,47	92,91	93,46	93,45	92,79	92,55	93,55	93,35	92,96	93,69

Unité	ARENAL II - N4														LA COCHA - N3				
échantillon	SA-24D	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	SA-100	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	ATAC-4A	SA-95	SA-95	SA-95	ATAC-5
minéral	TI-MT-10	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-1	
SiO ₂	0,06	0,08	0,10	0,02	0,05	0,09	0,07	0,12	0,08	0,07	0,08	0,02	0,08	0,04	0,07	0,08	0,07	0,05	
TiO ₂	6,09	7,55	6,99	6,93	6,76	6,22	6,71	6,62	5,93	6,97	7,00	7,04	6,78	6,74	7,34	6,39	15,74	6,69	
Al ₂ O ₃	1,93	2,12	2,12	2,12	2,28	2,11	2,07	2,18	2,20	2,09	2,28	2,07	2,01	1,99	2,00	1,96	1,00	2,16	
FeO	84,22	81,63	81,38	82,83	81,64	82,09	82,04	81,99	82,90	83,28	83,02	82,13	82,49	82,62	82,95	83,12	77,56	82,34	
MnO	0,32	0,28	0,31	0,31	0,34	0,40	0,26	0,33	0,34	0,39	0,36	0,35	0,38	0,43	0,31	0,29	0,46	0,25	
MgO	0,99	1,01	1,53	1,48	1,43	1,31	1,42	1,39	1,17	1,28	0,83	1,35	1,21	1,37	0,86	1,07	0,72	1,76	
CaO	0,00	0,08	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07	0,04	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,04	0,03	0,07	0,08	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,03	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,06	0,15	0,04	0,08	0,09	0,11	0,05	0,07	0,02	0,09	0,02	0,08	
NiO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	
Total	93,64	92,80	92,63	93,85	92,72	92,47	92,68	92,87	92,72	94,30	93,81	93,17	93,03	93,35	93,61	93,02	95,65	93,38	

		TITANO-MAGNETITE																	
Unité		GALLO CANTANA																	
échantillon	ATAC-5	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-106D	SA-107IC	SA-107IC	SA-65C
minéral	TI-MT-2	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-9	TI-MT-10	TI-MT-11	TI-MT-12	TI-MT-13	TI-MT-L1	TI-MT-L1L	TI-MT-L2L	TI-MT-L1	
SiO ₂	0,06	0,07	0,04	0,10	0,10	0,05	0,06	0,08	0,07	0,11	0,09	0,05	0,04	0,05	0,14	0,04	0,06	0,09	
TiO ₂	7,12	6,33	6,58	7,11	7,22	6,03	6,24	6,43	5,85	6,15	7,15	6,21	5,63	5,67	11,17	8,44	8,29	6,42	
Al ₂ O ₃	2,29	1,93	2,07	2,71	2,66	1,97	1,99	1,90	1,93	2,05	2,32	1,84	1,80	1,85	1,91	1,67	1,74	2,40	
FeO	81,44	84,07	83,92	82,38	82,28	84,44	82,73	84,37	84,34	82,84	81,69	83,29	83,98	84,92	78,62	81,73	82,45	81,95	
MnO	0,44	0,28	0,34	0,35	0,40	0,25	0,22	0,27	0,27	0,27	0,30	0,18	0,20	0,26	0,29	0,39	0,32	0,32	
MgO	1,31	0,98	1,05	1,04	1,04	0,88	1,23	0,71	0,76	0,82	1,00	1,29	1,14	0,83	1,11	1,15	0,86	1,28	
CaO	0,03	0,00	0,03	0,06	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11	0,07	0,03	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	
Na ₂ O	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,00	0,02	
K ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,10	0,13	0,16	0,06	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,05	0,07	0,00	0,07	0,10	0,42	0,13	0,10	0,00	0,08	0,10	0,00	0,07	0,04	0,01	0,07	
NiO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	
Total	92,81	93,84	94,14	93,83	93,74	93,69	92,75	94,33	93,53	92,53	92,70	93,02	92,95	93,75	93,36	93,62	93,75	92,58	
Unité		LA VIUDITA										ARENAL I							
échantillon	SA-65C	SA-65C	SA-55	SA-55	SA-55	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA 54	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	SA-112B	
minéral	TI-MT-L2	TI-MT-L3	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-9	
SiO ₂	0,04	0,04	0,06	0,03	0,02	0,08	0,07	0,08	0,03	0,06	0,08	0,07	0,10	0,13	0,11	0,14	0,15	0,13	
TiO ₂	5,67	5,67	3,69	6,12	8,61	7,31	6,98	5,60	6,81	18,84	20,82	16,24	8,45	6,12	13,51	8,57	9,36	3,05	
Al ₂ O ₃	1,81	1,99	1,24	1,17	1,06	2,09	1,36	2,25	1,68	0,41	0,83	0,78	1,28	3,27	1,73	1,83	2,03	0,85	
FeO	81,65	83,27	87,86	85,34	82,85	81,89	83,39	83,90	82,81	72,32	71,01	75,54	82,47	79,99	76,09	81,22	78,37	87,42	
MnO	0,26	0,30	0,19	0,23	0,38	0,25	0,31	0,19	0,27	0,57	0,54	0,40	0,17	0,29	0,36	0,28	0,20	0,28	
MgO	0,83	0,87	0,58	0,68	0,71	1,46	0,70	0,79	0,89	0,33	0,79	0,73	0,59	1,40	1,15	1,42	1,34	0,97	
CaO	0,04	0,01	0,04	0,00	0,03	0,07	0,09	0,04	0,03	0,12	0,07	0,03	0,20	0,06	0,03	0,04	0,01	0,03	
Na ₂ O	0,03	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,08	0,15	0,14	0,33	0,44	0,45	0,29	0,66	0,56	
Cr ₂ O ₃	0,19	0,27	0,19	0,27	0,23	0,20	0,31	0,10	0,20	0,01	0,04	0,00	0,09	0,04	0,00	0,06	0,03	0,03	
NiO	0,00	0,02	0,03	0,01	0,05	0,00	0,02	0,04	0,06	0,01	0,04	0,00	0,09	0,04	0,00	0,06	0,03	0,03	
Total	90,54	92,53	93,92	93,91	93,97	93,37	93,27	93,06	92,81	92,74	94,35	93,94	93,67	91,78	93,43	93,87	92,17	93,30	
Unité		ARENAL I										ATACAZO - COULEES SOMMITALES							
échantillon	SA-112B	SA-112B	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-112A	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	SA-69	ATAC 8	ATAC 8	ATAC 8	SA-76	
minéral	TI-MT-10	TI-MT-11	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-1	TI-MT-3	TI-MT-3	TI-MT-1	
SiO ₂	0,13	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07	0,12	0,12	0,07	0,10	0,08	0,09	0,04	0,09	0,05	0,11	
TiO ₂	8,10	15,05	13,05	9,05	12,43	7,28	2,07	16,75	16,05	7,68	9,23	7,18	3,56	6,68	8,87	8,94	8,54	11,72	
Al ₂ O ₃	2,49	1,08	1,00	0,75	0,70	0,88	0,87	0,74	0,63	2,03	2,33	2,65	2,31	2,60	2,17	0,97	0,98	2,60	
FeO	81,25	77,11	76,95	81,01	80,61	84,71	87,10	72,52	73,38	80,98	79,65	81,30	85,68	82,34	80,71	83,31	82,80	79,00	
MnO	0,33	0,35	0,36	0,31	0,35	0,21	0,58	0,49	0,34	0,30	0,22	0,26	0,24	0,28	0,25	0,16	0,15	0,31	
MgO	1,53	1,00	0,74	0,81	0,68	0,57	0,91	0,63	0,52	0,86	1,63	1,05	0,75	0,72	0,72	0,40	0,37	0,74	
CaO	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,00	0,07	0,04	0,11	0,08	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,10	
Cr ₂ O ₃	0,15	0,23	0,51	0,20	0,57	0,47	0,21	0,82	0,24	0,36	0,34	0,26	0,31	0,34	0,48	0,20	0,19	0,23	
NiO	0,00	0,02	0,07	0,12	0,04	0,01	0,10	0,07	0,04	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,05	0,05	0,00	
Total	94,00	94,94	92,77	92,35	95,51	94,25	91,91	92,21	91,35	92,49	93,59	92,95	93,11	93,11	93,28	94,11	93,15	94,82	

		TITANO-MAGNETITE																	
Unité		ATACAZO - COULEES SOMMITALES												ATACAZO - COULEES BASALES					
échantillon	minéral	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-76	SA-105	SA-105	SA-105	SA-105	SA-101B	SA-101B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	ATAC 12B	SA-46B
		TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-8	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6	TI-MT-1
	SiO ₂	0,10	0,08	0,14	0,09	0,08	0,06	0,04	0,09	0,05	0,10	0,04	0,08	0,09	0,14	0,09	0,19	0,15	0,08
	TiO ₂	12,25	14,25	11,08	11,70	15,18	4,92	12,02	10,92	14,15	11,05	11,99	9,56	10,57	10,70	11,33	11,25	12,88	12,17
	Al ₂ O ₃	2,27	2,04	2,76	2,70	1,46	3,96	0,81	1,03	1,12	2,30	1,42	3,64	3,35	1,58	2,16	3,12	2,05	1,40
	FeO	78,62	76,81	78,00	78,88	77,31	76,63	78,38	79,35	77,06	77,79	78,21	77,61	75,07	76,21	77,79	76,17	76,10	80,31
	MnO	0,31	0,32	0,26	0,20	0,28	0,18	0,55	0,27	0,28	0,31	0,33	0,31	0,28	0,25	0,32	0,37	0,36	0,31
	MgO	1,17	1,03	1,56	1,46	0,92	2,29	0,39	0,43	0,60	1,36	0,96	2,73	2,99	1,79	1,57	1,80	1,38	1,00
	CaO	0,02	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,06	0,11	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,06	0,00
	Na ₂ O	0,04	0,00	0,03	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
	K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,03	0,01
	Cr ₂ O ₃	0,11	0,35	0,47	0,30	0,22	4,15	0,11	0,15	0,22	0,32	0,48	0,48	0,53	0,56	0,79	0,73	0,37	0,11
	NiO	0,01	0,05	0,05	0,03	0,07	0,11	0,05	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,07	0,02	0,02	0,00	0,05	0,05
	Total	94,93	94,95	94,38	95,43	95,58	92,40	92,48	92,41	93,49	93,31	93,57	94,46	92,99	91,31	94,10	93,72	93,41	95,44
Unité		ATACAZO - COULEES BASALES												ENCLAVES					
échantillon	minéral	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-46B	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA-49	SA 43	SA-48A	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA-101B	SA-101B	SA-101e
		TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-6	TI-MT-7	TI-MT-1	TI-MT-1	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-1
	SiO ₂	0,07	0,04	0,11	0,08	0,07	0,06	0,08	0,04	0,07	0,08	0,16	0,07	0,05	0,13	0,09	2,33	0,14	0,04
	TiO ₂	10,33	8,17	16,41	14,68	8,61	12,64	10,23	9,17	8,75	8,93	9,71	15,58	9,46	9,62	14,53	11,04	10,77	11,16
	Al ₂ O ₃	2,65	3,01	0,91	1,13	2,33	2,47	0,97	1,65	2,13	3,68	2,03	1,28	3,44	3,37	1,22	2,65	0,83	2,49
	FeO	80,10	80,74	77,60	77,94	80,19	74,91	81,59	80,46	80,99	79,43	79,33	72,61	78,42	78,15	72,91	73,62	78,74	77,93
	MnO	0,26	0,31	0,40	0,36	0,27	0,35	0,27	0,30	0,18	0,33	0,24	0,27	0,36	0,25	0,24	0,26	0,14	0,28
	MgO	1,87	1,35	0,95	0,80	1,44	2,26	0,73	1,19	1,35	1,17	1,48	1,09	1,92	1,89	1,05	1,47	0,33	1,12
	CaO	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,30	0,03	0,01	0,04	0,02	0,01	0,06	0,00	0,14	0,04	0,27	0,07	0,03
	Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03
	K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04
	Cr ₂ O ₃	0,04	0,12	0,09	0,10	0,37	0,19	0,59	0,74	0,77	0,40	0,56	0,15	0,10	0,07	0,33	0,87	0,14	0,30
	NiO	0,00	0,03	0,02	0,02	0,03	0,06	0,04	0,05	0,06	0,00	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,07	0,06	0,02
	Total	95,35	93,81	96,50	95,19	93,32	93,25	94,53	93,62	94,39	94,02	93,58	91,18	93,78	93,67	90,44	92,66	91,32	93,44
Unité		ENCLAVES				LA ESTANCIA		CARCACHA											
échantillon	minéral	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA-101le	SA 13A	SA 5	SA 5	SA 5	SA 5									
		TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-1	TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-6								
	SiO ₂	0,14	0,14	0,42	0,12	0,11	0,09	0,07	0,05	0,12	0,06								
	TiO ₂	12,09	10,70	11,34	7,59	13,68	11,75	12,96	11,23	12,34	7,47								
	Al ₂ O ₃	0,93	2,67	2,54	2,00	2,99	2,11	1,07	1,76	1,20	4,58								
	FeO	76,90	76,64	75,66	81,18	75,69	79,42	78,86	79,30	78,93	77,31								
	MnO	0,17	0,31	0,33	0,20	0,29	0,27	0,37	0,27	0,25	0,19								
	MgO	0,40	1,08	1,22	1,00	1,29	1,44	0,66	1,14	0,78	2,27								
	CaO	0,07	0,04	0,08	0,03	0,04	0,02	0,01	0,10	0,17	0,02								
	Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,06	0,00	0,00	0,01								
	K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02								
	P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00								
	Cr ₂ O ₃	0,60	0,31	0,38	0,38	0,58	0,24	0,49	0,91	0,67	2,46								
	NiO	0,02	0,05	0,03	0,04	0,05	0,02	0,05	0,03	0,04	0,14								
	Total	91,36	91,97	92,01	92,56	94,75	95,39	94,64	94,79	94,53	94,52								

		ILMENITE														
Unité		NINHAUILCA CHICO II - N6					NINHAUILCA CHICO I - N5					ARENAL II - N4		LA COCHA - N3		
échantillon	minéral	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	SA-9A	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA-24D	SA-24D	SA-100	SA-100	SA-95	ATAC-5	ATAC-5
	SiO ₂	0,03	0,02	0,54	0,01	0,01	0,03	0,00	0,04	0,02	0,14	0,02	0,05	0,01	0,04	0,00
	TiO ₂	40,67	42,76	41,35	38,33	39,69	42,56	42,06	41,77	40,71	40,85	36,63	36,89	48,96	37,57	37,56
	Al ₂ O ₃	0,26	0,20	0,49	0,26	0,28	0,19	0,21	0,15	0,23	0,26	0,30	0,29	0,02	0,32	0,30
	FeO	53,35	51,62	52,46	55,94	54,98	52,27	54,12	53,73	53,23	53,64	56,59	57,24	47,99	56,73	56,01
	MnO	0,39	0,36	0,39	0,37	0,37	0,39	0,36	0,31	0,47	0,43	0,29	0,20	0,63	0,32	0,44
	MgO	2,24	2,70	2,73	2,08	2,30	2,79	1,56	1,44	1,83	1,78	1,79	1,82	1,39	1,75	1,82
	CaO	0,21	0,13	0,18	0,02	0,03	0,04	0,03	0,00	0,09	0,03	0,00	0,00	0,04	0,07	0,06
	Na ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,05	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00
	K ₂ O	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
	Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,06	0,02	0,05	0,00	0,04	0,02	0,06	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00
	NiO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03
	Total	97,25	97,87	98,18	97,13	97,79	98,43	98,36	97,51	96,67	97,27	95,71	96,55	99,12	96,86	96,22

		ILMENITE														
Unité		GALLO CANTANA					LA VIUDITA	ARENAL I	ATACAZO - SOMMITALES		ENCLAVE					CARCACHA
échantillon	minéral	SA-65B	SA-65B	SA-107IC	SA-65C	SA-65C	SA-55	SA-112A	ATAC 8	SA-105	SA-101B	SA-101B	SA-101J	SA-101J	SA-101J	SA 5
	SiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	2,29	0,02	0,05	2,52	0,01
	TiO ₂	42,08	41,86	45,23	41,08	41,78	45,46	51,85	48,46	49,90	47,52	44,51	49,17	49,19	45,32	44,79
	Al ₂ O ₃	0,18	0,20	0,07	0,22	0,17	0,16	0,07	0,09	0,06	0,06	0,13	0,08	0,08	1,24	0,13
	FeO	52,33	52,59	49,88	53,50	49,44	48,70	40,35	49,58	46,71	49,68	47,88	45,69	45,13	36,18	50,86
	MnO	0,46	0,46	0,32	0,49	0,46	0,48	0,51	0,37	0,44	0,38	0,40	0,47	0,39	0,32	0,37
	MgO	1,78	1,84	2,43	1,73	1,43	2,78	1,43	1,16	1,09	1,06	1,93	1,98	2,07	1,71	2,04
	CaO	0,03	0,00	0,05	0,00	0,04	0,09	0,02	0,01	0,09	0,04	0,28	0,12	0,08	0,20	0,19
	Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,10	0,00
	K ₂ O	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,04	0,23	0,00
	P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
	Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,03	0,10	0,03	0,01	0,01	0,09	0,11	0,04	0,03	0,17
	NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,07	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03
	Total	96,91	96,99	98,02	97,06	93,46	97,73	94,36	99,78	98,31	98,82	97,54	97,71	97,09	87,91	98,59

Unité	APATITE			NINAHUILCA CHICO I - N5					Gallo Cantana	LA VIUDITA		ARENAL I		
	NINAHUILCA CHICO II - N6			ATAC 2C	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA-24D		SA-65B	SA-55	SA 54	SA-112B	SA-112B
échantillon	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	ATAC 2C	SA 20B	SA 20B	SA 20B	SA-24D	SA-65B	SA-55	SA 54	SA-112B	SA-112B	SA-112A
minéral	APT-1	APT-2	APT-3	APT-4	APT-1	APT-2	APT-3	APT-2	APT-1	APT-1	APT-1	APT-1	APT-2	APT-1
SiO ₂	0,17	0,10	0,26	0,11	0,07	0,12	0,11	0,14	0,19	0,08	0,16	0,09	0,07	0,15
TiO ₂	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
FeO	0,48	0,48	1,01	0,65	0,48	0,63	0,80	0,68	0,64	0,37	0,78	0,40	1,01	1,00
MnO	0,11	0,10	0,11	0,12	0,15	0,12	0,08	0,09	0,08	0,07	0,10	0,05	0,11	0,07
MgO	0,18	0,15	0,17	0,16	0,15	0,15	0,10	0,17	0,11	0,12	0,13	0,18	0,31	0,29
CaO	54,18	55,29	54,87	54,63	54,99	55,64	55,70	54,83	55,05	55,50	54,75	54,94	54,39	53,95
Na ₂ O	0,09	0,03	0,10	0,04	0,04	0,07	0,02	0,10	0,02	0,03	0,01	0,01	0,12	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅	43,50	43,16	43,54	41,61	41,74	43,92	44,08	43,43	44,72	43,74	44,43			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
Total	98,71	99,32	100,13	97,34	97,64	100,68	100,92	99,53	100,86	99,94	100,38	55,77	56,03	55,58

Unité	APATITE			CARCACHA		CROMITE		OLIVINE		QUARTZ		
	ATACAZO - SOMMITALES			SA 5	SA 5	N5	N5	CARCACHA		N5	GALLO CANTANA	
échantillon	ATAC 8	SA-76	SA-105	SA 5	SA 5	SA 20B	SA 20B	SA 5	SA 5	SA-24D	SA-65B	SA-65B
minéral	APT-2	APT-1	APT-1	APT-1	APT-2	CROM-1	CROM-2	OLIV-1	OLIV-1	QTZ-1	QTZ-1	QTZ-1
SiO ₂	0,03	0,33	0,29	0,31	0,11	0,07	0,15	38,58	38,42	99,51	98,54	100,24
TiO ₂	0,07	0,05	0,01	0,00	0,00	0,59	1,44	0,02	0,01	0,04	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	14,26	14,37	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03
FeO	0,74	1,38	0,73	1,16	0,45	36,73	35,43	21,59	21,67	0,02	0,04	0,00
MnO	0,01	0,06	0,06	0,11	0,04	0,31	0,26	0,35	0,30	0,00	0,04	0,00
MgO	0,22	0,32	0,24	0,23	0,22	7,55	7,95	39,07	39,06	0,02	0,01	0,01
CaO	55,22	55,09	55,11	55,03	55,73	0,04	0,05	0,08	0,06	0,02	0,00	0,06
Na ₂ O	0,00	0,12	0,04	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01
P ₂ O ₅	43,83	45,39	43,36	43,45	43,80	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	35,89	36,97	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00
NiO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,11	0,12	0,16	0,15	0,00	0,01	0,01
Total	100,15	102,78	99,86	100,37	100,44	95,56	96,74	99,89	99,74	99,65	98,74	100,43

Unité	QUARTZ						LA VIUDITA			ENCLAVE		
	GALLO CANTANA						SA-55	SA-55	SA 54	SA-101B	SA-101B	SA-101B
échantillon	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-65B	SA-107IC	SA-65C	SA-55	SA-55	SA 54	SA-101B	SA-101B	SA-101B
minéral	QTZ-2	QTZ-2	QTZ-3	QTZ-4	QTZ-8L	QTZ-L1	QTZ-1	QTZ-1	QTZ-2	QTZ-1	QTZ-2	QTZ-3
SiO ₂	98,59	100,01	100,33	99,27	100,56	100,54	100,25	100,19	99,22	99,81	99,76	98,78
TiO ₂	0,03	0,00	0,06	0,07	0,05	0,06	0,02	0,00	0,06	0,13	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,05	0,54	0,56	0,63
FeO	0,01	0,01	0,10	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,06	0,06	0,15
MnO	0,04	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
CaO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,05	0,03
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,17	0,16
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,15	0,12	0,16
P ₂ O ₅	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Total	98,71	100,18	100,58	99,42	100,69	100,69	100,35	100,36	99,42	100,95	100,87	100,06

Unité	Gallo Cantana-xénolites																			
	AMPHIBOLE																			
échantillon	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-106D	SA-106D
minéral	AMP-1	AMP-1	AMP-2	AMP-2	AMP-4	AMP-5	AMP-6	AMP-7	AMP-8	AMP-9	AMP-10	AMP-11	AMP-12	AMP-13	AMP-13	AMP-14	AMP-14	AMP-1	AMP-2	
SiO ₂	48,13	49,07	48,39	46,92	45,87	48,09	48,60	48,21	44,25	44,15	42,67	44,25	45,94	45,07	45,70	44,70	47,34	47,34	50,34	
TiO ₂	0,63	0,89	0,86	1,21	1,08	1,15	0,64	0,51	1,48	1,43	1,93	1,28	1,48	1,52	0,97	1,60	1,02	1,02	0,61	
Al ₂ O ₃	6,76	6,32	7,20	7,98	8,48	7,23	6,98	7,21	10,23	10,76	11,65	10,17	8,84	9,35	9,14	9,90	7,01	7,01	4,72	
FeO	16,78	14,55	14,08	14,60	18,03	14,31	15,79	15,26	15,82	15,42	15,87	15,08	14,75	15,34	16,68	15,51	16,58	16,58	19,08	
MnO	0,40	0,25	0,26	0,31	0,29	0,30	0,27	0,64	0,39	0,47	0,47	0,38	0,39	0,40	0,35	0,27	0,40	0,40	0,59	
MgO	13,28	14,39	14,43	13,73	11,46	14,10	14,32	14,44	12,22	12,30	11,44	12,39	12,99	12,61	12,41	12,42	14,07	14,07	16,49	
CaO	9,78	10,60	10,47	10,48	10,19	10,41	9,66	9,90	10,69	10,88	10,79	10,67	10,93	10,96	10,12	10,68	8,64	8,64	4,69	
Na ₂ O	1,23	1,28	1,47	1,62	1,67	1,50	1,32	1,38	1,78	1,80	1,88	1,80	1,69	1,62	1,65	1,87	1,88	1,88	1,16	
K ₂ O	0,13	0,14	0,17	0,21	0,17	0,13	0,11	0,13	0,58	0,53	0,78	0,63	0,30	0,55	0,11	0,45	0,12	0,12	0,06	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,05	0,09	0,01	0,04	0,09	0,03	0,00	0,00	0,03	0,09	0,01	0,03	0,03	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,10	
NiO	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	
Total	97,15	97,51	97,39	97,06	97,31	97,30	97,78	97,70	97,50	97,83	97,51	96,68	97,31	97,43	97,22	97,43	97,23	97,87		

Unité	Gallo Cantana-xénolites									PLAGIOCLASE										
	AMPHIBOLE																			
échantillon	SA-106D	SA-106D	SA-107IC	SA-107IC	SA-107ID	SA-107ID	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C
minéral	AMP-3	AMP-6	AMP-1	AMP-2	AMP-1	AMP-1	BIO-1	BIO-2	BIO-2	PLG-1	PLG-4	PLG-5	PLG-6	PLG-8	PLG-10	PLG-11	PLG-12	PLG-13		
SiO ₂	48,19	47,82	51,10	49,70	45,61	46,06	40,58	40,75	40,75	58,01	59,20	56,54	57,46	59,37	58,87	58,88	56,92	54,94		
TiO ₂	0,95	1,08	0,98	1,12	1,96	1,91	0,57	0,62	0,62	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02		
Al ₂ O ₃	7,00	7,50	4,66	5,67	8,82	8,33	20,51	18,17	18,17	26,44	25,20	26,68	27,13	25,63	25,51	25,29	26,98	27,55		
FeO	16,05	14,50	9,08	10,76	14,24	14,80	14,55	16,18	16,18	0,20	0,20	0,24	0,19	0,30	0,16	0,27	0,86	0,70		
MnO	0,39	0,27	0,18	0,20	0,29	0,21	0,12	0,10	0,10	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,06	0,01		
MgO	13,96	14,21	17,58	16,21	13,40	13,14	17,70	17,60	17,60	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00		
CaO	9,28	10,31	11,96	11,76	10,67	10,63	0,49	0,72	0,72	8,66	7,50	9,24	9,30	7,67	7,95	8,18	9,32	10,52		
Na ₂ O	1,80	1,83	1,93	2,36	1,96	2,63	0,11	0,18	0,18	6,48	7,27	6,18	6,29	7,36	6,90	6,97	6,17	5,68		
K ₂ O	0,16	0,10	0,09	0,18	0,19	0,20	1,05	2,21	2,21	0,13	0,18	0,13	0,13	0,16	0,18	0,19	0,09	0,11		
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,07	0,10	0,10	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05		
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04		
NiO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total	97,88	97,64	97,58	98,00	97,20	97,91	95,79	96,70	96,70	99,99	99,62	99,10	100,51	100,50	99,65	99,84	100,44	99,63		

Unité	Gallo Cantana-xénolites																		
	PLAGIOCLASE																		
échantillon	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D
minéral	PLG-14	PLG-15	PLG-16	PLG-17	PLG-18	PLG-19	PLG-20	PLG-1	PLG-1	PLG-1	PLG-2	PLG-2	PLG-3	PLG-3	PLG-3	PLG-4	PLG-5	PLG-6	
SiO ₂	58,95	56,32	56,72	54,13	57,16	54,89	58,39	61,42	54,60	54,64	58,89	57,29	61,57	59,60	56,66	60,24	58,37	60,39	
TiO ₂	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,08	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01	
Al ₂ O ₃	25,86	27,66	27,00	28,53	26,94	28,79	26,66	24,45	28,38	28,71	26,07	26,68	24,20	25,14	27,32	24,81	26,11	25,13	
FeO	0,26	0,60	0,33	0,33	0,24	0,25	0,24	0,26	0,34	0,35	0,30	0,30	0,28	0,19	0,28	0,70	0,32	0,21	
MnO	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	
MgO	0,02	0,00	0,05	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	
CaO	8,28	10,13	9,71	11,94	9,22	11,03	8,73	6,32	11,63	11,61	8,37	9,36	6,14	7,32	9,58	6,94	8,29	7,06	
Na ₂ O	6,82	5,82	6,23	4,88	6,28	5,28	6,58	7,85	5,23	5,13	6,86	6,21	7,90	7,44	6,09	7,54	6,77	7,67	
K ₂ O	0,09	0,11	0,15	0,11	0,11	0,09	0,14	0,18	0,04	0,10	0,19	0,12	0,22	0,23	0,06	0,24	0,16	0,24	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,05	0,05	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	
Total	100,37	100,71	100,23	99,96	100,00	100,39	100,81	100,59	100,28	100,55	100,81	100,09	100,42	100,01	100,04	100,51	100,17	100,81	

Unité	Gallo Cantana-xénolites								ANORTHITE								APATITE	QUARTZ							
échantillon	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071D	SA-1071D	SA-1071D	SA-1071D	SA-1071D	SA-65C	APT-1	SA-106D	SA-106D	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C							
minéral	AN-4	AN-5	AN-6	AN-1	AN-2	AN-3	AN-4		SA-65C		SA-106D	SA-106D	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C							
SiO ₂	44,94	46,25	44,36	46,02	45,61	44,65	49,55		0,03		100,40	101,25	101,12	100,11	101,24	100,77	101,15	101,12							
TiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,09	0,02	0,03	0,02		0,04		0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00							
Al ₂ O ₃	34,26	33,70	34,43	33,96	34,47	35,26	31,39		0,00		0,05	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02							
FeO	0,16	0,40	0,31	0,39	0,25	0,10	0,83		0,66		0,11	0,07	0,02	0,06	0,09	0,08	0,02	0,03							
MnO	0,02	0,00	0,03	0,02	0,05	0,02	0,00		0,09		0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00							
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05		0,13		0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03							
CaO	18,37	17,38	18,66	18,01	18,37	19,42	15,34		54,01		0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	0,01							
Na ₂ O	1,05	1,30	0,88	1,19	1,00	0,57	2,82		0,01		0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02							
K ₂ O	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,02	0,06		0,00		0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02							
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,09	0,00	0,00	0,01	0,01		43,15		0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04							
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,02	0,05	0,02	0,00	0,03		0,01		0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00							
NiO	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01		0,00		0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00							
Total	98,99	99,09	98,78	99,80	99,80	100,09	100,10		98,12		100,68	101,41	101,17	100,27	101,41	101,02	101,26	101,29							

Unité	Gallo Cantana-xénolites												QUARTZ						GRENAT				
échantillon	SA-1071C	SA-1071D	SA-1071D	SA-1071D	SA-1071D	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C					
minéral	QTZ-7	QTZ-1	QTZ-2	QTZ-3	QTZ-4	QTZ-1	QTZ-1	QTZ-3	QTZ-4	QTZ-5	QTZ-6	QTZ-7		GRT-1	GRT-1	GRT-1	GRT-2	GRT-3					
SiO ₂	100,80	101,61	100,97	101,52	100,99	100,83	101,22	100,53	100,61	100,96	100,84	100,16		37,86	37,95	37,89	37,13	37,11					
TiO ₂	0,06	0,02	0,14	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,04		0,78	0,78	0,84	1,26	1,24					
Al ₂ O ₃	0,01	0,07	0,21	0,11	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,07	0,02	0,03		10,88	11,30	10,81	8,65	9,80					
FeO	0,03	0,07	0,05	0,00	0,07	0,00	0,15	0,20	0,18	0,31	0,03	0,00		15,75	15,25	15,62	17,96	16,45					
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00		0,19	0,21	0,23	0,26	0,20					
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00		0,11	0,08	0,13	0,15	0,09					
CaO	0,03	0,06	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06	0,01	0,03		33,85	33,30	33,47	33,08	33,45					
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00		0,03	0,00	0,01	0,01	0,01					
K ₂ O	0,04	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00		0,04	0,00	0,00	0,03	0,02					
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,06	0,05	0,03	0,01	0,01		0,09	0,03	0,00	0,00	0,06					
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03		0,00	0,00	0,02	0,00	0,02					
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00		0,01	0,02	0,04	0,02	0,00					
Total	100,99	101,93	101,49	101,72	101,16	100,99	101,45	100,92	100,93	101,49	100,96	100,30		99,58	98,90	99,05	98,55	98,45					

Unité	Gallo Cantana-xénolites						GRENAT			ILMENITE							MAGNETITE		
échantillon	SA-1071C	SA-1071C	SA-1071C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-65C	SA-1071C	SA-65C	SA-65C		
minéral	GRT-3	GRT-4	GRT-5	GRT-1	GRT-1	GRT-2	ILM-1	ILM-2	ILM-3	ILM-4	ILM-5	ILM-6	ILM-1	MT-1	MT-1	MT-2			
SiO ₂	37,62	37,61	36,60	37,53	37,61	38,16	0,10	0,11	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,07	0,16	0,10			
TiO ₂	0,75	0,85	1,01	0,11	0,09	0,06	39,75	42,80	43,65	40,40	30,63	43,49	36,78	0,12	0,42	0,63			
Al ₂ O ₃	11,22	9,72	8,70	21,33	21,11	21,52	0,43	0,49	0,36	0,37	0,51	0,26	0,24	0,97	2,53	2,62			
FeO	15,18	17,07	18,22	28,47	28,50	26,93	53,11	48,79	50,16	51,49	60,34	51,42	57,04	90,33	87,36	86,86			
MnO	0,27	0,21	0,21	3,71	3,14	3,79	0,41	0,18	0,38	0,25	0,31	0,44	0,46	0,04	0,52	0,35			
MgO	0,11	0,11	0,07	2,71	2,93	3,66	1,70	0,86	1,62	1,60	1,87	1,74	1,32	0,61	0,73	0,87			
CaO	33,59	33,84	33,39	6,78	6,57	6,75	0,19	0,16	0,09	0,03	0,04	0,02	0,11	0,02	0,14	0,15			
Na ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,14	0,00	0,01	0,00			
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00			
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02			
Cr ₂ O ₃	0,00	0,09	0,08	0,03	0,01	0,00	0,57	0,61	0,48	0,35	0,24	0,15	0,01	0,00	0,03	0,00			
NiO	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00			
Total	98,80	99,55	98,37	100,71	100,00	100,91	96,25	94,01	96,84	94,58	94,03	97,55	96,11	92,24	91,93	91,61			

Unité	Gallo Cantana-xénolites					ORTHOPYROXENE					
échantillon	SA-65C	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-106D	SA-1071D
minéral	MT-3	OPX-1	OPX-2	OPX-3	OPX-4	OPX-6	OPX-7	OPX-8	OPX-9	OPX-1	
SiO ₂	0,13	50,94	49,50	51,75	52,21	52,42	50,37	53,25	51,69	51,96	
TiO ₂	0,37	0,16	0,22	0,19	0,14	0,16	0,14	0,08	0,08	0,22	
Al ₂ O ₃	2,49	3,55	3,45	2,40	1,85	1,30	3,63	1,59	2,42	1,03	
FeO	87,25	25,11	26,31	24,55	24,65	23,94	25,24	23,36	24,51	22,75	
MnO	0,49	0,83	0,56	0,50	0,63	0,47	0,57	0,43	0,45	0,70	
MgO	0,89	18,50	18,98	19,91	19,73	20,65	19,06	20,79	20,85	20,10	
CaO	0,12	0,22	0,22	0,21	0,18	0,29	0,20	0,20	0,26	1,15	
Na ₂ O	0,02	0,05	0,04	0,02	0,07	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,11	0,19	0,19	0,06	0,09	0,06	0,14	0,17	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	91,82	99,51	99,48	99,71	99,57	99,32	99,30	99,87	100,43	97,96	

SPHENE
SA-1071C
SPH-1
30,66
37,75
1,78
0,22
0,04
0,01
28,21
0,02
0,00
0,07
0,03
0,00
98,76

TITANO-MAGNETITE			
SA-1071D	SA-1071D	SA-1071D	SA-65C
TI-MT-1	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-1
0,05	0,10	0,10	0,09
7,69	6,98	6,09	5,48
0,81	1,93	1,95	1,84
81,62	83,17	83,99	84,91
1,49	0,24	0,28	0,28
0,37	0,92	0,76	0,91
0,42	0,04	0,00	0,00
0,01	0,00	0,00	0,06
0,02	0,00	0,00	0,00
0,03	0,03	0,00	0,02
0,08	0,11	0,10	0,06
0,02	0,02	0,00	0,00
92,60	93,54	93,28	93,65

Unité	Gallo Cantana-xénolites				
échantillon	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C	SA-65C
minéral	TI-MT-2	TI-MT-3	TI-MT-4	TI-MT-5	TI-MT-6
SiO ₂	0,05	0,11	0,10	0,08	0,06
TiO ₂	5,83	5,59	7,92	5,10	4,61
Al ₂ O ₃	1,94	1,81	1,76	1,97	2,09
FeO	84,62	85,54	81,55	84,55	85,61
MnO	0,32	0,33	0,51	0,43	0,32
MgO	0,90	0,78	0,87	0,86	0,88
CaO	0,00	0,00	0,27	0,02	0,06
Na ₂ O	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03
NiO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
Total	93,71	94,28	93,01	93,06	93,64

SA-65C
VERRE
78,87
0,13
12,02
1,17
0,03
0,21
1,04
3,65
2,31
0,00
0,00
0,00
99,42

Annexe IV

Analyses chimiques des roches du CVAN

Edifice volcanique	LA CARCACHA					ATACAZO - COULEES BASALES							
	ATAC 1	SA 5	SA 71	SA 58	SA 4	ATAC 12A	ATAC 12B	SA 48B	SA 48A	SA 49	SA 46A	SA 46B	SA 56
N° d'échantillon	656 664	649 659	672 652	661 681	653 662	688 587	688 587	595 520	595 520	602 522	595 523	595 524	661 567
coordonnées UTM													
Nature	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave
SiO ₂	60,00	60,40	60,20	60,50	60,50	57,30	57,40	60,00	60,00	61,60	58,60	58,90	59,60
TiO ₂	0,60	0,61	0,69	0,66	0,61	0,67	0,64	0,64	0,65	0,62	0,65	0,64	0,64
Al ₂ O ₃	16,70	16,25	15,65	16,50	16,35	16,50	16,35	16,00	15,98	15,90	16,10	16,25	16,00
Fe ₂ O ₃ *	6,48	6,50	6,66	6,52	6,14	8,48	8,30	7,05	7,15	6,88	8,05	7,76	7,61
MnO	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,12	0,13	0,10	0,10	0,09	0,12	0,11	0,11
MgO	4,25	4,27	4,25	3,87	3,89	5,42	4,80	4,22	4,20	3,27	5,21	4,62	4,82
CaO	6,00	6,11	6,10	5,60	5,28	7,12	6,80	6,55	6,50	5,60	6,80	6,65	6,40
Na ₂ O	4,20	4,07	3,78	4,16	3,88	3,52	3,35	3,70	3,68	3,98	3,40	3,42	3,44
K ₂ O	1,05	1,00	1,18	1,11	1,12	0,76	0,88	0,88	0,92	1,12	0,85	0,86	0,79
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,18	0,14	0,13	0,14	0,12	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14
LOI (1050°C)	0,21	0,33	1,25	0,63	1,32	-0,21	0,89	0,35	0,31	0,31	-0,14	0,10	0,27
Total	99,70	99,76	100,02	99,78	99,31	99,82	99,66	99,63	99,63	99,51	99,77	99,44	99,82
Mg #	56,50	56,54	55,82	54,03	55,64	55,86	53,38	54,24	53,77	48,48	56,17	54,10	55,64
Sc	18,2	19	16,3	16	17	22	28	15,8	16	14	22,5	22	22,5
V	147	155	165	150	155	189	197	168	170	150	186	176	175
Cr	137	152	184	124	160	238	135	182	179	136	215	185	230
Co	22	21	24	21	21	27	27	22	22	19	26	24	25
Ni	43	50	63	51	55	62	34	45	45	32	56	42	57
Rb	19	17	24	20,3	20,3	14,3	18,5	15	16,7	21,4	17	17,6	16,5
Sr	420	414	485	398	380	422	318	430	428	412	363	365	360
Y	13,4	13,9	14	13,8	13,3	12,9	17,2	12	12,3	11,1	15,6	15,7	13,9
Zr	89	91	105	106	102	66	81	81	82	95	80	82	82
Nb	2,5	2,9	4,3	3,4	3,3	2,4	2,5	2,9	3,2	3,3	2,9	2,9	3,1
Ba	455	480	553	502	730	355	400	470	475	550	400	425	410
La	8	7,4	11,2	10	10	6,7	6,2	7,7	7,8	8,6	7,5	8,5	7
Ce	16,5	16	23	18,7	19	15,2	13,5	16,5	17	18,5	16	17	15,5
Nd	10,2	10	13,1	13	11,2	9,8	9,2	10,4	10,5	11,3	10	11	9,3
Sm	2,4	2,45	2,9	3,1	2,45	2,45	2,1	2,7	2,65	2,75	2,7	3,05	2,7
Eu	0,76	0,78	0,87	0,86	0,79	0,76	0,75	0,79	0,78	0,77	0,8	0,85	0,76
Gd	2,8	2,7	2,6	3,05	2,6	2,3	2,3	2,55	2,8	2,6	2,7	3	2,75
Dy	2,1	2,2	2,4	2,4	2,3	2,2	2,75	2,15	2,25	2,05	2,65	2,75	2,3
Er	1,25	1,25	1,3	1,3	1,3	1,25	1,9	1,05	1,05	1	1,5	1,55	1,4
Yb	1,28	1,25	1,2	1,16	1,16	1,22	1,88	0,94	0,98	0,94	1,45	1,5	1,34
Th	1,3	1,75	1,25	1,5	2,2	0,9	1,05	1,45	1,3	1,65	1,2	1,3	1,2
Be		0,82	0,85	0,87	0,87			0,66	0,67	0,74	0,64	0,68	0,66
Li		9,9	6,9	10,6	13,1			9,5	10,3	15,3	13,3	13,3	10,6

Edifice volcanique	ATACAZO - COULEES BASALES												
N° d'échantillon	SA 86	SA 66B	SA 87	ATAC 8	SA 85	ATAC 10	SA 62	SA 43	SA 82	ATAC 6	ATAC 12C	ATAC 12D	SA 67A
coordonnées UTM	641 619	657 641	640 620	656 621	641 614	645 637	630 627	625 521	649 604	660 625	688 587	688 587	660 626
Nature	lave	ponce	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave
SiO ₂	60,20	60,00	60,40	60,60	60,30	60,20	60,80	60,80	60,90	61,80	60,00	61,50	61,50
TiO ₂	0,64	0,64	0,60	0,60	0,66	0,60	0,61	0,63	0,59	0,54	0,60	0,62	0,56
Al ₂ O ₃	16,25	15,75	15,90	16,50	16,00	16,60	15,80	15,80	16,25	16,30	15,95	16,20	15,80
Fe ₂ O ₃ *	7,80	7,47	7,50	7,18	7,18	6,62	7,51	7,45	7,00	6,95	6,96	6,65	6,95
MnO	0,12	0,11	0,11	0,10	0,11	0,09	0,11	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10
MgO	3,85	4,18	4,34	3,87	3,84	3,98	4,25	4,50	3,20	3,57	3,31	3,40	3,39
CaO	6,80	6,27	6,32	6,08	6,40	5,90	6,40	5,80	6,35	5,85	5,60	5,95	5,85
Na ₂ O	3,34	3,54	3,41	3,74	3,57	3,94	3,44	3,55	3,30	3,70	3,29	3,70	3,58
K ₂ O	0,89	1,02	1,03	1,09	1,10	1,06	1,04	0,94	0,98	1,13	1,02	1,04	1,16
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,13	0,13	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,13	0,14	0,12
LOI (1050°C)	0,17	0,48	0,11	-0,05	0,80	0,51	-0,02	-0,21	1,27	0,06	2,76	0,66	0,44
Total	100,19	99,61	99,85	99,84	100,11	99,63	100,07	99,50	100,06	100,11	99,72	99,96	99,45
Mg #	49,43	52,56	53,40	51,63	51,43	54,35	52,84	54,46	47,51	50,42	48,50	50,31	49,13
Sc	19	18,4	17,5	15,6	17	19	18	21	19	16	14,5	16	16
V	184	171	167	160	172	157	175	165	170	150	155	145	154
Cr	125	160	178	130	162	132	184	195	95	112	108	115	114
Co	26	35	24	19	23	20	24	25	21	21	20	19	22
Ni	34	46	45	37	43	29	47	52	23	35	20	27	33
Rb	20,8	21	23,3	23	23,7	20,5	23	19,9	21,4	28,3	25	21,5	27,5
Sr	352	399	353	412	404	382	356	350	386	343	349	360	345
Y	14,8	13,5	12,8	12,8	15,6	15	13,4	14,5	15	11	12,2	12	11,8
Zr	82	90	85	84	92	96	89	86	79	90	90	100	89
Nb	3	3,5	3,6	3,1	4	2,9	3,35	3,2	3,3	3	3,4	4	3,3
Ba	520	493	550	512	615	532	535	450	980	602	505	535	578
La	8,4	9,6	7,7	8,8	10,5	9	8	7,9	9	6,7	8,5	8,8	8
Ce	18	20	16,5	18,7	21	18	16,5	16,7	17	15	20	19	17
Nd	11	11,5	11	12	13,2	12,3	10,5	9,8	11	9,3	11	12,2	9,2
Sm	2,8	2,9	2,5	2,6	3,15	2,6	2,8	2,4	2,6	2,2	2,6	2,65	2,35
Eu	0,81	0,82	0,77	0,77	0,87	0,8	0,8	0,77	0,82	0,67	0,73	0,77	0,73
Gd	2,7	2,8	2,45	2,4	3	2,7	2,8	2,5	2,7	2	2,4	2,65	2,2
Dy	2,6	2,3	2,3	2,2	2,65	2,45	2,3	2,4	2,4	1,9	2,2	2,25	2,05
Er	1,4	1,3	1,2	1,2	1,4	1,5	1,3	1,35	1,3	1,1	1,2	1,2	1,1
Yb	1,33	1,2	1,18	1,14	1,32	1,41	1,2	1,3	1,24	1,1	1,07	1,08	1,05
Th	1,25	1,95	1,45	1,65	1,5	1,5	1,55	1,4	1,3	1,4	1,5	1,5	1,5
Be	0,68	0,81	0,7		0,64		0,71	0,68	0,7				0,72
Li	13	14,3	15,4		12,4		16,4	13,4	10,5				17,5

Edifice volcanique	ATACAZO - COULEES SOMMITALES												
N° d'échantillon	SA 101 Be	SA 101le	SA 101J	SA 83	SA 105	SA 63	SA 69	SA 59	SA 51	SA 50	SA-98	SA-97	SA 14A
coordonnées UTM	629 630	629 630	629 631	651 603	627 622	639 639	652 611	628 620	604 523	602 522	649 605	649 605	699 578
Nature	enclave	enclave	enclave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave
SiO ₂	56,00	54,40	55,75	60,50	61,80	60,00	61,10	61,60	61,50	62,00	62,20	62,00	61,70
TiO ₂	0,71	0,69	0,74	0,67	0,58	0,69	0,62	0,60	0,62	0,63	0,55	0,56	0,59
Al ₂ O ₃	15,20	15,45	15,85	16,50	15,80	16,00	15,65	15,90	16,00	15,85	16,12	15,96	15,85
Fe ₂ O ₃ *	8,90	9,23	8,87	7,62	6,85	7,70	7,10	7,00	6,82	6,85	6,32	6,27	7,00
MnO	0,13	0,13	0,13	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10
MgO	7,37	7,60	6,30	3,20	3,70	4,20	3,60	3,82	3,18	3,45	3,00	2,87	3,81
CaO	8,12	9,15	7,95	6,20	6,15	6,60	6,20	6,02	5,45	5,70	5,70	5,50	6,02
Na ₂ O	2,83	2,50	3,15	3,68	3,60	3,59	3,65	3,58	3,82	3,92	3,72	3,37	3,49
K ₂ O	0,71	0,52	0,83	1,08	1,10	0,85	0,84	1,06	1,10	1,12	0,93	1,34	1,11
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12
LOI (1050°C)	-0,12	-0,14	0,05	0,12	-0,11	-0,07	0,59	-0,12	0,67	0,25	0,71	1,50	0,15
Total	99,98	99,62	99,76	99,82	99,71	99,81	99,60	99,70	99,38	100,00	99,47	99,59	99,94
Mg #	62,12	61,98	58,44	45,40	51,68	51,92	50,10	51,93	48,00	49,93	48,45	47,54	51,87
Sc	25	30	24,5	13,5	16	16,6	15,3	16	14,2	14,4	13,5	13,5	17
V	208	315	210	192	154	176	158	158	150	148	138	143	156
Cr	395	350	250	54	146	168	139	150	132	126	84	82	132
Co	33	34	30	21	22,5	25	22	21	19	19	17,5	17	24
Ni	57	51	41	22	40	43	37	39	32	31	24	18	32
Rb	9,5	9,1	9,6	22	23	16,7	20	23,3	23	22,1	18,1	25,8	23,6
Sr	395	364	390	425	389	399	387	390	407	408	395	356	383
Y	13,5	10,4	14,9	12,2	11	11,7	11	11,3	12	12,2	11,5	11,6	11,4
Zr	77	51	76	83	88	79	88	83	95	96	88	88	79
Nb	2,7	1,9	3,1	3,7	2,7	3,3	3,4	3,3	3,4	3,5	3,3	3,4	3,1
Ba	370	240	360	540	558	385	460	533	540	545	545	342	565
La	6,7	4,9	7,3	9,8	8,4	8	8,8	8	10,5	9,5	9,9	9,2	7,9
Ce	14	10	15	19	17	17	17,5	17	20	19	18,5	20	16
Nd	9,7	6,3	10,5	11,7	9,9	10,8	11,7	10,1	14	12,2	11,3	10,7	9,6
Sm	2,4	1,9	2,6	2,85	2,5	3	2,8	2,6	3,2	2,9	2,8	2,5	2,5
Eu	0,81	0,62	0,86	0,81	0,74	0,84	0,78	0,71	0,85	0,82	0,78	0,76	0,74
Gd	2,6	1,75	2,9	2,8	2,55	2,8	2,7	2,5	3	2,7	2,55	2,6	2,5
Dy	2,4	1,8	2,65	2,3	1,95	2,1	2	1,95	2,3	2,2	2	2,05	2,05
Er	1,3	1	1,45	1,1	1	1,1	1	1,1	1,05	1,1	1,1	1	1,1
Yb	1,24	0,95	1,33	0,94	0,95	0,95	0,95	0,97	0,98	0,98	1	1	1
Th	1,15	0,95	1,1	1,55	1,45	1,25	1,4	1,5	1,7	1,55	1,9	1,7	1,55
Be	0,56	0,43	0,66	0,7	0,7	0,68	0,77	0,74	0,8	0,76	0,72	0,73	0,79
Li	11,2	21,2	11,6	12,7	13,8	10,9	8,4	13,1	18,8	15,2	10	11,3	10,1

Edifice volcanique	ATACAZO - COULEES SOMMITALES										ATACAZO - LA ESTANCIA		
	SA 60	SA 77	SA 75	SA 101I	ATAC 12E	SA 76	SA 102	SA 61	SA 112A	SA 112B	ATAC 11	SA 13B	SA 13A
N° d'échantillon	672 622	627 606	641 612	629 629	688 587	629 606	626 615	629 626	645 589	645 589	703 591	703 591	703 591
coordonnées UTM													
Nature	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave
SiO ₂	61,50	60,60	60,50	61,00	62,00	61,60	61,30	60,40	58,70	59,70	58,00	58,20	58,40
TiO ₂	0,60	0,66	0,63	0,60	0,62	0,61	0,58	0,61	0,59	0,62	0,90	0,90	0,89
Al ₂ O ₃	15,80	16,25	16,05	15,80	15,80	16,25	15,85	15,80	16,20	16,40	17,00	16,75	16,71
Fe ₂ O ₃ *	7,02	7,44	7,40	7,12	6,90	6,85	7,05	7,46	7,75	7,88	8,25	8,28	8,24
MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
MgO	3,66	3,62	3,70	4,23	3,50	3,38	3,87	4,10	4,28	4,24	4,04	4,05	4,02
CaO	5,72	6,30	6,65	6,50	5,95	6,30	6,25	6,05	7,00	6,60	6,40	6,50	6,60
Na ₂ O	3,50	3,56	3,32	3,57	3,72	3,43	3,54	3,51	3,50	3,62	4,02	3,87	3,85
K ₂ O	1,09	1,01	0,96	1,08	1,09	1,15	1,01	1,03	0,90	0,86	1,16	1,14	1,14
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,22	0,22	0,22
LOI (1050°C)	0,31	0,06	0,83	-0,11	0,16	0,28	-0,06	0,01	0,14	0,16	-0,24	0,09	-0,20
Total	99,44	99,75	100,28	100,03	99,98	100,10	99,63	99,21	99,31	100,33	99,86	100,11	99,98
Mg #	50,79	49,07	49,75	54,05	50,11	49,42	52,08	52,11	52,23	51,58	49,23	49,20	49,13
Sc	16,5	17	20	17,5	16,5	17	18	18	21	21	15	15	15
V	159	180	178	161	150	165	164	175	195	190	190	187	188
Cr	150	127	120	165	119	122	150	170	138	125	96	98	100
Co	21,5	22	24	23	19	20	22,5	24	27	26	26	25	25
Ni	38	30	28	34	28	27	42	46	40	33	36	35	36
Rb	23,3	21,7	23,6	22,3	22,5	24,9	20,5	21,6	15,8	11,3	23,5	22,8	22,5
Sr	379	372	355	362	352	415	391	379	380	394	582	577	576
Y	11,2	13,2	17,5	13,5	11,6	12	11,2	11,2	13,8	13	12,8	13,5	13,5
Zr	86	92	90	95	98	94	81	80	82	87	115	108	109
Nb	3,4	3,5	3,5	3	3,8	3,8	3	3,2	3	3,2	6	5,9	5,9
Ba	555	585	550	505	544	650	600	510	500	475	556	555	570
La	7,2	8,8	9,7	8,7	8,3	10,1	7,7	7,2	7,4	7,2	13,8	14,5	15
Ce	17	19,5	21	18	18,5	20,5	15,5	15,5	16,5	17	30	29	30
Nd	9,6	11	12,7	10,4	11,8	11,6	9,7	9,2	10	9,8	18	17	17,5
Sm	2,7	2,75	3,25	2,65	2,65	2,7	2,35	2,4	2,55	2,45	3,8	3,75	4
Eu	0,7	0,82	0,85	0,77	0,76	0,78	0,74	0,73	0,78	0,79	1,1	1,1	1,14
Gd	2,5	2,8	3,5	2,55	2,9	2,7	2,35	2,4	2,55	2,6	3,1	3,5	3,4
Dy	2,1	2,4	3,05	2,2	2,05	2,2	1,8	2,05	2,45	2,3	2,55	2,55	2,6
Er	1,05	1,15	1,6	1,3	1,1	1,1	1,1	1,1	1,3	1,2	1,2	1,2	1,3
Yb	1	1,08	1,58	1,16	1	1,01	1,01	1,04	1,25	1,16	1	1,02	1,03
Th	1,7	1,8	1,35	1,9	1,6	2,4	1,4	1,5	1,05	1,15	2	2,35	2,4
Be	0,75	0,77	0,7	0,7		0,72	0,68	0,72				0,99	0,96
Li	13,7	15,6	16,6	13,9		12,6	13,4	13,3				13,7	10,3

Edifice volcanique	LA VIUDITA		GALLO CANTANA						RETOMBEE PLINIENNE N1	
N° d'échantillon	SA 54	SA 55	SA 65C	SA 70	SA 64A	SA 107I	SA 65B	SA 65A	ATAC 129A1	ATAC 129B1
coordonnées UTM	663 542	664 541	649 642	652 626	642 636	642 636	649 642	649 642	677 726	677 726
Nature	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	ponce	ponce
SiO ₂	65,70	66,30	65,20	65,60	66,20	67,00	65,60	65,60	61,30	62,30
TiO ₂	0,59	0,58	0,62	0,62	0,62	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62
Al ₂ O ₃	16,10	15,85	15,50	15,45	15,80	15,60	15,70	15,60	17,00	16,63
Fe ₂ O ₃ *	5,26	5,05	5,30	5,29	5,20	4,95	4,98	5,06	5,70	6,07
MnO	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07
MgO	1,63	1,54	1,50	1,53	1,46	1,46	1,45	1,44	1,73	1,60
CaO	4,40	4,30	4,45	4,58	4,52	4,60	4,50	4,47	5,10	4,83
Na ₂ O	4,30	4,42	4,32	4,38	4,46	4,50	4,36	4,32	3,70	3,91
K ₂ O	1,10	1,12	1,00	1,01	1,03	1,06	1,00	1,00	0,89	0,92
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,15	0,16
LOI (1050°C)	0,33	-0,05	1,47	0,87	0,06	0,12	1,20	1,30	3,80	2,65
Total	99,60	99,28	99,55	99,53	99,54	100,06	99,56	99,57	100,04	99,76
Mg #	38,03	37,65	35,91	36,41	35,73	36,87	36,57	36,04	37,54	34,29
Sc	7,1	6,5	6	6,2	5,8	5,6	5,6	5,6	7,2	7,4
V	112	106	113	112	110	105	103	105	115	119
Cr	24	21	18	20	19	18	17	19	14	10
Co	12	12	12	11	14	11,5	10	11	10	11
Ni	11	9	8	7,5	8	8	6,7	8	5	4
Rb	21,9	21,5	18,6	19	18,6	18,6	19	19	17,5	18,2
Sr	375	380	396	402	402	399	398	400	424	390
Y	7,4	6,9	7,2	7	6,9	6,7	6,8	6,7	7,7	9,8
Zr	67	53	68	68	67	65	64	65	92	92
Nb	3,3	3,3	3,4	3,3	3,3	2,9	3,2	3,3	3,2	2,9
Ba	583	545	498	520	554	560	525	519	504	500
La	8,8	8,7	8,8	8,8	9	9	9	9	8,2	8,8
Ce	18,3	17,7	19	19	19	18,5	19	19	16,5	17,5
Nd	10,8	12,1	12	12	11,8	12,1	11,8	12,2	11	11,5
Sm	2,7	2,9	2,8	2,8	2,9	2,75	2,6	2,9	2,7	2,9
Eu	0,77	0,76	0,8	0,79	0,8	0,78	0,81	0,8	0,78	0,8
Gd	2,65	2,5	2,6	2,4	2,7	2,45	2,55	2,65	2,55	2,55
Dy	1,5	1,35	1,5	1,45	1,4	1,35	1,4	1,4	1,55	1,85
Er	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,75
Yb	0,5	0,44	0,47	0,44	0,43	0,43	0,44	0,44	0,52	0,64
Th	1,45	1,25	1,3	1,95	1,25	1,45	1,2	1,25	1,5	1,5
Be	0,84	0,83	0,8	0,82	0,83	0,75	0,83	0,83		
Li	17,2	17,6	15,2	15,7	12,9	12,4	15,8	15,4		

Edifice volcanique	RETOMBEE PLINIENNE N1		LA COCHA - N3						
	ATAC 129B2	ATAC 129A2	SA-95	SA-92	SA-91	ATAC 5	ATAC 91B2	ATAC 91B1	SA-89
N° d'échantillon									
coordonnées UTM	677 726	677 726	628 594	626 590	622 588	660 625	603 769	603 769	621 588
Nature	ponce	ponce	lave	lave	lave	ponce	ponce	ponce	ponce
SiO ₂	62,50	61,00	61,50	62,65	63,20	61,30	61,80	62,30	64,00
TiO ₂	0,61	0,64	0,57	0,64	0,62	0,64	0,59	0,59	0,64
Al ₂ O ₃	16,60	16,84	17,10	16,94	16,55	16,75	16,50	16,30	16,30
Fe ₂ O ₃ *	6,00	6,04	6,50	6,29	6,12	6,67	6,07	6,02	6,20
MnO	0,07	0,06	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08
MgO	1,54	1,83	2,71	2,31	2,27	2,78	1,92	2,01	2,16
CaO	4,80	5,09	6,15	5,72	5,60	5,50	5,20	5,17	5,50
Na ₂ O	3,90	3,67	4,00	4,13	4,16	3,90	3,76	3,77	4,10
K ₂ O	0,94	0,87	0,97	1,02	1,05	0,86	1,03	1,01	1,08
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,14	0,14	0,15	0,10	0,13	0,13	0,15
LOI (1050°C)	2,97	3,41	-0,02	0,08	-0,11	1,41	2,59	2,35	-0,06
Total	100,08	99,61	99,71	99,92	99,69	100,00	99,67	99,73	100,15
Mg #	33,70	37,50	45,22	42,10	42,34	45,21	38,51	39,80	40,82
Sc	7,3	7,7	12,5	9,5	9,5	12,4	8,7	8,5	8,7
V	118	125	147	135	132	146	128	125	138
Cr	9,5	17	41	32	42	69	10	10	37
Co	10,5	10,5	17,5	15	15	16	12	12	15
Ni	4	6	15,5	11	13	11	5	6	11
Rb	18	17,5	17,4	17,4	18,8	16,2	21	21	20,6
Sr	390	415	429	439	439	396	392	385	430
Y	9,6	8	10,7	9,7	8,9	9,3	10,2	10	8,8
Zr	93	93	77	75	75	76	88	85	68
Nb	3	3,1	3,1	3,6	3,5	2,9	3,1	2,7	3,9
Ba	520	495	526	540	540	476	565	542	572
La	8,9	8,3	7,8	9,5	9	6,8	7,8	7,8	9
Ce	18	17,3	17	20	20	14,5	16	16	19
Nd	11,4	11	9,8	11,7	11	9	10,5	10,4	12
Sm	2,7	2,8	2,45	2,85	2,7	2,1	2,6	2,5	2,8
Eu	0,8	0,8	0,78	0,83	0,81	0,77	0,73	0,74	0,8
Gd	2,55	2,4	2,5	2,95	2,6	2	2,5	2,4	2,55
Dy	1,8	1,55	2	1,85	1,8	1,7	1,85	1,85	1,9
Er	0,7	0,7	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7
Yb	0,62	0,54	0,84	0,65	0,63	0,76	0,72	0,71	0,6
Th	1,7	1,35	1,4	1,45	1,5	1,35	1,35	1,35	1,45
Be			0,72	0,78	0,79				0,77
Li			11,6	7,5	12,8				13,4

Edifice volcanique	ARENAL II - N4				NINAHUILCA CHICO I - N5							
	ATAC 4A2	SA-100	ATAC 13B	ATAC 4A1	SA 35	SA 30B	ATAC 3	SA 9D	SA 38B1	ATAC 13D	SA 25B2	SA 32
N° d'échantillon	660 625	641 604	688 586	660 625	560 538	510 531	660 625	661 629	650 610	688 586	471 595	521 533
coordonnées UTM												
Nature	ponce	lave	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	lave	ponce
SiO ₂	62,00	62,40	62,00	62,25	60,60	61,60	63,30	62,30	62,60	62,60	63,80	62,70
TiO ₂	0,60	0,61	0,60	0,60	0,68	0,67	0,67	0,64	0,65	0,62	0,64	0,62
Al ₂ O ₃	16,50	16,25	16,52	16,60	17,30	16,50	16,70	16,55	16,30	16,45	16,25	16,60
Fe ₂ O ₃ *	6,50	6,47	6,40	6,32	5,98	6,00	6,08	5,68	5,70	5,65	5,72	5,40
MnO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06
MgO	2,50	2,53	1,93	2,15	1,81	1,75	1,80	1,72	1,71	1,60	1,78	1,63
CaO	5,40	5,62	5,32	5,18	4,95	5,10	5,12	4,90	5,00	4,90	5,15	4,80
Na ₂ O	3,87	3,93	3,85	3,98	3,90	3,82	4,15	4,08	4,08	4,12	4,20	3,96
K ₂ O	0,99	1,01	1,02	1,03	0,91	0,95	1,00	0,99	1,02	1,04	1,05	1,01
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,12	0,12	0,17	0,18	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,17
LOI (1050°C)	1,31	0,37	2,13	1,64	2,78	3,32	1,03	2,58	2,50	2,49	1,02	2,91
Total	99,88	99,41	99,97	99,95	99,15	99,96	100,08	99,67	99,77	99,70	99,84	99,86
Mg #	43,23	43,64	37,39	40,25	37,47	36,61	36,96	37,48	37,26	35,93	38,12	37,41
Sc	11,8	11,7	8,5	9,8	7	7	7	6,5	6,5	6	7	6,2
V	142	148	136	132	122	128	125	118	120	118	120	108
Cr	45	60	12	28	13	16	14	13	13	14	14	13
Co	16	17	14	16	12	13	20	11	11	13	12	11
Ni	10	16,5	4	7	5	5	4	6	5	3,5	6	5
Rb	19,5	20,6	21	21	17,5	18	19,2	19,4	19,3	19,7	19,3	19,4
Sr	386	386	390	396	492	448	455	448	448	454	458	453
Y	9,5	10,5	9,6	9,5	7,6	8	8	7,6	7,4	7,1	8	7,4
Zr	79	86	85	80	94	95	88	89	92	92	91	70
Nb	2,7	3,3	3	2,6	4,4	4,4	4,1	4,3	4,3	3,9	4,5	4,4
Ba	510	515	560	533	630	535	550	540	550	580	570	530
La	7,5	8,1	7,8	7,5	8,9	9,8	9	9,5	9,1	9,4	9,8	10
Ce	16	16	17	16	20	20,8	20	20	20	20,7	21	21,7
Nd	10	9,7	10,9	9,7	11,5	12,5	11,8	12	11,9	12,8	12,2	12,4
Sm	2,3	2,5	2,3	2,2	2,8	2,75	2,9	2,95	2,8	2,85	2,8	2,8
Eu	0,74	0,76	0,75	0,8	0,82	0,85	0,88	0,82	0,8	0,82	0,83	0,81
Gd	2,3	2,35	2,5	2,5	2,7	2,7	3,2	2,55	2,45	2,15	2,5	2,7
Dy	1,9	1,85	1,9	1,7	1,6	1,6	1,6	1,55	1,6	1,6	1,6	1,5
Er	0,9	0,9	0,9	0,9	0,65	0,6	0,8	0,55	0,6	0,6	0,6	0,6
Yb	0,79	0,79	0,7	0,72	0,48	0,5	0,48	0,52	0,45	0,45	0,5	0,47
Th	1,25	1,6	1,3	1,45	1,55	1,6	1,35	1,55	1,5	1,2	1,45	1,65
Be		0,75			0,87	0,89		0,88	0,86		0,84	0,89
Li		15,7			15,4	15,1		15,4	15,1		14,75	16

Edifice volcanique	NINAHUILCA CHICO I - N5					NINAHUILCA CHICO II - N6									
	SA 24F	SA 24H	SA 24D	SA 24C	SA 24E	SA 38D	SA 33	ATAC 2A2	SA 45A	ATAC 2A1	SA 73A	SA 30A	SA 53A	SA 36D	
N° d'échantillon	502 501	502 501	502 501	502 501	502 501	650 610	528 533	661 628	602 528	661 628	647 609	510 531	662 543	566 545	
coordonnées UTM															
Nature	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	
SiO ₂	64,20	64,20	64,50	64,30	64,80	62,80	62,50	63,80	62,80	63,80	63,40	63,10	63,20	62,85	
TiO ₂	0,62	0,61	0,59	0,60	0,59	0,55	0,55	0,53	0,56	0,53	0,54	0,53	0,55	0,54	
Al ₂ O ₃	15,95	15,68	16,10	15,80	15,90	16,70	16,85	17,05	16,50	17,00	16,75	16,65	16,60	16,85	
Fe ₂ O ₃ *	5,45	5,40	5,10	5,25	5,08	5,52	5,30	5,40	5,75	5,36	5,34	5,35	5,48	5,15	
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	
MgO	1,65	1,63	1,58	1,70	1,54	1,79	1,74	1,70	1,60	1,67	1,70	1,70	1,68	1,62	
CaO	5,00	4,85	4,75	4,82	4,90	5,10	4,90	4,85	4,72	4,86	4,95	5,15	4,90	4,60	
Na ₂ O	4,16	4,05	4,21	4,05	4,20	3,95	4,04	4,24	4,06	4,25	4,15	3,90	4,07	4,25	
K ₂ O	1,12	1,12	1,14	1,13	1,14	1,05	1,06	1,10	1,10	1,10	1,08	1,03	1,08	1,12	
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,15	0,13	0,15	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,14	0,13	0,12	
LOI (1050°C)	2,00	1,70	1,54	2,03	1,55	2,15	2,67	1,30	2,23	1,35	1,90	2,56	1,66	2,41	
Total	100,34	99,44	99,72	99,87	99,91	99,81	99,80	100,15	99,51	100,10	100,00	100,17	99,41	99,57	
Mg #	37,48	37,41	38,02	39,07	37,51	39,10	39,40	38,40	35,52	38,15	38,66	38,62	37,77	38,38	
Sc	6,5	6,5	6	6,7	6	6,5	6,5	6,2	6,2	6,3	6,1	7	6,2	6	
V	114	115	100	110	105	115	108	108	126	106	108	110	119	102	
Cr	13	15	11	14	12	12	12	12	15	12	12	12	14	11	
Co	14	15	11	15	27	12	12	15	13	16	15	12	16	10	
Ni	5	5	5	5	5,5	5	5	4	5	4	5	5	5	5	
Rb	20,7	21,2	20,7	21,4	21,5	22,2	21	22,5	23	22	21,7	21,5	23	22,5	
Sr	452	444	454	439	454	437	442	450	435	450	448	443	441	440	
Y	7,8	7,7	7,4	7,7	7,4	7,5	7,5	6,8	7,3	7,3	7,4	7,6	7,2	7,2	
Zr	92	71	63	68	68	73	80	71	76	72	74	80	76	73	
Nb	4,3	4,4	4,2	4,3	4,5	3,2	3,6	2,8	3,3	3,2	3	3,25	3,4	3,3	
Ba	590	610	590	630	620	570	590	582	620	590	585	635	610	575	
La	10,2	10	9,9	9,5	10,2	8	8,3	7,5	8,3	7,5	8	7,9	7,7	8	
Ce	21,5	21	21,5	19,5	21	16,5	17,5	15,5	17,8	16	17	18	16,2	16,8	
Nd	12,4	12	12,3	12	12,3	9,8	10,2	9,8	10,7	9,3	10,1	9,7	9,7	9,9	
Sm	2,8	2,7	2,9	2,7	2,8	2,35	2,6	2,3	2,5	2,1	2,35	2,4	2,35	2,5	
Eu	0,81	0,82	0,82	0,8	0,81	0,68	0,73	0,71	0,71	0,72	0,66	0,69	0,68	0,71	
Gd	2,65	2,65	2,7	2,6	2,6	2,35	2,3	2,6	2,45	2,1	2,3	2,4	2,45	2,3	
Dy	1,55	1,55	1,55	1,55	1,5	1,5	1,55	1,3	1,5	1,2	1,45	1,5	1,4	1,45	
Er	0,65	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,65	0,65	0,7	0,6	0,6	0,6	
Yb	0,49	0,5	0,48	0,5	0,45	0,49	0,48	0,42	0,44	0,42	0,4	0,46	0,42	0,45	
Th	1,7	1,7	1,55	1,55	1,55	1,35	1,65	1,3	1,55	1,45	1,8	1,45	1,35	1,45	
Be	0,86	0,86	0,88	0,82	0,87	0,82	0,82		0,82		0,81	0,82	0,8	0,85	
Li	11,8	15,2	11,9	11	12,3	16,3	16,4		16,4		15,6	16,2	16	17	

Edifice volcanique	NINAHUILCA CHICO II - N6													
N° d'échantillon	SA 36C	SA 36A	SA 36B2	SA 34	SA 57A	SA 9A	SA 8A	SA 73B	SA 52C1	SA 39A	SA 21A	SA 19B	SA 39B1	SA 52C2
coordonnées UTM	566 545	566 545	566 546	540 533	679 558	661 629	657 654	647 609	661 545	650 510	440 564	517 521	650 510	661 545
Nature	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce
SiO ₂	63,20	63,50	63,00	63,00	63,00	63,40	63,35	63,80	63,50	63,90	63,80	63,90	63,50	64,00
TiO ₂	0,53	0,54	0,54	0,54	0,53	0,52	0,54	0,54	0,53	0,53	0,53	0,53	0,51	0,51
Al ₂ O ₃	16,85	16,80	16,60	16,50	16,60	16,76	16,65	16,65	16,50	16,65	16,25	16,18	16,50	16,60
Fe ₂ O ₃ *	5,15	5,30	5,25	5,30	5,22	5,18	5,30	5,35	5,13	5,00	5,28	5,34	5,00	5,03
MnO	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06
MgO	1,66	1,67	1,68	1,72	1,66	1,64	1,65	1,61	1,62	1,71	1,70	1,65	1,60	1,62
CaO	4,70	4,90	4,82	4,95	4,80	4,96	4,85	4,90	4,80	5,00	4,90	4,90	4,70	4,80
Na ₂ O	4,30	4,15	4,15	3,98	4,15	4,18	4,11	4,16	4,13	4,06	4,15	4,19	4,10	4,11
K ₂ O	1,11	1,08	1,09	1,11	1,11	1,05	1,07	1,11	1,12	1,08	1,08	1,12	1,13	1,12
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12
LOI (1050°C)	1,86	1,65	2,39	2,36	2,10	1,55	1,69	1,72	1,84	1,78	1,69	2,03	2,05	1,90
Total	99,54	99,77	99,70	99,66	99,37	99,43	0,00	100,02	99,36	99,90	99,57	100,03	99,27	99,87
Mg #	38,96	38,42	38,79	39,12	38,64	38,53	38,13	37,34	38,47	40,38	38,93	37,96	38,79	38,94
Sc	6	6,5	6,5	6,5	6,1	6,5	6,5	6	6,3	6	6	6,3	5,5	6,1
V	100	110	105	108	110	110	114	110	107	110	108	112	102	104
Cr	11	11	11	11	12,5	12	13	11,5	12	12	12	13	11	12
Co	10	12	12	11	15,5	11	11	18	13	11	11	12	10	12
Ni	5	5	5	5	5,5	6	8	5	5	5	5	5	4,5	4,5
Rb	22	21,6	22	22,4	23,3	21,2	21,8	23,4	23	22,2	22	22,3	23,2	23,9
Sr	443	440	436	428	443	444	440	445	441	440	440	441	436	438
Y	7,2	7,4	7,3	7,5	7,4	7,3	7,2	7	7,3	7,4	7,1	7,4	7	7,1
Zr	73	74	76	76	76	76	76	74	76	72	74	72	73	76
Nb	3,1	3	3,2	3,1	3,4	3,3	3,4	3,1	3,3	3,1	3,2	3,3	3,3	3,3
Ba	570	575	570	580	615	606	620	612	620	600	600	625	610	630
La	7,9	8	7,8	8,1	8	8,2	8	8,1	7,6	7,9	7,9	8,7	8	7,8
Ce	17	17,2	16,8	16,5	16,6	16,5	17	16,5	16,5	16,5	16,5	18	16,5	16,6
Nd	9,4	9,7	9,7	9,8	10,1	10,3	9,8	9,7	9,8	9,8	9,7	10,4	9,5	9,5
Sm	2,55	2,4	2,6	2,45	2,5	2,2	2,4	2,2	2,25	2,25	2,3	2,4	2,5	2,35
Eu	0,72	0,7	0,71	0,73	0,65	0,72	0,76	0,69	0,69	0,7	0,7	0,73	0,69	0,68
Gd	2,25	2,2	2,25	2,5	2,35	2,25	2,3	2,2	2,3	2,3	2,25	2,2	2,25	2,15
Dy	1,45	1,45	1,45	1,55	1,45	1,45	1,35	1,4	1,4	1,45	1,45	1,5	1,3	1,35
Er	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Yb	0,46	0,45	0,46	0,49	0,46	0,45	0,48	0,4	0,44	0,43	0,44	0,47	0,43	0,43
Th	1,45	1,65	1,5	1,65	1,4	1,5	1,65	1,45	1,55	1,45	1,5	1,45	1,45	1,5
Be	0,83	0,82	0,82	0,81	0,82	0,83	0,84	0,78	0,81	0,83	0,78	0,78	0,81	0,81
Li	16,4	16,2	16,5	16,4	16,8	16,2	16,7	16,3	16,5	16,4	15,7	16,4	16,9	16,4

Edifice volcanique	NINAHUILCA CHICO II - N6													
N° d'échantillon	SA 44	SA 73C	SA 37D	SA 42A1	ATAC 2C	SA 41C	SA 18A	SA 22E2	SA 22E3	SA 47A	SA 23B	SA 42B	SA 23B1	SA 23A
coordonnées UTM	625 521	647 609	510 610	625 521	661 628	621 521	518 521	442 557	442 557	597 523	459 540	625 521	459 540	459 540
Nature	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce
SiO ₂	64,00	64,40	63,70	64,20	65,00	64,00	64,40	64,20	64,40	64,30	64,30	64,30	64,35	64,30
TiO ₂	0,52	0,52	0,52	0,50	0,52	0,53	0,52	0,51	0,51	0,51	0,52	0,54	0,51	0,52
Al ₂ O ₃	16,49	16,64	16,45	16,35	16,50	16,10	16,15	16,20	16,20	16,15	16,10	16,05	16,00	16,00
Fe ₂ O ₃ *	5,10	5,10	5,05	5,00	5,20	5,10	5,10	5,00	5,05	4,94	5,05	5,10	4,98	5,08
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
MgO	1,62	1,56	1,58	1,63	1,64	1,63	1,62	1,65	1,64	1,59	1,64	1,60	1,63	1,58
CaO	4,70	4,73	4,73	4,90	4,76	4,75	4,86	4,80	4,75	4,86	4,80	4,70	4,80	4,65
Na ₂ O	4,20	4,20	4,02	4,12	4,30	4,10	4,15	4,05	4,15	4,12	4,10	4,08	4,15	4,15
K ₂ O	1,15	1,14	1,14	1,13	1,13	1,16	1,16	1,17	1,15	1,18	1,14	1,17	1,16	1,19
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13
LOI (1050°C)	1,81	1,45	1,95	1,99	0,56	1,90	1,49	1,89	1,83	1,70	1,83	1,93	1,77	1,97
Total	99,77	99,92	99,32	100,00	99,79	99,46	99,63	99,65	99,86	99,53	99,66	99,66	99,54	99,63
Mg #	38,61	37,72	38,25	39,23	38,44	38,76	38,61	39,52	39,14	38,92	39,14	38,32	39,32	38,11
Sc	6,1	5,9	6	5,8	6,2	5,8	6	6,2	6,2	6	6,2	5,9	6,2	6
V	107	102	100	100	106	102	104	102	105	101	107	103	105	107
Cr	14	11	12	10	12	11	12	12	12	13	12	12	12,5	12,5
Co	20	18	10	11	11	18	17	19	13	11	12	11	19	13
Ni	4,5	5	4,5	4,5	4	6	5	5	5	5	5	4,5	5	5
Rb	24,4	23,9	24,3	22,5	23	24	23,6	23,9	23,6	24,5	23,4	23,6	24,4	24,5
Sr	436	438	436	438	442	434	440	439	439	432	439	431	435	435
Y	7,2	6,9	7	7	7	7,2	7,5	7,3	7,3	7,1	7,2	7	7,3	7,1
Zr	78	74	74	72	72	72	76	74	74	74	73	72	73	72
Nb	3,2	3,1	3	3,3	2,8	3,2	3,2	3,3	3,3	3,2	3,3	3	3,3	3,4
Ba	645	640	600	625	612	660	665	625	650	670	650	660	660	675
La	8,7	8,3	8,1	7,1	7,5	8	8,7	8,1	8	8,6	8	7,8	8	8,3
Ce	17,6	18	17	16	16	16,5	18	17	16,7	17,7	16,7	16,5	16,5	16,7
Nd	10,7	10	9,7	9,2	9,7	9,7	10,5	9,5	10	10,7	9,6	9,5	9,6	10
Sm	2,25	2,3	2,45	2,2	2,4	2,2	2,3	2,35	2,35	2,35	2,35	2,3	2,4	2,35
Eu	0,7	0,69	0,68	0,64	0,71	0,69	0,7	0,71	0,71	0,63	0,71	0,65	0,71	0,71
Gd	2,45	2,3	2,45	1,75	2,8	2,15	2,25	2,4	2,35	2,35	2,2	2,2	2,2	2,25
Dy	1,45	1,4	1,4	1,35	1,4	1,3	1,5	1,45	1,5	1,4	1,45	1,35	1,45	1,4
Er	0,6	0,6	0,55	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,55
Yb	0,45	0,41	0,45	0,42	0,45	0,43	0,47	0,45	0,45	0,45	0,46	0,43	0,47	0,44
Th	1,6	1,45	1,45	1,45	1,45	1,55	1,9	1,55	1,7	1,45	1,5	1,45	1,6	1,5
Be	0,84	0,81	0,82	0,78		0,81	0,83	0,8	0,81	0,8	0,8	0,81	0,8	0,82
Li	17	17,1	17,3	15,7		17	17	14,6	15,7	17	15,3	15,3	15,8	12,9

Edifice volcanique	NINAHUILCA CHICO II - N6					ecart type relatif (%)	seuil de détection (ppm)
	SA 22E1	SA 20A	SA-90	SA-93	SA-94		
N° d'échantillon	442 557	518 250	624 586	637 585	635 588		
coordonnées UTM							
Nature	ponce	ponce	ponce	lave	lave		
SiO ₂	64,20	64,50	64,70	64,50	64,80	1	
TiO ₂	0,52	0,50	0,52	0,54	0,54	3	
Al ₂ O ₃	16,00	16,05	16,85	16,95	16,90	2	
Fe ₂ O ₃ *	5,08	4,92	5,29	5,29	5,34	2	
MnO	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	5	
MgO	1,61	1,57	1,85	1,77	1,75	2	
CaO	4,60	4,70	5,35	5,32	5,30	2	
Na ₂ O	3,92	4,02	4,22	4,23	4,20	3	
K ₂ O	1,18	1,19	1,14	1,14	1,14	3	
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,13	0,14	0,14	5	
LOI (1050°C)	1,86	1,74	-0,03	-0,05	-0,10		
Total	99,14	99,37	100,09	99,90	100,08		
Mg #	38,56	38,72	40,91	39,85	39,35		
Sc	6	6	7,2	7	7	5	0,25
V	103	98	107	115	118	5	2
Cr	12	12	12	12	13	5	1
Co	11	10	12	12,5	12	5 - 10	1
Ni	5	5,5	6,5	6,5	6,5	5	2
Rb	24	24,5	23	22,5	22	5	1
Sr	430	431	447	452	453	5	0,2
Y	7	7,4	8,1	8	8	5	0,5
Zr	73	72	65	69	67	5	1
Nb	3,3	3,2	2,9	3,4	3,3	5 - 10	0,8
Ba	640	625	615	625	615	5	2
La	10,2	8,5	8,3	8,4	8,5	5	0,8
Ce	19	18	17,5	18	17		2
Nd	10,5	10	10,3	10	10	10	2
Sm	2,4	2,5	2,25	2,5	2,55		0,5
Eu	0,73	0,72	0,74	0,75	0,76	5 - 10	0,2
Gd	2,25	2,4	2,4	2,3	2,25	5	0,5
Dy	1,45	1,75	1,65	1,6	1,6	10	0,4
Er	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	5	0,8
Yb	0,44	0,52	0,54	0,52	0,53	5	0,2
Th	1,65	1,7	1,6	1,65	1,6		1
Be	0,77	0,81	0,79	0,79	0,78		
Li	14,3	15,7	16,1	16,2	16,4		

Annexe V

**Données isotopiques (Sr-Nd-O) des roches du CVAN et
compilation des données isotopiques de l'arc équatorien et
de la Ride de Carnegie.**

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
CW	1	1		Mojanda	MOJ 75A	64,3	0,71			56,0	340	0,704231	18,5	0,512850	318
CW	1	1	*	Mojanda	MOJ 110B	55	0,19	8,5		11,0	381	0,704219	10,0	0,512910	318
CW	1	1		Mojanda	MOJ 32B	60	1,3			22,0	501	0,704073	15,5	0,512876	318
CW	1	1	*	Fuya-Fuya	FUY 120	61,5	0,2	9,1		15,0	465	0,704136	10,0	0,512910	315
CW	1	1		Fuya-Fuya	FUY 10	66,8	2,97			33,5	420	0,704119	13,0	0,512898	315
CW	*	*	*	Carcacha	SA5	60	0,31	8,7	0,3	17,0	414	0,704096	10,0	0,512887	295
															295
CW	*	*	*	Atacazo-enc	SA-101J	55,75	0,05	8,2	0,3	9,5	395	0,704215	10,5		295
CW	*	*	*	Atacazo-enc	SA-101B	56,00	-0,12	8,2	0,3	9,6	390	0,704215	9,7	0,512872	295
CW	*	*	*	Atacazo	SA-48A	60,00	0,31	8,7	0,3	16,7	428	0,704181	10,5	0,512873	295
CW	*	*	*	Atacazo	SA-49	61,60	0,31	8,9	0,3	21,4	412	0,704270	11,3	0,512852	295
CW	*	*	*	Atacazo	SA-61	60,40	0,01	8,5	0,3	21,6	379	0,704372	9,2	0,512822	295
CW	*	*	*	Atacazo	SA-76	61,60	0,28	8,5	0,3	24,9	415	0,704313	11,6	0,512828	295
CW	*	*	*	Atacazo	SA-77	60,60	0,06	8,8	0,3	21,7	372	0,704347	11,0	0,512834	295
CW	2	2	*	Atacazo	ATAC 8	60,6	-0,05	8,4	0,3	23,0	412	0,704223	12,0	0,512862	295
CW	2	2	*	Atacazo	ATAC 12 B	57,4	0,89	8,3	0,3	18,5	318	0,704340	9,2	0,512864	295
CW	3	3	3	Atacazo	AT-01	59		8,1		19,0	362	0,704187	8,9	0,512850	295
CW	3	3	3	Atacazo	8557 At	59,43		8,0		20,0	351	0,704304	7,4	0,512890	295
															295
CW	*	*	*	Atac-High Ti	SA-13A	58,40	-0,20	8,0	0,3	22,5	576	0,704236	17,5	0,512822	295
									0,3						295
CW	*	*	*	La Viudita	SA-54	65,70	0,33	8,2	0,3	21,9	375	0,704291	10,8	0,512889	295
CW	*	*	*	La Viuidita	SA-55	66,30	-0,05	6,7	0,3	21,5	380		12,1		295

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
															295
CW	*	*	*	Gallo Cantana	SA-64A	66,20	0,06	6,1	0,3	18,6	402	0,704250	11,8	0,512886	295
CW			*	Gallo Cantana	SA-65A	65,60	1,30	9,0	0,3	19,0	400		12,2		295
CW	*	*	*	Gallo Cantana	SA-65B	65,60	1,20	8,4	0,3	19,0	398	0,704318	11,8	0,512882	295
CW			*	Gallo Cantana	SA-65C	65,20	1,47	8,8	0,3	18,6	396		12,0		295
															295
CW	*	*	*	N5	SA-24E	64,80	1,55	8,2	0,3	21,5	454	0,704272	12,3	0,512840	295
CW	*	*	*	N5	SA-35	60,60	2,78	9,3	0,3	17,5	492	0,704275	11,5	0,512845	295
															295
					SA-38D							0,704165		0,512886	295
CW	*	*	*	N6	SA-22E1	64,20	1,86	8,7	0,3	24,0	430	0,704186	10,5	0,512880	295
CW	2	2	*	N6	ATAC 2C	65	0,56	7,7	0,3	23,0	442	0,704204	9,7	0,512894	295
				N6	SA-45A	62,8	2,23		0,3	23,0	435	0,704166	10,7	0,512888	295
CW	*	*	*	N6	SA-73B	63,80	1,72	7,8	0,3	23,4	445	0,704155		0,512885	295
CW	4	4	*	Pichincha	PICH 4C	57,7	1,15	7,6	0,3	29,0	505	0,704043	13,0	0,512880	290
CW	4	4	*	Pichincha	PICH 9C	61,5	1,45	7,5	0,3	35,5	490	0,704065	11,8	0,512882	290
CW	4	4	*	Pichincha	PICH 10	65	0,48	7,8	0,3	38,5	505	0,704055	10,5	0,512894	290
CW			5	Pichincha	Pich-70C	57,4		6,9	0,3						290
CW			5	Pichincha	Pich-135	61,6	-0,1	7,2	0,3	37,0	444		11,2		290
CW			*	Pichincha	Pich-1	63,4	0,25	7,6	0,3	41,0	505		12,5		290
CW			*	Pichincha	PICH 57	60,5	0	7,5	0,3	17,0	410		10,0		290
CW			*	Pichincha	PICH 56	61	0,17	7,8	0,3	23,5	444		11,5		290
CW			*	Pichincha	Pich 76	61,8	0	7,8	0,3	26,0	448		11,3		290
CW			*	Pichincha	Pich 71	58	0,4	7,8	0,3	30,5	435		10,8		290
CW	2	2	*	Almas Santas	ALS 1A	67,5	1,07	8,2	0,3	46,5	470	0,703849	8,0	0,512920	270
CW	2	2	*	Almas Santas	ALS 2c	54,20	0,07	7,3	0,3	11,7	495	0,704162	12,9	0,512864	270

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
CW	2	2	*	Almas Santas	ALS 4	53,00	0,00	6,9	0,3	7,5	428	0,704221	10,8	0,512830	270
CW	2	2	*	Almas Santas	ALS 12A	54,25	0,28	6,0	0,3	13,7	496	0,704133	13,0	0,512857	270
CW	6	6	*	Iliniza	ILL 7B	63,4	2,24	8,0	0,3	28,0	420	0,704192	12,4	0,512864	290
CW	6	6	*	Iliniza	ILL 19A	64,2	0,27	8,7	0,3	31,0	447	0,704139	12,3	0,512868	290
CW	6	6	*	Iliniza	ILL 37A	59,8	0,55	8,2	0,3	33,0	620	0,703976	19,0	0,512881	290
				Iliniza	ILL 50	61	0,3	7,8	0,3	21,5	427				290
CW	6	6		Iliniza	ILL 16B	61,4	0,82			29,0	410	0,704174	12,6	0,512869	290
				Iliniza	ILL 22A	62,7	0,48	8,0	0,3	30,5	425				290
			*	Iliniza	ILL 29A	66,5	1,37	8,7	0,3	31,5	405				290
CW			*	Iliniza	ILL 25	68,1	1,06	9,4	0,3	29,5	448		13,8		290
			*	Iliniza	ILL 55B	67,5	0,81	9,1	0,3	28,0	470				290
			*	Iliniza	ILL 64	70	1,96	7,5	0,3	29,5	455				290
			*	Iliniza	ILL 1A	61,9	0,44	8,2	0,3	32,0	550				290
CW			7	Punatica		60		6,6							333
CW			7	Punatica		60		7,7							333
CW	8	8	8	Punatica	Pu-1	53,92		6,1				0,703770		0,512890	333
CW	9,10	9,10		Punatica	EF20	57,3						0,704220		0,512910	333
CW	9,10	9,10		Punatica	EF21							0,703780		0,512980	333
CW	9,10	9,10		Punatica	EF22							0,703980		0,513000	333
			*	Punatica	RIO 17	54,5	0,21	6,9	0,3	21,5	910		22,0		333
			*	Punatica	RIO18	54,5	0,21	7,1	0,3	20,0	1145		30,0		333
CW	8			Miocène	Mi-1	64,72		7,8				0,704070		0,512850	
CW	8			Miocène	Mi-2	65,92		7,7				0,703880		0,512880	
CW	7	7	7	Chimborazo		60		6,9							321

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
CW	8	8	8	Chimborazo	Ch-1	56,71		8,9				0,703970		0,512920	321
CW	8	8	8	Chimborazo	Ch-7	58,13		7,8				0,704190		0,512890	321
CW	8	8	8	Chimborazo	Ch-9	70,2		9,1				0,704150		0,512880	321
CW			*	Chimborazo-I	*CH-DB-57	63,5	-0,03	7,5	0,3						321
CW			*	Chimborazo-II	*CH-DB-91	63,9	-0,06	7,8	0,3						321
CW			*	Chimborazo-III	*CH-111P	55,6	0,42	8,0	0,3	23,5	760		26,0		321
CW			*	Chimborazo-III	*CH-111A	66,9	2,57	8,0	0,3	40,0	545		19,0		321
CW			*	Chimborazo-III	*CH-DB-13C	55,25	0,43	7,5	0,3						321
CW		9		Chimborazo	EF19							0,704350			321
CW		9		Chimborazo	RN243							0,704490			321
CW		9		Chimborazo	RN179							0,704380			321
CW		9		Chimborazo	RN213							0,704370			321
CW			11	Calpi		60		6,8							330
CW			7	Calpi		60		7,5							330
CW	9			Calpi	EF17							0,704320			330
CW	9	9		Calpi	EF18	57,7						0,704250		0,512910	330
AP	8	8	8	Pasochoa	Pa-1	52,74		6,4				0,704160		0,512870	312
AP			*	Pasochoa	PAS-5	55	0,34	7,5	0,3	11,3	425		11,5		312
AP			7	Sincholagua		60		6,6							327
AP			7	Sincholagua		60		6,7							327
AP	9			Sincholagua	EF1							0,704270			327
AP	9			Sincholagua	EF2							0,704480			327
AP			11	Cotopaxi		58		6,5							320
AP			11	Cotopaxi		60		7,7							320

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
AP	9			Cotopaxi	EF3							0,704340			320
AP	9			Cotopaxi	EF4							0,704300			320
AP	9,10	9,10		Cotopaxi	EF7	55,7						0,704410		0,512860	320
AP	9,10			Cotopaxi	EF6A							0,704310			320
AP	9,10			Cotopaxi	EF8							0,704240			320
AP			12	Chalupas		70		7,0							330
AP			12	Chalupas		70		7,8							330
AP			7	Tungurahua		58		6,3							360
AP			7	Tungurahua		60		7,2							360
AP	9			Tungurahua	EF10							0,704360			360
AP	9			Tungurahua	EF11							0,704410			360
AP	9			Tungurahua	EF12							0,704330			360
AP	9,10			Tungurahua	EF13	57						0,704420		0,512860	360
AP	9			Tungurahua	EF14							0,704440			360
AP	9			Tungurahua	EF15							0,704440			360
AP	9			Tungurahua	EF16							0,704420			360
AP	3	3	3	Antisana	3,2An	58,28		6,7				0,704213		0,512796	345
AP	3	3	3	Antisana	HHJ-An	62,68		6,1				0,704194		0,512799	345
AP	4	4		Antisana	ANT 8	61,7	-0,12			62,5	776	0,704242	24,0	0,512763	345
AP	4	4		Antisana	ANT 62	62,95	-0,09			62,0	732	0,704261	25,0	0,512759	345
AP	4	4		Antisana	ANT 10	64,6	0,06			128,0	655	0,704398	29,5	0,512731	345
AP	4	4		Antisana	ANT 14C	65	-0,08			139,0	535	0,704403	29,0	0,512735	345
AP	2	2		Antisana	ANT 54	53,2	1,91			26,5	870	0,704538	26,5	0,512731	345
AP	4	4		Antisana	ANT 47	55,9	0,58			36,0	749	0,704366	24	0,512736	345
AP	4	4		Antisana	ANT 60	57,9	-0,07			66,0	735	0,704336	30	0,512725	345

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	$\delta^{18}\text{O}$	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\delta^{18}\text{O}$												
AP	4	4		Antisana	ANT 46	58	0,37			43,5	716	0,704376	24,5	0,512728	345
AP	4	4		Antisana	ANT 36	59	-0,13			71,0	714	0,704310	28	0,512734	345
AP	4	4		Antisana	ANT 37	59	0,28			67,0	790	0,704317	29	0,512749	345
AP	4	4		Antisana	ANT 26	63	-0,04			98,0	638	0,704411	24,5	0,512739	345
AP	4	4		Antisana	ANT 28N	62,6	0,61			96,0	597	0,704390	23,5	0,512745	345
AP	4	4		Antisana	ANT 32	67	0,32			170,0	455	0,704453	32,5	0,512726	345
AP	4	4		Antisana	ANT 61	62,3	-0,02			77,5	722	0,704365	25	0,512721	345
AP	2	2		Antisana	Ant 29C	66,5	1,12			97,0	715	0,704494	28,5	0,512750	345
AP	4	4		Antisana	ANT 29B (C)	59,6	1,63					0,704383		0,512750	345
AP	13	13		Cayambe	CAY 106B	61	0,91			62,0	614	0,704415	28,0	0,512640	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 55B	58,3	1,77			35,0	550	0,704414	20,0	0,512744	346
AP	13	13	*	Cayambe	CAY 56	56,5	1,21	6,8	0,3	30,5	574	0,704310	19,5	0,512743	340
AP	13	13		Cayambe	CAY 31	66,8	1,18			93,0	410	0,704465	24,5	0,512915	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 107	64,5	0,52			102,0	446	0,704423	28,0	0,512722	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 80A	64	3,48			68,0	496	0,704512	19,5	0,512706	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 78A	64,5	1,79			73,5	565	0,704543	43,5	0,512617	346
AP	13	13	*	Cayambe	CAY 46B	65	0,47	6,6	0,3	58,0	555	0,704418	19,0	0,512771	346
AP	13	13	*	Cayambe	CAY 44A	58,9	0,53	7,4	0,3	35,0	600	0,704373	18,0	0,512805	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 8	61,9	-0,18			51,0	565	0,704320	18,0	0,512767	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 39	66,5	0,01			69,0	560	0,704387	20,5	0,512756	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 179A	65,2	0,13			72,0	555	0,704452	17,0	0,512684	346
AP	13	13	*	Cayambe	CAY 168D	58	-0,02	7,4	0,3	75,0	457	0,704337	20,5	0,512797	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 98	61,3	0,1			50,0	675	0,704324	22,5	0,512802	346
AP	13	13		Cayambe	CAY 87	67	0,62			66,0	540	0,704428	18,5	0,512744	346
AP	13	13	*	Cayambe	CAY 45C	58,9	0,14	7,5	0,3	96,0	1380	0,704084	65,0	0,512704	354
AP	17			Soche	SOC 5E	57,35	1,58			46,0	785	0,704408	26,5	0,512763	360

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
AA	17	17		Sangay	SAN 64	55,10	0,17			28,5	915	0,704245	21,6	0,512735	352
AA	17	17		Sangay	SAN 36	56,80	0,29			42,5	950	0,704268	23,3	0,512729	352
AA	17	17		Sangay	SAN 31	58,60	0,38			50,0	1415	0,704296	30,0	0,512736	352
AA	17	17		Sangay	SAN 53B	56,80	0,02			40,5	1240	0,704319	28,0	0,512696	352
AA	17	17		Sangay	SAN 20B	49,60	0,13			25,0	970	0,704097	22,4	0,512778	352
AA	17	17		Sangay	SAN 21	53,80	-0,34			28,0	920	0,704236	21,4	0,512775	352
AA	17	17		Sangay	SAN 73F	57,80	0,03			46,5	914	0,704373	23,8	0,512686	352
AA	17	17		Sangay	SAN 4	60,90	-0,09			51,5	950	0,704409	22,7	0,512741	352
AA	17	17		Sangay	SAN 28	61,20	0,04			69,0	880	0,704420	19,4	0,512729	352
AA	17	17		Sangay	SAN 48	62,80	0,01			66,5	963	0,704384	23,6	0,512686	352
AA	17	17		Sangay	SAN 73C	67,00	1,64			114,0	702	0,704337	18,5	0,512695	352
AA	17	17		Sangay	SAN 77A	59,40	0,28			66,0	1065	0,704354	24,7	0,512726	352
AA	17	17		Sangay	SAN 29A	55,30	-0,15			33,0	1000	0,704308	23,4	0,512729	352
AA	17	17		Sangay	SAN 26B	64,00	1,92			105,0	805	0,704355	22,2	0,512722	352
AA	4	4		Sumaco	SUM GS9	53,4	0,57			101,0	2600	0,704182	87	0,512891	395
AA	4	4		Sumaco	SUM 9	45,5	0,02			93,0	2470	0,704208	75	0,512882	395
AA	2	2		Sumaco	Sum A	44,5	0,42					0,704208		0,512882	395
AA	3	3	3	Sumaco	GS-3	53,6	0,6	6,2		106,0	2542	0,704195	87,6	0,512894	395
AA	3	3	3	Sumaco	3D2	47,56		6,2		125,0	4059	0,704243	121	0,512893	395
Socle															
CW	14	14	*	ankaramite	97-G-4	47,6	2,89	7,7	0,3	11,8	86	0,703568	7,7	0,513046	
CW	14	14	*	basalte	97-G-11	50,23	1,04	7,9	0,3	0,4	86		6,8	0,512996	
CW	14	14	*	dolerita	Oll-2	48,91	1,61	6,0	0,3	1,0	172		5,4	0,513013	
CW	14	14	*	basalte	97-G-12	50,23	1,56	7,5	0,3	1,1	79		6,2	0,512985	
CW	14	14	*	picrita	97-G-6	44,6	7,1	6,7	0,3	1,4	31	0,703133	3,9	0,513160	

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
				basalte	O4-OT-2	50,94	2,92	8,9	0,3	54,6	766		22,1		
CW	15	15	*	intrusif	O4-GU1	63,39	0,36	7,9	0,3	7,1	643	0,703852	10,7	0,512865	
CW	15	15	*	intrusif	O4-GU16A	66,48	3,08	13,7	0,3	25,2	499	0,703881	11,9	0,512882	
				andésite basique	04-SD-1	54,76	2,24	12,6	0,3	34,1	149		10,9		
				andésite basique	04 OT 1	56,08	4,48	8,4	0,3	8,9	305		6,5	0,512874	
CW	14	14	*	dolerite	97-PE-14			10,8	0,3			0,705110	3,4	0,513017	
				dolerite	99-PE-25							0,703632	6,3		
CW	14	14	*	ankaramite	98-G-4			8,2	0,3			0,703476	8,5	0,513043	
CW	14	14		ankaramite	98-G-9							0,703261	6,1	0,513030	
CW	14	14		ankaramite	98-G-10							0,703327	7,0	0,512999	
CW	14	14		ankaramite	98-G-11							0,703487	7,1	0,513009	
CW	14	14		ankaramite	98-G-12							0,703352	9,2	0,512994	
				pillow	97-PE-5							0,705007	5,9		
CW	14	14		pillow	97-PE-6							0,703385	5,8	0,513001	
CW	14	14		basalte	97-PE-13							0,706341	6,5	0,513023	
CW	14	14		basalte	98P3							0,704760	7,0	0,513010	
CW	14	14		pillow	98P10							0,704169	6,5	0,512954	
				basalte	99-PE-19							0,706320	6,4		
				basalte	99-PE-20							0,705482	6,5		
CW	14	14		verre	99-PE-21							0,706138	5,3	0,513012	
CW	14	14		pillow	99-PE-22							0,705430	5,4	0,512074	
CW	14	14		picrite	98-G-5							0,703201	2,3	0,513155	
CW	14	14		picrite	98-G-6							0,703257	3,4	0,513174	
CW	14	14		picrite	98-G-7							0,703274	2,5	0,513169	
												0,704337			

	Références			Volcan	N° éch,	SiO ₂	LOI	δ ¹⁸ O	2 σ	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	distance à la fosse
	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	δ ¹⁸ O												
BRC	16	16		basalte	11a DR-1						170	0,703225	10,6	0,512966	
BRC	16	16		basalte	12 DR-1						184	0,703227	11,5	0,512955	
BRC	16	16		basalte	13 DR-1						219		18,8		
BRC	16	16		basalte	17 TVG-1						436	0,703557	3,0	0,513007	
BRC	16	16		basalte	18 DR-1						122	0,703094	5,5	0,513082	
BRC	16	16		basalte	26 TVG-1						187	0,702842	12,3	0,513043	
BRC	16	16		basalte	28 DR-1						94	0,702813	6,1	0,513066	

Annexe V. Compilation des données isotopiques de l'arc équatorien et des basaltes de la Ride de Carnegie. CW= Cordillère Occidentale, AP= Arc Principal, AA= Arrière Arc, BRC= Basaltes de la Ride de Carnegie. 1=(Samaniego, 1997), 2= (Bourdon *et al.*, 2003), 3= (Barragán *et al.*, 1998), 4= (Bourdon, 1999), 5= (Bindeman *et al.*, 2005), 6= (Bourdon *et al.*, 2002b), 7= (Harmon et Hoefs, 1984), 8= (Kilian *et al.*, 1995), 9= (Francis *et al.*, 1977), 10=(Hawkesworth *et al.*, 1979), 11= (Harmon *et al.*, 1984), 12= (Hammersley et De Paolo, 2002), 13= (Samaniego, 2001), 14= (Mamberti *et al.*, 2003), 15= Amortegui *com. pers.*, 16= (Harpp *et al.*, 2005), 17 = (Monzier *et al.*, 1999b).

Annexe VI



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.comJournal of volcanology
and geothermal research

Journal of Volcanology and Geothermal Research xx (2006) xxx – xxx

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador)

Silvana Hidalgo ^{a,b,*}, Michel Monzier ^{c,b,✉}, Hervé Martin ^b, Gilles Chazot ^b,
Jean-Philippe Eissen ^{c,b}, Jo Cotten ^d

^a *Departamento de Geofísica, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador*

^b *Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

^c *IRD, UR 163, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

^d *UMR 6538, Université de Bretagne Occidentale, BP 809, 29285 Brest cedex, France*

Received 25 November 2004; received in revised form 3 January 2006; accepted 18 July 2006

Abstract

The Iliniza Volcanic Complex (IVC) is a poorly known volcanic complex located 60 km SSW of Quito in the Western Cordillera of Ecuador. It comprises twin peaks, North Iliniza and South Iliniza, and two satellite domes, Pilongo and Tishigcuchi. The study of the IVC was undertaken in order to better constrain the role of adakitic magmas in the Ecuadorian arc evolution. The presence of volcanic rocks with an adakitic imprint or even pristine adakites in the Ecuadorian volcanic arc is known since the late 1990s. Adakitic magmas are produced by the partial melting of a basaltic source leaving a garnet rich residue. This process can be related to the melting of an overthickened crust or a subducting oceanic crust. For the last case a special geodynamic context is required, like the subduction of a young lithosphere or when the subduction angle is not very steep; both cases are possible in Ecuador. The products of the IVC, made up of medium-K basaltic andesites, andesites and dacites, have been divided in different geochemical series whose origin requires various interactions between the different magma sources involved in this subduction zone. North Iliniza is a classic calc-alkaline series that we interpret as resulting from the partial melting of the mantle wedge. For South Iliniza, a simple evolution with fractional crystallization of amphibole, plagioclase, clinopyroxene, magnetite, apatite and zircon from a parental magma, being itself the product of the mixing of 36% adakitic and 64% calc-alkaline magma, has been quantified. For the Santa Rosa rhyolites, a slab melting origin with little mantle interactions during the ascent of magmas has been established. The Pilongo series magma is the product of a moderate to high degree (26%) of partial melting of the subducting oceanic crust, which reached the surface without interaction with the mantle wedge. The Tishigcuchi series shows two stages of evolution: (1) metasomatism of the mantle wedge peridotite by slab melts, and (2) partial melting (10%) of this metasomatized source. Therefore, the relative ages of the edifices show a geochemical evolution from calc-alkaline to adakitic magmas, as is observed for several volcanoes of the Ecuadorian arc.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Volcanic complex; geochemistry; LA-ICP-MA; metasomatism; adakites; Ecuador; NVZ

1. Introduction

Subduction zones consist in complex tectono-magmatic domains where at least 4 components play a role in

* Corresponding author.

E-mail address: s.hidalgo@opgc.univ-bpclermont.fr (S. Hidalgo).

✉ Deceased.

magma genesis: (1) the subducted basaltic oceanic crust, whose age and degree of alteration can widely vary; (2) the subducted sediments, when available; (3) the mantle wedge, and (4) either oceanic or continental arc crust. Whatever is the role played by each component, the subducted oceanic crust always participate in magma genesis either (1) by providing dehydration fluids that induce melting of the overlying mantle wedge, or (2) by direct, fluid present, slab melting.

At the beginning of plate tectonics theory, magma genesis in volcanic arcs was explained by direct partial melting of the subducted oceanic crust (Ringwood, 1974; Wyllie and Sekine, 1982). Later, due to constraints provided by experimental petrology and geochemistry, it has been proposed that calc-alkaline magmas were produced by partial melting of mantle wedge peridotite, previously metasomatized by hydrous fluids released from the subducted slab (Tatsumi, 1986, 1989; Tatsumi and Eggins, 1995; Tatsumi and Kogiso, 1997; Schmidt and Poli, 1998). However, the slab-melting hypothesis has been reinforced by the recognition of a particular kind of volcanic rocks, first in Adak Island (Kay, 1978) and afterwards in some other volcanic arcs (Martin, 1987; Drummond and Defant, 1990; Sajona et al., 1993; Maury et al., 1996; Martin et al., 2005). These unusual volcanic rocks, called *adakites* (Defant and Drummond, 1990; Drummond and Defant, 1990), are characterized by $\text{SiO}_2 > 56\%$, low K, high Al ($> 15\% \text{ Al}_2\text{O}_3$ at $70\% \text{ SiO}_2$), high Na and Sr (> 400 ppm) and by very low Y and HREE contents. The mineralogical phases present in these rocks are mainly plagioclase, hornblende and biotite; pyroxenes are rare but may be also present (Maury et al., 1996). Accessory phases are apatite, zircon, sphene and titanomagnetite (see Martin et al., 2005 for review). Modern adakite magmatism is apparently restricted to where a young and relatively hot oceanic crust (Defant et al., 1992; Maury et al., 1996; Sajona et al., 1996; Stern and Killian, 1996), or an active spreading center (Lagabrielle et al., 1994; Sigmarsson et al., 1998) is subducted. Adakites have also been recognized in relation with asthenosphere tears (Yogodzinski et al., 2001). Nevertheless, an alternative hypothesis to produce adakitic geochemical characteristics considers melting of the lower arc crust (Killian et al., 1995; Petford and Atherton, 1996; Petford and Gallagher, 2001; Annen and Sparks, 2002). In this work we will use the term calc-alkaline magma for the magmas produced by the partial melting of the hydrous metasomatized peridotite from the mantle wedge without involvement of slab melts, while pristine adakite will refer to the magmas produced by the partial melting of a basaltic source

without strong evidences of mantle interactions. It must be noted that the calc-alkaline magmas can evolve through fractional crystallization thus leading to the Basalt–Andesite–Dacite–Rhyolite (BADR) suite (Defant and Drummond, 1990).

The presence of volcanic rocks with an adakitic signature or even of pristine adakites (SiO_2 between 63 and 70 wt.%, Na_2O ($> 3.5\%$) and by very low Y (< 18 ppm) and HREE concentrations) has been recognized in the Ecuadorian volcanic arc since the last decade (Monzier et al., 1997; Bourdon, 1999; Beate et al., 2001; Samaniego, 2001; Bourdon et al., 2002a,b, 2003; Samaniego et al., 2002; Samaniego et al., 2005). In Ecuador, volcanism is related to the subduction of the Nazca Plate (12–22 My in age; Lonsdale, 1978), at an average rate of 58 mm yr^{-1} and with an almost E–W direction (Trenkamp et al., 2002), beneath the North Andean Block, an independent micro plate located in the North Western part of South America (Pennington, 1981; Kellogg et al., 1985). The young Nazca Plate includes the Carnegie Ridge, which results from the Galapagos hot spot activity. Subduction of such a ridge must certainly modify the physical and thermal parameters of the subduction zone. For instance, several authors (Gutscher et al., 1999, 2000; Bourdon et al., 2003) consider that, due to its young age, the Carnegie ridge is warmer and has a lower density than the surrounding Nazca plate. The resulting buoyancy of the ridge contributes to increase the local buoyancy of the Nazca plate itself, which, according to these authors, produces an ongoing flat slab configuration under the Ecuadorian Arc. In such conditions, the subducted slab would remain under P–T conditions allowing its partial melting during a long period of time (Gutscher et al., 2000). However, if slab geometry beneath Ecuador volcanic arc may not be well constrained by ISC (International Seismological Centre) or NEIC (National Earthquake Information Center) data (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999), recent data from a local network (Guillier et al., 2001) unambiguously show that a flat slab configuration does not exist today beneath Ecuador, indicating a Wadatti–Benioff Zone that dips with angles between about 35° in the north to about 25° in the south. Nevertheless, the slab dip is less steep beneath Ecuador than it is, for instance, beneath Colombia (Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2003), indicating a depth of about 100–120 km for the slab under the volcanic front, which well agrees with the depths at which a young basaltic crust could melt (Peacock et al., 1994). In addition, the lack of strong intermediate seismicity shown by ISC or NEIC data indicates that the subducted plate does not behave as a brittle structure, which could be due to its

high temperature and could also be caused by the fact that it could be partially molten (Morris, 1995).

The Iliniza Volcanic Complex (IVC) is located on the Ecuadorian Volcanic Front in the geographic zone affected by subduction of the Carnegie Ridge and is an optimal place to address the topic of adakites in arcs. Indeed, IVC volcanic rocks have characteristics that vary from calc-alkaline to adakitic.

We here present:

- (1) the geology, mineralogy and composition of IVC products;
- (2) the determination and quantification of the petrogenetic processes implied in IVC magma genesis,
- (3) a discussion of the significance of the evolution of these processes over time.

2. Geological setting

The Iliniza volcanic complex (Hidalgo, 2001, 2002), is a large, almost circular (9 km NW–SE × 8 km NE–SW), edifice with twin peaks and two satellite domes (Fig. 1). The IVC is located in the Western Cordillera of Ecuador, built over a volcano-sedimentary basement composed of the Silante Unit and the Zumbagua Group, both of which are underlain by the Pallatanga Unit (Hughes, 1998; Hughes and Pilatasig, 2002). The Silante Unit is a Late Eocene to Oligocene volcano-sedimentary sequence of continental material including sandstone red beds, lacustrine deposits and andesitic breccias. The Middle to Late Miocene Zumbagua Group is made up of sandstones and volcanic breccias, also deposited in a continental environment. The Pallatanga Unit is composed of pillow lavas with compositional affinity to MORB. This unit is considered either as a fragment of oceanic floor (Goosens and Rose, 1973; Lebrat et al., 1987) or as an oceanic plateau (Cosma et al., 1998; Reynaud et al., 1999; Hughes and Pilatasig, 2002) accreted to the continent during the Late Cretaceous.

A set of N 40°E right-lateral strike-slip faults, the Iliniza Fault Zone (Fig. 1), cut the IVC and are part of the regional Pallatanga–Algeciras–Sibundoy fault system (Hall and Ramón, 1978; Soulas et al., 1991). The satellite domes of the IVC (Tishigcuchi and Pilongo) define a parallel alignment, suggesting the fault system controlled emplacement and growth of the edifices in the complex.

North Iliniza (5105 meters above sea level, m.a.s.l.) constitutes the older part, the base, of the main volcanic edifice. It is formed by ancient Pleistocene andesitic and dacitic lava flows and abundant altered sub-glacial breccias. The typical phenocryst assemblage comprises plagioclase + orthopyroxene + Fe-oxides + clinopyroxene.

South Iliniza (5245 m.a.s.l.), is a large stratocone, built at least several hundred thousands years after the North Iliniza, is made of andesitic and dacitic lava flows and thick pyroclastic flow deposits located in the outer flanks. This edifice suffered an explosive event, which formed a small caldera 1 km in diameter (Fig. 1). The *Jatuncama ignimbrite* deposits associated with this explosive event crop out on the lower slopes of the edifice and include dacitic blocks and pumices. A 25 cm “pumice and ash” flow deposit containing rhyolitic composition pumices overlies the ignimbrite only in the eastern side of the cone (*Santa Rosa Pumice and Ash flow*). A dome, with associated “block and ash” deposits and lava flows, subsequently filled this caldera and constitutes the pyramidal summit of the South Iliniza. The typical mineralogical assemblage of South Iliniza lavas and pyroclastic deposits includes plagioclase + Fe–Ti oxides ± orthopyroxene ± clinopyroxene ± amphibole ± apatite ± quartz. The older moraines, which cover the whole edifice, have their lower limits at 3400 m.a.s.l. They correspond to the Full Glacial Period (Clapperton, 1990) and therefore yield a minimum age of 30 Ka.

Two important satellite domes have been recognized in the complex (Fig. 1). The Pilongo Dome (3935 m.a.s.l.) is made of a microcrystalline dacitic lava including plagioclase + amphibole + Fe–Ti oxides + quartz ± orthopyroxene. The Tishigcuchi Dome (4185 m.a.s.l.) is composed of intersertale to microcrystalline silicic andesites (plagioclase + amphibole + orthopyroxene + clinopyroxene + Fe–Ti oxides ± quartz). No corresponding dome-collapse deposits have been found associated with these domes.

No absolute ages have been established for the edifices of the complex. Nevertheless, based on their erosional morphology and field relationships, the older seems to be North Iliniza, followed by the base of the South Iliniza, the Tishigcuchi Dome, the Pilongo Dome, and at last the newer part of the South Iliniza edifice, including the *Jatuncama ignimbrite*, the *Santa Rosa pumice and ash flow*, and the summit caldera filling deposits. If we make an analogy between the IVC and the dated volcanoes of the volcanic front, we can argue that the age of the older edifice, the North Iliniza, should be around 1 My and the base of South Iliniza would start its activity around 200 ky BP.

Based on field work as well as on geochemical data, four different units have been identified:

- (1) the North Iliniza products,
- (2) the South Iliniza and the *Santa Rosa pumice and ash flow*,
- (3) the Pilongo Dome; and
- (4) the Tishigcuchi Dome.

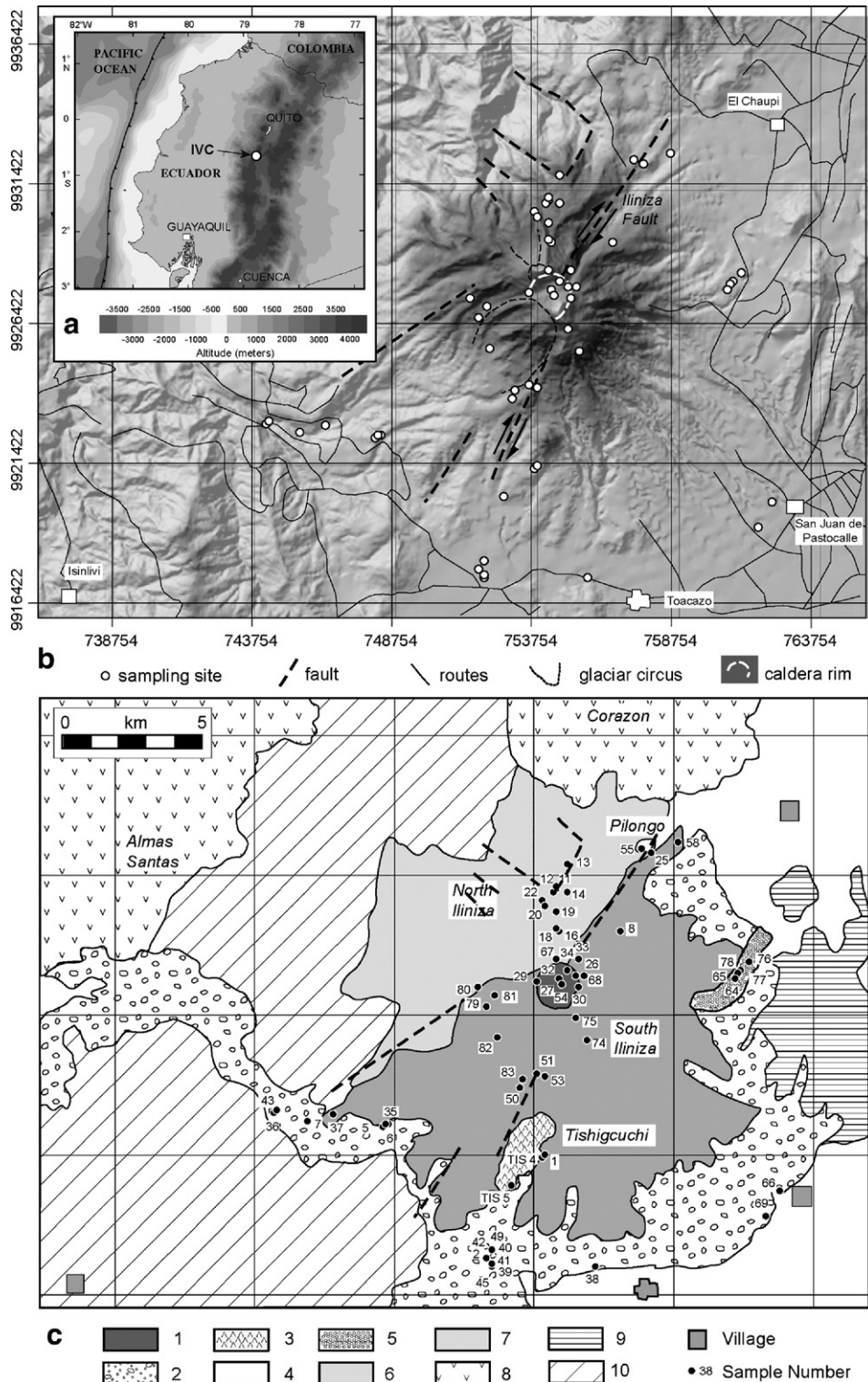


Fig. 1. (a) Location of the Iliniza Volcanic Complex in the Ecuadorian cordillera; (b) shaded DEM with the main morphostructural features of the volcanic complex; (c) simplified geological map of the Iliniza Volcanic Complex showing the sampling sites (UTM zone 17). 1=South Iliniza Dome; 2=Jatuncama Ignimbrite, deposits from South Iliniza; 3=Tishigcuchi Dome; 4=Pilongo Dome; 5=Santa Rosa Pumice and Ash flow; 6=South Iliniza ancient lavas; 7=North Iliniza ancient lavas; 8=Quaternary Volcanic Complexes (Almas Santos and Corazón); 9=Pliocene Santa Maria Volcanic Complex; 10=Silante and Zumbagua Eocene–Miocene Units.

Table 1

Major and trace elements compositions for amphibole, orthopyroxene, plagioclase and clinopyroxene from samples ILI 1A and ILI 50

Sample	Tishigcuchi Dôme			South Iliniza												BCR	Limit of detection
	ILI 1A	ILI 1A	ILI 1A	BCR	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50	ILI 50		
Mineral number	Amp 28208	Amp 28209	Amp 28210	2 σ (s.d.)	Opx 1302	Pla 1304	Pla 1305	Pla 1306	Pla 1307	Pla 1308	Cpx 1309	Cpx 1310	Cpx 1311	Cpx 1312	2 σ (s.d.)		
(Weight %)																	
SiO ₂	43.59	43.35	43.06		53.43	58.27	57.04	58.19	55.98	57.32	50.94	51.29	51.27	51.95			
TiO ₂	2.51	2.35	2.42		0.17	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	0.35	0.30	0.37	0.33			
Al ₂ O ₃	11.56	11.30	10.90		2.76	26.56	27.21	26.34	27.88	27.15	3.63	2.60	2.05	3.24			
Fe ₂ O ₃ *	12.71	13.38	16.91		14.17	0.27	0.38	0.20	0.22	0.28	7.61	8.16	10.49	8.40			
FeO	11.44	12.04	15.22		12.75	0.25	0.34	0.18	0.20	0.26	6.85	7.35	9.44	7.56			
MnO	0.26	0.21	0.30		0.20	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.11	0.13	0.22	0.19			
MgO	15.28	15.08	12.94		29.11	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	16.95	16.74	16.68	16.22			
CaO	11.37	11.31	10.83		1.42	8.20	9.07	8.22	9.82	8.91	19.59	20.49	19.51	20.09			
Na ₂ O	2.23	2.43	1.98		0.05	6.82	6.23	6.83	5.96	6.40	0.41	0.42	0.19	0.40			
K ₂ O	0.43	0.43	0.32		0.00	0.35	0.39	0.36	0.30	0.35	0.00	0.01	0.02	0.02			
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.02		0.04	0.00	0.04	0.00	0.05	0.01	0.10	0.00	0.06	0.00			
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.04		0.44	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.70	0.31	0.10	0.34			
NiO	0.01	0.00	0.00		0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00			
Total	98.71	98.51	98.02		100.40	100.50	100.42	100.23	100.24	100.43	99.67	99.64	99.95	100.34			
(ppm)																	
Rb	0.81	1.00	0.70	5.52	0.26	0.39	0.40	0.23	0.27	0.22	0.17	–	–	0.28	19.52	0.09	
Ba	90	90	70	1.27	4.6	125	278	208	191	219	8.1	7.4	1.9	5.2	95.88	0.02	
Th	0.033	0.045	0.044	0.71	0.059	–	–	–	–	–	0.030	0.020	–	0.030	0.14	0.01	
Nb	2.9	3.1	3.5	0.00	0.09	–	–	–	–	–	0.09	–	–	–	1.70	0.04	
La	3.1	3.4	4.4	0.99	0.12	2.1	4.3	4.9	4.6	3.6	0.8	0.5	0.4	0.4	2.55	0.02	
Ce	12.6	15.1	18.3	0.14	0.36	3.4	5.8	6.4	7.0	5.5	2.4	2.5	2.4	2.5	6.65	0.02	
Sr	256	229	105	7.78	3.0	864	827	801	961	776	27	20	20	24	37.62	0.04	
Nd	15.4	18.1	21.8	0.57	0.22	0.86	1.4	1.6	1.6	1.3	2.5	3.7	3.1	3.0	3.68	0.12	
Sm	5.0	5.7	7.0	0.28	0.09	0.07	0.15	0.14	0.09	0.16	0.9	1.3	1.4	1.3	0.28	0.10	
Zr	27.3	31.9	42.2	12.16	2.0	–	0.08	–	0.09	–	6.7	10.4	9.0	7.8	5.66	0.05	
Eu	1.48	1.63	1.77	0.11	0.025	0.41	0.74	0.56	0.59	0.60	0.34	0.48	0.44	0.39	0.00	0.02	
Ti	16276	16705	14720	129	1058	74.5	91.8	59.6	67.8	88.4	1960	2880	2562	2587	531	1.96	
Gd	4.9	5.8	7.5	0.85	0.09	0.12	0.22	0.16	0.14	0.15	1.0	1.4	1.5	1.2	0.71	0.05	
Dy	4.0	4.6	6.5	0.71	0.21	0.031	0.039	0.021	–	–	1.2	1.7	1.6	1.2	0.42	0.03	
Y	19.4	21.0	31.2	1.98	1.13	0.07	0.14	0.08	0.09	0.22	5.6	8.5	7.6	6.3	2.26	0.03	
Er	1.85	1.96	3.0	0.14	0.16	–	–	0.017	–	–	0.6	0.8	0.7	0.7	0.42	0.25	
Yb	1.46	1.6	2.6	0.14	0.19	–	0.013	–	–	0.017	0.45	0.8	0.6	0.5	0.14	0.02	

3. Analytical techniques

Major and trace elements compositions were obtained for minerals and glasses from the different edifices of the IVC at the Laboratoire Magmas et Volcans of the University of Clermont-Ferrand. 236 major element compositions for mineral and glasses were obtained using an electron microprobe CAMECA-Camebax SX-100, operating at 15 kV accelerating voltage, and using a beam current of 15 nA for mineral analyses, and 8 nA and a 5 μm defocused beam for glass analyses. The estimated error for single analysis is of about 1% when the element concentration is higher than 10% and of 2–5% when it is lower than 10%. Trace element concentrations for 26 selected minerals were measured by Laser Ablation-ICP-MS technique. Laser ablation analyses were performed on mineral zones which major elements compositions were already constrained by electron microprobe analysis. Calcium was used as an internal standard (Table 1. Representative Analyses). The ICP-MS device used for the laser ablation is a VG Elemental Plasma Quad PQ 2+, with an argon flux of 1.15 l/min. The laser is a pulsed Nd:YAG operating at 266 nm, at a repetition rate of 6 Hz, with a spot diameter of approximately 60 μm and a pulse energy of about 2 mJ. The background was measured during 30 s before ablation, and analysis time was approximately 100 s. Data reduction was performed by the GLITTER software (www.es.mq.edu.au/GEMOC/). Reproducibility and accuracy of the analyses was constrained by systematic analysis of the BCR2-G (Columbia River Basalt) standard and are better than 15% for most elements, and often better than 5% for the REE (Table 1).

74 major and trace element whole-rock analyses (Table 2) of samples of lava flows, domes and pyroclastic deposits (both dense and vesiculated rocks), were carried out at the Université de Bretagne Occidentale. Chemical analyses were obtained on agate-ground powders by ICP-AES (Inductively coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy), except for Rb (flame atomic emission). Relative standard deviation are 1% for SiO_2 and 2% for the other major elements except for low concentrations (<0.50%) for which absolute standard deviation is 0.01%. Analytical procedure is described in detail in Cotten et al. (1995).

4. Mineralogical data

IVC volcanic rocks from lava flows and domes present a porphyritic–aphanitic texture with an intersertal

groundmass for the lavas and an intergranular microcrystalline groundmass for the domes.

Plagioclase phenocrysts (5–40% vol.) are typically euhedral with a composition ranging from andesine to labradorite (An_{38-65}). For Iliniza (North and South) and Tishiguchi products, zoning is highly variable, normal ($\text{An}_{c52-r41}$; c=core, i=intermediate zone, r=rim), reversed ($\text{An}_{c40-r60}$) or oscillatory ($\text{An}_{c41-i67-r47}$). However, in the Pilongo Dome the plagioclase presents a normal zoning ($\text{An}_{c55-i45-r39}$) and rare reverse zoning ($\text{An}_{c42-r58}$). Some plagioclase crystals have destabilized reabsorbed cores and dusty reaction rims. In Iliniza products, plagioclase microlites are more sodic than the phenocrysts, ranging from andesine to oligoclase (An_{29-45}), whereas in Tishiguchi microlites are frequently more calcic (An_{50-60}). Pilongo microlites have the same compositional range as the phenocrysts.

Clinopyroxene is present in Iliniza and Tishiguchi lavas. There, it appears as euhedral to subhedral phenocrysts (0–15% vol.) of augite to magnesian augite (Mg# 85.6–70.9) (Morimoto et al., 1988). It generally has a normal zoning, but commonly, intermediate zones are slightly more magnesian than cores (i.e. reversed or recurrent zoning). No clinopyroxene has been observed in Pilongo Dome.

Orthopyroxene is present in both Iliniza and Tishiguchi as euhedral and subhedral, phenocrysts (0–25% vol.) of normally zoned enstatite (Mg# 87.5–60.9). A particular feature of Tishiguchi rocks is that hypersthene may coexist in close association with augite (i.e. in the same crystal, being the clinopyroxene an overgrowth on the orthopyroxene). In Pilongo and Santa Rosa rhyolites, orthopyroxene is only present as microlite in almost negligible amounts.

Brown amphibole (0–20% vol.) is euhedral and it usually has a destabilized oxidation rim. It mainly consists of tschermakite with subordinate magnesium-hastingsite and magnesium hornblende (Mg# 73–54) (Leake et al., 1997). Zoning is very weak and reversed in Iliniza whereas it is normal in Pilongo, Santa Rosa rhyolites and Tishiguchi rocks. Representative mineral compositions are shown in Table 3.

It is important to note that orthopyroxene and clinopyroxene maximum contents diminish from North Iliniza (the older edifice) to Pilongo Dome and Santa Rosa rhyolites (the younger units) as the amphibole content is incremented in the opposite direction, being the richer amphibole bearing rocks the Pilongo rhyodacites and the Santa Rosa rhyolites. The absence of pyroxene crystals and the abundance of amphibole is a typical characteristic of high SiO_2 adakites (Martin et al., 2005).

5. Distribution coefficients

In order to perform a geochemical modelling best adapted to our lavas, we tried to calculate mineral/liquid partition coefficients (Kds) for our rocks. Calculations were done on phenocryst-poor (10–15% in vol.) samples (ILI 1A and ILI 50). Laser Ablation-ICP-MS has been used to measure the trace element contents of phenocrysts. Knowing (1) the percentage of each mineral phase in the sample (modal composition) and (2) the whole rock trace element composition; it has been possible to calculate the theoretical liquid compositions in equilibrium with phenocrysts. These data allowed the Kd calculation. Results are shown in Table 4. Clinopyroxene and amphibole calculated Kds are similar to those measured by Klein et al. (2000) and also to the average Kds compiled by Martin (1987), Rollinson (1993) and Green (1994) for equivalent liquid compositions. Kds for plagioclase also perfectly fall in the range of experimental values by Fujimaki et al. (1984) and of those measured by Luhr and Carmichael (1980) and Bacon and Druitt (1988) in andesitic and dacitic liquids.

6. Whole rock data

In IVC rocks, SiO₂ concentrations range from 55 to 71 wt.%. In the K₂O vs. SiO₂ classification diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) their compositions range between the basic andesite and medium-K rhyolite fields, but the majority of analysed samples are andesites and dacites (Fig. 2). Mg# varies between 0.32 and 0.58. Harker diagrams (Fig. 3) show marked negative correlations between SiO₂ and Fe₂O₃, MgO, CaO and TiO₂ contents. A general negative correlation can also be noted for Al₂O₃ and P₂O₅, whereas Na₂O and K₂O concentrations correlate positively with SiO₂ content. The North Iliniza rocks are more basic (55.30 to 64.20 wt.% SiO₂) and present a slight enrichment in incompatible elements (Rb, Ba, Th) with respect to South Iliniza rocks (Fig. 4). Tishigcuchi products display a more restricted range of composition (60 to 63% SiO₂), and are richer in MgO, K₂O and P₂O₅ than South Iliniza rocks. Pilongo rocks consist of very homogeneous rhyodacites, around 69% SiO₂, which for major elements fit into the general trend of the South Iliniza.

For South Iliniza products Zr, Sc, V, Cr and Ni are negatively correlated with SiO₂ whereas Rb, La and Ba show a positive correlation (Fig. 4). Also, for some trace elements, Pilongo products fit into the South Iliniza trend. This is not true for Tishigcuchi products, which for instance, have greater Rb, Sr, Nb, La and Th concentrations than all of the other lavas from the IVC (Fig. 4).

It must be emphasized that both Y and Yb (HREE) show a general negative correlation with SiO₂. Y and Yb concentrations are generally low (<14 ppm and <1.1 ppm respectively), except for the more basic North Iliniza rocks, thus resulting in strongly fractionated REE patterns. These low concentrations are classically considered as typical of high-SiO₂ adakites. Furthermore, Pilongo rhyodacites (ILI 25, 55A, 55B and 55C; Table 1) and the Santa Rosa rhyolites (ILI 64, 65, 77A1 and 78; Table 1) display strongly marked high-SiO₂ adakites characteristics: Yb=0.35–0.61 ppm; Y=5.4–7.8 ppm, La/Yb=20.49–43.71 and Sr/Y=58.21–84.26; and also high Na₂O (4.43–4.74 wt.%), K₂O/Na₂O (0.33–0.31), Al₂O₃ (14.85–16.65 wt.%) and Sr (453–470 ppm) concentrations (Drummond and Defant, 1990; Martin et al., 2005).

7. Petrogenesis

7.1. North Iliniza

North Iliniza rocks display geochemical characteristics very similar to those of the South Iliniza products. Consequently, both generally define a single evolution trend. However, when compared some small differences can be pointed out: (1) some samples of North Iliniza are more basic (55% SiO₂); (2) for the same SiO₂ content, North Iliniza rocks are richer in some incompatible elements such as K, Rb, Ba and Th. Classically, it is considered that incompatible element enrichment in arc lavas is due to fluid metasomatism (Tatsumi, 1986; Tatsumi, 1989), these elements are coming from the subducted slab whose dehydration creates an uprising fluid flux that transfers incompatible elements towards the overlying mantle wedge peridotite. At IVC, as in other Ecuadorian volcanoes, a temporal change from calc-alkaline magmatism to adakites is observed (Samaniego et al., 2002, 2005). These authors consider that this change consists in a change of the nature of the metasomatic agent, which is first dehydration fluid and then turns into slab melt. They also propose that this change in magmatism could result of the arrival of the Carnegie ridge under the volcanic arc. In this context, the North Iliniza magmas that display calc-alkaline affinities, can be considered as generated by melting of a fluid metasomatized mantle peridotite, without significant slab melt input.

7.2. South Iliniza

In order to constrain South Iliniza petrogenesis, quantitative modelling has been performed. Shallow

Table 2
Geochemical major and trace element data for the Iliniza Volcanic Complex

Sample	North	North	North	North	North	North	North	South	South	South	South	South	South	South	South	South	South	South	South
	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza	Iliniza
	ILI 58B	ILI 58A	ILI 16B	ILI 14A	ILI 11	ILI 22A	ILI 18	ILI 19A	ILI 45	ILI 50	ILI 81	ILI 51	ILI 82	ILI 79B	ILI 79A	ILI 5	ILI 7A	ILI 2B	ILI 36C
Weight %																			
SiO ₂	55.30	55.50	61.40	62.50	62.60	62.70	64.00	64.20	56.80	61.00	61.80	62.00	62.00	62.10	62.40	62.80	63.30	63.40	63.50
TiO ₂	0.83	0.90	0.58	0.57	0.58	0.58	0.58	0.56	0.70	0.66	0.61	0.66	0.57	0.63	0.65	0.57	0.54	0.59	0.54
Al ₂ O ₃	16.90	17.75	15.90	16.30	16.00	16.00	16.40	16.25	17.40	16.20	16.20	16.00	16.20	16.40	16.30	16.00	16.00	15.85	16.00
Fe ₂ O ₃ *	8.80	8.40	6.42	6.07	5.99	5.91	5.54	5.34	8.05	6.82	6.62	6.72	6.10	6.36	6.55	5.80	5.50	5.97	5.55
MnO	0.13	0.12	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.11	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08
MgO	5.55	4.13	3.55	2.82	2.80	2.78	2.28	2.17	4.13	3.68	3.54	3.41	3.70	2.91	3.00	2.68	2.75	2.69	2.58
CaO	7.50	7.50	6.00	5.45	5.45	5.45	5.37	5.22	7.40	5.75	5.80	5.70	5.70	5.75	5.80	5.24	4.95	5.40	5.15
Na ₂ O	3.58	3.94	3.68	3.85	4.06	3.91	4.15	3.92	3.62	3.87	3.98	3.84	3.97	3.84	3.81	4.03	4.22	4.04	4.10
K ₂ O	0.82	1.01	1.34	1.47	1.49	1.49	1.48	1.41	0.88	1.15	1.07	1.20	1.29	1.33	1.26	1.51	1.35	1.24	1.32
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15
LOI	0.63	0.46	0.82	0.26	0.55	0.48	0.04	0.27	0.46	0.30	0.28	0.19	-0.03	0.13	0.17	0.88	0.85	0.17	0.60
Total	100.21	99.93	99.95	99.53	99.76	99.54	100.09	99.57	99.70	99.67	100.13	99.96	99.73	99.68	100.18	99.75	99.69	99.59	99.57
FeO*/MgO	1.43	1.83	1.63	1.94	1.93	1.91	2.19	2.21	1.75	1.67	1.68	1.77	1.48	1.97	1.97	1.95	1.80	2.00	1.94
Mg #	55.53	49.33	52.26	47.91	48.07	48.22	44.90	44.59	50.39	51.65	51.43	50.12	54.57	47.53	47.56	47.78	49.75	47.15	47.93
(ppm)																			
Sc	23.5	20.0	17.3	15.6	13.2	12.8	11.0	11.0	20.0	14.8	13.0	13.7	14.5	13.2	14.0	12.6	12.0	13.3	11.3
V	212	214	148	138	134	134	145	118	182	148	136	144	145	138	140	126	110	125	116
Cr	202	34	83	44	60	59	22	22	70	140	115	117	140	62	67	51	60	52	59
Co	30	24	19	17	17	17	15	14	22	19	20	19	18	17	18	15	14	17	15
Ni	67	26	21	16	17	19	10	9	22	41	41	33	43	22	23	14	20	19	22
Rb	14	18	29	30	31	31	31	31	16	22	19	23	26	30	27	31	26	25	28
Sr	454	617	410	410	420	425	465	447	464	427	422	429	424	400	397	426	417	419	415
Y	18.6	17.0	14.2	11.0	12.5	11.8	10.5	10.0	13.6	10.6	9.6	11.4	11.6	12.2	12.5	12.4	11.2	10.9	10.8
Zr	90	103	107	106	115	112	76	103	69	76	77	90	82	98	96	110	92	94	90
Nb	3.5	5.0	3.3	2.9	3.7	4.0	3.6	3.3	2.4	3.3	3.1	3.5	3.0	4.0	4.1	3.2	3.4	3.6	3.7
Ba	392	450	590	632	610	630	640	645	344	495	460	520	546	542	540	612	530	560	565
La	12.0	12.5	11.0	10.8	12.0	11.6	12.0	11.4	7.7	8.8	9.1	10.3	10.4	10.8	11.2	11.0	10.3	9.7	10.5
Ce	24.0	27.0	22.5	22.5	24.5	24.0	24.0	23.0	16.0	18.5	20.0	21.0	21.5	23.5	26.0	24.5	21.5	20.0	20.8
Nd	16.0	16.0	12.6	11.2	13.0	13.0	12.8	12.3	10.8	10.6	11.0	12.5	10.8	12.5	13.0	12.5	11.5	11.0	12.5
Sm	4.00	3.70	2.90	2.35	2.80	3.00	2.80	2.75	2.60	2.60	2.70	2.75	2.85	3.10	2.85	2.70	2.60	2.50	2.60
Eu	1.14	1.09	0.82	0.81	0.83	0.82	0.83	0.80	0.87	0.85	0.81	0.86	0.79	0.86	0.88	0.81	0.79	0.77	0.78
Gd	3.70	3.60	2.95	2.45	2.90	2.70	2.65	2.55	2.95	2.45	2.30	2.80	2.45	2.75	2.85	2.80	2.60	2.60	2.60
Dy	3.25	2.95	2.40	2.00	2.20	2.15	1.95	1.85	2.45	1.95	1.80	2.05	2.05	2.30	2.30	2.15	1.95	1.90	1.95
Er	1.80	1.65	1.30	1.10	1.20	1.15	1.00	1.00	1.30	1.00	0.90	1.05	1.00	1.10	1.20	1.10	1.00	0.95	0.95
Yb	1.64	1.58	1.25	1.02	1.04	1.02	0.86	0.85	1.17	0.93	0.83	0.93	1.06	1.01	1.05	1.01	0.95	0.88	0.95
Th	1.50	2.30	2.30	2.50	2.80	2.65	2.40	2.75	1.35	2.00	1.85	2.25	2.20	2.25	2.35	2.60	2.40	2.10	2.35

All data are normalized on a LOI free basis. Total iron is expressed as Fe₂O₃. NI=North Iliniza, SI=South Iliniza. BE-N is an international standard from GIT-IWG (groupe international de travail-international working group), analysed as an unknown in the same set than Iliniza analyses; recommended values were published by Govindaraju and Roelandts (1993).

Table 2 (continued)

Sample	South Iliniza ILI 77A2	South Iliniza ILI 4A	South Iliniza ILI 35A	South Iliniza ILI 41	South Iliniza LI 32B2	South Iliniza TIS 1	South Iliniza ILI 43	South Iliniza ILI 4B	South Iliniza ILI 29A	Iliniza Rhyolite ILI 64	Pilongo Dome ILI 55B	Pilongo Dome ILI 25	Tishigc. Dome ILI 37A	Tishigc. Dome ILI 1A	Tishigc. Dome TIS 4B	Tishigc. Dome ILI 1B	Pasochoa Volcano PAS 5	Standard BE-N	Limit of detection
Weight %																			
SiO ₂	63.60	64.00	64.25	64.30	64.35	64.60	64.80	65.00	66.50	70.00	67.50	68.10	59.80	61.90	62.00	62.30	55	38.23	
TiO ₂	0.57	0.55	0.55	0.57	0.52	0.52	0.56	0.53	0.48	0.32	0.34	0.36	0.60	0.60	0.60	0.58	0.74	2.62	
Al ₂ O ₃	16.00	16.00	16.40	16.00	15.80	16.10	15.90	16.25	15.40	14.85	16.65	15.90	15.65	15.25	15.52	15.38	16.3	10.03	
Fe ₂ O ₃ *	5.79	5.37	5.45	5.60	5.03	5.27	5.53	5.20	4.40	2.78	3.47	3.54	6.60	6.17	6.17	6.00	9.01	12.80	
MnO	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05	0.06	0.06	0.10	0.10	0.09	0.09	0.14	0.20	
MgO	2.54	2.18	2.45	2.51	2.18	2.17	2.35	2.14	1.79	0.68	0.94	0.99	4.45	3.68	3.54	3.39	6.14	13.18	
CaO	5.25	4.82	5.10	5.02	4.95	4.80	4.98	4.85	4.30	3.06	3.95	3.77	6.35	5.92	5.76	5.83	7.75	13.93	
Na ₂ O	4.06	4.17	4.15	4.02	4.10	4.25	4.07	4.29	4.24	4.54	4.52	4.40	3.85	3.88	3.95	3.93	3.4	3.25	
K ₂ O	1.25	1.58	1.35	1.33	1.37	1.36	1.35	1.38	1.52	1.42	1.40	1.45	1.65	1.59	1.60	1.57	0.65	1.39	
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.13	0.14	0.14	0.13	0.12	0.14	0.14	0.20	0.18	0.17	0.18	0.15	1.04	
LOI	0.53	0.60	0.48	0.25	1.28	-0.08	0.04	-0.06	1.37	1.96	0.81	1.06	0.55	0.44	0.38	0.39	0.34		
Total	99.81	99.50	100.40	99.83	99.81	99.20	99.80	99.80	100.19	99.78	99.78	99.77	99.80	99.71	99.78	99.64	99.62		
FeO*/MgO	2.05	2.22	2.00	2.01	2.08	2.19	2.12	2.19	2.21	3.68	3.32	3.22	1.33	1.51	1.57	1.59	1.32		
Mg #	46.48	44.56	47.09	47.02	46.18	44.91	45.69	44.90	44.61	32.63	34.91	35.64	57.17	54.15	53.18	52.80	57.43		
(ppm)																			
Sc	11.0	10.7	12.0	12.0	9.8	10.2	10.4	10.3	7.8	2.3	4.2	4.5	15.6	16.0	14.0	15.0	24.5	22	0.1
V	124	113	115	118	104	107	109	107	88	33	54	55	152	143	136	139	204	230	1
Cr	57	30	43	51	36	31	44	30	35	6	4	5	130	106	101	102	210	354	1
Co	16	15	15	14	13	13	12	14	11	4	5	6	25	20	19	20	35	59.5	1
Ni	15	12	15	20	15	11	15	13	12	6	3	3	78	35	30	33	87	267	1
Rb	25	27	27	26	29	28	26	28	32	30	28	30	33	32	32	32	11	47	0.5
Sr	412	423	408	425	420	405	425	414	405	455	470	448	620	550	548	546	425	1349	0.5
Y	10.2	10.7	11.0	10.2	11.0	10.0	10.4	10.2	8.1	5.5	7.2	7.2	11.9	12.0	11.2	11.2	14.0	29.3	0.3
Zr	84	98	97	91	85	96	87	94	51	76	72	60	88	100	97	102	80	265	3
Nb	3.5	3.3	3.3	3.6	3.5	3.6	3.6	3.3	3.8	4.6	3.5	3.6	4.1	3.9	4.0	4.1	2.7	104	0.5
Ba	530	570	535	575	600	560	570	570	655	705	600	760	665	650	620	690	347	1012	1
La	10.9	10.0	10.2	10.8	12.5	10.2	11.5	11.0	12.0	16.1	11.8	12.5	18.0	15.0	15.6	14.6	8.5	83	0.5
Ce	22.0	21.5	22.0	22.0	24.5	22.5	22.0	22.5	23.0	33.0	24.5	25.0	35.0	28.0	31.5	30.0	16.5	150	1.5
Nd	12.1	11.5	12.0	12.1	13.7	11.5	12.8	11.2	12.7	17.0	13.5	13.8	19.0	16.0	16.0	15.0	11.5	67	0.6
Sm	2.85	2.55	2.75	2.75	2.80	2.55	2.60	2.70	2.60	3.00	2.90	2.55	3.80	3.25	3.35	3.00	2.9	12.25	0.6
Eu	0.80	0.77	0.76	0.79	0.82	0.73	0.82	0.77	0.74	0.91	0.79	0.76	1.03	0.96	0.91	0.91	0.92	3.65	0.15
Gd	2.55	2.45	2.40	2.40	2.70	2.20	2.60	2.50	2.30	2.90	2.10	2.15	3.05	2.85	2.60	3.00	2.9	9.5	1
Dy	1.90	1.90	1.95	1.95	1.95	1.70	1.85	2.00	1.55	1.20	1.40	1.45	2.15	2.10	1.95	1.90	2.5	6.35	0.3
Er	1.00	0.95	1.05	1.00	0.95	1.00	1.00	1.00	0.80	0.50	0.70	0.60	1.10	1.15	1.00	1.10	1.3	2.8	1
Yb	0.84	0.87	0.93	0.94	0.92	0.85	0.86	0.89	0.65	0.37	0.56	0.55	0.96	0.96	0.92	0.90	1.25	1.84	0.15
Th	2.30	2.30	2.20	2.35	2.40	2.20	2.25	2.40	2.70	2.50	2.00	1.95	3.40	3.50	3.40	3.10	1.1	10.6	0.3

Table 3
Major elements compositions from representative mineral phases from the IVC rocks

		<i>Clinopyroxene</i>																			
		North Iliniza						South Iliniza				Tishiguchi									
Sample Grain zone	SIL 16B	SIL 16B	SIL 16B	SIL 16B	SIL 16B	SIL 16B	SIL 16B	SIL 50	SIL 50	SIL 50	SIL 50	SIL 1a	SIL 1a	SIL 1a(e)	SIL 1a(e)	SIL 1a(e)	SIL 1a(e)	SIL 37	SIL 37		
	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-2	CPX-2	CPX-1	CPX-1	CPX-2	CPX-2	CPX-1	CPX-2	CPX-1	CPX-1	OPX-1	CPX-2	CPX-1	CPX-1		
	CORE	INT	INT	RIM	CORE	INT	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	RIM		CORE	RIM	CORE	INT	INT	INT	RIM	
SiO₂	52.18	49.90	51.05	49.20	51.34	50.59	49.49	51.95	51.27	51.29	50.96	51.41	50.76	49.84	51.07	54.35	51.76	51.35	51.26		
TiO₂	0.43	0.89	0.41	1.00	0.41	0.47	0.71	0.33	0.37	0.30	0.38	0.34	0.45	0.43	0.43	0.16	0.24	0.37	0.58		
Al₂O₃	3.52	3.85	3.34	4.14	4.47	4.16	4.65	3.24	2.05	2.60	2.24	2.34	2.92	4.30	3.30	2.69	2.45	3.49	5.03		
MnO	0.15	0.17	0.19	0.26	0.19	0.19	0.25	0.19	0.22	0.13	0.45	0.24	0.19	0.42	0.24	0.28	0.09	0.20	0.29		
MgO	16.72	14.73	17.10	14.25	15.93	16.43	14.19	16.22	16.68	16.74	16.18	15.22	16.07	13.83	16.35	30.60	17.03	16.16	14.59		
CaO	20.96	19.60	20.10	19.71	20.90	20.45	19.86	20.09	19.51	20.49	19.59	21.21	21.12	21.30	20.25	2.05	20.82	20.68	19.78		
Na₂O	0.36	0.36	0.34	0.31	0.38	0.34	0.31	0.40	0.19	0.42	0.29	0.41	0.33	0.59	0.40	0.10	0.38	0.00	0.77		
K₂O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06		
P₂O₅	0.10	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.08	0.03	0.01	0.02	0.05	0.05	0.04		
Cr₂O₃	0.21	0.20	0.42	0.00	0.14	0.11	0.00	0.34	0.10	0.31	0.06	0.05	0.17	0.02	0.12	0.71	0.23	0.12	0.00		
NiO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.04	0.00		
FeO	6.44	9.30	6.48	10.45	6.71	7.02	10.28	7.56	9.44	7.35	9.49	8.90	7.62	9.04	7.31	10.13	6.40	7.39	8.73		
Total	101.07	99.02	99.47	99.41	100.46	99.77	99.80	100.34	99.95	99.64	99.69	100.13	99.70	99.80	99.55	101.09	99.46	99.85	101.15		
En	42.30	41.30	47.10	40.10	43.50	45.30	39.70	44.50	46.30	46.30	45.10	42.30	44.60	38.60	45.20	79.90	47.00	44.50	39.90		
Fs	14.30	14.90	10.30	16.90	10.60	11.20	16.50	11.90	15.10	11.60	15.60	14.30	12.20	14.90	11.70	15.30	10.00	11.70	13.80		
Wo	40.90	35.80	37.50	36.40	36.70	37.20	35.80	36.60	38.40	39.40	38.40	40.90	40.60	39.20	37.70	2.20	39.80	37.70	33.60		
		<i>Orthopyroxene</i>																			
		North Iliniza				South Iliniza				Tishiguchi											
Sample Grain zone	SIL 16B	SIL 16B	SIL 50	SIL 50	SIL 50	SIL 50	SIL 50	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 1a	SIL 1a	SIL 1a	SIL 1a	SIL 37	SIL 37	SIL 37	SIL 37	SIL 37	SIL 37
	OPX-4	OPX-4	OPX-1	OPX-2	OPX-2	OPX-4	OPX-4	OPX-1	OPX-1	OPX-3	OPX-3	OPX-9	OPX-9	OPX-10	OPX-2	OPX-1	OPX-1	OPX-4	OPX-4	OPX-4	OPX-3
	CORE	RIM	RIM	INT	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	microlite	microlite	CORE	RIM	CORE	INT	RIM	microlite
SiO₂	52.95	53.75	54.01	53.43	55.10	54.29	51.74	51.82	53.54	55.04	53.04	53.98	53.07	53.87	55.05	53.22	53.28	54.05	54.31	53.83	53.51
TiO₂	0.09	0.27	0.17	0.17	0.25	0.05	0.34	0.07	0.11	0.02	0.11	0.17	0.13	0.33	0.25	0.08	0.20	0.10	0.12	0.20	0.20
Al₂O₃	0.84	0.94	2.49	2.76	3.04	2.67	3.35	1.28	1.36	2.48	1.24	2.71	1.28	2.89	3.74	1.78	2.35	1.87	2.44	3.11	3.00
MnO	0.70	0.66	0.35	0.20	0.22	0.20	0.07	0.72	0.70	0.14	0.70	0.20	0.54	0.61	0.55	0.17	0.30	0.26	0.19	0.20	0.18
MgO	22.33	23.16	28.84	29.11	26.17	29.78	25.07	22.74	25.04	31.44	24.31	29.93	25.69	21.65	20.07	34.38	29.13	29.36	31.41	30.47	28.56
CaO	0.96	1.18	1.39	1.42	1.62	1.51	1.92	0.46	0.86	1.15	0.73	1.35	1.06	1.96	3.36	1.36	1.36	1.63	1.52	1.69	1.79
Na₂O	0.00	0.05	0.02	0.05	0.12	0.04	0.01	0.04	0.03	0.06	0.00	0.13	0.08	0.38	0.80	0.10	0.03	0.06	0.00	0.07	0.05
K₂O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.39	0.39	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
P₂O₅	0.00	0.00	0.06	0.04	0.06	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.21	1.25	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00
Cr₂O₃	0.02	0.04	0.36	0.44	0.00	0.34	0.02	0.02	0.00	0.74	0.02	0.31	0.00	0.00	0.00	0.49	0.10	0.00	0.46	0.61	0.23
NiO	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.11	0.02	0.00	0.00	0.09	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.09	0.02	0.02	0.04	0.09	0.02
FeO	22.09	21.82	13.27	12.75	16.17	11.90	17.74	22.17	19.12	9.83	19.56	11.91	17.96	18.22	17.71	8.79	12.90	13.48	10.21	10.71	12.56
Total	100.00	101.84	101.00	100.40	102.78	100.91	100.31	99.32	100.77	101.00	99.76	100.71	99.86	100.52	103.18	100.47	99.69	100.84	100.72	101.02	100.11
En	62.00	63.00	76.20	77.30	68.60	78.30	68.20	63.70	68.00	81.80	66.90	78.80	70.20	58.80	52.90	90.10	77.90	77.80	82.20	79.80	76.00
Fs	35.50	34.40	20.20	19.30	24.10	17.90	27.20	36.00	30.20	14.50	31.30	17.90	28.40	28.70	27.00	13.20	19.80	20.40	15.30	16.00	19.00
Wo	1.20	1.70	1.00	1.10	0.10	1.10	1.60	0.60	1.00	0.20	0.60	1.30	1.80	1.40	3.80	2.10	1.70	2.90	1.60	1.30	1.20

Table 3 (continued)

Sample	Glass								Apatite			
	North Iliniza			Tishiguchi			Pilongo		Pilongo			
	SIL 16B	SIL 1a	SIL 1a	SIL 1a	SIL 25	SIL 25	SIL 25	SIL 25	SIL 25	SIL 25	SIL 25	
Grain zone	Glass-2 matrix	Glass matrix	Glass matrix	Glass matrix	Glass-1 matrix	Glass-2 matrix	Glass-4 matrix	Glass-5 matrix	APT-1 CORE	APT-1 RIM		
SiO ₂	75.15	77.71	77.78	76.29	81.91	82.17	81.79	82.32	0.08	0.09		
TiO ₂	0.36	0.62	0.54	0.37	0.07	0.05	0.12	0.11	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	13.93	11.14	11.14	11.91	10.95	11.20	11.30	10.53	0.00	0.00		
MnO	0.05	0.01	0.07	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.13	0.46		
MgO	0.02	0.07	0.03	0.05	0.13	0.08	0.07	0.05	0.18	0.38		
CaO	1.35	0.47	0.45	0.92	1.61	1.76	1.82	1.50	54.97	54.50		
Na ₂ O	3.89	2.04	2.16	2.92	4.35	4.50	4.39	4.30	0.06	0.06		
K ₂ O	3.50	4.22	3.88	3.48	0.51	0.47	0.50	0.52	0.01	0.01		
P ₂ O ₅	0.26	0.05	0.06	0.02	0.11	0.00	0.20	0.06	43.60	43.65		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.00	0.00	0.00		
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00		
FeO	0.97	1.30	1.23	1.06	0.19	0.09	0.19	0.38	0.18	1.10		
Total	99.46	97.63	97.35	97.03	99.83	100.43	100.48	99.78	99.20	100.25		

Sample	Amphibole									
	South Iliniza					Tishiguchi				
	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B
Grain zone	AMP-1 CORE	AMP-1 RIM	AMP-2 CORE	AMP-2 RIM	AMP-3 CORE	AMP-3 REACT.	AMP-3 RIM	AMP-4 CORE	AMP-4 RIM	AMP-1 CORE
	f-t-ts	f-mg-hbda	f-t-ts	f-mg-hbda	f-ts	f-ts-hbda	f-t-ts	ti-mg-has	f-mg-hbda	f-ts-hbda
SiO ₂	42.55	46.30	44.30	46.70	41.90	44.02	42.30	41.42	46.39	44.13
TiO ₂	2.65	1.17	2.39	1.49	2.14	2.05	2.56	2.60	1.35	2.05
Al ₂ O ₃	10.78	7.85	9.97	8.36	12.72	10.53	11.88	11.90	8.13	9.78
MnO	0.20	0.35	0.26	0.29	0.07	0.24	0.14	0.13	0.27	0.18
MgO	13.82	15.85	13.90	15.19	14.41	14.76	13.99	13.77	15.23	14.76
CaO	10.77	10.29	11.17	10.75	11.39	10.98	10.77	11.20	10.84	11.12
Na ₂ O	2.36	3.14	2.00	2.05	2.41	2.17	2.50	2.63	1.82	2.25
K ₂ O	0.30	0.20	0.31	0.26	0.29	0.24	0.33	0.34	0.24	0.30
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.01	0.10	0.06	0.06	0.02	0.02	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
NiO	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
FeO	13.64	12.73	13.78	13.32	12.18	12.68	13.11	12.97	13.66	13.08
Total	97.11	97.90	98.13	98.54	97.61	97.74	97.61	97.02	97.97	97.71

Sample	Amphibole									
	South Iliniza					Tishiguchi				
	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B
Grain zone	AMP-1 CORE	AMP-1 RIM	AMP-2 CORE	AMP-2 RIM	AMP-3 CORE	AMP-3 REACT.	AMP-3 RIM	AMP-4 CORE	AMP-4 RIM	AMP-1 CORE
	f-t-ts	f-mg-hbda	f-t-ts	f-mg-hbda	f-ts	f-ts-hbda	f-t-ts	ti-mg-has	f-mg-hbda	f-ts-hbda
SiO ₂	42.55	46.30	44.30	46.70	41.90	44.02	42.30	41.42	46.39	44.13
TiO ₂	2.65	1.17	2.39	1.49	2.14	2.05	2.56	2.60	1.35	2.05
Al ₂ O ₃	10.78	7.85	9.97	8.36	12.72	10.53	11.88	11.90	8.13	9.78
MnO	0.20	0.35	0.26	0.29	0.07	0.24	0.14	0.13	0.27	0.18
MgO	13.82	15.85	13.90	15.19	14.41	14.76	13.99	13.77	15.23	14.76
CaO	10.77	10.29	11.17	10.75	11.39	10.98	10.77	11.20	10.84	11.12
Na ₂ O	2.36	3.14	2.00	2.05	2.41	2.17	2.50	2.63	1.82	2.25
K ₂ O	0.30	0.20	0.31	0.26	0.29	0.24	0.33	0.34	0.24	0.30
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.01	0.10	0.06	0.06	0.02	0.02	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
NiO	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
FeO	13.64	12.73	13.78	13.32	12.18	12.68	13.11	12.97	13.66	13.08
Total	97.11	97.90	98.13	98.54	97.61	97.74	97.61	97.02	97.97	97.71

Sample	Amphibole									
	South Iliniza					Tishiguchi				
	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B	SIL 4B
Grain zone	AMP-1 CORE	AMP-1 RIM	AMP-2 CORE	AMP-2 RIM	AMP-3 CORE	AMP-3 REACT.	AMP-3 RIM	AMP-4 CORE	AMP-4 RIM	AMP-1 CORE
	f-t-ts	f-mg-hbda	f-t-ts	f-mg-hbda	f-ts	f-ts-hbda	f-t-ts	ti-mg-has	f-mg-hbda	f-ts-hbda
SiO ₂	42.55	46.30	44.30	46.70	41.90	44.02	42.30	41.42	46.39	44.13
TiO ₂	2.65	1.17	2.39	1.49	2.14	2.05	2.56	2.60	1.35	2.05
Al ₂ O ₃	10.78	7.85	9.97	8.36	12.72	10.53	11.88	11.90	8.13	9.78
MnO	0.20	0.35	0.26	0.29	0.07	0.24	0.14	0.13	0.27	0.18
MgO	13.82	15.85	13.90	15.19	14.41	14.76	13.99	13.77	15.23	14.76
CaO	10.77	10.29	11.17	10.75	11.39	10.98	10.77	11.20	10.84	11.12
Na ₂ O	2.36	3.14	2.00	2.05	2.41	2.17	2.50	2.63	1.82	2.25
K ₂ O	0.30	0.20	0.31	0.26	0.29	0.24	0.33	0.34	0.24	0.30
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.01	0.10	0.06	0.06	0.02	0.02	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
NiO	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00
FeO	13.64	12.73	13.78	13.32	12.18	12.68	13.11	12.97	13.66	13.08
Total	97.11	97.90	98.13	98.54	97.61	97.74	97.61	97.02	97.97	97.71

Table 3 (continued)

<i>Amphibole</i>														
Sample	Tishiguchi				Pilongo								<i>f-t-ts</i> <i>f-mg-hbda</i>	ferri-titanian-tschermakite ferri-magnesio-hornblende
	SIL 37 AMP-1 RIM	SIL 37 AMP-2 CORE	SIL 37 AMP-2 INT	SIL 37 AMP-2 RIM	SIL 25 AMP-1 CORE	SIL 25 AMP-1 REACTION	SIL 25 AMP-3 RIM	SIL 25 AMP-3 CORE	SIL 25 AMP-4 RIM	SIL 25 AMP-4 CORE	SIL 25 AMP-4 RIM			
Grain zone	act-hbda	f-ts	f-ts	f-ts	mg-has	f-ts	f-ts	f-ts	f-ts	f-ts	f-ts	<i>f-ts</i> <i>f-ts-hbda</i>	ferri-tschermakite ferri-tschermakitic hornblende	
SiO ₂	51.56	42.31	42.32	42.28	41.50	41.43	42.57	40.83	41.74	42.28				
TiO ₂	1.16	1.87	1.83	1.79	1.98	1.22	1.75	1.33	0.90	1.07		<i>ti-mg-has</i> <i>mg-hbda</i>	titanian-magnesio-hastingsite magnesio-hornblende	
Al ₂ O ₃	6.23	12.95	13.06	13.02	13.19	13.06	13.39	13.60	13.18	13.10				
MnO	0.36	0.15	0.12	0.14	0.09	0.22	0.15	0.24	0.35	0.35				
MgO	15.59	15.34	14.96	15.10	12.48	11.65	13.00	10.95	11.33	11.42		<i>act-hbda</i> <i>mg-has</i>	actinolitic hornblende magnesio-hastingsite	
CaO	13.72	11.05	11.19	10.78	10.76	10.02	10.34	10.24	9.81	10.12				
Na ₂ O	1.42	2.51	2.45	2.62	3.01	2.06	2.30	2.43	2.95	2.38				
K ₂ O	0.12	0.59	0.56	0.53	0.36	0.44	0.34	0.37	0.27	0.34				
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.02	0.00	0.08	0.01	0.12	0.00	0.00	0.03				
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.03	0.05	0.08	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00				
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02				
FeO	9.49	11.46	11.12	11.45	15.02	16.67	13.54	16.57	16.83	16.78				
Total	99.68	98.29	97.65	97.78	98.56	96.81	97.53	96.56	97.36	97.89				

<i>Oxides</i>								
Sample	North Iliniza			Tishiguchi	Pilongo			
	SIL 16B ILM-1 INT	SIL 16B Ti-MAG-1 INT	SIL 16B Ti-MAG-1 INT	SIL 1a Ti-MAG	SIL 25 Ti-MAG-1 CORE	SIL 25 Ti-MAG-2 INT	SIL 25 ILM-1 INT	
SiO ₂	0.01	0.05	0.05	0.85		0.09	0.02	0.41
TiO ₂	33.15	9.01	8.44	12.56		3.65	12.27	50.35
Al ₂ O ₃	0.26	1.23	2.37	1.78		3.80	2.48	0.05
MnO	0.09	0.24	0.21	0.33		0.42	0.62	1.13
MgO	1.47	0.75	1.56	0.95		0.64	0.76	1.90
CaO	0.01	0.03	0.01	1.21		0.00	0.01	0.06
Na ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.03		0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.10		0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.00	0.94		0.00	0.05	0.00
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.17	0.01		0.08	0.03	0.00
NiO	0.03	0.02	0.00	0.05		0.00	0.02	0.03
FeO	60.61	83.03	81.55	74.45		84.94	79.45	45.72
Total	95.73	94.47	94.36	93.25		93.62	95.72	99.66

f-t-ts ferri-titanian-tschermakite; *f-mg-hbda* ferri-magnesio-hornblende; *f-ts* ferri-tschermakite; *f-ts-hbda* ferri-tschermakitic hornblende; *ti-mg-has* titanian-magnesio-hastingsite; *mg-hbda* magnesio-hornblende; *act-hbda* actinolitic hornblende; *mg-has* magnesio-hastingsite.

processes (i.e. crustal) are modelled first, then, in a second stage, deep processes are considered. Mineralogical and geochemical evidence, such as the zoned phenocrysts, the well-correlated trends between incompatible elements, and the strong decrease in compatible elements with differentiation (Fig. 3), indicates that fractional crystallization played an important role in magma evolution. Accordingly, this process has been tentatively quantified: the tested model explores the possibility to generate the more evolved magmas from the less differentiated ones by a simple fractional crystallization process. In Harker diagrams (Fig. 3) major elements define a differentiation trend, but they also slightly scatter around it. Accordingly, the best trend fitting data has been calculated. Major element modelling tries to reproduce this trend that has been theoretically defined with parent and daughter magmas with 60 and 68 SiO₂ % respectively. Then, composition of the cumulative assemblage is calculated using a simple mass-balance algorithm (Stormer and Nicholls, 1978). Trace element variations have been modelled using the classical Rayleigh (1896) equation and the composition of samples ILI 50 and ILI 29A (Table 2) as parent and daughter magmas respectively. Major element compositions for the fractioning minerals are an average of those obtained using the electron microprobe (Table 5). Partition coefficients are those calculated from phenocryst/liquid pairs (Table 4); Kd for magnetite, apatite and zircon were taken from Martin

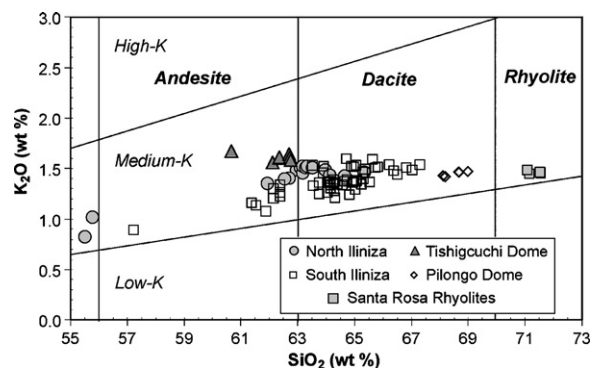


Fig. 2. K₂O vs. SiO₂ classification diagram for orogenic magmas (Peccerillo and Taylor, 1976) for the Iliniza Volcanic Complex series. Data are recalculated to 100% on an anhydrous basis.

(1987) compilation. Results of calculation are shown in Table 5 for major element and as multi-element primitive mantle normalized diagram for trace elements (Fig. 5). The observed trend for South Iliniza products could result from about 37% of fractional crystallization of a cumulate made up of 58% amphibole, 38% plagioclase, 2.2% clinopyroxene, 1% magnetite, 0.1% apatite and 0.05% zircon. It is important to note that the computed modal composition of the cumulate is very similar to that of the crustal xenoliths found in Colombia (Weber et al., 2002). When this modal composition is introduced in trace element modelling (Fig. 5) calculated liquid composition perfectly fits sample ILI 29A

Table 4

Distribution coefficients calculated from laser ablation and data for clinopyroxene, amphibole and plagioclase (cursive)

Distribution coefficients						
Element	Clinopyroxene	Amphibole	Plagioclase	Magnetite	Apatite	Zircon
La	0.062	0.252	0.458	0.22	25	2
Ce	0.136	0.58	0.311	0.26	35	2.64
Nd	0.295	1.259	0.13	0.3	58	2.2
Sm	0.478	2.073	0.048	0.35	64	3.14
Eu	0.516	2.002	0.725	0.26	30	3.14
Gd	0.529	2.488	0.066	0.28	64	12
Dy	0.746	2.877	0.016	0.28	58	101.5
Er	0.715	2.294	0.017	0.22	40	135
Yb	0.646	2.291	0.014	0.18	22	527
Rb	0.009	0.026	0.014	0.18	16	345
Ba	0.012	0.133	0.425	0.00001	2	0.00001
Nb	0.021	0.854	0.009	0.00001	0.00001	140
Sr	0.062	0.414	2.303	0.00001	0.00001	0.00001
Zr	0.112	0.345	0.001	0.00001	0.01	3800
Y	0.673	2.312	0.012	0.00001	0.00001	140
V	1.1	6	0.01	8.6	0.00001	0.00001
Cr	8.4	8.4	0.01	8	0.00001	0.00001
Co	2.2	6.5	0.03	0.00001	0.00001	25
Ni	4.8	12	0.1	9.5	0.2	0.00001

Apatite, Magnetite and Zircon distribution coefficients from Martin (1987) used in the fractional crystallization model are also shown.

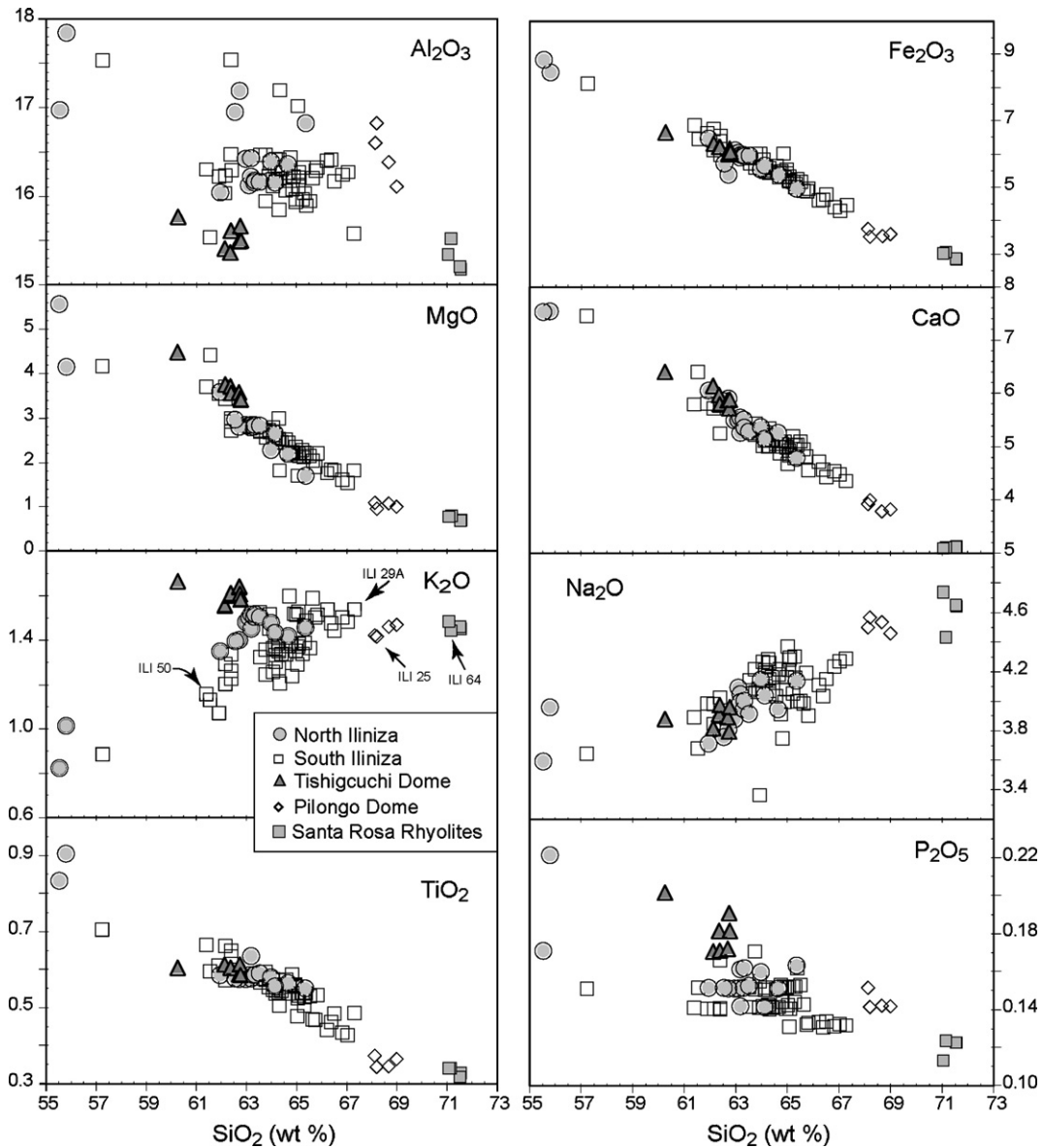


Fig. 3. Harker's diagrams for the Iliniza Volcanic Complex rocks. Oxides values are recalculated to 100% on an anhydrous basis.

composition. As both major and trace element modeling converge towards a single coherent solution, it will be considered that fractional crystallization of an assemblage of amphibole, plagioclase and subordinate mineral phases in a crustal reservoir is a mechanism that realistically accounts for the last stages of the South Iliniza magma genesis.

These calculations allow to explain the differentiation trend by fractional crystallization, but of course the problem of the parental magma genesis remains. As the Ecuadorian volcanic arc is obviously related to subduction, and taking into account the geochemical char-

acteristics of the South Iliniza rocks (calc-alkaline with little adakitic imprint), four possible petrogenetic mechanisms can be envisaged:

(1) Melting of a mantle wedge peridotite, previously metasomatized by hydrous fluids liberated by subducted slab dehydration. Nevertheless this option is not developed due to the relatively high SiO_2 content of the parental magma ($>60\%$ SiO_2) and its corresponding low Mg# (<52), which could not be in equilibrium with mantle wedge olivine;

(2) Melting of the subducted oceanic crust, either oceanic crust of the Nazca plate or the Carnegie Ridge.

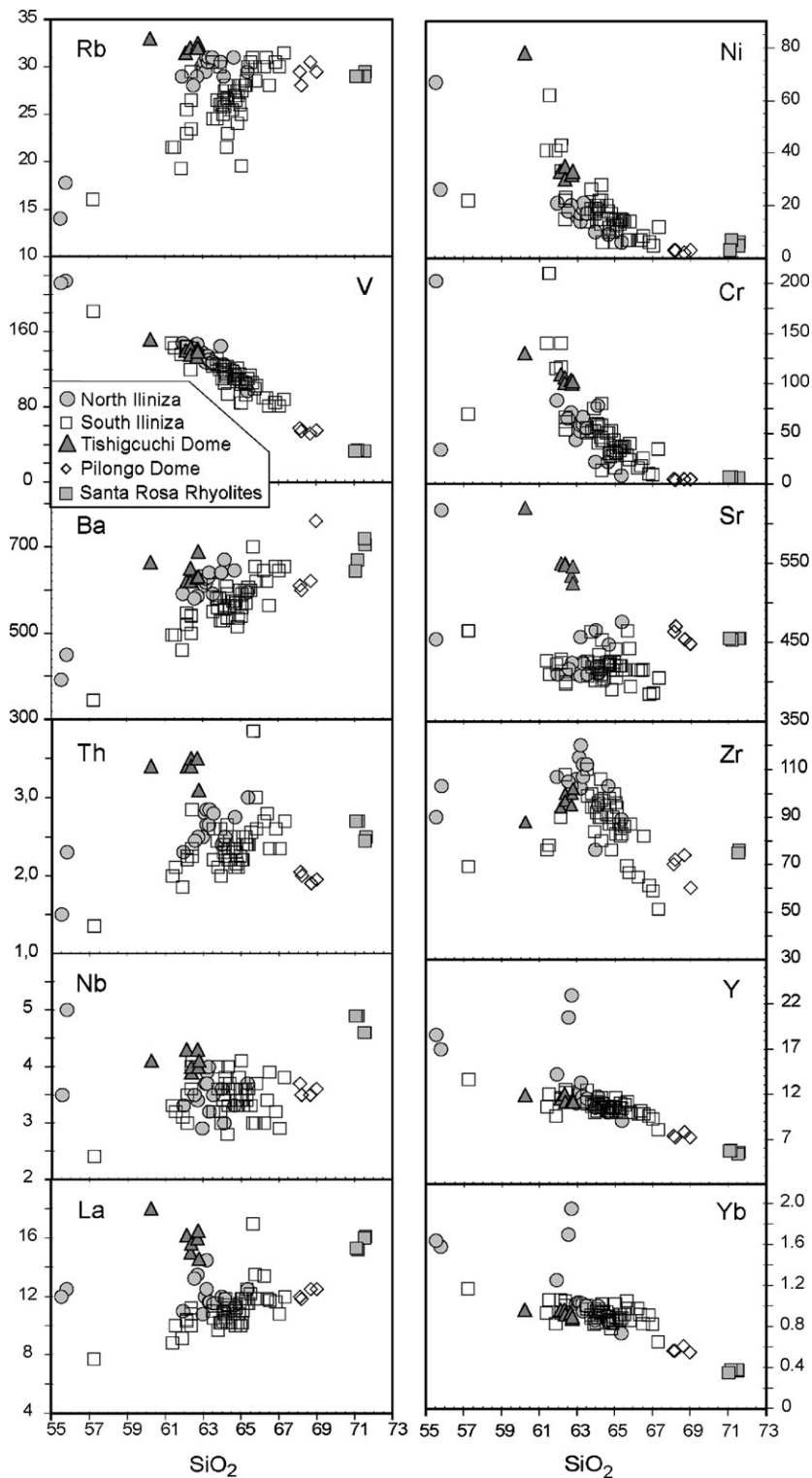


Fig. 4. Plots of selected trace elements concentrations (ppm) against SiO₂ (wt.%).

Table 5
Theoretical composition of the parental and daughter magmas for the Iliniza series

	Parental magma	Daughter magma	cpx	opx	pl1	pl2	am	Ti-mt	apt	Cumulate	Final liquid
SiO ₂	60.00	68.00	50.82	51.81	57.55	53.81	42.14	0.102	0.09	46.18	68.12
TiO ₂	0.65	0.49	0.49	0.14	0.02	0.02	1.44	18.50	–	0.95	0.47
Al ₂ O ₃	17.06	15.69	3.42	2.38	26.69	28.29	13.57	1.67	–	19.16	15.83
Fe ₂ O ₃	7.15	4.32	8.74	14.28	0.27	0.54	17.77	78.47	1.22	11.78	4.43
MgO	3.54	1.17	16.07	30.06	0.02	0.03	1.95	1.14	0.38	7.47	1.23
CaO	6.60	4.11	20.11	1.29	8.58	11.18	10.31	0.02	54.30	10.65	4.22
Na ₂ O	3.90	4.60	0.34	0.04	6.55	5.20	2.48	0.01	0.05	3.47	4.15
K ₂ O	1.09	1.67	0.01	–	0.032	0.33	0.34	0.003	0.01	0.33	1.54
% cumulate			2.2	–	–	38.26	58.32	1.08	0.09		
(1–F)%											37
r ²											0.11

Mineral compositions and results for the mass balance calculations. cpx=clinopyroxene, opx=orthopyroxene, pl1=andesine plagioclase, pl2=labradorite plagioclase, am=tschermakite, Ti-mt=titano-magnetite, apt=apatite, (1–F)=crystallization rate. Final liquids calculated composition is shown for comparison with the daughter magma.

Several different basaltic compositions are thus considered as potential sources: two N-MORB compositions (Hofmann, 1988; Sun and Mcdonough, 1989) for the Nazca crust, and an E-MORB composition (Sun and Mcdonough, 1989) or a basaltic composition from Galapagos hotspot (Verma and Schilling, 1982) for the Carnegie Ridge (Table 2);

(3) Melting of underplated basalts. For this source, a basaltic composition (EAC) from accreted terranes of Western Ecuador (Arculus et al., 1999) is considered.

(4) Crustal contamination or AFC processes might also be envisaged for the genesis of these magmas. Nevertheless ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd isotopic compositions for the whole volcanic arc show that crustal contamination or crust assimilation did not play a significant role in the genesis of the Ecuadorian magmas

(Bourdon et al., 2002b; Samaniego et al., 2005). These authors agree that crustal contamination might reach a maximum value of 10% in volume for the Eastern Cordillera volcanoes and that it is almost negligible for the volcanoes of the volcanic front. For this reason this hypothesis will not be further considered in this study.

In order to test items 2 and 3, modelling will proceed in two steps, first mass balance calculation based on major element behaviour, and subsequently trace element modelling based on the residue composition and degree of melting calculated with major elements. Compositions of sources and of residual mineral phases are respectively given in Tables 6 and 7. Calculations performed on basalts from the slab and the accreted eclogite give a reasonable but not excellent fit between the data and model ($r^2 < 1$) (Table 8). In all cases the degree of melting is of about 36%. It must be noted that the melting residue is always eclogitic in composition, which is perfectly consistent with P–T conditions at the estimated slab depth (100–120 km; Guillier et al., 2001) and with the continental crust thickness (~50 km; Prévot et al., 1996).

However, when applied to trace element the computed models for melting of slab basalts or accreted eclogite give discordant results, especially when the degree of melting (F) is considered; calculated F is always greater than 50% and even reaches 70% for the AEC sample, which is obviously unrealistic. In addition these calculations not only disagree with results obtained using major element data, but also they are obviously unrealistic when compared to F values obtained during basalt melting experiments (Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995; Zamora, 2000). Consequently, it appears that no one of these potential

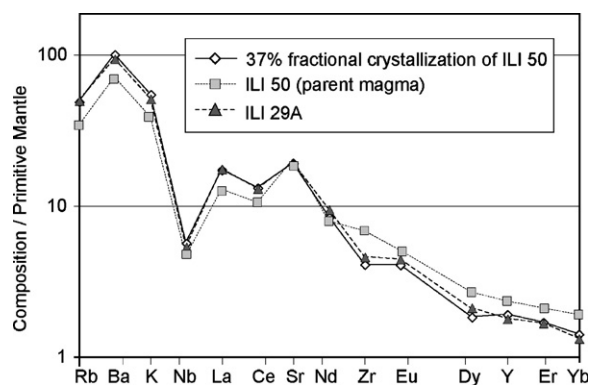


Fig. 5. Theoretical spidergram obtained by 37% of fractional crystallization from a magma with ILI 50 composition to obtain the most evolved lava of Iliniza Series (ILI 29A). Normalization to the primitive mantle of Sun and Mcdonough (1989).

processes can satisfactorily account for the genesis of the less differentiated South Iliniza magmas.

Nevertheless, as many minerals show complex, reversed or oscillatory zoning, and as some samples clearly present two different kinds of matrix, an origin by magma mixing for the more basic magmas has been tested. Taking into account the already mentioned adakitic imprint in South Iliniza products, a model of mixing, similar to the one proposed by Kilian et al. (1995) for Chimborazo products, has been tested. This model consists in a mixing between calc-alkaline and pristine adakitic magmas of the Quaternary Ecuadorian arc. In our case the magmas with a clear calc-alkaline affinity are those from the North Iliniza edifice and those from the neighbouring Pasochoa volcano (located 40 km NE of the IVC, in the Inter-Andean Valley). The selected sample to test our hypothesis is the high Mg-andesite PAS 5 (55.4% SiO₂, 6.2% MgO; Table 2), which is the most primitive lava found in the northern Ecuadorian volcanic arc. The chosen pristine adakitic composition is a rhyodacite from Pilongo Dome (ILI 25), whose origin by slab melting will be discussed below.

Mixing calculation (Fig. 6) (Fourcade and Allègre, 1981) results in a very good adjustment between theoretical and real magmas (correlation coefficient of $R^2=0.9892$) for the mixing between 36% of pristine adakitic and 64% of calc-alkaline magmas. Consequently, a possible way to account for South Iliniza parental magma composition could be mixing between melts from the mantle wedge and the subducted slab. These magmas were generated more or less contemporaneously and probably mixed in a mantle conduit during their transfer to the crust, at the base of the arc crust or in a crustal magma chamber, before eruption. The proposed mixing process is in good agreement with the mixing evidences observed in the South Iliniza rocks, such as reverse and oscillatory zoning and the coexistence of two kinds of matrix in the same sample.

7.3. Santa Rosa Rhyolites (South Iliniza)

Rhyolitic products belonging to the Santa Rosa pumice and ash flow, follow for major elements, the general differentiation trend shown by the South Iliniza. However, when a fractional crystallization is modelled the calculated degree of crystallization is extremely high and consequently appears as highly unrealistic even when computation implies a hypothetical more felsic parental magma. This can be seen in the K₂O vs. SiO₂ Harker diagram (Fig. 3), and is also confirmed by a Th/La vs. Rb diagram (Fig. 7), where the South Iliniza rocks

show a subhorizontal trend while the rhyolites (together with Pilongo dacites) lie out of it. If the rhyolites were product of higher degrees of fractional crystallization of the same source, they should be placed in the continuity of the subhorizontal trend defined by the South Iliniza rocks.

In addition, these rocks are very similar in composition to Quimsacocha's rhyolitic adakites (Beate et al., 2001). Their high Sr/Y (78.1–78.3) and La/Yb (40.0–43.5) ratios, due to their important depletions in HREE (Yb=0.35–0.38 ppm) and Y (5.4–5.8 ppm), are obvious evidences of their high SiO₂ adakitic affinity

Table 6
Source compositions considered for the modelling of partial melting processes

Reference	Oceanic basalts				Accreted crust
	N-MORB (1)	N-MORBs (2)	E-MORBs (3)	GSC (4)	EAC (5)
SiO ₂	50.2	50.2	50.2	50.4	49.8
TiO ₂	1.6	1.2	1.2	1.7	1.5
Al ₂ O ₃	15.2	15.2	15.2	14.8	15.1
Fe ₂ O ₃	11.5	11.5	11.5	11.3	12.5
MnO					0.2
MgO	7.5	7.5	7.5	7.2	7.6
CaO	11.3	11.3	11.3	11.6	10.7
Na ₂ O	2.7	2.7	2.7	2.6	2.3
K ₂ O		0.1	0.2	0.2	0.1
P ₂ O ₅		0.1	0.1	0.2	0.2
Sc	41.4			42.1	75
V				330.9	602.2
Cr				191.8	172.6
Co	47.1			40.9	
Ni	149.5				58.7
Rb	1.3	0.6	5	4.2	0.6
Sr	113.2	90	155	117.5	88
Y	35.8	28	22		35.8
Zr	104.2	74	73		90.6
Nb		2.3	8.3		8.5
K		668.4	1670.4	1930.7	666.7
Ba	13.9	6.3	57	46.4	90.6
La	3.9	2.5	6.3	5.7	6.4
Ce	12	7.5	15	15.5	15.5
Nd	11.2	7.3	9	12.6	10.8
Sm	3.8	2.6	2.6	4.2	3.4
Eu	1.3	1	0.9	1.4	1.1
Gd	5.1	3.7	3		3.9
Dy	6.3	4.6	3.6		5.4
Er	4.1	3	2.3		3.4
Yb	3.9	3.1	2.4	3.9	3.5
Th	0.2	0.1	0.6		0.5

(1) N-MORB (Hofmann, 1988); (2) and (3) N-MORB and E-MORB (Sun and McDonough, 1989), major elements taken from Hofmann (1988); (4) basalt from the Galápagos Spreading Center (GSC, Verma and Schilling, 1982); (5) eclogitized basalt (Arculus et al., 1999).

Table 7
Residual mineral phases compositions

Reference	Mantle wedge partial melting					Basalt partial melting			
	Mantle xenoliths					Rapp et al., 1999			
	Kepezhinskas et al., 1995					Experimental data			
	ol	cpx	opx	grt 1	grt 2	hbl	cpx	grt	rt
SiO ₂	40.28	50.64	54.29	37.95	41.48	43.88	48.33	39.34	0.00
TiO ₂	0.00	0.27	0.05	1.16	0.51	1.53	1.17	0.87	99.40
Al ₂ O ₃	0.05	6.40	1.88	21.32	21.37	12.69	10.04	21.84	0.00
Fe ₂ O ₃	11.67	5.41	6.82	26.99	18.02	17.59	11.01	22.06	0.56
MnO	0.13	0.06	0.10	0.97	0.36	0.35	0.00	0.45	0.00
MgO	48.68	17.40	35.89	3.05	17.03	11.35	9.98	9.23	0.00
CaO	0.34	19.49	1.46	11.22	2.50	11.82	18.14	8.43	0.10
Na ₂ O	0.02	0.72	0.17	0.03	0.51	1.85	1.94	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.14	0.01	0.01	0.01	0.71	0.00	0.00	0.00

ol=olivine; cpx=clinopyroxene; opx=orthopyroxene; grt=garnet; hbl=hornblende; rt= rutile.

(Defant and Drummond, 1990; Martin et al., 2005). Of course in such differentiated samples the role of accessory phases controlling the REE distribution should be taken into account and one could consider that the so called adakitic character is acquired due to fractional crystallization of accessory phases such as apatite or zircon. However, the HREE depletion is not only observed in the more felsic samples but in the less differentiated ones as well, thus demonstrating that this adakitic character is primitive and does not result of

accessory phase crystallization. Again, for this kind of rocks, two petrogenetic models have been considered: (1) partial melting of the subducting oceanic crust (Defant and Drummond, 1990; Maury et al., 1996, Martin et al., 2005); and (2) partial melting of underplated mafic material (Kilian et al., 1995; Petford and Atherton, 1996; Arculus et al., 1999). In order to test these two hypotheses, the same modelling procedure as for the South Iliniza is followed. Major element mass balance between the basaltic compositions, residual

Table 8
Results for the mass balance calculations for the partial melting of the different considered sources in order to produce South Iliniza, Pilongo and Tishigcuchi parent magmas

	Source	Parent magma	ol %	opx %	cpx %	grt %	rt %	amp %	r ²	F
Mantle Sources	KLB-1	ILI 50	76.74	9.49	13.77				2.13	10.20
	KLB-1	ILI 50	60.40	20.18	13.89	5.53			2.03	2.30
	MP	ILI 50	67.38	21.22	11.40				2.73	12.10
	MP	ILI 50	46.45	34.30	11.82	7.43			2.54	1.30
Ocean basaltic sources	N-MORB	ILI 50			62.48	36.37	1.16		0.81	36.00
	N-MORBs	ILI 50			62.73	36.68	0.59		0.76	36.00
	E-MORBs	ILI 50			62.66	36.73	0.61		0.72	36.00
	GSC	ILI 50			66.41	32.24	1.34		0.49	36.00
	N-MORB	ILI 64			61.38	37.48	1.14		0.87	24.72
	N-MORBs	ILI 64			61.65	37.72	0.63		0.84	24.75
	E-MORBs	ILI 64			61.60	37.75	0.65		0.82	24.69
	E-MORBs	ILI 64			61.27	37.47	0.65	0.62	0.82	24.70
	GSC	ILI 64			64.81	33.93	1.25		0.42	24.93
	N-MORB	ILI 25			59.57	39.26	1.17		1.23	25.94
	N-MORBs	ILI 25			59.84	39.50	0.66		1.19	25.96
	E-MORBs	ILI 25			59.80	39.52	0.68		1.17	25.01
	GSC	ILI 25			63.02	35.69	1.29		0.67	26.18
	Accreted crust	EAC	ILI 50			56.31	42.77	0.92		0.26
EAC		ILI 64			56.19	42.92	0.89		0.57	24.09
EAC		ILI 64			45.34	33.95	0.77	19.94	0.21	24.53
EAC		ILI 25			54.26	44.81	0.93		0.44	25.40
EAC		ILI 25			47.38	39.12	0.85	12.64	0.29	25.64
Metasomatized source	MDM15	ILI 1A	73.3	15.6	5.9	5.2			0.48	25.51

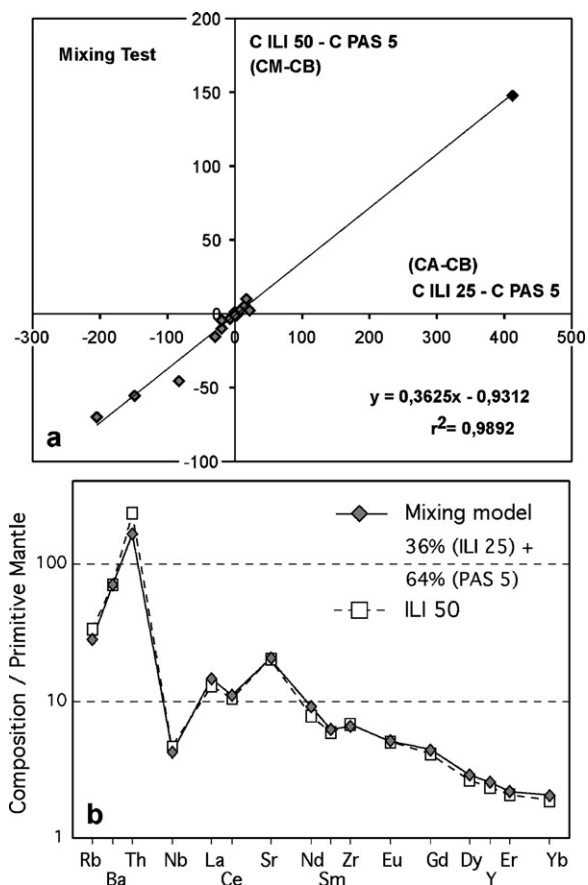


Fig. 6. (a) Mixing test to model the Iliniza Series parent magma (ILI 50). This test is based in the simple mixing equation: $CM = X CA + (1 - X) CB$. From this $X CA = (CM - CB) / (CA - CB)$. Where: CM is the mixing resulting composition; CA and CB are respectively the acid and basic poles of the mixing; and X CA is the acid pole proportion in the mixing. In the graphic representation X CA is given by the mixing line slope. The validity of the test is done by the correlation coefficient (r^2). (b) Theoretical spidergram obtained by a model of magma mixing of 36% Pilongo Dome adakitic composition (ILI 25) plus 64% calc-alkaline Paschoa Volcano (PAS 5) composition. Normalization to the primitive mantle of Sun and Mcdonough (1989).

mineral phases (Sen and Dunn, 1994; Table 7) and the rhyolitic sample ILI 64 (Table 2) predicts a degree of partial melting of about 24%, with a melting residue with an amphibole-bearing eclogite composition (Table 8). Trace element modelling was made using a batch melting process. In the La/Yb vs. La and La/Yb vs. Yb diagrams (Fig. 8) it can be seen that the rhyolites compositions may be reproduced by 8–10% partial melting of the N-MORB (Sun and Mcdonough, 1989) source, leaving an eclogitic residue. The other basaltic sources require a higher degree of melting (>35%), which lies out of the generally accepted values (Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995). Such 8–10% of melting degree obtained with a N-

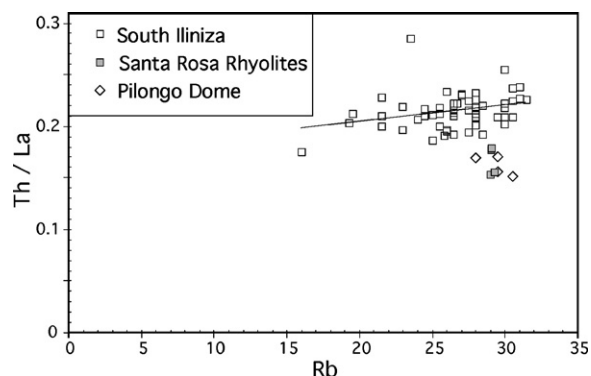


Fig. 7. Th/La vs. Rb diagram showing an almost horizontal linear trend for South Iliniza rocks. The Iliniza rhyolites as well as Pilongo rhyodacites lie out of this trend, indicating that a fractional crystallization process does not relate all these rocks.

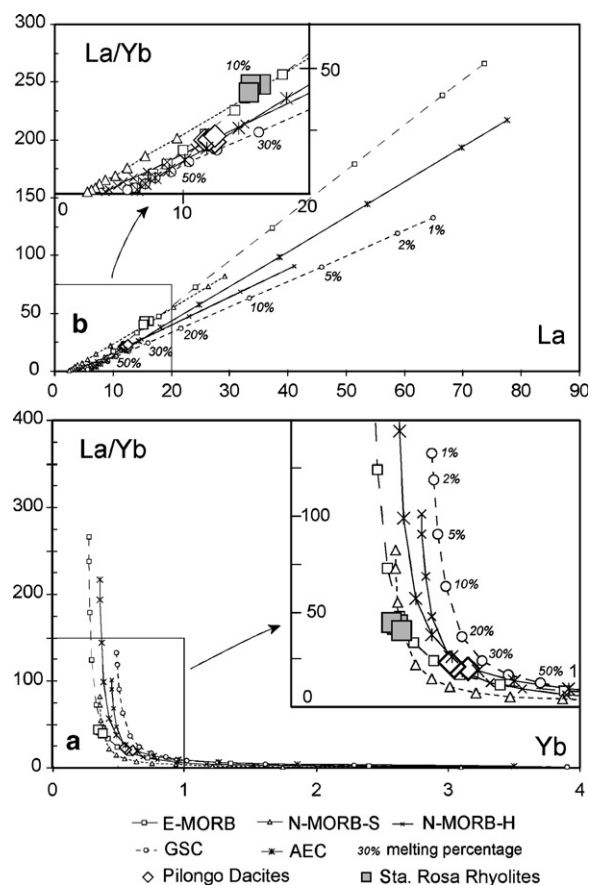


Fig. 8. Evolution of La/Yb vs. Yb (a) and La (b) obtained by a model of fractional melting of five different basaltic sources, leaving an eclogitic melting residue. N-MORB-H: 59.8% cpx+39.5% grt+0.7% rt (Hofmann, 1988); N-MORB-S: 59.8% cpx+39.5% grt+0.7% grt and E-MORB: 59.8% cpx+39.5% grt+0.7% rt (Sun and Mcdonough, 1989); GSC: 63% cpx+35.7% grt+1.3% rt (Verma and Schilling, 1982), and AEC: 54.3% cpx+44.8% grt+0.9% rt (Arculus et al., 1999). Ticks on the curves are percentages of partial melting.

MORB source is lower than the one obtained by the major elements mass balance calculation (24%). Nevertheless, this disagreement can be explained by a limited interaction between the upgoing slab melts and the mantle wedge. This process is able to change the major element compositions but it does not affect the trace elements contents, except for Ni and Cr and all other elements abundant in peridotites, which are enriched in the melt by interaction with the mantle peridotite (Rapp et al., 1999). Trace element composition of rhyolites is compared with the contents obtained by 10% and 24% batch partial melting of a N-MORB source, leaving an eclogitic residue (61.65% clinopyroxene+37.72% garnet+0.63% rutile) (Fig. 9). For HREE contents, the two models are able to reproduce the rhyolite composition, while for La, Ce and Sr the first model (10% batch melting) obviously shows a better fit. However, both models do not show a very good fit for LILE contents. This enrichment in Rb, Ba and K of the High SiO₂ adakitic rhyolites could either reflect variable extents of sea floor hydrothermal alteration of the basaltic crust (Rapp et al., 1999) or enrichment by hydrous fluids that must accompany slab melting (Grove et al., 2002).

7.4. Pilongo dome

As discussed before, this dome presents a very homogeneous composition, with a SiO₂ content of about 69% (samples ILI 25, 55A, 55B and 55C; Table 1). It can be considered as formed by a single, batch of highly evolved rhyodacitic magma arriving to the surface. In order to understand the genesis of this magma, a fractional crystallization process has been considered, taking into account the same parental magma as for the South Iliniza (ILI 50). However, as for the Iliniza adakitic rhyolites, the degrees of fractionation required to

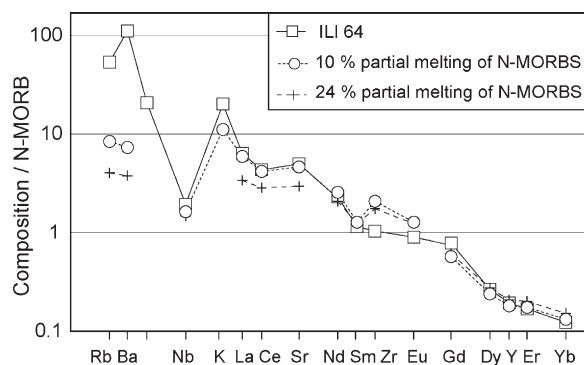


Fig. 9. N-MORB normalized spidergrams for 10% and 24% partial melting of a basaltic source (N-MORB after Sun and McDonough, 1989) compared to ILI 64 Iliniza rhyolite composition.

produce the Pilongo magmas are excessively high ($1 - F > 50\%$). In addition, in the diagram Th/La vs. Rb (Fig. 7), as for Iliniza rhyolites, Pilongo dome plots out of the sub horizontal trend defined by the Iliniza rocks, which precludes Pilongo magmas derivation by fractional crystallization from Iliniza magmas. Indeed, taking into account their marked high SiO₂ adakitic geochemical signature (Na₂O: 4.4–4.5 wt.%, Sr > 450 ppm, La/Yb: 20.49–22.73 and Sr/Y: 58.2–62.2), melting of slab or underplated basalts appears as a realistic process. Consequently, as for Iliniza rhyolites, the same five basaltic source compositions were used to test this hypothesis (Table 8). The compositions of the residual mineral phases are taken from melting experiments of Sen and Dunn (1994) (Table 6). Based on this data set, Pilongo magmas could be generated by 26% partial melting of any of the considered basalts, leaving an eclogitic residue (Table 8). However, as shown in Fig. 8, the same model applied to trace elements (via batch melting) provides a good fit between calculation and analytical data, only when the source has a N-MORB composition (Hofmann, 1988). In this case the degree of melting obtained (20–30%) by major elements mass balance is in good agreement with that calculated with trace elements. This model implies that Pilongo magma did not undergo any significant kind of interaction with the mantle wedge during its transport towards the surface. There too, Rb, Ba and K contents appear higher in Pilongo rhyodacites than in calculated composition, a feature that has already been discussed for Iliniza Rhyolites. Consequently, it seems that Pilongo dome magmas were produced by partial melting (26%) of a N-MORB source (Hofmann, 1988). The absence of interaction with the mantle peridotite is quite surprising, but if the mantle wedge has already suffered an intense metasomatism by adakitic liquids before the ascension of Pilongo magmas, further interactions may have been prevented (Prouteau et al., 2001). Nevertheless, at this stage, given the absence of interactions, the partial melting of underplated basalts at the base of the crust can also be considered as a plausible model.

7.5. Tishigcuchi dome

Tishigcuchi lavas are homogeneous acid andesites (Table 2; Figs. 3 and 4). The homogeneity of these lavas led us to conclude that no important fractional crystallization processes participated into their evolution. When compared to North and South Iliniza, they are significantly enriched in MgO, K₂O, Rb, Ba, Th, Sr, Nb, La, Cr and Ni. Some of their characteristics such as low Y and Yb contents and high Sr contents point to an adakitic lineage. However, their low-SiO₂ content (59.8–62.3%), and

medium-K₂O (1.6%) as well as their high-LILE and transition element contents make them different from typical adakites. In fact, these characteristics are comparable (with a lesser enrichment in incompatible elements) to those of the high-K andesites found in Chimborazo volcano, located in the south of the Western Cordillera of Ecuador (Kilian et al., 1995), and to those of the Low Silica Adakites (LSA) of Martin et al. (2005), previously called high Mg#-andesites (Rapp et al., 1999). For Kilian et al. (1995), these characteristics are related to partial melting of an underplated basaltic crust. However, for Rapp et al. (1999) and Martin et al. (2005), some geochemical features of the LSA, as the low-Si and high-Mg, Cr, Ni contents, are typical of mantle peridotite melting whereas low-Y and Yb, and high-Sr contents testify that an adakitic component played a role in the genesis of these magmas. According to these two hypotheses, two models can be proposed:

(1) The first one considers the same parameters as for the Iliniza rhyolites and Pilongo rhyodacites with a basaltic accreted crust (EAC) as the source. As no mass balance equilibrium between the basaltic accreted crust and the Tishiguchi compositions have been obtained, such hypothesis is discarded;

(2) The second model agrees with Rapp et al. (1999) and Martin et al. (2005) hypothesis and considers melting of a mantle peridotite previously metasomatized by slab melts.

The model for the genesis of Tishiguchi magmas that best fit data considers the melting ($F=10\text{--}13\%$) of a

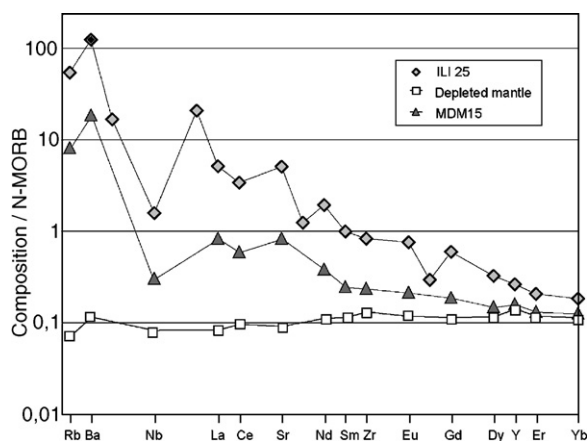


Fig. 10. Trace elements patterns for the adakitic-like lavas from Pilongo Dome (ILI 25), a depleted mantle composition (Hofmann, 1988) and the metasomatized source produced by the mixing of these two compositions (MDM15) in 15% and 85% respective proportions. Normalization to N-MORB Sun and McDonough (1989).

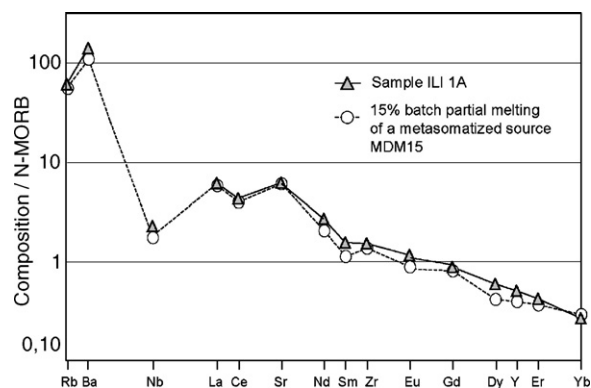


Fig. 11. Trace elements patterns for the composition produced by 13% batch partial melting of a metasomatized source (MDM15 of Fig. 11) compared to sample ILI 1A from Tishiguchi Dome. Normalization to N-MORB of Sun and McDonough (1989).

depleted mantle peridotite (Hofmann, 1988) previously metasomatized (15%) by an adakitic melt (ILI 25, Pilongo dome composition). The composition of this metasomatized source has been obtained by a simple mixing between a depleted mantle composition and the Pilongo adakite in 85:15 proportions (MDM15). Prouteau et al. (2001) showed that felsic melts are by far (more than 10 times) more efficient metasomatic agents than dehydration fluids, so the simple mixing between adakites and the mantle peridotite is justified.

The melting residue calculated by mass balance between the metasomatized source (MDM15) and ILI 1A comprise 73.3% olivine, 15.6% orthopyroxene, 5.9% clinopyroxene, 5.2% garnet and 1% magnetite (Table 8). Fig. 10 is a spider diagram that shows the compositions of the components taken into account for calculation of the metasomatized mantle peridotite MDM15. Fig. 11 shows that 13% of melting of such a metasomatized source well accounts for with Tishiguchi lava composition.

8. Discussion

In subduction zones three main different sources can account for the origin of arc magmas: the mantle wedge metasomatized either by hydrous fluids (to produce calc-alkaline magmas) or silicate melts (to produce low-silica adakites), the subducted slab and the underplated basalts of the crust (to produce adakitic magmas). This study on IVC shows that at least the two first sources have been active (sometimes together) in order to generate the magmas of the whole complex. One of these sources is a mantle wedge peridotite previously metasomatized by a fluid-rich agent resulting of the subducted slab dehydration; the North Iliniza magmas

are generated through such a mechanism; the second mechanism is partial melting of subducted basalts, which is well exemplified by Pilongo Dome magma.

All other magma petrogenesis requires the involvement of these two end members through different kind of interactions:

(1) Magma-mixing: for instance, the South Iliniza parent magma composition appears to result from a magma mixing between two magmas: one with a calc-alkaline affinity (64%) and an adakitic rhyodacite (36%). This mixing between peridotite mantle melt and adakite may occur along magma pathways or in a subcrustal/crustal magma chamber. This process has also been proposed for the transitional adakites of Mount Cuernos in Negros Island (Sajona et al., 2000);

(2) Adakitic magma vs. peridotite: the Santa Rosa rhyolites appear to be generated by partial melting of basalts probably belonging to the subducting slab. However, due to their relatively high Mg, Ni and Cr contents (e.g. higher than those of Pilongo dome at higher silica contents), these adakitic melts are considered to have experienced a limited interaction with the mantle wedge peridotite during their ascent to the surface. Rapp et al. (1999) studied experimentally these kinds of interactions. These authors showed that when the adakitic melt/peridotite ratio is greater than 2, the adakitic melt is not totally consumed in metasomatic reactions with the mantle wedge, and part of this melt can reach the surface. However, due to these interactions, the uprising melt acquires some kind of mantle signature (high Mg, Ni and Cr), without losing its other slab melt characteristics;

(3) Melting of the mantle wedge peridotite metasomatized by slab melts: the Tishigcuchi acid andesite magmas appear to be generated by partial melting of mantle wedge previously metasomatized by an adakitic melt similar to Pilongo lava. Rapp et al. (1999) also showed that when the slab melt/peridotite ratio is low, all the slab-melt is entirely consumed in metasomatic reactions with the peridotite. It is the subsequent melting of this modified (slab melt metasomatized) mantle peridotite that gives rise to magmas such as Tishigcuchi andesites. Such a mechanism has also been proposed by Yagodzinski et al. (1994), in the Aleutian Arc and by Sajona et al. (2000) in the Negros Island (Philippines), and in Ecuador for the Antisana (Bourdon et al., 2003), Cayambe (Samaniego et al., 2005), and Mojanda–Fuya-Fuya (Robin et al., in press) volcanoes.

The point that appears peculiar to Ecuadorian arc is that all these mechanisms are represented not only in separated edifices of the volcanic arc, but also into a single long lived volcano. This situation is probably the result of the transitory situation of this arc. Indeed, if we

consider the Gutscher et al. (2000) hypothesis, the Carnegie ridge entered in subduction a few My ago (6–8 My), resulting in the progressive decrease of the subduction angle and in a change of magma source for this volcanic arc. New magma sources, as the subducted basalts of the slab, are being activated whereas older ones (hydrous metasomatized mantle) are still active, leading to all kind of possible interactions between each other. However, in the IVC, these mantle vs. slab melts interactions could be chronologically ordered in a logical manner:

(1) Before the arrival of the Carnegie Ridge under the volcanic arc, production and differentiation of calc-alkaline magmas from the mantle wedge metasomatized by fluids (Pasochoa and North Iliniza magmas);

(2) When the Carnegie Ridge arrived under the volcanic arc (~100–120 km depth), it reached the PT conditions of its melting such that the production of adakitic magmas may begin, but in relatively small volumes, such that the slab melts are totally consumed in their interactions with the mantle wedge peridotite. Melting of this modified mantle wedge is at the origin of the Tishigcuchi magma;

(3) As progressively more Carnegie young basalts are implied in subduction, the volume of adakitic melts increases, such that they are not totally consumed in reaction with peridotite. Some of these adakites can directly reach the surface (Santa Rosa rhyolites and Pilongo), whereas other can mix with hydrous metasomatized mantle wedge melts, either along magmatic pathways in the mantle, in the MASH zone, or in crustal reservoirs (South Iliniza parental magma).

The age of entry of the Carnegie ridge into subduction is still a debated subject. Indeed based on different observations, a wide range of ages has been proposed by several authors. Spikings et al. (2001), suggest an age of 15 My for the arrival of the ridge into subduction; they consider that the high cooling and exhumation rates measured in the Cordillera Real and dated at 15 My are related to this event. Gutscher et al. (1999), studied the marine terraces uplift in the northern Ecuadorian coastal region, this uplift has an age of 8 My; which they interpret as the age of the beginning of the Carnegie ridge subduction under the continental margin. Bourdon et al. (2002b), estimated a minimum age of 5 My based on the adakitic imprint of the recent lavas from Pichincha Volcano. More recently, structural works carried out in the Ecuadorian coastal terraces suggest a Late Pliocene–Early Pleistocene age for uplift considered as due to the Carnegie Ridge arrival into subduction (Cantalamesa and Di Celma, 2004). Consequently a wide uncertainty remains about the moment when Carnegie ridge enters

in subduction, depending on authors this age ranges between 15 My and 2 My. Our work shows that a change in arc magma source occurred in recent times (may be less than 100 ky). In addition, in at least two other Ecuadorian volcanoes from the same arc, the Cayambe, in the eastern cordillera, and Pichincha in the western one, a similar chronology and change in magma source were also evidenced (Bourdon et al., 2002b; Samaniego et al., 2002; Bourdon et al., 2003; Samaniego et al., 2005). These authors pointed out to a progressive temporal change in magmatism from calc-alkaline to adakitic. Following these authors we propose to interpret the change in arc magma source under the IVC as reflecting the arrival of the Carnegie ridge under the volcanic arc. Assuming a constant subduction rate of the Nazca plate under South-America of about 5–6 cm/yr since Miocene (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Trenkamp et al., 2002), it can be estimated that the time necessary for the Carnegie ridge to arrive under the volcanic arc after its entry in subduction is of about 5 My. This conclusion is consistent with the estimations of Bourdon et al. (2003).

It could also be considered that the mantle metasomatism is not a homogeneous process generalized to the whole mantle wedge. For instance, as proposed by Prouteau et al. (2001), magma is transferred during its ascent through conduits whose margins are progressively metasomatized by adakitic melts. When the whole conduit border is metasomatized, no more melt–peridotite interaction is allowed and consequently adakitic melts can reach the surface without important reactions with the mantle wedge peridotite. Such a situation would depend on the age of the conduit and new (not metasomatized) conduits can coexist with older (metasomatized) ones, thus allowing simultaneously different degree of melt–peridotite interactions.

It has also been suggested that some adakites may result through melting of basalts underplated beneath continental crust (Petford and Atherton, 1996; Kay, 1978; Petford and Gallagher, 2001; Garrison and Davidson, 2003). Nevertheless, high MgO, Cr and Ni concentrations in adakites have already been discussed and interpreted by several authors (Maury et al., 1996; Stern and Killian, 1996; Rapp et al., 1999; Smithies, 2000; Prouteau et al., 2001, Martin et al., 2005) as reflecting interactions between basalt melt and peridotite. In other words, these mantle peridotite/slab melt interactions implies that a peridotite slice existed above the source of adakites, condition which is realised if adakites are generated by subducted slab melting and precluded if adakites are produced by underplated basalts. As Ecuadorian adakites show evidences of interaction

with peridotite it can be concluded that they are generated by slab melting rather than by underplated basalt melting. In addition, Weber et al. (2002) point out that no pervasive evidence of crustal melting has been found immediately in the south-western Colombia, concluding that the North-Andean magmas arise from the mantle wedge. This indicates that in Ecuador a mantle peridotite slice still exists over the subducted slab, which agrees with several recent works (Guillier et al., 2001; Bourdon et al., 2003).

Acknowledgments

Fieldwork support and/or stimulating discussions with Daniel Andrade, Diego Barba, César Witt, Erwan Bourdon, Pablo Samaniego, as the comments from Steve Weaver and an anonymous reviewer on a preliminary version of this work were very much appreciated and significantly improved this paper. Special thanks to Minard L. Hall for kindly providing some of the samples from Tishigcuchi dome. Marc Souris, Jorge Aguilar and the Instituto Geográfico Militar are deeply thanked for providing the data and to generate the Iliniza DEM. This work is part of S.H.'s PhD co-financed by the Ecuadorian “Fundación para la Ciencia y la Tecnología” (FUNDACYT), the Ambassade de France in Quito, the French “Institut de Recherche pour le Développement” (IRD) and the Departamento de Geofísica from the Escuela Politécnica Nacional (EPN) of Quito (Ecuador).

References

- Arculus, R.J., Lapiere, H., Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, 547–550.
- Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 224–256.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.P., 2001. Mio–Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 561–570.
- Bourdon, E., 1999. Conséquences pétrogénétiques de la subduction d'une ride asismique: l'exemple du volcanisme de la marge équatorienne. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 178 pp.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., Hall, M.L., 2002a. Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean northern volcanic zone. *J. Petrol.* 43, 199–217.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotten, J., 2002b. Slab melting and slab melt metasomatism in the northern Andean volcanic zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 173, 195–206.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., 2003. Magmatic response to early aseismic ridge

- subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 123–138.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *J. South. Amer. Earth. Sci.* 16, 633–648.
- Clapperton, C.M., 1990. Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo–Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 81, 91–116.
- Cosma, L., Lapiere, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M., Gabriele, P., 1998. Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la cordillère occidentale d'équateur (0°30' S): implications tectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 169, 739–751.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerial exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* 119, 115–138.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature (Lond.)* 347, 662–665.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 149, 569–579.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 21503–21521.
- Fourcade, S., Allègre, C.J., 1981. Trace element behaviour in granite genesis: a case study — the calc-alkaline plutonic association from Quérigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 177–195.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K.-I., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *J. Geophys. Res.* 89, 662–672.
- Garrison, J.M., et Davidson, J.P., 2003. Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology* 31 (6), 565–568.
- Goosens, P.J., Rose, W., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 1043–1052.
- Govindaraju, K., Roelands, I., 1993. Second report on the first three GIT-IWG rock reference samples: anorthosite from Greenland, AN-G; Basalte d'Essey-la-côte, BE-N; Granite de Beauvoir, MA-N. *Geostand. Newsl.* 4, 49–138.
- Green, T.H., 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. *Chem. Geol.* 117 (1–4), 1–36.
- Grove, T.L., Parman, S.W., Bowring, S.A., Price, R.C., Baker, M. B., 2002. The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, North California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 142, 375–396.
- Guillier, B., Chatelain, J.L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupine, G., Fels, J.F., 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophys. Res. Lett.* 28, 3749–3752.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collet, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the north Andean margin: impact of the Carnegie ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168, 255–270.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 28, 535–538.
- Hall, M.L., Ramón, P., 1978. Estudio microsismico del valle interandino entre Latacunga y Guayllabamba. Dirección Nacional de Defensa Civil, Quito, Ecuador, p. 29.
- Hidalgo S., 2001. Estudio geovolcanológico del complejo volcánico Iliniza. Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, pp. 85.
- Hidalgo, S., 2002. Géochimie du complexe volcanique des Iliniza: pétrogenèse de séries à affinité adakitique de l'arc équatorien. DEA Report. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, p. 50.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297–314.
- Hughes, R.A., 1998 — Mapa geológico de la cordillera occidental del Ecuador entre 0°–1°S. BGS-CODIGEM ed., Quito, Ecuador, 1/200 000.
- Hughes, R.A., Pilatasig, L.F., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345, 29–48.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117–132.
- Kellogg, J.N., Ogujiofor, I.J., Kansaka, D.R., 1985. Cenozoic tectonics of the Panama and the north Andes blocks. *Mem. Congr. Latinoamericano Geol.* 6, 34–49.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., et Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *J. Petrol.* 36 (6), 1505–1527.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., Satir, M., 1995. Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanoes (western Ecuador). *Rev. Geol. Chile* 22, 203–218.
- Klein, M., Stosch, H.-G., Seck, H.A., Shimizu, N., 2000. Experimental partitioning of high field strength and rare earth elements between clinopyroxene and garnet in andesitic to tonalitic systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 99–115.
- Lagabrielle, Y., Moigne, J.L., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgeois, J., 1994. Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao peninsula (southern Chile). *Geology* 22, 515–518.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarin, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y.Z., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.* 61, 295–321.
- Lebrat, M., Mégard, F., Dupuy, C., Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 99, 569–578.
- Lonsdale, P., 1978. Ecuadorian subduction system. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 62, 2454–2477.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 343–372.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.* 28, 921–953.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., et Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79 (1–2), 1–24.

- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 167, 579–595.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J.-P., Samaniego, P., 1997. Les adakites d'Equateur: modèle préliminaire. *C. R. Acad. Sci. Paris* 324, 545–552.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, F., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.* 73, 1123–1133.
- Morris, P.A., 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and seismicity in southwestern Japan. *Geology* 23, 395–398.
- Pardo-Casas, F., et Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plate since late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233–248.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., et Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121 (1–2), 227–244.
- Peccerillo, P., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Pennington, W.D., 1981. Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.* 86, 10753–10770.
- Petford, N., et Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.* 37 (6), 1491–1521.
- Petford, N., et Gallagher, K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 193 (3–4), 483–499.
- Prévot, R., Chatelain, J.-L., Guillier, B., Yepes, H., 1996. Tomographie des Andes équatoriennes: évidence d'une continuité des Andes centrales. *C. R. Acad. Sci. Paris* 323, 833–840.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature (Lond.)* 410, 197–200.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891–931.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* 160, 335–356.
- Rayleigh, J., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 77–107.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapiere, H., Mamberti, M., Mascle, G., 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics* 307, 235–254.
- Ringwood, A.E., 1974. The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 130, 183–204.
- Robin, C., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., et Cotten, J., in press. From calc-alkaline to adakitic magmas at Late Pleistocene Mojanda - Fuya Fuya Volcanic complex (Ecuador). *J. Petrol.*
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group Limited, p. 351.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M.J., Pubellier, M., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21, 1007–1010.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga peninsula, western Mindanao (Philippines). *J. Petrol.* 37, 693–726.
- Sajona, F., Maury, R., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., Fontaine, L., 2000. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma sources, Negros and Bataan (Philippines). *Isl. Arc* 9, 472–486.
- Samaniego P., 2001. Transition entre magmatismes calco-alkalin et adakitique dans le cas d'une subduction impliquant une ride océanique : Le volcan Cayambe (Equateur). Ph.D, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand 2, pp. 259.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., Monzier, M., 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology* 30, 967–970.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.P., et Cotten, J., 2005. Temporal evolution of magmatism at Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). *J. Petrol.* 46, 2225–2252.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 361–379.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 394–409.
- Sigmarrsson, O., Martin, H., Knowles, J., 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U–Th disequilibria in austral Andean lavas. *Nature (Lond.)* 394, 566–569.
- Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 182, 115–125.
- Soulas, J.-P., Egüez, A., Yepes, H., Pérez, V.H., 1991. Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuatoriano* 2, 3–11.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 186, 57–73.
- Stern, C.R., Killian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean austral volcanic zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 263–281.
- Stormer, J.C., Nicholls, J., 1978. Xlfrac: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comput. Geosci.* 4, 143–159.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, vol. 42, pp. 313–345.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.* 13, 717–720.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.* 94, 4697–4707.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. Subduction zone magmatism. Blackwell Science, Cambridge, USA, p. 221.
- Tatsumi, Y., Kogiso, T., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 207–221.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and

- northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Amer. Earth Sci.* 15, 157–171.
- Verma, S.P., Schilling, J.-G., 1982. Galapagos hotspot-spreading center system — 2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and large ion lithophile element variations (85°W–101°W). *J. Geophys. Res.* 87, 10838–10856.
- Weber, M.B.I., Tarney, J., Kempton, P.D., et Kent, R.W., 2002. Crustal make-up of northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suite Mercaderes, SW Colombia. *Tectonophysics* 354 (1–4), 49–82.
- Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 375–380.
- Yogodzinski, G.M., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Seliverstov, N.I., Matvenkov, V.V., 1994. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrol.* 35, 163–204.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature (Lond.)* 409, 500–504.
- Zamora, D., 2000. Fusion de la croûte océanique subductée: approche expérimentale et géochimique. Université Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 314 pp.

Résumé

Le complexe volcanique Atacazo – Ninahuilca (CVAN) est localisé dans la Cordillère Occidentale de l'Equateur, à 10 km au sud de la ville de Quito. Trois grands édifices ont pu être distingués : La Carcacha, l'Atacazo et les dômes internes. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et ^{14}C ont permis d'établir une chronologie détaillée de l'emplacement de ces édifices respectivement vers 1,29 Ma, 222 à 71 ka et 20 à 2,3 ka. Au cours du temps, l'activité de ce complexe est passée d'effusive à explosive; l'index d'explosivité estimé pour leurs deux dernières éruptions est de VEI = 5, démontrant ainsi la grande dangerosité de ce volcan.

La modélisation des processus pétrogénétiques indique la participation de la cristallisation fractionnée et de la contamination crustale dans l'évolution de La Carcacha et l'Atacazo. Tous les magmas anciens apparaissent issus de la fusion partielle d'un manteau métasomaté par des liquides adakitiques, tandis que les dômes récents correspondent à des produits de la fusion directe de basaltes. Il en résulte que tous ces magmas possèdent un caractère adakitique, lequel devient de plus en plus important au cours du temps. Des variations temporelles identiques ont déjà été observées dans plusieurs autres volcans de l'arc équatorien. Ce changement dans la nature du magmatisme reflète un changement progressif de la source, et montre le rôle de plus en plus important joué par la fusion de la croûte océanique subductée interprété comme résultant de l'entrée de la Ride de Carnegie en subduction. La présence de la jeune et chaude ride de Carnegie à l'aplomb de l'arc équatorien engendre un gradient géothermique élevé favorable à la fusion de la plaque océanique subductée. Les liquides adakitiques ainsi engendrés, sont dans un premier temps totalement consommés par les réactions métasomatiques avec le coin du manteau alors que, dans un second temps grâce aux interactions successives adakites-manteau et éventuellement à des taux de fusion plus élevés, ils sont capables d'atteindre la surface

Abstract

Atacazo-Ninahuilca Volcanic Complex (ANVC) is located in the Western Cordillera of Ecuador, 10 km southward from Quito. Three main edifices have been identified: La Carcacha, Atacazo and the internal domes. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and ^{14}C dating allowed to constrain the detailed emplacement chronology; respectively at 1.29 Ma, 222 to 71 ka and 12 to 2.3 ka. Activity style changed from effusive to explosive from the older to recent edifices. The estimated VEI for the last two eruptions is of 5, indicating the high hazard associated to this complex.

Modeling of petrogenetical processes indicates the participation of fractional crystallization and crustal contamination in Carcacha and Atacazo evolution. Ancient magmas seem to be the product of partial melting of an adakite metasomatized mantle, while domes magmas are the products of direct partial melting of a basaltic source. In fact, all ANVC magmas present an adakititic affinity, which increases with time. The same temporal variations have been observed in other Ecuadorian volcanoes. This change in the magmatism nature reflects a progressive change of the magmas source, showing the increasing role of the partial melting of the subducted oceanic crust, interpreted as the result of the arrival of the Carnegie Ridge into the subduction. The presence of the young and hot Carnegie Ridge in the Ecuadorian subduction generates a high geothermal gradient able to produce the partial melting of the subducted oceanic crust. In a first stage, produced adakititic magmas are completely consumed in metasomatic reactions in the mantle wedge, while in a second stage, thanks to successive adakite-mantle interactions and perhaps also to higher partial melting degree, adakititic magmas are able to reach the surface.