

**Université Blaise Pascal ñ Clermont Ferrand II
Université Jean Monnet ñ Saint Etienne
Université Claude Bernard ñ Lyon**

D.E.A. Processus Magmatiques et Métamorphiques ñ Volcanologie

**Genèse et évolution pétrologique des magmas émis au cours de
l'histoire éruptive récente du volcan Ubinas (Pérou
méridional): contribution à l'évaluation des aléas éruptifs**



Marco RIVERA PORRAS

**Sous la direction de : Marie Christine GERBE
Jean-Claude THOURET
Alain GOURGAUD**

Mémoire soutenu publiquement le 29 juin 2000

SOMMAIRE

RESUME

INTRODUCTION4

CHAPITRE I: *CADRE GEOLOGIQUE DU PEROU MERIDIONAL*

I.1 Contexte géodynamique	6
I.2 Cadre géologique et géomorphologique du Pérou méridional.....	6
I.3 Les volcans du Pérou méridional	7
I.4 Le strato-volcan Ubinas	9

CHAPITRE II: *STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION DU STRATO-VOLCAN UBINAS*

II.1 L'Ubinas ancien:	12
II.1.1 Coulées de lave à blocs.....	12
II.1.2 Avalanche de débris	13
II.1.3 Coulées de cendres et ponces (ignimbrites canalisées) non soudées.....	13
II.1.4 Coulées pyroclastiques de blocs et cendres.....	13
II.2 L'Ubinas moderne:	15
II.2.1 Coulées de lave à blocs du cône sommital	15
II.2.2 Dépôts pyroclastiques de la caldera sommitale:	15
1. Coulées de cendres et ponces	15
2. Avalanches de débris	18
3. Retombées pyroclastiques holocènes ÷ ÷	18
4. Dépôts pyroclastiques d'âge historique.....	19
II.3 L'Ubinas des téphras holocènes et historiques en zones proximales et médiales au moyen de sondages dans les tourbières	20

CHAPITRE III: *ETUDE PETROGRAPHIQUE*

III.1 Coulées de lave du cône sommital	23
III.2 Produits pyroclastiques de la caldera sommitale.....	25
III.2.1 L'ignimbrite pré-Holocène	25
III.2.2 Téphras de l'Holocène inférieur	25
III.2.3 Dépôts pyroclastiques de l'Holocène moyen.....	26
III.2.4 Téphras de l'Holocène supérieur.....	26
III.2.5 Dépôts pyroclastiques d'âge historique ÷ ÷	27

CHAPITRE IV:	<i>ETUDE MINERALOGIQUE</i>	
IV.1 Les feldspaths		30
IV.2 Les amphiboles		32
IV.3 Les pyroxènes		34
IV.3.1 Les clinopyroxènes		35
IV.3.2 Les orthopyroxènes		35
IV.4 Les biotites		37
IV.5 Les olivines		38
IV.6 Les oxydes de Fe-Ti		39
IV.7 Le verre		40
 CHAPITRE V:	 <i>ETUDE GEOCHIMIQUE</i>	
V.1 Classification de la série		41
V.2 Evolution des éléments majeurs		43
V.3 Variation de la teneur des éléments en fonction du temps		46
V.4 Les éléments en trace		48
V.5 Les terres rares		50
 CHAPITRE VI:	 <i>DISCUSSION: EVOLUTION PETROGENETIQUE</i>	
VI.1 La cristallisation fractionnée		52
VI.1 Calculs de la cristallisation fractionnée avec les éléments majeurs		54
VI.2 Test du modèle de la cristallisation fractionnée avec les éléments en traces		54
VI.2 Processus de mélange		55
VI.3 Nature de la source		56
 CONCLUSION ET PERSPECTIVES		 61
 BIBLIOGRAPHIE		 63
 ANNEXES		

INTRODUCTION

La genèse des magmas dans les zones de subduction est considérée comme un processus complexe. Les hypothèses actuelles peuvent être résumées soit par (1) cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique primaire, soit par (2) fusion partielle de la croûte continentale inférieure, soit par (3) fusion partielle du coin de manteau situé au-dessus de la zone de subduction sous l'effet des fluides libérés par la déshydratation de la plaque plongeante, soit par (4) fusion partielle de la croûte océanique subductée. De plus, des phénomènes postérieurs de contamination crustale et de mélange magmatique compliquent le modèle de genèse de ces magmas (Wilson, 1994).

Au Pérou, en Bolivie et au nord du Chili, la subduction de la plaque de Nazca sous la marge sud-américaine donne naissance à un volcanisme plio-quaternaire très important constituant la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ), dont fait partie le strato-volcan Ubinas (16° 22' S, 70° 54' W; 5672 m). Ce volcan est considéré comme le plus actif du Pérou méridional avec 23 épisodes d'intense activité fumerolienne et d'émissions de cendres répertoriés depuis 1550 (Rivera *et al.*, 1998).

Les diverses études pétro-géochimiques effectuées antérieurement dans la CVZ par Lefèvre, (1979), Dostal *et al.*, (1977) et Sébrier et Soler, (1991) ont montré que la plupart des volcans existant dans cette zone appartiennent à la série calco-alcaline classique, avec prédominance des andésites. De telles compositions peuvent être produites, soit par la fusion partielle du coin de manteau, soit par la fusion de la base de la croûte continentale. Ces processus sont souvent associés à des phénomènes de contamination crustale lors du stockage et/ou de la remontée du magma vers la surface, du fait de la présence d'une croûte continentale très épaisse (~70 km, James, 1971).

Cependant, des études récentes effectuées sur certains strato-volcans du Pérou méridional (Eissen *et al.*, 1998, Legendre, 1999, Rivera, 1999), comme Ubinas, le Misti et le Huaynaputina, comme sur d'autres strato-volcans de la CVZ : Ollagüe (Feeley & Hacker, 1995), Payachata et Tata Sabaya (Davidson, *et al.*, 1990 ; de Silva *et al.*, 1993), montrent que ces volcans calco-alcalins présentent une certaine affinité avec les adakites et/ou les TTG (*Tonalites-Trondhjemites-Granodiorites*) archéennes (Martin, 1986). Les adakites sont des roches magmatiques intermédiaires et acides ($\text{SiO}_2 > 56\%$) caractérisées par de fortes concentrations en Al_2O_3 , Na_2O et Sr, ainsi que des teneurs très faibles en terres rares lourdes et Y (Defant & Drummond, 1990). Leurs caractéristiques géochimiques suggèrent qu'elles sont directement issues de la fusion partielle de la croûte océanique subductée dans des contextes de subduction favorables de croûte océanique jeune (donc encore chaude), de débuts de subduction ou de subduction rapide et oblique (Maury *et al.*, 1996).

Toutefois, le contexte géodynamique péruvien n'est pas favorable à la génération des adakites. Au Pérou, l'arc volcanique se trouve assez loin de la fosse (200-250 km), la plaque subductée est profonde (120-150 km) et ancienne (40-65 Ma) et, par conséquent peu susceptible d'avoir conservé un flux thermique élevé pour produire sa fusion. Ceci montre que le modèle classique de genèse des adakites ne peut pas être appliqué. Cependant, des ignimbrites et des granites à caractères adakitiques liés à une origine particulière ont été décrites dans la Cordillera Blanca (nord du Pérou) située à 300 km à l'est de la fosse. La présence de ces roches à cet endroit a été expliquée par l'importante épaisseur de la croûte continentale qui favorise la fusion de matériaux basaltiques accrétés à la base de celle-ci (Atherton & Petford, 1993). Au Pérou méridional et en Bolivie (Altiplano), des études récentes montrent qu'il existe

d'autres processus plus ou moins complexes qui font appel à l'AFC (assimilation et cristallisation fractionnée) et mélange de magmas issus de la base de la croûte et de magmas provenant du manteau, qui peuvent expliquer la présence de magmas avec des caractéristiques proches des adakites dans cette région (Feeley & Hacker, 1995 ; Davidson, *et al.*, 1990 ; Legendre, 1999).

Par ailleurs, du point de vue des risques volcaniques, l'activité récente du volcan Ubinas (époque Tardiglaciaire à l'actuelle) a présenté essentiellement des éruptions explosives de type plinien, phréatomagmatique et phréatique, qui ont mis en place d'importants dépôts pyroclastiques étalés autour du volcan. Ces dynamismes éruptifs ont été mis en évidence par une étude stratigraphique effectuée depuis 1997. Les 23 derniers épisodes éruptifs enregistrés depuis 1550 A.D. ont été caractérisés par des émissions de cendres et une intense activité fumerollienne. Les produits dérivés de ces activités ont causé des dommages dans la vallée et le village d'Ubinas (situées à 6 km au pied du flanc sud), où habitent plus de 3500 personnes. La dernière activité fumerollienne majeure s'est déroulée de décembre 1995 à mai 1998.

Le but de cette étude est de caractériser l'évolution pétrogénétique des laves et des dépôts pyroclastiques mis en place au cours de la dernière période éruptive du volcan Ubinas, nommée "Ubinas moderne", à partir d'une étude stratigraphique détaillée et des analyses chimiques des roches prélevées au cours de plusieurs campagnes de terrain. Cette étude permettra de mieux connaître ce volcan afin d'en prévenir les risques, car l'Ubinas est l'un des 7 strato-volcans actifs du Pérou méridional.

I. CADRE GEOLOGIQUE DU PEROU MERIDIONAL

I.1 Contexte géodynamique

A l'ouest du continent sud-américain se produit le plongement de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale de l'Amérique du Sud. Ce mécanisme génère un important volcanisme de marge continentale active, qui constitue la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ, 15°-27° S). Ce volcanisme se produit à 120 km du bord de la plaque sud-américaine, parallèlement à la fosse Pérou-Chili et aux structures tectoniques andines de direction NW-SE.

La direction de convergence de la plaque de Nazca sous le continent sud-américain est N80°E et la vitesse moyenne 5-6 cm/an, sans variation significative le long de la chaîne (Sébrier & Soler, 1991). L'âge de la plaque subductante est d'environ 40 à 50 Ma. Au Pérou, les angles de subduction de la plaque de Nazca varient tout au long de la ligne de côte. Dans le sud (15°-27° S), où se produit le volcanisme quaternaire, les angles de subduction varient entre 20° et 30°, tandis qu'au centre et au nord du Pérou (2°-15° S) où le volcanisme n'est plus actif, ces angles sont faibles (10°; Barazangi & Isacks, 1976). Au Pérou méridional, la zone volcanique est située à une distance moyenne de 250 km de la fosse et le plan de Benioff se trouve au-dessous de cette zone, entre 120 et 150 km de profondeur (James, 1971; Barazangi & Isacks, 1976). Le volcan Ubinas est situé à 230 km environ à l'ouest de la fosse.

Au Pérou méridional, la tectonique andine est caractérisée par une extension N-S et une compression EW (Sébrier & Soler, 1991). Les structures tectoniques résultantes ont affecté d'importantes séquences sédimentaires et volcano-sédimentaires (Crétacé-Tertiaire), et volcaniques (ignimbrites et coulées de lave de l'Éocène au Miocène). Celles-ci ont été produites par plusieurs phases tectoniques de raccourcissement liées à la subduction de la lithosphère océanique depuis le Jurassique jusqu'à nos jours (Mégard, 1987).

I.2 Cadre géologique et géomorphologique du Pérou méridional

D'après Laharie (1975), Lefèvre (1979) et Palacios (1995), les ensembles morphostructuraux suivants se succèdent d'ouest en est dans le Pérou méridional :

- Le piémont du Pacifique et les bassins de la côte situés à l'ouest de la Cordillère des Andes (Fig. 1). Ces unités présentent une topographie assez plane, localisée entre 100 et 800 mètres d'altitude. Elles sont constituées par des roches sédimentaires marines et volcano-sédimentaire du Mésozoïque et Cénozoïque. Ces formations sont recouvertes par des sédiments alluviaux et éoliens du Quaternaire (Palacios, 1995).

- La dépression tectonique d'Arequipa située entre le batholite côtier (précambrien) à l'ouest et les massifs volcaniques Chachani, Misti et Pichu-Pichu au nord et à l'est (Fig. 1). Son substratum est constitué par des roches métamorphiques et sédimentaires d'âge précambrien et jurassique, respectivement, sur laquelle reposent d'importantes séquences d'ignimbrites, quelques coulées de laves et des dépôts volcanoclastiques mis en place depuis le Cénozoïque.

- La Cordillère occidentale des Andes, qui s'étend depuis le nord de Chili jusqu'au nord du Pérou. C'est une chaîne de montagne de plus de 4500 m d'altitude et de direction NW-SE. Elle a 150 km de largeur d'environ, parallèlement à la ligne de côte Pacifique. Les directions régionales de cette chaîne changent

vers l'Ouest à proximité des déflexions d'Abancay (13° S) et de Huancabamba (5° 30'S), dans le sud et le nord-ouest du Pérou respectivement. Au Pérou méridional, entre Ayacucho (15° S), l'ouest de la Bolivie et le nord du Chili (19° S), la Cordillère occidentale est le siège d'une chaîne de cônes volcaniques, dômes de lave, coulées de laves, ignimbrites et strato-volcans mis en place pendant l'Oligo-Miocène et le Plio-Pléistocène (de Silva & Francis, 1991; Fig. 2). Son substratum est constitué essentiellement par des roches métamorphiques, roches sédimentaires marines du Mésozoïque et des roches magmatiques plutoniques (granites à tonalites) du Crétacé supérieur - Tertiaire inférieur.

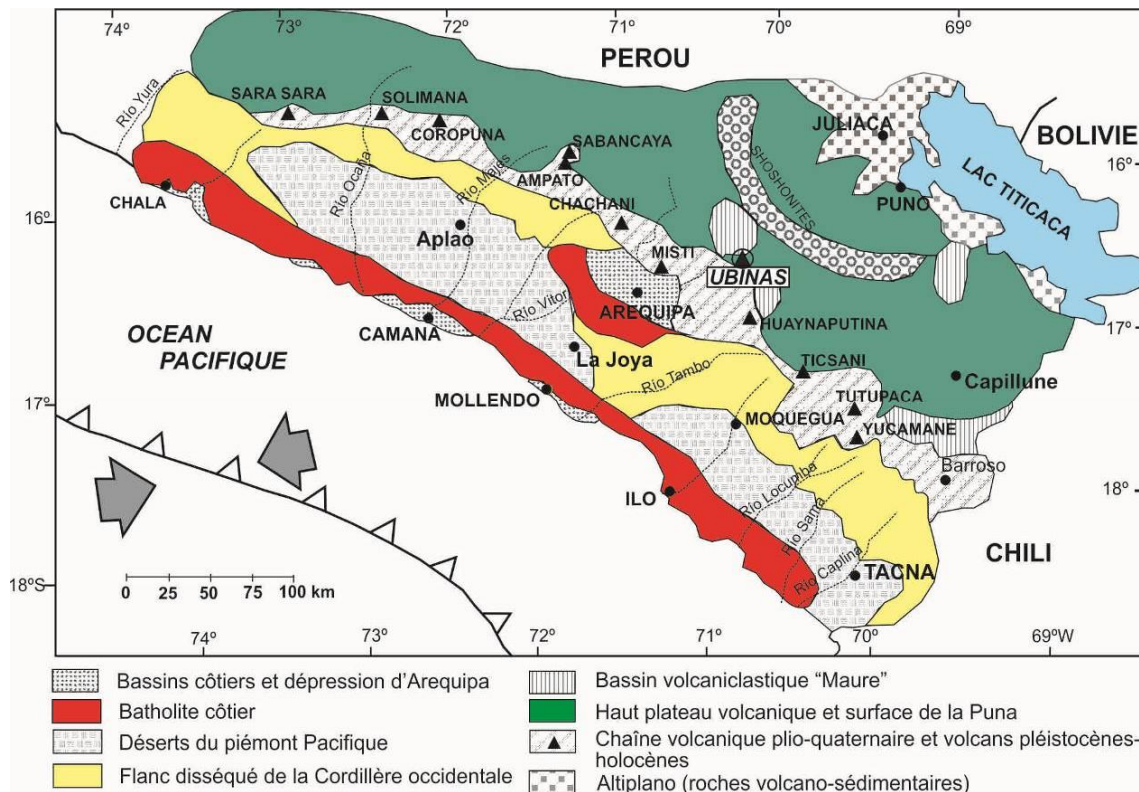


Fig. 1 Carte géomorphologique du Pérou méridional et de la chaîne volcanique plio-quaternaire (D'après Thouret, 1999).

- Le haut plateau volcanique et l'Altiplano, localisés à l'est de la Cordillère occidentale des Andes (Fig. 1). Ce sont des plateaux comprenant quelques dépressions peu profondes ou des vallées encaissées, qui s'étendent depuis le sud-est de Cuzco (14° S) jusqu'à la région Puna de l'Argentine (27° S). L'altitude de ces plateaux varie entre 3600 et 4200 m. Les roches de surface sont des coulées de lave andésitique à andésite basaltique, intercalées avec des ignimbrites et d'importants dépôts volcanoclastiques dits "capas rojas", produits pendant une importante activité effusive et explosive enregistrée pendant l'Éocène et le Miocène (Palacios, 1995).

I.3 Les volcans du Pérou méridional

Les volcans du Pérou méridional appartiennent à la Zone Volcanique Centrale des Andes "CVZ" (de Silva & Francis, 1991). La CVZ s'étend depuis le sud du Pérou (15°S) jusqu'à la frontière du Chili et

l'Argentine (27°S, Fig. 2). Le volcanisme actuel des Andes péruviennes est limité à cette région et se manifeste le long de deux ceintures, un large arc volcanique plus récent et calco-alcalin à l'ouest et un "arrière-arc" shoshonitique plus ancien, étroit et discontinu à l'est, dont la distribution spatiale est liée à la distance de la fosse, les roches les plus éloignées se rattachant à la série shoshonitique (Sébrier & Soler, 1991).

L'arc volcanique occidental est essentiellement constitué par des cônes volcaniques, dômes de laves, coulées de lave, ignimbrites et strato-volcans (la plupart à caractère calco-alcalin), dont la phase majeure d'édification a eu lieu pendant l'Oligo-Miocène et le Pléistocène. Cet arc volcanique forme une ceinture d'environ 50 km de large. Au Pérou méridional il existe plus de 12 strato-volcans actifs et potentiellement actifs (Fig. 2). Parmi eux on distingue des volcans plio-quaternaires (Nevado Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Nevado Ampato et les cônes monogéniques d'Andahua-Huambo) et les volcans du plio-pléistocène (Nevado Coropuna, Solimana, Ticsani, Tutupaca, Yucamane, Calientes et Casiri ; James, 1982). Ces derniers strato-volcans se trouvent partiellement érodés dues aux glaciations quaternaires.

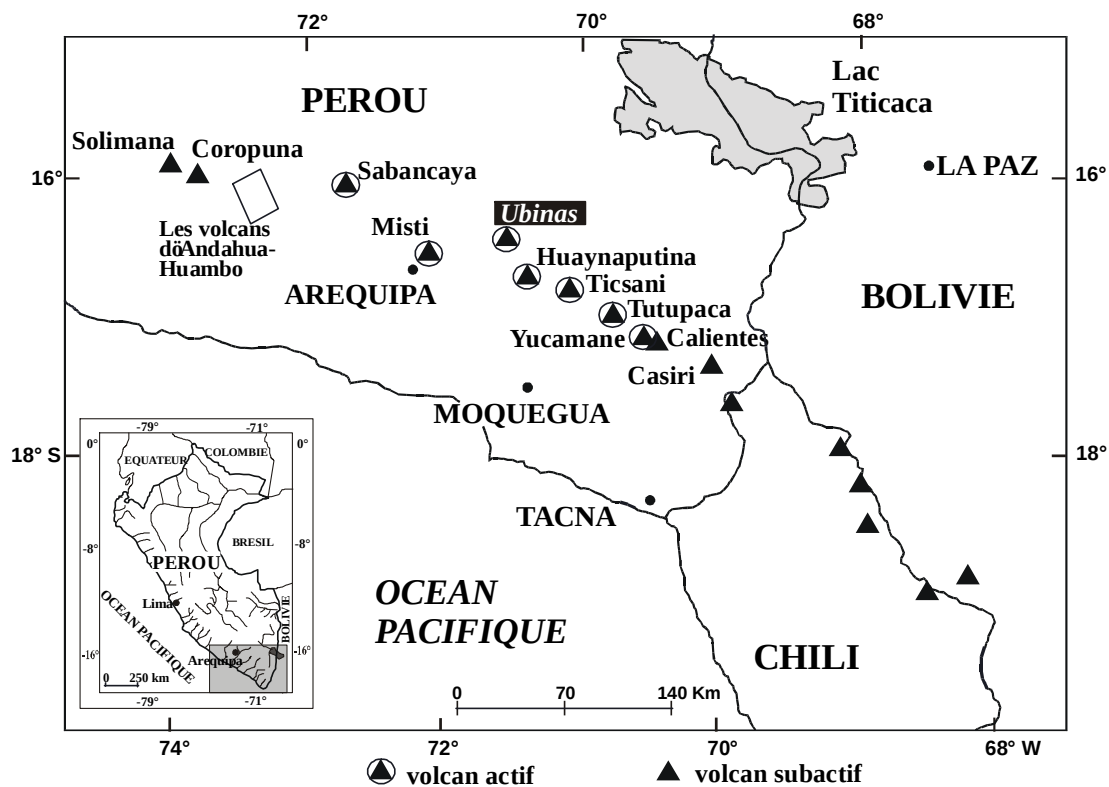


Fig. 2 Localisation des volcans actifs et potentiellement actifs de la Zone Volcanique Centrale des Andes (d'après de Silva & Francis, 1991).

Certains strato-volcans ont été le siège d'une activité explosive violente à l'époque historique (cf. l'éruption de 1600 A.D. du volcan Huaynaputina, Thouret *et al.*, 1997). Actuellement, certains volcans présentent une faible activité fumerollienne (volcan Ubinas) et des émissions de cendres (Nevado Sabancaya, dont l'activité explosive est quasi-permanente depuis 1990; Thouret *et al.*, 1994). Le volcan Misti montre une faible activité fumerollienne sur et autour du dôme situé dans le plus jeune des deux cratères emboîtés à son sommet.

I.4 Le strato-volcan Ubinas

Le strato-volcan Ubinas a une forme conique légèrement allongée du SE au NW (Fig. 3). Il est constitué de coulées de lave épaisses essentiellement de composition de andésitique (fortement potassique), qui atteignent une puissance de 1400 m environ. La partie supérieure de l'appareil volcanique présente des pentes fortes $\geq 40^\circ$. Cependant, le piémont du volcan montre des pentes douces à faible inclinaison (20°), surtout vers le flanc ouest. Son sommet tronqué est situé à 5672 m. D'après ces morphologies, on distingue deux appareils, l'un "ancien" à faible pendage situé dans la partie inférieure de l'édifice et l'autre plus récent qui repose au-dessus de la précédent et qui montre des pendages plus marqués. Sur les flancs des coulées de laves raides reposent des dépôts de coulées de scories et de retombées pyroclastiques, produits par des éruptions explosives générées depuis Pléistocène supérieur jusqu'à l'époque historique. L'appareil volcanique a un volume de 28 à 32 km³ et une superficie de 45 km² environ.

Le strato-volcan Ubinas repose sur des ignimbrites de l'Éocène-Miocène (Groupe Tacaza) et des coulées de laves du Mio-Pléistocène (Groupe Barroso; Marocco et del Pino, 1972). Il s'est mise en place probablement pendant le Pléistocène inférieur (datation Ar-Ar en cours). La fracture principale qui a probablement guidé la mise en place de la plupart des coulées de lave et des pyroclastites de l'Ubinas a une direction N 138°E et se prolonge depuis le Río Tambo (flanc SE) jusqu'au NW du volcan Ubinas (Rivera, 1998).

La caldera sommitale d'axe N-S est presque elliptique, avec un diamètre maximum de 1,4 km. Les parois de 80 m (hauteur moyenne) de cette caldera sont constituées par des laves partiellement altérées et hydrothermalisées qui montrent des fractures verticales (Photo 2). Le plancher de la caldera vers 5380 m est constitué d'une importante séquence de lapilli fins et cendres stratifiées d'origine phréatique et phréatomagmatique, d'environ 22 mètres d'épaisseur. La caldera est probablement le résultat d'au moins deux grands épisodes explosifs distincts survenues avant 7800 ans et il y a 1000 ans environ (Rivera *et al.*, 1998).

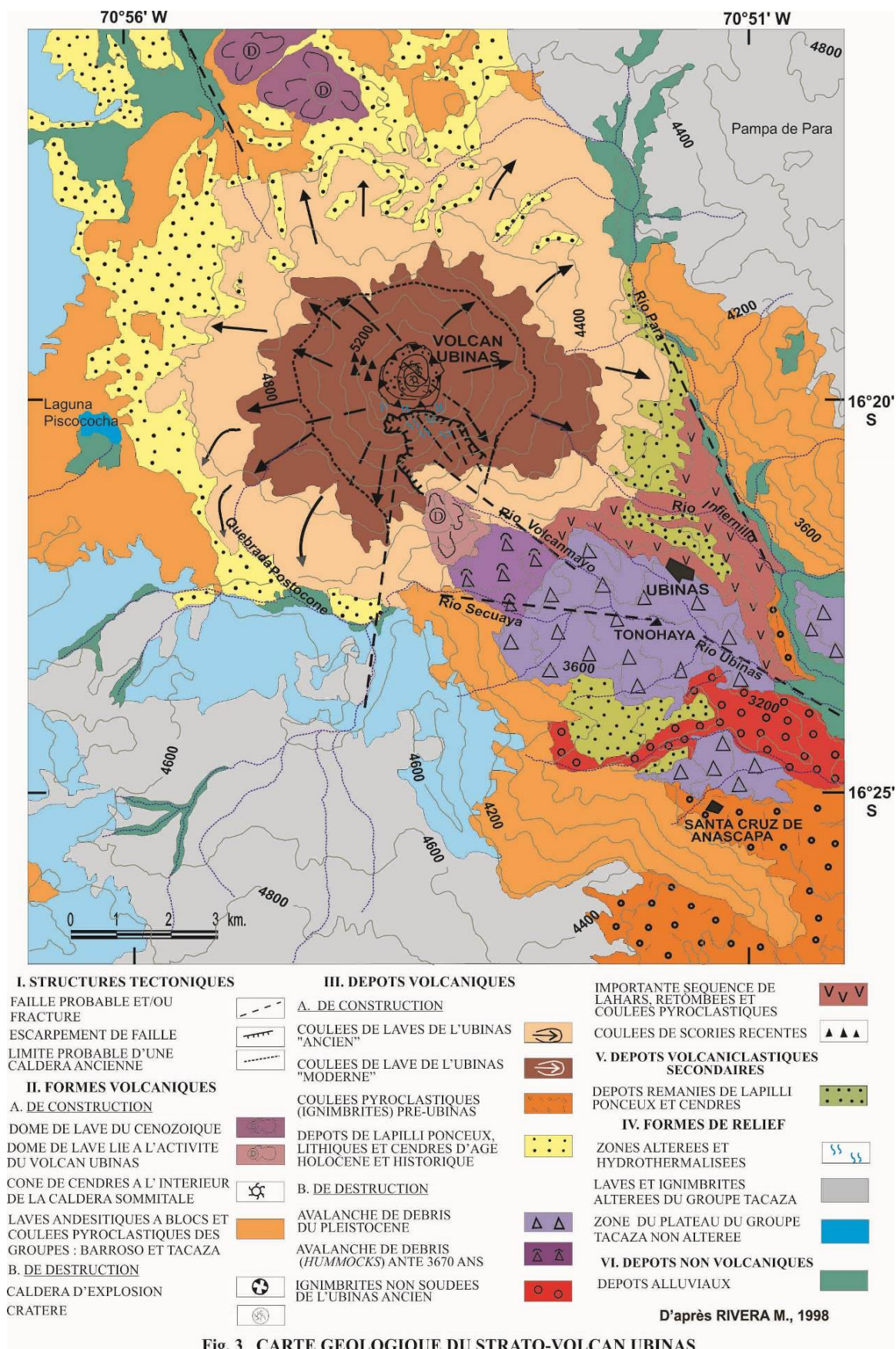


Fig. 3 CARTE GEOLOGIQUE DU STRATO-VOLCAN UBINAS

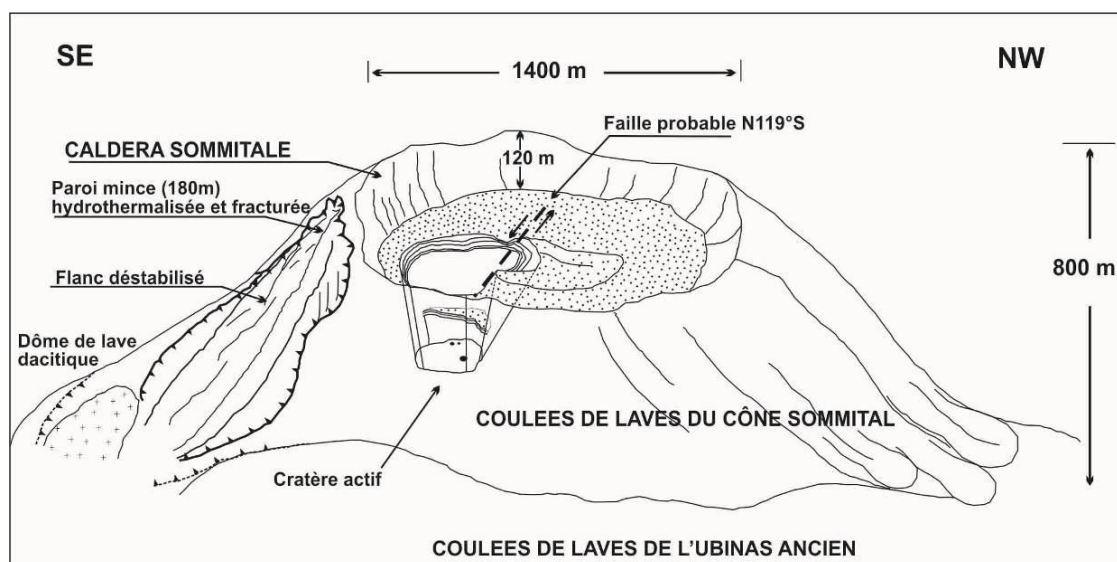


Fig. 4 Schéma en trois dimensions du strato-cône supérieur et caldera du volcan Ubinas vu depuis le flanc ouest vers 4600 m d'altitude.

Le cratère actif se situe près du mur sud-est de la caldera. Il a une profondeur de 300 m environ. Au fond du cratère existent six points de sortie de fumerolles. Les bords du cratère, verticaux, sont constitués par des laves hydrothermalisées. Ces laves sont recouvertes par la séquence de lapilli et de cendres décrits précédemment.

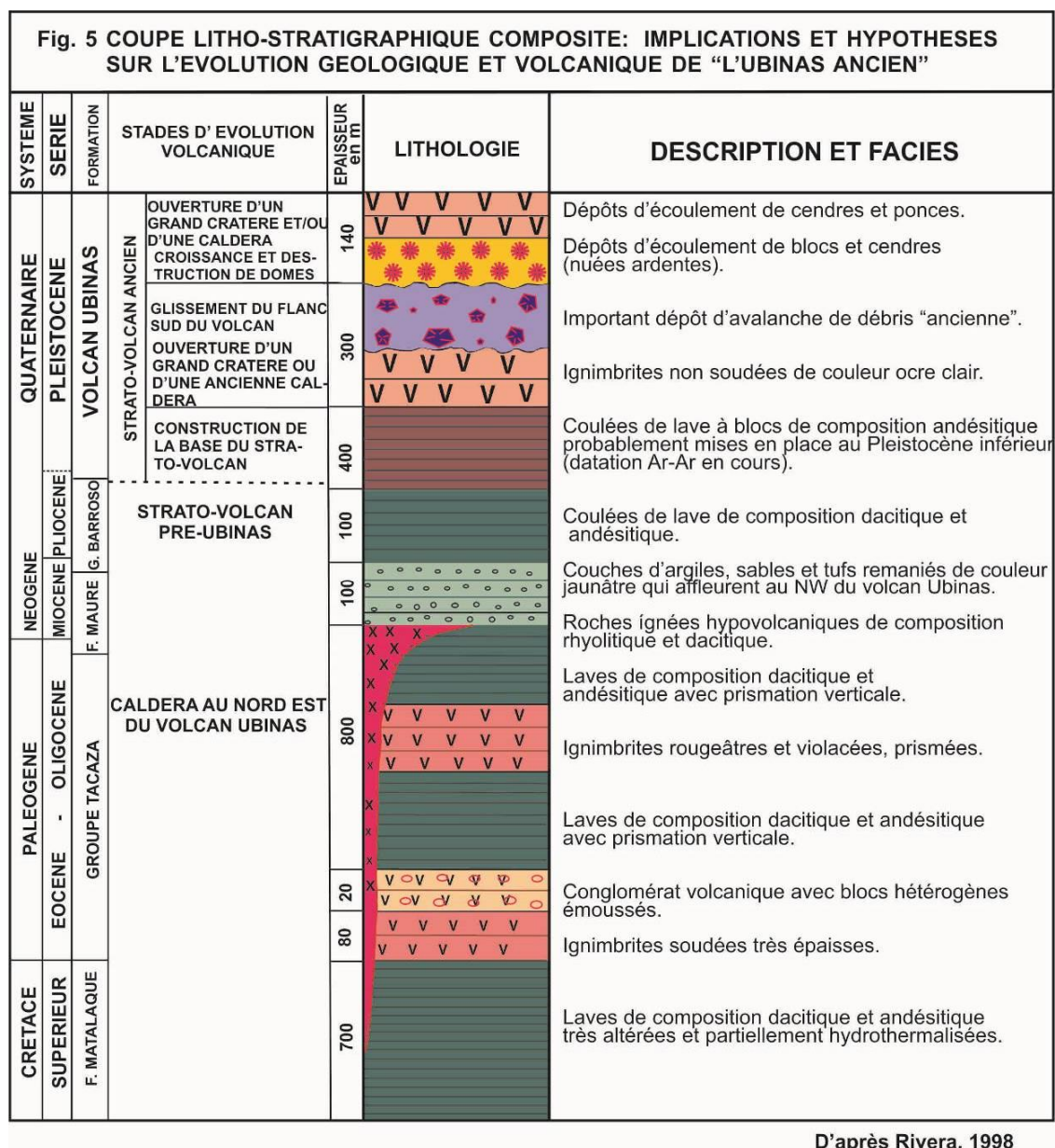
Par ailleurs, la base de l'appareil sur les flancs sud et est se trouve entre 3900 et 4100 m. En revanche, sur le flanc nord et ouest, la base de l'appareil volcanique se trouve à 4400 m et présente des surfaces ondulées et des pentes douces. Il s'agit d'agglomérats soudés, de coulées de laves et de dômes de lave mise en place depuis l'Éocène jusqu'au Pléistocène (Marocco et del Pino, 1972). Ces dépôts sont recouverts par des sédiments volcanoclastiques et des dépôts de lapilli et cendres appartenant à l'activité explosive holocène et historique de l'Ubinas. L'activité glaciaire enregistrée depuis le Pléistocène a un peu érodé l'appareil volcanique, façonné des cirques sur ces flancs et abandonné des moraines au pied du volcan à 4400 m d'altitude.

II. STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION DU STRATO-VOLCAN UBINAS

L'étude stratigraphique présentée ici repose sur une étude géologique et volcanologique menée par l'auteur et J.C. Thouret depuis 1997 (Rivera 1998; Rivera *et al.*, 1998). Malgré son activité historique et la localisation des villages autour du volcan, aucune étude stratigraphique ou géochimique a été effectuée jusqu'ici. La stratigraphie a été l'objet de nombreuses améliorations à partir de nouvelles données (datations Ar-Ar en cours et datations C^{14} , corrélations stratigraphiques, analyses sédimentologiques des téphras, etc), à partir de plusieurs campagnes sur le terrain.

De nombreux épisodes effusifs et explosifs ont contribué à l'édification de l'appareil volcanique, comme en témoignent les coulées de laves et pyroclastites qui montrent des caractéristiques pétrologiques et sédimentologiques variées. L'étude stratigraphique effectuée montre deux étapes qui ont construit le volcan (Figs. 5 et 6): "Ubinas ancien" et "Ubinas moderne". La dernière étape est composée de deux épisodes: "cône sommital" et "caldera sommitale". Une coupe synthétique des produits éruptifs (Figs. 5 et 6) récapitule la succession chronologique de la mise en place des différents types de dépôts.

Cependant, des incertitudes demeurent encore sur l'âge de mise en place de certains produits. Pour lever ces indéterminations, des datations (méthode Ar-Ar) sont en cours à Nice (M. Fornari).



II.1 L'Ubinas ancien (Pléistocène inférieur à moyen)

II. 1.1 Coulées de lave à blocs

La première étape éruptive du volcan Ubinas a été essentiellement caractérisée par une activité effusive modérée, mais prolongée. Pendant cette étape se sont mises en place d'importantes séries de coulées de lave de composition andésitique, trachyandésitique et trachydacitique couvrant une surface d'environ 45 km² et constituant la base du strato-volcan (Fig. 3). Ces coulées de lave massives de type aa présentent des fractures irrégulières et des blocs dispersés en surface. Chaque coulée a au moins 20 m d'épaisseur et l'ensemble atteint une puissance d'environ 600 m. Ces coulées reposent sur des ignimbrites

rhyolitiques et des épanchements de lave andésitique et dacitique du Crétacé supérieur au Pléistocène (Formations: Volcánico Matalaque, Groupe Tacaza et Groupe Barroso; Marocco et del Pino, 1972).

II.1.2 Avalanche de débris

Après la période d'activité effusive, un glissement du flanc sud de l'appareil volcanique "Ubinas ancien" a entraîné la formation d'un amphithéâtre en forme de fer à cheval. Les dépôts résultants sont des avalanches de débris dont le volume est d'environ 2,8 km³. Ces avalanches ont été principalement canalisées dans les vallées d'Ubinas et Para (Fig. 3), où elles reposent au-dessus des ignimbrites soudées de l'Eocène-Miocène (Groupe Tacaza ; Fig. 5). Les dépôts de ces avalanches sont formés de "panneaux" constitués par des matériaux hétérométriques de composition hétérogène. Ils présentent de gros blocs laviques anguleux et subanguleux de taille métrique (dont la plupart sont hydrothermalisés) avec des fractures de type "jigsaw". L'épaisseur de ces avalanches canalisées est variable, dépassant les 220 m à 4 km au sud-est du cratère, puis diminuant vers l'aval de la vallée Ubinas (30 m à 10 km au sud-est du cratère).

II.1.3 Coulées de cendres et ponces (ignimbrites canalisées) non soudées

Après le glissement du flanc sud s'est produit la mise en place d'une séquence de dépôts d'écoulements pyroclastiques qui affleure sur les versants de la vallée d'Ubinas (à 5 km du pied du flanc sud du volcan, Fig. 3). Ces dépôts pyroclastiques de 120 m de hauteur sont constitués d'au moins quatre unités de cendres et ponces de composition dacitique. Ces dépôts reposent au-dessus des dépôts d'avalanches de débris "anciens" décrits précédemment. Dans ces dépôts d'écoulements pyroclastiques, les blocs énallogènes andésitiques ont quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de diamètre. En général, ces dépôts sont massifs et présentent une couleur ocre. Chaque unité a entre 18 et 24 m d'épaisseur. L'ensemble possède un volume d'environ 1.8 km³. La mise en place de ces volumineux écoulements est probablement une conséquence de l'effondrement d'une caldera ancienne du volcan Ubinas dans laquelle se sont ensuite installées les coulées de lave du cône sommital qui ont fini par masquer les bords de cette caldera. Cependant, la présence sur le flanc sud et sud-est, de discordance entre les coulées de laves du cône supérieur et le cône ancien (changement de pendage, présence de fractures dans les coulées de lave), peut représenter la trace en surface de la structure caldérique. D'autres arguments géophysiques (Pistre, 2000) vont dans ce sens.

II.1.4 Coulées pyroclastiques de blocs et cendres : croissance et destruction de dômes

Après la mise en place des ignimbrites décrites précédemment, une activité extrusive est à l'origine de la croissance de dômes. Un dôme dacitique qui appartient à l'Ubinas ancien se situe au pied du flanc sud-est (4100 m). De plus, d'autres dômes dacitiques et rhyolitiques situés vers la Pampa de Para (à 6 et 10 km vers l'ouest et le nord-ouest du cratère respectivement), sont probablement liés à cette période éruptive (Fig. 3).

SERIE	STADES D'EVOLUTION VOLCANIQUE		EPAISSEUR en m	LITHOLOGIE	DESCRIPTION ET FACIES	DYNAMISMES ERUPTIFS	N° Ech
Age historique		ACTIVITE EXPLOSIVE PHREATIQUE ET PHREATO-MAGMATIQUE	1-16		Séquence de retombées d'âge historique et dépôt d'écoulement de scories (postérieur à 1600 A.D.) de faible volume.	Eruptions phréatomagmatiques et phréatiques de faible volume qui ont mis en place des dépôts de lapilli ponceux, cendres et fragments lithiques altérés et hydrothermalisés étalés autour du volcan Ubinas.	Ubi-77 Ubi-19 Ubi-31 Ubi-17 Ubi-28 Ubi-30 Ubi-38 Ubi-39 Ubi-40 Ubi-9
					Plusieurs retombées de lapilli et cendres avec caractéristiques phréatomagmatiques.		
Holocène sup.		ACTIVITE EXPLOSIVE: ERUPTION PLINIENNE	4.5		Important dépôt de retombée plinienne constituée de lapilli ponceux et lithiques (~980±60 ans B.P.).	Eruption plinienne qui a mis en place un dépôt de retombée étalé à plus de 40 km vers le SE du cratère.	Ubi-16 Ubi-14 Ubi-12 Ubi-15 Ubi-6
Holocène moyen		ECROULEMENT SECTORIEL DE LA PAROI SUD	200		Avalanche de débris récente (≥3760±60 ans B.P.).	Destabilisation du flanc SE probablement due à une faible activité tectonique, sismique et/ou à une éruption explosive de faible volume. Le degré d'altération hydrothermale du flanc sud et le substratum du volcan ont probablement joué un rôle dans le déclenchement de la déstabilisation.	Ubi-5a
Holocène inf.		CALDERA SOMMITALE	1-50		Dépôts d'écoulement de cendres et ponceux.	Succesion des dépôts pyroclastiques liés essentiellement à des éruptions pliniennes et phéatomagmatiques.	Ubi-8
					Dépôt de lapilli ponceux.		
Holocène sup.		OUVERTURE DE LA CALDERA D'EXPLOSION : REGIME EXPLOSIF PLINIE	1-50		Dépôt de retombée plinienne (≥7480 ± 40 ans B.P.) constituée de lapilli ponceux et lithiques.	Succesion des dépôts pyroclastiques liés essentiellement à des éruptions pliniennes et phéatomagmatiques.	Ubi-99-04 Ubi-99-03 Ubi-99-02
					Dépôt de retombée de lapilli ponceux.		
Holocène sup.		CONSTRUCTION DU STRATO-CÔNE (REGIME EFFUSIF)	700		Dépôt de retombée plinienne constituée de lapilli ponceux avec concentration de lithiques dans la partie supérieure.	Succesion des dépôts pyroclastiques liés essentiellement à des éruptions pliniennes et phéatomagmatiques.	Ubi-26 Ubi-48;128 Ubi-49
					Dépôt d'écoulement pyroclastique constitué de lapilli ponceux et de cendres.		Ubi-69
Pléistocène sup.		CONE SOMMITAL	700		Coulées de lave de composition andésitique et dacitique.	Activité effusive modérée, mais prolongée due à des réalimentations succesives du magma.	Ubi-29 Ubi-18 Ubi-20 Ubi-33 Ubi-34 Ubi-22a Ubi-22b Ubi-35

Fig.6 Log stratigraphique de l'Ubinas moderne: principaux processus et implications pour l'évolution géologique et volcanologique

Ces dômes se construisent et se détruisent en livrant des écroulements de type Merapi et Montagne Pelée, qui ont engendré des dépôts de coulées à blocs et cendres ("nuées ardentes") étalés sur les versants et au fond de la vallée Ubinas jusqu'à 7 km au SE du volcan. Les dépôts de coulées pyroclastiques à blocs et cendres ont une épaisseur d'environ 60 m. Ils contiennent des blocs laviques dacitiques et des ponces au sein d'une matrice cendreuse de couleur ocre et gris clair.

II.2. L'Ubinas moderne (Pléistocène supérieur à Holocène)

L'Ubinas moderne est subdivisé en deux sous unités : cône sommital et caldera sommitale.

II.2.1 Coulées de lave à bloc du cône sommital

Les coulées de lave à blocs appartenant au cône sommital ont une composition trachyandésitique, trachydacitique et andésitique. Ces coulées de lave superposées forment la partie supérieure de l'appareil volcanique de 4800 à 5672 m d'altitude (Photo 1; Fig. 3). Elles présentent en général des pentes fortes $\geq 40^\circ$. Chaque coulée de lave possède une épaisseur d'environ 20 m. La plupart montrent des fractures irrégulières et verticales. Ces coulées massives ont parcouru une distance maximum de 3.6 km autour du cratère.

II.2.2 Dépôts pyroclastiques de la caldera sommitale (du Tardiglaciaire à l'Actuel)

L'Ubinas au début de sa dernière étape éruptive a engendré des éruptions pliniennes et phréatomagmatiques qui sont à l'origine d'une caldera d'explosion tronquant le sommet du volcan (Photo 2). Ces éruptions ont mis en place des importants dépôts de retombée constitués de lapilli ponceux qui sont étalés sur le flanc sud du volcan (village d'Anascapa ; Fig. 6). Ces dépôts reposent sur un dépôt de retombée plinienne de 9700 ± 190 ans B.P. du volcan Huaynaputina (Juvigné *et al.*, 1997). Le volcan Huaynaputina se situe à 30 km au sud de l'Ubinas.

Durant les derniers milliers d'années, l'activité éruptive de l'Ubinas a été caractérisée par des événements explosifs, la plupart de faible volume, qui seront détaillés plus loin. On distingue 4 groupes parmi les dépôts appartenant à cette dernière étape éruptive:

1. Coulées de cendres et ponces

Il existe au moins trois dépôts d'écoulements de ponces et cendres, de couleur ocre clair, intercalés avec des dépôts de retombées et de lahar (Fig. 7). Ces unités affleurent dans la partie supérieure de la séquence volcanoclastique de la Quebrada Infiernillo (à 6 km au sud-est du cratère ; Fig. 3). Ces dépôts d'écoulement sont massifs et chacun a entre 2 et 4 m d'épaisseur. Ils sont constitués par des ponces dacitiques, des cendres et des fragments lithiques de taille centimétrique.



Photo 1. Vue du flanc nord du volcan Ubinas (4450 m). On distingue des coulées de lave à blocs a la base du volcan qui forment “l’Ubinas ancien”. Dans la partie supérieure il existe des coulées de lave superposées et raides que forment una partie du cône sommital.

Photo 2. Vue de la paroi sud de la caldera sommitale du volcan Ubinas (5380 m). La formation de cette caldera a eu lieu pendant le Tardiglaciare et l’Holocène inférieur (datation Ar-Ar en cours). Les parois de cette caldera sont altérées et hydrothermalisées. Au plancher, on trouve una succession de couches de cendres et lapilli ponceux mises en place pendant l’Holocène et l’époque historique.

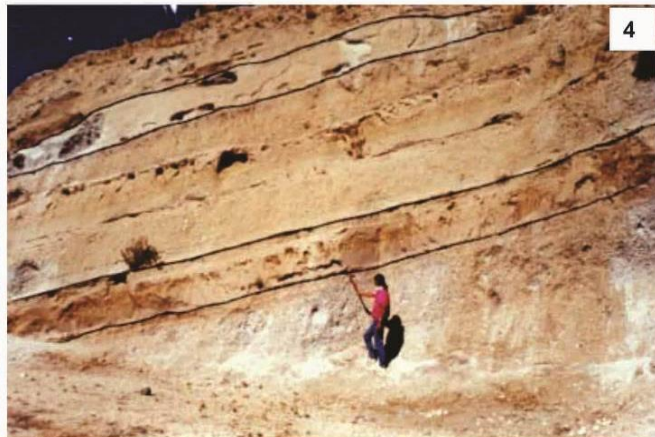
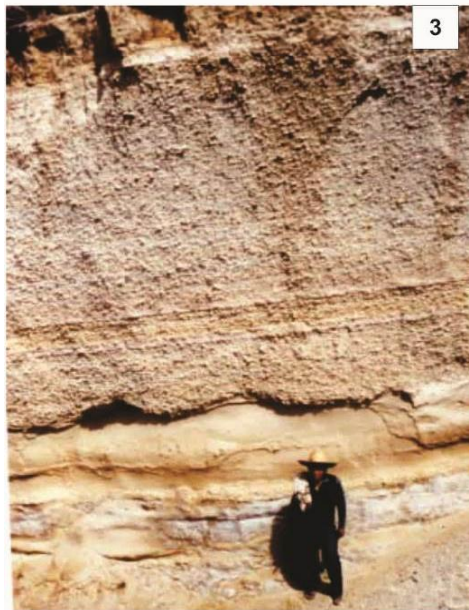
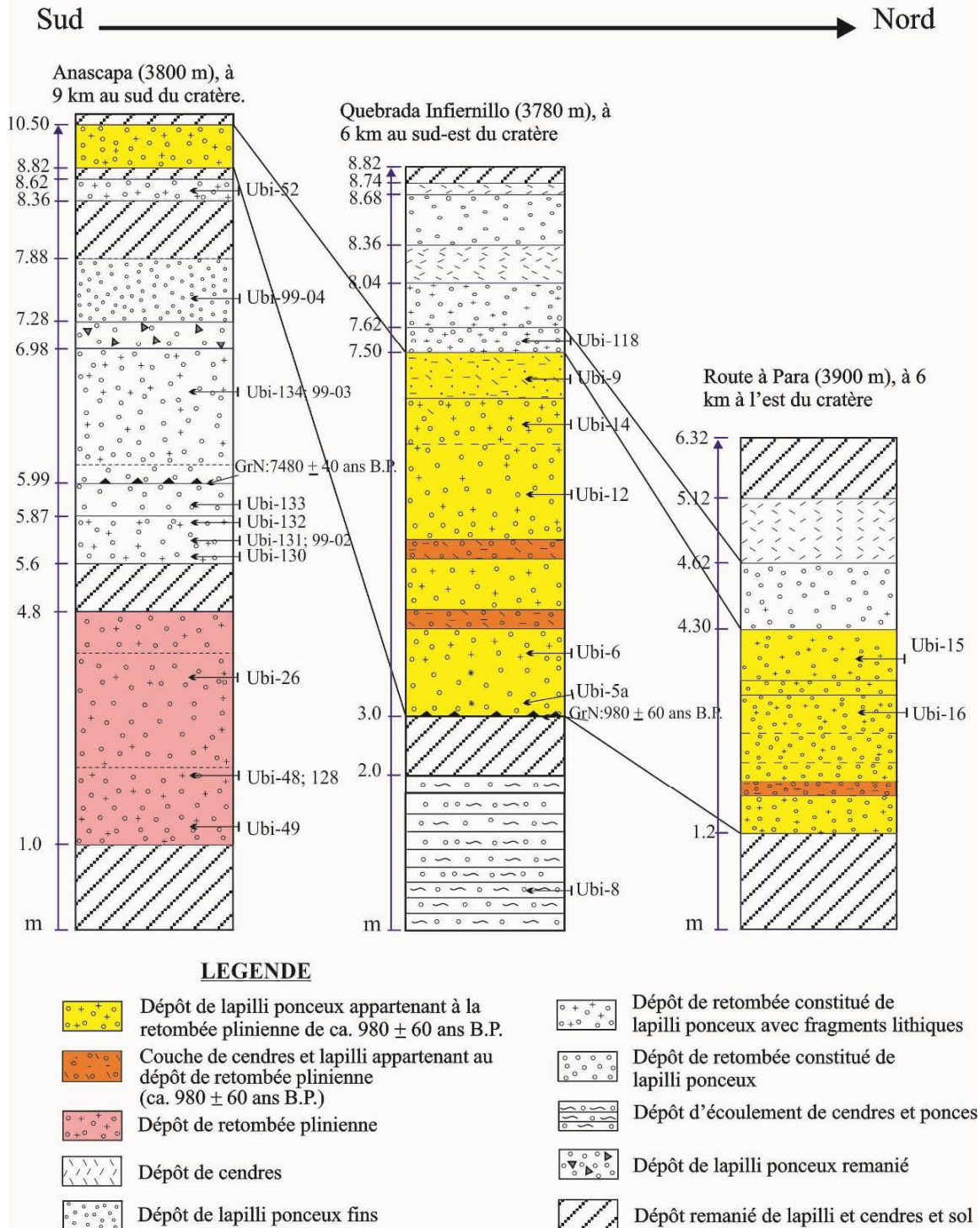


Photo 3. Dépôt de retombee plinienne datant de 980 ± 60 B.P. mis en place à 6 km au sud du volcan Ubinas. Ce dépôt est constitué de lapilli ponceux et fragments lithiques (description dans le texte).

Photo 4. Succession de retombées pyroclastiques d’Anascapa. On distingue à la base une retombée plinienne de 3.8 m d’épaisseur (7480 ± 40 ans B.P.) constituée de lapilli ponceux et d’abondants fragments lithiques présentant un granoclasement inverse. Elle est liée à la formation de la caldera sommitale du volcan Ubinas.

Fig. 7 Successions pyroclastiques d'âge tardiglaciaire et holocène mises en place sur les flancs sud, sud-est et est du volcan Ubinas



2. Avalanches de débris

Après les épisodes explosifs décrits précédemment et un peu avant 3670 ans $\pm$ 60 A.P. (GrN-22820), s'est produit un deuxième écroulement du flanc sud de l'édifice volcanique (Fig. 4), qui a engendré des avalanches de débris dont le volume est de 1,6 km³ environ. Les produits de ces avalanches sont étalés au pied de la paroi sud puis canalisés dans la vallée d'Ubinas et on le retrouve jusqu'à 6 km du cratère (Fig. 3). Ces dépôts ont une forme de collines coniques (hummocks) d'environ 30 m de hauteur. Ils sont constitués de gros blocs de lave fracturés, de quelques centimètres à quelques mètres de diamètre et certains sont hydrothermalisés.

3. Retombées pyroclastiques holocènes

Comme on l'avait laissé entrevoir, l'Ubinas avant et pendant l'Holocène a présenté des éruptions explosives de type plinien, phreatomagmatique et phréatique, qui ont mis en place d'importants dépôts de ponces rhyolitiques et dacitiques, principalement étalés vers le S, SE et NE du volcan (Fig. 7). Ils sont visibles dans un rayon de 8 km autour du sommet. On trouve ces dépôts surtout dans les vallées d'Ubinas et quelques quebradas au pied des flancs sud et sud-est. Malheureusement, certains quebradas sont les sites de forte érosion et débordement des coulées pyroclastiques ou des lahars, ce qui complique parfois les relations stratigraphiques. Par ailleurs, toute la moitié NW est constituée d'un plateau volcanique recouvert de cendres et blocs, mais sans quebradas, qui fournit par conséquent très peu d'information sur l'histoire récente du volcan.

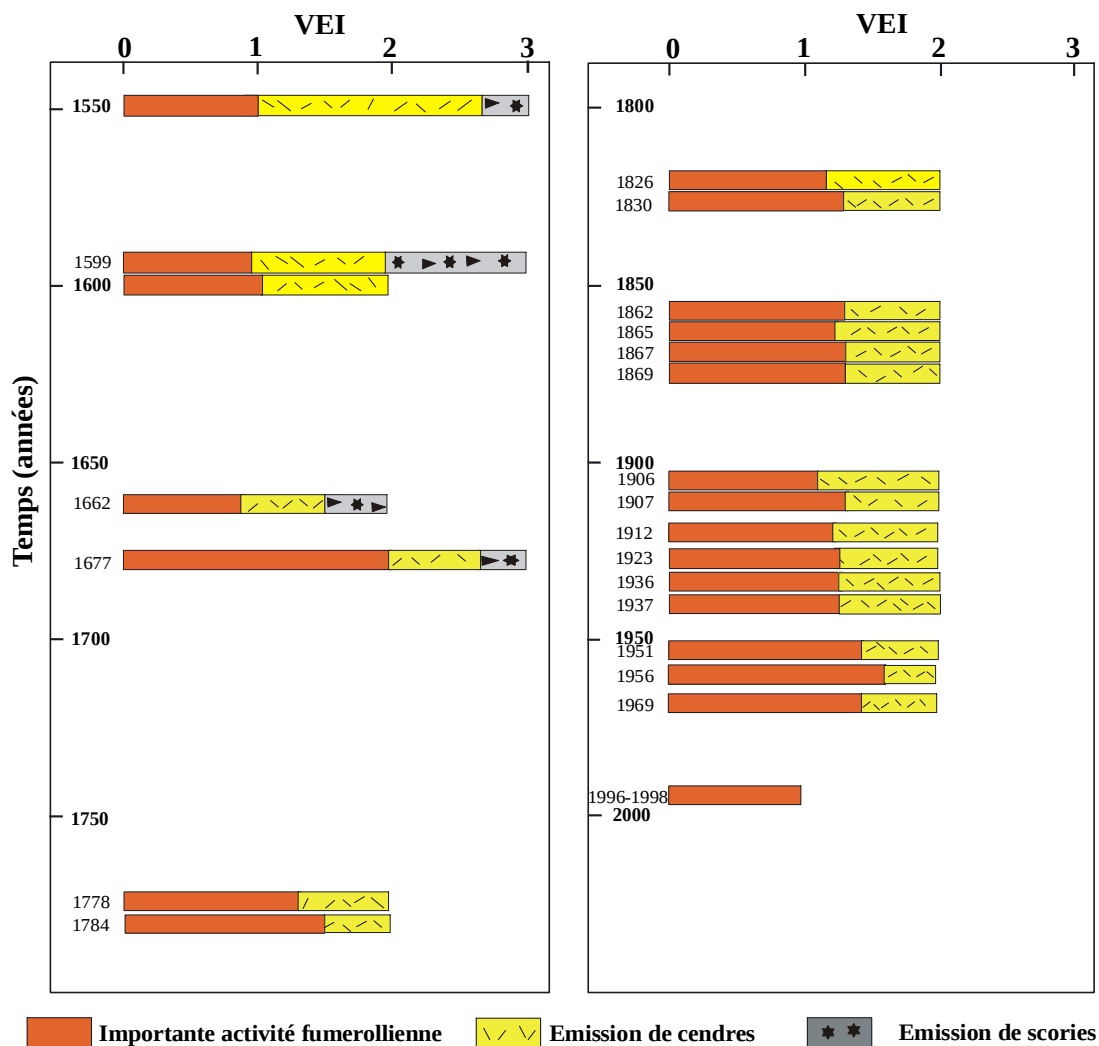
Les dépôts les plus anciens liés à des éruptions pliniennes sont visibles près du village d'Anascapa situé à 9 km au sud du volcan (Fig. 7). On y distingue une épaisse succession de téphras (Photo 4). A la base de cette succession, il existe un dépôt de retombée constitué de lapilli ponceux avec granoclassement inverse et concentration de fragments lithiques non juvéniles vers la partie supérieure (Fig. 7). Ce dépôt de retombée de 3.8 m d'épaisseur est le plus ancien que l'on trouve autour du volcan. Au-dessus, repose un dépôt remanié de cendres de 80 cm d'épaisseur et deux couches de lapilli ponceux ; chacune a entre 14 et 18 cm d'épaisseur, respectivement. Au dessus de ces dépôts on trouve une retombée appartenant à l'éruption plinienne datée à 7480 $\pm$ 40 ans B.P. (GrN-9327). Ce dépôt de retombée à cet endroit atteint 1.2 m d'épaisseur. Il est constitué de lapilli ponceux (d'environ 16 cm de diamètre maximum) de composition dacitique et d'abondants fragments lithiques de quelques centimètres. Au-dessus de ce dernier dépôt affleurent au moins deux couches de lapilli ponceux appartenant à des retombées pliniennes.

Par ailleurs, le dépôt de la dernière éruption plinienne de ca. 980 $\pm$ 60 ans B.P. (GrN-23146), atteint 4.5 m d'épaisseur à 6 km au sud-est du cratère (Quebrada Infiernillo, Fig. 7, Photo 3). Cette retombée repose sur une couche de cendres remaniée d'1 m d'épaisseur. Ce dépôt est constitué par des ponces essentiellement andésitiques de 2 à 6 cm de diamètre et des fragments lithiques andésitiques de 1 à 8 cm de diamètre. Au-dessus de la base du dépôt, entre 60 et 100 cm, il existe deux couches fines de lapilli cendreuse de couleur rosé d'environ 10 cm d'épaisseur. Ce dépôt présente un granoclassement inverse vers la partie supérieure, où abondent des blocs de ponces de 18 cm de diamètre au maximum. Ce dépôt de 2,8 km³ minimum se retrouve à plus de 40 km au sud-est du volcan, où il atteint encore 25 cm d'épaisseur. Ce dépôt a été probablement dispersé dans un lobe dont l'axe était dirigé vers le SE. Au-dessus de ce dernier dépôt plinien (ca. 980 $\pm$ 60 ans B.P.), il existe au moins deux couches de lapilli

ponceux avec de fragments lithiques de 60 et 80 cm d'épaisseur (à 6 km au sud-est du cratère, Fig. 7) appartenant à des éruptions phréatomagmatiques.

4. Dépôts pyroclastiques d'âge historique

Les colonisateurs espagnols ont mis fin à l'Empire Inca en 1532. De ce fait, les chroniques et les articles concernant les événements éruptifs n'ont été rédigés qu'après de cette date. Ils ont permis de reconstituer au moins 23 événements volcaniques caractérisés par des crises fumarolliennes et des émissions des cendres, à partir de 1550 à nos jours (Fig. 8). Comme on a pu le constater dans ces chroniques et articles, les événements volcaniques historiques ont causé des dommages dans les villages situés dans la vallée d'Ubinas, et ont entraîné la mort de personnes et la disparition du bétail, à cause d'épidémies mal connues. En outre, les cendres se sont mélangées fréquemment avec l'eau et se sont transformées en aval en lahars qui ont détruit les cultures et ont entraîné quelques victimes dans le village d'Ubinas.



VEI= Indice d'explosivité volcanique (D'après Newhall & Self, 1982)

Fig. 8 Diagramme montrant l'activité historique répertoriée de 1550 à 1998

D'après Simkim & Siebert, 1994 ; Parodi, 1966 ; Hantke & Parodi, 1969 ; "Diario El Pueblo", 1936-1937-1969 ; Tauro, 1967 ; Valdivia, 1995 ; Thouret *et al.*, 1996 ; in Rivera *et al.*, 1998.

Postérieurement à 1600, l'Ubinas a présenté une activité explosive modérée, comme en témoignent les minces dépôts de lapilli et cendres qui reposent sur les flancs de l'édifice et sur le plateau volcanique, jusqu'à une distance de 15 km vers l'ouest et nord-ouest du volcan. La plupart de ces dépôts sont constitués par des fragments lithiques altérés et hydrothermalisés, liés essentiellement à des éruptions phréatiques. Sur le flanc sud et sud-est, il existe aussi des dépôts remaniés de lapilli ponceux et de cendres de couleur gris clair, gris foncé, blanchâtre et jaunes. Ces cendres atteignent 3 cm de diamètre dans un rayon de 5 km autour du cratère), ce qui représente un volume $<0.1 \text{ km}^3$.

L'un des dépôts mis en place au cours de cette période est constitué de cendres avec fragments de scorie de couleur gris foncé étalées dans un rayon de 2 à 4 km autour de l'édifice. Ces cendres et scories sont liées aux écoulements de scories de type Saint-Vincent, dont le volume minimum est 0.6 km^3 , mis en place probablement en 1677. Des études effectuées dans les tourbières des zones médiales montrent l'existence d'une couche de cendre grise de 2 cm (à 15 km), qui repose sur les téphras du volcan Huaynaputina (éruption de 1600). Au cours des quatre derniers siècles, l'Ubinas a présenté plusieurs épisodes de forte activité fumerollienne, parfois accompagnée par des émissions de cendres.

II.3. Etude des téphras holocènes et historiques mises en place en zone proximale et médiale au moyen de sondages dans les tourbières.

L'étude des dépôts mis en place dans les zones proximales et médiales au moyen de sondages nous permet de repérer les marqueurs stratigraphiques que sont les téphras. L'étude des tourbières et des lacs situés sur les piémonts et dans les vallées glaciaires autour du volcan Ubinas présente un intérêt particulier pour l'étude de la récurrence de l'activité Tardiglaciaire, holocène et historique. En fait, ces dépressions fermées ont servi de pièges sédimentaires qui ont enregistré, entre autres, les retombées pyroclastiques pendant le passé.

Des sondages ont été effectués par J.C. Thouret et E. Juvigné autour du volcan Ubinas en 1997. Trois carottes de tourbes ont été prélevées et ont fait l'objet de tamisages et de séparations par densité à l'Université de Liège (la méthodologie suivie est présentée en annexe), pour être analysées. Les données recueillies permettent de caractériser les dépôts et d'en déduire les mécanismes de mise en place. Nous avons présenté la description d'une carotte de Vizcachani où nous avons repéré les cendres du volcan Huaynaputina (éruption de 1600 A.D.) et des cendres liées à des éruptions antérieures à 1600 A.D.

La tourbière de Vizcachani

Cette tourbière est située à 8 km au nord-ouest du volcan Ubinas (4280 m, annexe 1). Le sondage a été effectué jusqu'à une profondeur d'environ 2,50 m. Sur l'ensemble de la carotte, on distingue cinq couches massives, d'épaisseur à peu près constante de quelques centimètres, constituées par des cendres partiellement mélangées avec de la tourbe (Fig. 9). Pour les comparaisons suivantes, il faut surtout noter la présence d'une partie importante (32% à 65%) de poussières ($\phi < 63 \mu\text{m}$) dans les échantillons. En outre, aucun grain ne dépasse 1ϕ (phi) soit $500 \mu\text{m}$.

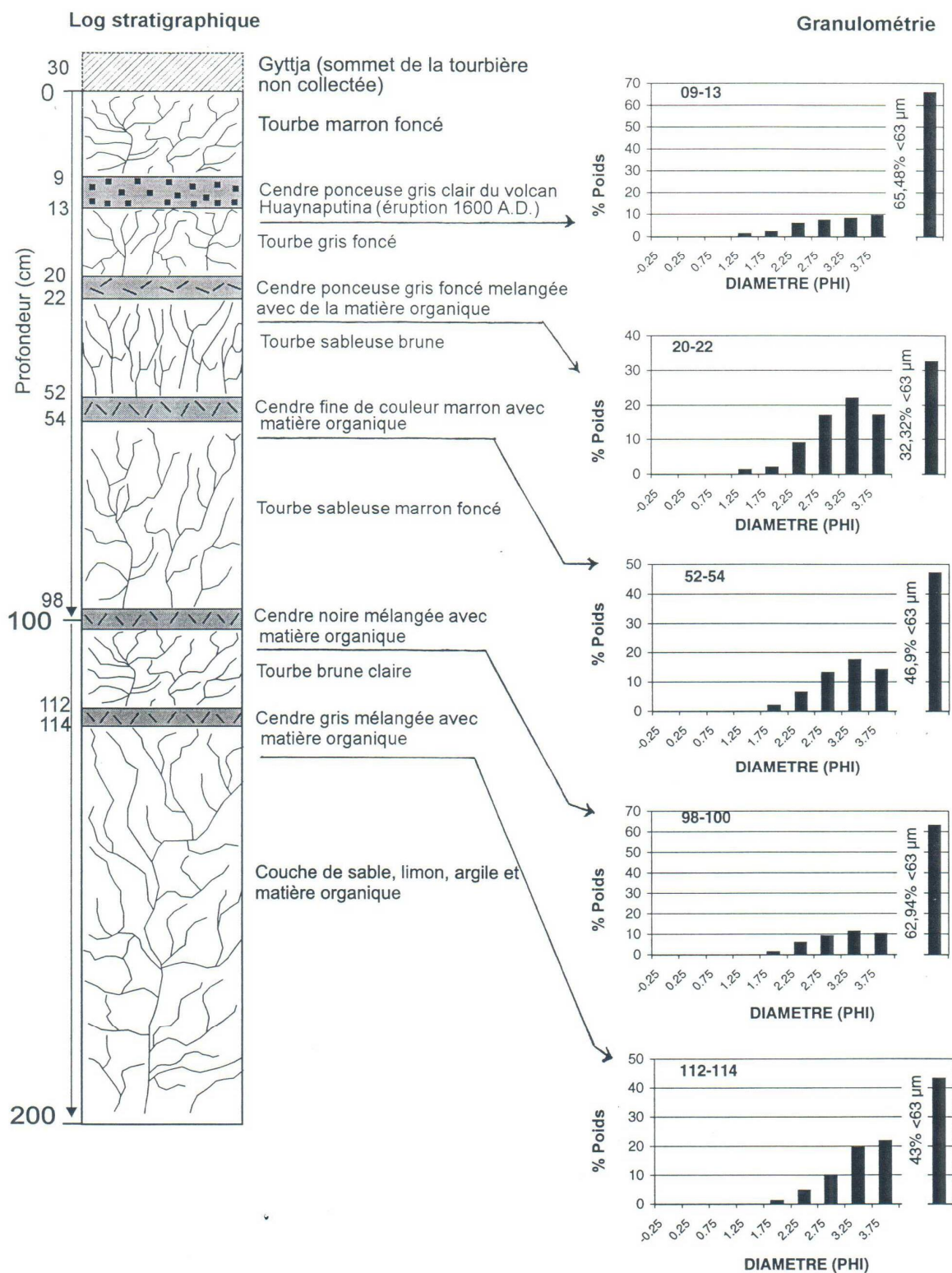


Fig. 9 Log stratigraphique de la carotte de Vizcachani accompagné des distributions granulométriques de chaque couche.

La première couche de cendres gris clair, située entre 9 et 13cm de profondeur (Fig. 9) est constituée de cristaux de plagioclase, amphiboles verts, verres (avec de vésicules arrondies et allongées),

biotites, oxydes, ponces et fragments lithiques. Ces cendres appartiennent à l'éruption de 1600 du volcan Huaynaputina. Ces cendres montrent une distribution granulométrique unimodale avec un mode principal correspondant au limon vers 4ϕ ($62,5\mu\text{m}$).

La seconde couche de cendres, située entre 20 et 22 cm de profondeur (Fig. 9) est constituée de verres, cristaux et éléments composites (microlites de plagioclase et amphiboles empâtés dans la mésostase). Parmi les cristaux on distingue le plagioclases (optiquement zonés), des amphiboles brunes, des oxydes et des fragments lithiques. L'ensemble montre une légère altération. Ces cendres montrent une distribution granulométrique unimodale, correspondant à un sable fin avec une mode vers $3,5\phi$ ($93\mu\text{m}$).

La troisième couche, située entre 52 et 54cm de profondeur (Fig. 9) est constituée de verres, éléments composites contenant des microlites et des cristaux. Les verres présentent des vésicules subarrondies. Les cristaux sont constitués par l'amphibole (sous forme de baguettes), de plagioclase, de l'orthopyroxène (en très faible proportion) et lithiques énallogènes en très faible proportion. La distribution granulométrique est unimodale, correspondant à un sable fin avec une mode vers $3,5\phi$ ($93\mu\text{m}$).

La quatrième couche est située à 98-100cm de profondeur (Fig. 9) est constituée d'une grande variété de grains de faciès divers: éléments composites (microcristaux empâtés dans la mésostase), cristaux libres de plagioclase (phase prédominante), de verres qui montrent des vésicules subarrondies, d'amphibole, de pyroxène, des oxydes et de lithiques énallogènes. L'ensemble montre une légère altération. La distribution granulométrique est unimodale, correspondant à un sable fin avec une mode vers $3,5\phi$ ($93\mu\text{m}$).

Enfin, la cinquième couche située à 112-114cm de profondeur (Fig. 9) est constituée d'une grande variété de grains de faciès divers : des verres gris foncé avec des vésicules déformées, des éléments composites (microcristaux empâtés dans la mésostase), des cristaux de plagioclase optiquement zonés, des amphiboles, des oxydes et des lithiques énallogènes en très faible proportion. La distribution granulométrique est unimodale, correspondant à un limon avec une mode vers 4ϕ ($62,5\mu\text{m}$).

La présence de paléosols et tourbe entre les couches nous permet de séparer catégoriquement cinq éruptions, dont au moins trois sont liées au volcan Ubinas. En effet la présence d'une granulométrie grossière suggère que ces cendres ne peuvent être attribuées qu'à un volcan proche, à savoir l'Ubinas. Grâce au calcul de la vitesse de sédimentation, ces éruptions se sont produites probablement après 9000 ans B.P. En effet Juvigné *et al.*, en 1997 et 1998 ont effectué des sondages de cendres dans la Laguna Salinas (situé à 15 km au sud-est du volcan Ubinas) et autour du volcan Nevado Sabancaya. Ces deux sites sont situés plus ou moins à la même altitude (4300m). Dans la Laguna Salinas, les tourbes situées à 2 m de profondeur ont été datées à 9700 ± 190 ans B.P. (méthode C^{14}). Au Sabancaya, pour des tourbes situées à 2,1 m de profondeur, les auteurs obtiennent également un âge de 9580 ± 120 ans B.P. (méthode C^{14}). Ces résultats nous donnent un âge moyen de sédimentation de 1 cm/30 ans. Cette étude est cependant incomplète car la vitesse de sédimentation de la tourbe fluctue un peu au cours de l'Holocène. De nouvelles datations C^{14} sont prévues afin de confirmer ces résultats.

III. ETUDE PETROGRAPHIQUE

52 échantillons appartenant à l'Ubinas moderne ont été récoltés, replacés dans leur position stratigraphique (Fig. 6) et analysés. Les produits du cône sommital, première étape d'édification de l'Ubinas moderne, sont essentiellement constitués par des coulées de laves, tandis que les produits appartenant à la seconde étape d'édification (caldera sommitale) sont représentés par des dépôts pyroclastiques, issus de retombées et d'écoulements, sous forme de ponces, scories et bombes.

La description pétrographique s'attache plus particulièrement aux échantillons sélectionnés pour les analyses chimiques sur roche totale et dont les phases minérales ont été analysées à la microsonde électronique (cf. tableau récapitulatif en annexe 2)

III.1 Coulées de lave du cône sommital

Le cône sommital est essentiellement formé de coulées de lave à blocs (Ubi-20, 22a, 22b, 29, 33, 34, 35, 41, 62). Macroscopiquement, ces laves sont massives et présentent une couleur gris clair à gris foncé.

Ces roches présentent une texture porphyrique à microlitique fluidale et sont peu à non-vésiculées (Photo 5). La taille des phénocristaux varie entre 100 et 800 μm . Les phénocristaux de plagioclase sont les plus abondants; ils sont automorphes à subautomorphes avec parfois de fines baguettes d'apatite et d'oxydes en inclusions. Parfois les plagioclases sont optiquement zonés. La paragenèse minérale de ces laves est complétée par des phénocristaux d'amphibole brune de forme allongée et subautomorphes (souvent déstabilisés et couronnés par des oxydes), et de la biotite subautomorphe (Ubi-20, 35). Le clinopyroxène (augite) est présent dans les termes les plus basiques et intermédiaires (Ubi-20,29,34,35), et il apparaît presque toujours en équilibre avec la mésostase. Les orthopyroxènes sont subautomorphes et automorphes. Dans les termes intermédiaires, ils coexistent parfois avec le clinopyroxène. Des oxydes ferrotitanés de taille inframillimétriques sont présentes soit dans la mésostase, soit en inclusion dans le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole et rarement dans le plagioclase.

La mésostase de la plupart des échantillons est constituée d'un verre gris à gris foncé. Tous les minéraux cités précédemment existent sous forme de microlites en très faible quantité. Dans quelques faciès andésitiques apparaissent des agrégats gloméroporphyriques constitués de pyroxène, oxydes et de plagioclase (Ubi-20,62). La minéralogie est relativement constante, seules les proportions des phases minéralogiques sont susceptibles de varier dans ces roches.

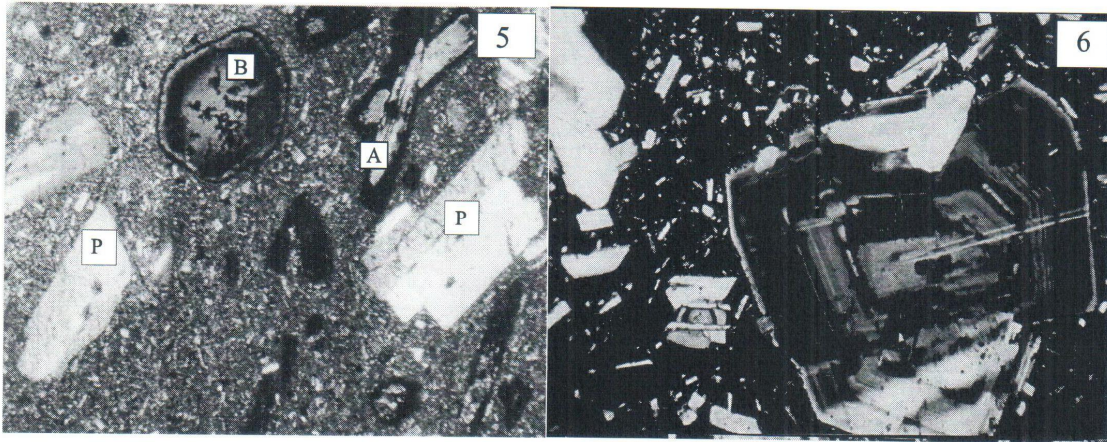


PHOTO 5 - Dacite à texture microlitique porphyrique du cône sommital (Ubi-33), LP. On observe des phénocristaux de plagioclase (P), de biotite (B) et d'amphibole (A) (certains sont déstabilisés et couronnés par des oxydes).

PHOTO 6 - Andésite à texture porphyrique d'âge historique (Ubi-37), LP. On observe un phénocristal de plagioclase zoné.

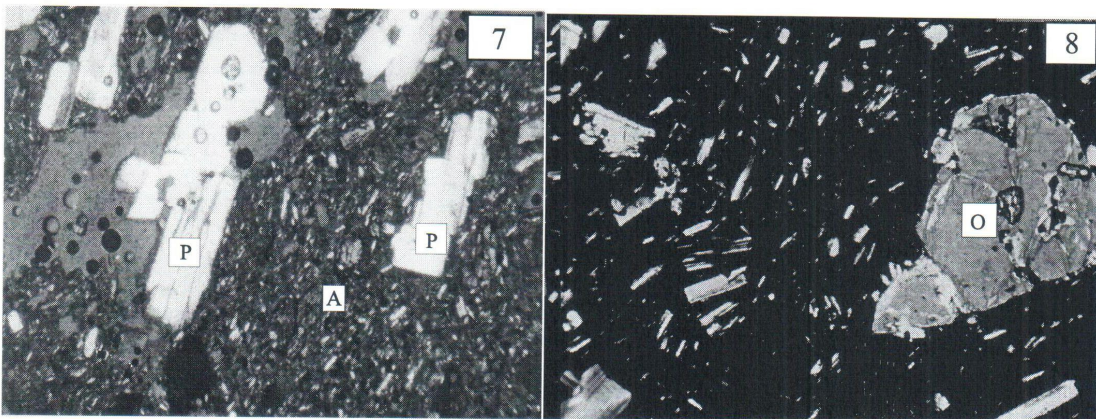


PHOTO 7 - Dacite à texture microlitique porphyrique de l'Holocène moyen (Ubi-8), LP. On observe des gros phénocristaux de plagioclase noyés dans une mésostase constituée de microlites de plagioclase (P) et d'amphibole (A). Les vésicules de quelques millimètres de diamètre sont déformées.

PHOTO 8 - Andésite à texture microlitique porphyrique d'âge historique (Ubi-39), LP. On observe un xénocrystal d'olivine (O) entouré par de microlites de plagioclase.

III.2 Produits pyroclastiques de la caldera sommitale

Parmi les produits appartenant à la caldera sommitale, quatre générations de dépôts pyroclastiques seront distinguées.

III.2.1 L'ignimbrite pré-Holocène

Cette ignimbrite est essentiellement constituée de lapilli et blocs ponceux (Ubi-69). Macroscopiquement ces ponceux sont de couleur blanchâtre et présentent une texture porphyrique. Elles présentent des vésicules peu allongées.

Ces ponceux ont une texture microporphyrique fluidale. Elles sont fortement vésiculées (environ 30-40%). La mésostase est constituée d'un verre incolore où la plupart des cristaux sont brisés. Les phénocristaux sont de taille inférieure à 600µm. Parmi ces phénocristaux, le plagioclase constitue la phase prédominante, se présente sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes, souvent zonés optiquement, et contiennent fréquemment des inclusions d'apatite et d'amphibole. Les phénocristaux d'amphibole et de biotite sont subautomorphes et en équilibre avec la roche hôte (bordures nettes ou absence de bordure réactionnelle). Des oxydes ferrotitanés de taille inframillimétrique, soit dans la mésostase, soit en inclusion dans l'amphibole et parfois dans le plagioclase, complètent la paragenèse. La mésostase vitreuse incolore contient des microlites de tous ces minéraux et quelques uns de quartz. Ces laves sont des dacites.

III.2.2 Téphras de l'Holocène inférieur

Parmi les dépôts pyroclastiques holocènes inf. on distingue essentiellement des retombées pliniennes à ponceux blanchâtres, porphyriques et faiblement vésiculées (Ubi-26, 49, 48, 127, 128, 99-02, 99-03, 99-04). Ces ponceux présentent une texture vitreuse et porphyrique. Les vésicules souvent d'une taille importante (quelques millimètres de diamètre) sont faiblement allongées et déformées. Les phénocristaux ont une taille inférieure à 800µm.

Dans les termes basiques (Ubi-99-02, 99-03, 99-04), la mésostase est constituée d'un verre gris où la plupart des cristaux sont brisés. Les phénocristaux de plagioclase subautomorphes, souvent sous forme de baguettes sont parfois optiquement zonés et certains contiennent des inclusions d'oxydes et d'amphibole. L'orthopyroxène subautomorphe apparaît en très faible proportion. L'amphibole apparaît en phénocristaux allongés et subautomorphes, à bordures nettes et contenant des inclusions d'oxydes. Les oxydes ferrotitanés sont présents en microcristaux dans la mésostase et en inclusions dans certains minéraux cités précédemment. Ces produits de retombées sont des andésites.

Dans les termes acides la mésostase est constituée d'un verre incolore où la plupart des cristaux sont brisés. Les phénocristaux de plagioclase subautomorphes, souvent sous forme de baguettes sont parfois optiquement zonés. La biotite est présente sous forme subautomorphe et avec quelques inclusions d'oxydes, d'apatite et de plagioclase. Dans certains cas (Ubi-26) on remarque la présence de quelques microcristaux subautomorphes de feldspath potassique et de quartz isolés dans la mésostase. Les oxydes ferrotitanés se présentent sous forme de phénocristaux isolés dans la mésostase et d'inclusions dans la biotite et plus rarement dans le plagioclase. Ces produits de retombées sont des rhyolites.

III.2.3 Dépôts pyroclastiques de l'Holocène moyen

On distingue principalement un dépôt d'écoulement pyroclastique de faible volume, constitué de ponce blanchâtres et porphyriques (Ubi-8). Ces ponce présentent une texture microlitique porphyrique (Photo 7). La mésostase est constituée d'un verre gris clair dans lequel il existe une importante quantité de microlites et de phénocristaux souvent brisés. Les phénocristaux ont une taille inférieure à 1,2mm. Les vésicules souvent de taille importante (quelques millimètres de diamètre) sont déformées. Les phénocristaux de plagioclase sous forme de baguettes subautomorphes à automorphes, sont souvent zonés optiquement. Certains contiennent de l'amphibole et des oxydes en inclusions. Les phénocristaux d'amphibole subautomorphes à automorphes sont abondants et contiennent des inclusions d'oxydes. Les cristaux de biotite subautomorphes sont en faible quantité, parfois déstabilisés en oxydes. Les oxydes ferrotitanés sont présents en microcristaux dans la mésostase et en inclusions dans certains minéraux cités précédemment.

Dans la mésostase, tous ces minéraux apparaissent sous forme des microlites.

III.2.4 Téphras de l'Holocène supérieur

Parmi les téphras appartenant à l'Holocène sup. on distingue une importante dépôt de retombée plinienne (ca. 980 ± 60 ans B.P.) sous lequel repose un dépôt de retombée phréatomagmatique de faible volume (chapitre II).

A. Ponce de la retombée plinienne datée à ca. 980 ± 60 ans B.P.

Ce dépôt de retombée plinienne contient essentiellement des ponce (Photo 3) qui sont peu fibreuses, porphyriques et de couleur jaunâtre (Ubi-5a, 6, 12, 14, 15, 16, 113, 115). Ces ponce en général présentent une texture vitreuse et porphyrique. Elles sont fortement vésiculées (environ 30-40%). La pâte est constituée d'un verre incolore où la plupart des phénocristaux sont brisés. Les phénocristaux ont une taille inférieure à 1,5 mm. Les phénocristaux de plagioclase subautomorphes, et parfois zonés optiquement sont prédominants. L'orthopyroxène, apparaît souvent sous forme de gros phénocristaux subautomorphes (120-400 µm) qui parfois sont entourés par des oxydes. L'amphibole brune se présente sous forme de baguettes subautomorphes, parfois maclées. Certains phénocristaux d'amphiboles contiennent des inclusions de plagioclase et oxyde. La biotite souvent sous forme de cristaux subautomorphes est en très faible proportion et présente parfois des inclusions d'oxydes et plagioclase. Les oxydes ferrotitanés apparaissent sous diverses formes, soit comme phénocristaux xénomorphes dans la mésostase, soit comme inclusions dans les amphiboles, les orthopyroxènes et rarement dans les plagioclases.

Dans la mésostase, il existe une importante proportion de microlites, surtout de plagioclases et des minéraux cités précédemment. Il existe des agrégats gloméroporphyriques d'amphibole et des agrégats de pyroxène et plagioclase (ponce de la base et milieu du dépôt).

La proportion de phénocristaux augmente depuis la base jusqu'au sommet du dépôt de retombée plinienne (environ 30 à 50%). En revanche, il existe une légère diminution de la vésicularité des ponce depuis la base jusqu'au sommet du dépôt. Dans ce dépôt, on remarque que la minéralogie est relativement constante, seules les proportions des phases minéralogiques varient. Il s'agit d'andésites.

B. Ponces de la retombée phréatomagmatique de faible volume

Cette retombée pyroclastique de faible volume contient aussi des ponces (Ubi-9) qui sont blanchâtres, légères et faiblement vésiculées. Ces ponces présentent une texture porphyrique et des vésicules de forme irrégulière de quelques millimètres de diamètre (environ 30-40%). La pâte est constituée de verre incolore, avec quelques phénocristaux brisés. Les phénocristaux ont une taille inférieure à 800µm. Les phénocristaux de plagioclase subautomorphes, souvent zonés optiquement sont prédominants. Certains montrent des bordures faiblement corrodées. Les cristaux d'orthopyroxène subautomorphes montrent souvent des bordures faiblement corrodées et peuvent donc être interprétés comme de xénocristaux. Ils contiennent parfois des inclusions de plagioclase. Les cristaux d'amphibole subautomorphes sont souvent déstabilisés et couronnés par des oxydes, quelques uns sont maclés. Les phénocristaux de clinopyroxène sont en très faible proportion et parfois se présentent sous forme d'agrégats gloméroporphyriques. Les oxydes ferrotitanés se présentent sous forme de phénocristaux isolés dans la mésostase et d'inclusions dans l'amphibole, l'orthopyroxène et plus rarement dans le plagioclase. Ces laves sont des andésites.

III.2.5 Dépôts pyroclastiques d'âge historique

D'après l'étude stratigraphique, trois types de dépôts pyroclastiques historiques peuvent être distingués :

A. Ponces des retombées pyroclastiques récentes

On distingue des ponces (Ubi n° 17, 40) appartenant à deux retombées pyroclastiques de faible volume. Macroscopiquement, ces ponces sont de couleur gris foncé à gris clair et présentent une texture scoriacée avec des vésicules souvent allongées. Ces ponces présentent une texture vitreuse et microlitique porphyrique.

Dans les termes basiques (Ubi-17), la mésostase est constituée d'un verre gris foncé, dans lequel il existe une importante quantité de microlites et de phénocristaux souvent brisés. Les phénocristaux ont une taille inférieure à 1.2mm. Le plagioclase est présent sous forme subautomorphe, souvent zoné optiquement. Certains phénocristaux montrent des zonages composites : un cœur limpide entouré d'un manteau plus ou moins épais (10-40µm) riche en inclusions vitreuses, et une bordure de surcroissance limpide. Ces observations indiquent que le cristal s'est trouvé en déséquilibre thermique et chimique avec le liquide environnant. Des cristaux d'amphibole subautomorphes à xénomorphes sont souvent déstabilisés et couronnés par des oxydes. Les cristaux de clinopyroxène sont automorphes à subautomorphes, et parfois entourés par des microcristaux de plagioclase et d'oxydes. L'orthopyroxène subautomorphe est en très faible proportion. L'olivine est présent sous forme de microcristaux. Les oxydes ferrotitanés sont aussi présents sous forme de phénocristaux isolés dans la mésostase et sous forme d'inclusions dans l'amphibole, le clinopyroxène et l'olivine. Dans la mésostase on retrouve tous les minéraux cités précédemment sous forme de microlites. Ces produits de retombées sont des andésites.

Par ailleurs dans les termes acides (Ubi-40), la mésostase est constituée d'un verre incolore. Les phénocristaux de plagioclase en forme de baguettes à contours nets dont certains sont zonés optiquement, constituent également la phase majoritaire. L'orthopyroxène subautomorphe, l'amphibole, la biotite et les oxydes ferrotitanés complètent la paragenèse. Ces produits pyroclastiques sont des dacites.

B. Retombées pyroclastiques : bombes et scories

Macroscopiquement ces pyroclastites (Ubi- 28, 30, 38, 39) sont de couleur gris à gris foncé. On observe souvent des blocs scoriacés et des bombes en croûte de pain.

Ces roches présentent une texture microlitique porphyrique à microlitique fluidale (Photo 8). Dans la plupart des cas, la mésostase est constituée de verre brun foncé (Ubi-28,39) à gris sombre (Ubi-38,30). Ces laves contiennent des phénocristaux de taille variable (100µm à 1.5mm) et une importante quantité de microlites (Ubi-28,38,39). Ces roches présentent entre 10 et 20% de vésicules déformées de quelques millimètres de diamètre. Les phénocristaux de plagioclase, automorphes à subautomorphes sont prédominants. Ils sont souvent zonés et présentent parfois des inclusions d'apatite. Ils montrent parfois un manteau plus ou moins épais (10-40µm) constitué par des inclusions vitreuses (Ubi-38,39). Les cristaux de clinopyroxènes (augite) automorphes à subautomorphes sont abondants. Ils sont parfois entourés par des oxydes. Quelques-uns présentent des discrètes figures de résorption, montrant leur déséquilibre avec la roche hôte (Ubi-28). L'orthopyroxène souvent subautomorphe est en faible proportion (Ubi-30,39). Dans certains échantillons (Ubi-39), on observe des phénocristaux d'orthopyroxène avec une auréole d'augite. L'amphibole souvent de forme subautomorphe est couronnée plus ou moins entièrement par des oxydes (Ubi-28,38,39,30). Dans les termes plus basiques (Ubi-39) on observe aussi des xénocristaux d'olivine entourés par des microlites de plagioclase et qui réagissent avec la mésostase. Les oxydes ferrotitanés sont présents sous forme de phénocristaux isolés dans la mésostase et en inclusion dans les clinopyroxènes.

La mésostase contient des microlites de plagioclase et des minéraux cités précédemment. Ce produits de retombées sont des andésites et andésites basiques.

C. Coulées pyroclastiques à cendres et scories d'âge historique

Macroscopiquement ces roches (Ubi-77, 19, 31, 37) sont noires à gris foncé. On distingue souvent des blocs scoriacés qui présentent une importante proportion des vésicules subarrondies.

Ces roches présentent une texture microlitique porphyrique et porphyrique (Photo 6). La mésostase est constituée de verre brun foncé à gris sombre. On peut observer des phénocristaux (parfois brisés) de taille variable (100µm à 1.2mm) et une importante quantité de microlites dans ces roches. Les phénocristaux de plagioclase subautomorphes à automorphes sont parfois zonés optiquement et parfois présentent des inclusions d'apatite. Les cristaux de clinopyroxène automorphes à subautomorphes (augite) sont abondants et parfois maclés. L'orthopyroxène subautomorphe est aussi présent en faible proportion. On observe aussi des microphénocristaux d'olivine subautomorphe, en équilibre avec la roche hôte. Les oxydes ferrotitanés sont présents sous forme de microcristaux et sous forme d'inclusions dans le clinopyroxène et l'olivine.

La mésostase contient des microlites de plagioclase et les minéraux cités précédemment. Ces coulées pyroclastiques sont de nature andésite basique.

Conclusion

Les produits de l'Ubinas Moderne, principalement les pyroclastites d'âge historique montrent un spectre de composition des magmas assez large (andésites basiques aux rhyolites). Les paragenèses minérales mises en évidence lors de notre étude témoignent du caractère calco-alcalin des roches de l'Ubinas; elles montrent en effet :

- La précipitation précoce des oxydes ferrotitanés, à partir des compositions d'andésites basiques.
- L'abondance des phénocristaux de plagioclase, ainsi que leur caractère zoné.
- La présence des phénocristaux de clinopyroxènes, plus ou moins fréquemment associés aux orthopyroxènes.
- L'abondance de phénocristaux d'amphibole, souvent déstabilisés et couronnés par des oxydes.

Les andésites basiques sont les moins nombreuses. Elles sont essentiellement à texture microlitique porphyrique, et caractérisées par la paragenèse: olivine, magnétite, clinopyroxène, plagioclase et occasionnellement orthopyroxène et amphibole. Les andésites presque toutes à texture porphyrique, sont caractérisées par une paragenèse à clinopyroxène, magnétite, plagioclase, amphibole et occasionnellement olivine en déséquilibre, orthopyroxène et biotite. Quand aux dacites, ce sont des roches porphyriques et microlitiques. On remarque la présence très fréquente de l'amphibole et de la biotite. L'olivine a totalement disparu à l'exception d'un échantillon (Ubi-39) où elle peut être considérée comme xénocristalline. La mésostase est très vitreuse. Les rhyolites sont porphyriques, le quartz, la biotite et parfois l'amphibole et le feldspath alcalin sont les phénocristaux les plus abondants alors que les pyroxènes y sont rares. La cristallisation fractionnée semble avoir un rôle important dans l'évolution de la série magmatique.

Par ailleurs, les caractéristiques texturales des phénocristaux de plagioclases (présence d'un manteau périphérique, zonations) et d'orthopyroxènes (entourés d'augite) de certaines laves andésitiques indiquent qu'ils ont commencé à cristalliser dans des conditions chimiques et physiques différents de celles correspondant au stade tardif de l'évolution magmatique (Arana *et al.*, 1994). Ces observations, associées aux déséquilibres observés entre les phénocristaux d'olivine et le liquide, indiquent clairement qu'il y eu aussi parfois des processus de mélange entre deux magmas ayant des caractéristiques chimiques et physiques différentes. Cependant aucune enclave co-magmatique n'a été observée.

IV. ETUDE MINÉRALOGIQUE

L'étude minéralogique systématique concerne à la fois les variations chimiques au sein des minéraux et un essai de caractérisation de l'évolution au cours du temps. Des analyses chimiques ponctuelles des minéraux ont été effectuées sur onze échantillons des laves appartenant au cône sommital (Ubi-22a, 33) et des produits pyroclastiques de la caldera sommitale (Ubi-5a, 8, 14, 128, 38, 39, 17, 69, 79). Ces roches ont été choisies principalement à partir de la position stratigraphique, des observations pétrographiques et des analyses d'éléments majeurs sur roche totale. Les analyses ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA (type Camebax Microbeam) à Clermont-Ferrand (tension d'accélération de 15 kv, courant de 11 nA).

Les tableaux présentant les analyses chimiques des phases minérales et les formules structurales recalculées avec le programme Norm sont présentées en annexe.

IV.1 Les feldspaths

A l'instar des roches calco-alcalines, la phase minérale prédominante est le feldspath plagioclase tant en phénocristaux qu'en microlites dans tous les échantillons du volcan Ubinas. Les compositions des phénocristaux et microlites de feldspath sont reportées dans les diagrammes An-Ab-Or (Fig. 10).

Les phénocristaux de plagioclase des laves du cône sommital (Ubi-22a,33) sont de grande taille, souvent millimétriques. Les teneurs en anorthite de ces plagioclases se situent dans une gamme An_{31} à An_{58} , c'est-à-dire des compositions de labrador, andésine et oligoclase (Fig. 10). Des profils de composition chimique ont été réalisés pour quelques phénocristaux de plagioclases zonés. Il apparaît une zonation chimique globalement normale et légèrement oscillatoire (Fig. 11), c'est-à-dire un cœur plus riche en anorthite An_{51} et une bordure riche en albite An_{41} (andésite Ubi-22a). Les microlites montrent une gamme de composition légèrement plus restreinte An_{32} à An_{51} (labrador et andésine).

Le plagioclase constitue également la phase minérale prédominante dans toutes les pyroclastites de la caldera sommitale. L'ignimbrite pré-Holocène (Ubi-69), de composition andésitique, présente des phénocristaux de plagioclase dont la teneur en anorthite est comprise entre An_{29} et An_{48} (oligoclase à andésine, Fig. 10). Ces plagioclases sont relativement homogènes à l'échelle d'une même roche et présentent principalement des zonations normales oscillatoires (Fig. 11).

Les pyroclastites holocènes (Ubi-128,8,5a,14) contiennent des phénocristaux de plagioclase dont la composition se situe dans la gamme An_{35} - An_{66} (andésine- labrador, Fig. 10). Ils présentent une zonation normale et oscillatoire. Certains microlites de feldspath dans ces pyroclastites (Ubi-128, 5a) présentent une gamme de composition, comprises entre An_{34} et An_{62} (andésine à labrador).

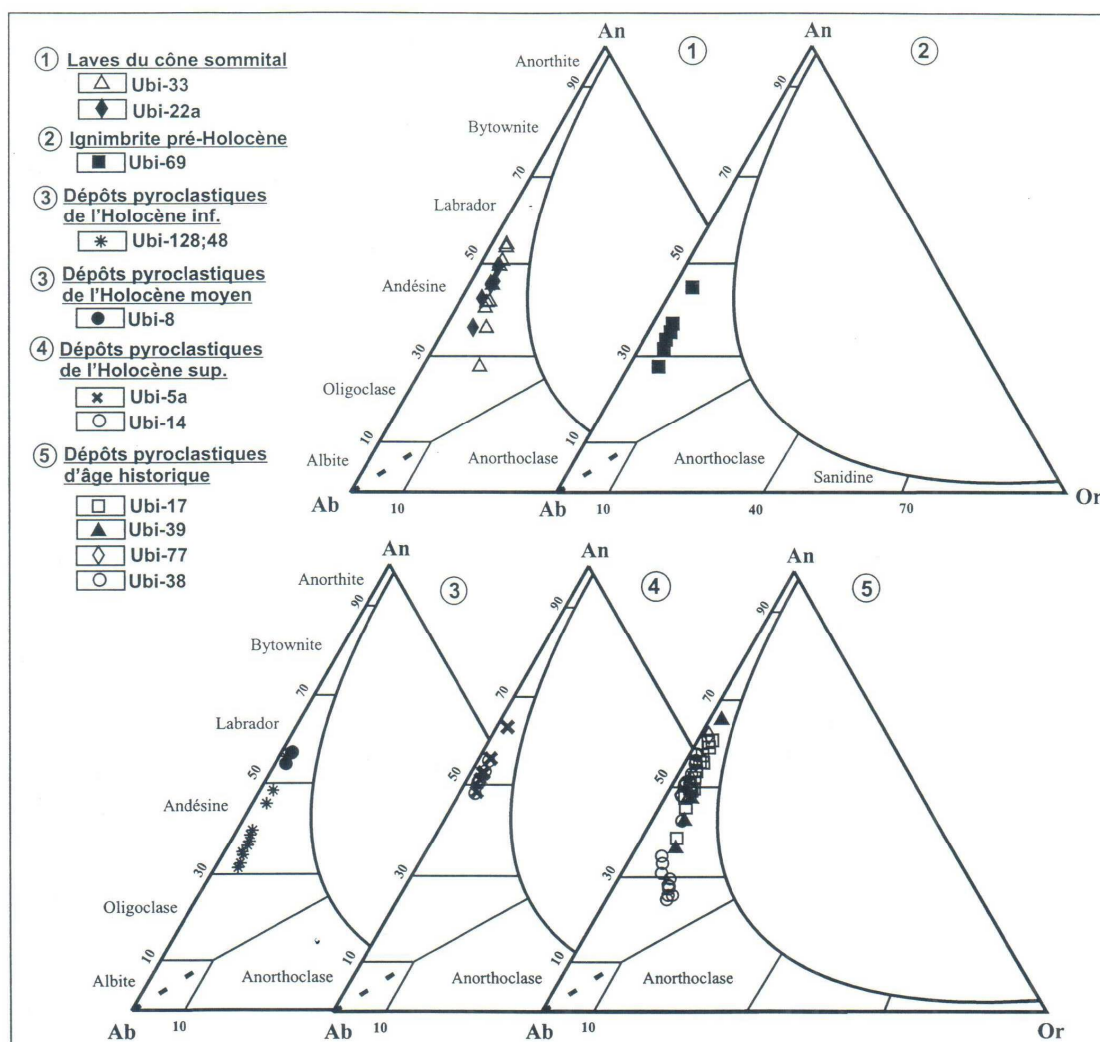


Fig. 10 - Diagrammes An-Ab-Or pour les feldspaths de l'Ubinas moderne

Dans les pyroclastites d'âge historique (Ubi-17, 38, 39, 77) le plagioclase est aussi présent sous forme de microlites et phénocristaux. Dans ce groupe, certaines roches montrent des teneurs en anorthite beaucoup plus hétérogènes (cf. Ubi-17,38), Fig 10. En général la teneur en anorthite est comprise entre An_{28} et An_{68} (labrador, andésine et oligoclase). Les phénocristaux de plagioclase montrent deux types de zonations : ainsi les dacites (Ubi-39) montrent une zonation normale avec un cœur An_{69} et une bordure An_{29} . Tandis que dans certaines andésites plus basiques (Ubi-17) les plagioclases montrent des zonations inverses, avec un cœur An_{50} et une bordure An_{65} (Fig. 11). Ce dernier type de plagioclase montre une manteau périphérique riche en inclusions vitreuses qui peut traduire une variation des conditions de cristallisation.

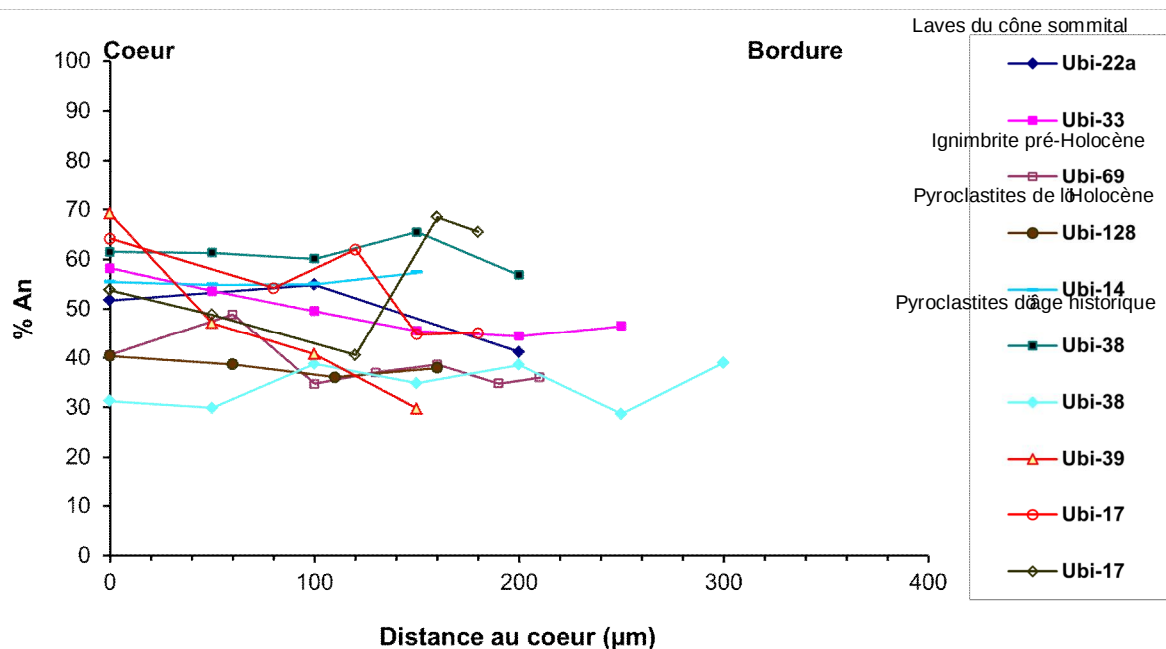


Fig. 11- Comparaison des zonations dans les plagioclases

Les zonations chimiques mises en évidence dans les phénocristaux de plagioclase se caractérisent par une variation du rapport $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, et ce de façon concentrique depuis le cœur vers la périphérie du cristal. Ces zonations peuvent être liées à des variations importantes des conditions physiques et/ou chimiques survenues durant sa croissance dans la chambre magmatique. Elles peuvent s'expliquer soit par décompression sans perte de volatiles, soit par modification de la composition du liquide en ouvrant le réservoir à un processus de mélange (apport de magma plus basique), soit par l'augmentation de température du système par injection de magma plus basique (dans ce cas, les teneurs en Ca du plagioclase augmentent), soit par augmentation de la teneur en eau du magma durant sa cristallisation par décompression du liquide (dans ce cas aussi, la teneur en Ca augmente). Toutefois, le contrôle de la composition des plagioclases est principalement thermique (Crançon, 1996). Ce type de perturbations magmatiques peut influencer sur l'activité du volcan et même l'amener à des événements volcaniques paroxysmaux. Une andésite d'âge historique (Ubi-17) contient des plagioclases dont les zonages sont souvent complexes : zonages normaux, inverses et oscillatoires (Fig. 11) avec fréquemment autour d'un cœur homogène un manteau riche en inclusions vitreuses. La coexistence dans cette roche de ces phénocristaux composites de plagioclase avec de phénocristaux d'amphibole déstabilisés développant des couronnes réactionnelles riches en oxydes, de feldspath alcalin en microlites et de cristaux d'olivine suggère une paragenèse minérale en déséquilibre issue d'un mélange mécanique de magmas contrastés.

IV.2 Les amphiboles

Les phénocristaux d'amphibole associés à des phénocristaux de plagioclase, oxydes, biotite et plus rarement de pyroxène apparaissent fréquemment dans la plupart des laves et produits pyroclastiques analysés, des andésites aux dacites et plus rarement dans les rhyolites où la biotite devient la phase hydratée prédominante. Il s'agit d'amphiboles calciques. Les analyses effectuées à la microsonde dans certains échantillons de lave du cône sommital (Ubi-33, 22a), de pyroclastites de l'Holocène inf.

(Ubi-128), de l'Holocène moyen (Ubi-8), de l'Holocène sup. (Ubi-14,5a) et d'âge historique (Ubi-17, 38, 39) ont été reportées dans le diagramme de classification de l'I.M.A. (Leake, 1978) Fig. 12.

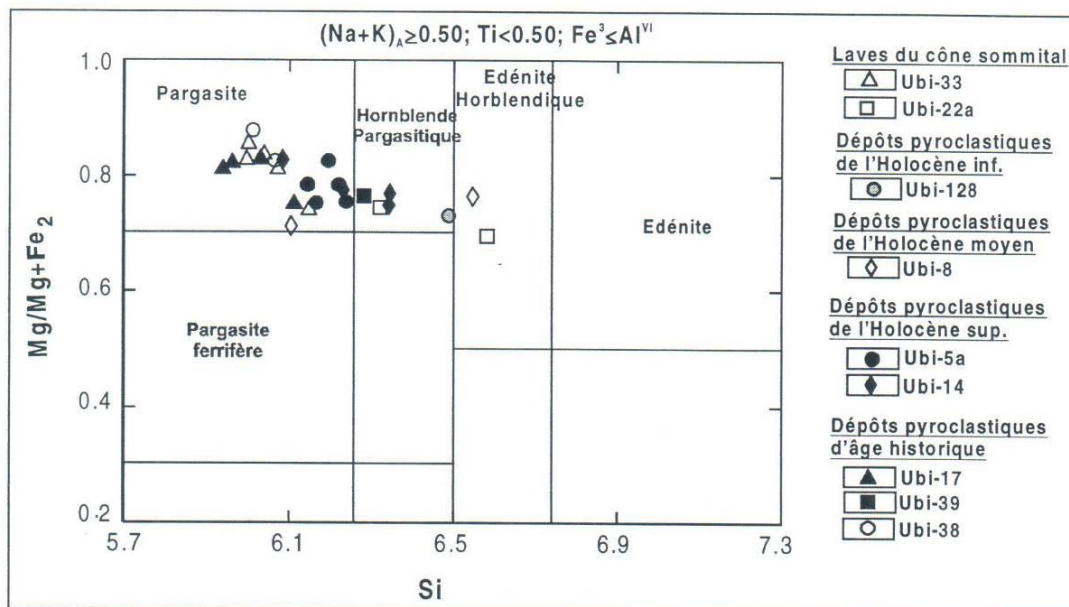


Fig. 12 Compositions des amphiboles dans la classification de Leake (1978).

Globalement les amphiboles présentent un spectre de composition s'étendant des pargasites, aux hornblendes pargasitiques et aux édenites hornblendiques.

Les phénocristaux d'amphibole des laves du cône sommital (Ubi-22a,33) sont caractérisées par une gamme étendue en composition (pargasites, hornblendes pargasitiques et édenites hornblendiques) Fig. 12; en effet, elles présentent de fortes teneurs en SiO_2 (40,5-44,4%), Al_2O_3 (10,4-12,7%) et TiO_2 (3,1-4,1%) par rapport aux pyroclastites de l'Holocène et d'âge historique.

Par ailleurs, les amphiboles dans les échantillons de l'Holocène (Ubi-128, 8, 5a, 14) sont caractérisées par une gamme plus homogène en composition (pargasite et hornblende pargasitique), Fig. 12. Elles présentent des teneurs en SiO_2 (41,3-44,3%), Al_2O_3 (9,3-11,9%) et TiO_2 (3%) relativement faible par rapport aux précédentes.

Enfin, les amphiboles appartenant aux pyroclastites d'âge historique (Ubi-38, 39, 17) se situent dans le champ des pargasites et hornblendes pargasitiques et sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 comprises entre 40,6 et 43,8 %, en Al_2O_3 (10,3-13,4%) et TiO_2 (3-4%). On remarque que la pargasite est plus fréquente dans les termes basiques (andésites et andésites basiques étudiées). Les pargasites sont pauvres en silice et relativement riches en fer (Hollaway & Burnham, 1972).

Certains phénocristaux montrent à la fois une augmentation des teneurs en Si du cœur vers le bord et une chute des teneurs en Mg (Ubi-38, 14). Cette zonation de composition est probablement synchrone d'un phénomène de cristallisation fractionnée entraînant un enrichissement en Si du liquide résiduel. L'augmentation des teneurs en Si^{4+} dans l'amphibole est liée à l'enrichissement en SiO_2 du magma à partir duquel elle cristallise (Green, 1982). La proportion de l'amphibole et dans une moindre mesure de la biotite est plus importante dans les pyroclastites de la caldera sommitale que dans les coulées de lave du cône sommital.

Certains cristaux montrent une bordure de déstabilisation en minéraux opaques, dans certaines laves et ponces soumises à un refroidissement brutal. Cette instabilité peut traduire des variations des conditions physico-chimiques du magma au sein du réservoir. La stabilité de l'amphibole dépend étroitement des conditions physiques de cristallisation (Helz, 1973), fugacité d'oxygène et pression d'eau (Allen & Boettcher, 1978). Le champ de stabilité de l'amphibole est maximum pour des PH_2O comprises entre 0.25 et 0.50 fois la pression totale (Eggler & Burnham, 1973). D'autre part, certains cristaux d'amphibole sont parfois inclus dans des phénocristaux de plagioclases ; ils sont alors protégés par "blindage" et ne présentent pas d'indices de déstabilisation. Par ailleurs, les formes allongées en aiguilles suggèrent une croissance rapide dans un milieu assez brutalement refroidi lors de la remontée du magma (Stewart, 1975).

Les magmas calco-alcalins sont classiquement considérés comme des liquides riches en eau; c'est cette richesse en eau qui est à l'origine de l'abondance de produits pyroclastiques dans le volcanisme calco-alcalin ainsi que de l'abondance en minéraux hydratés des laves calco-alcalines. La présence d'eau dans les magmas de l'Ubinas en quantité importante est suggérée par l'abondance de l'amphibole qui indique une teneur en eau supérieure à 2-3% (Holloway, 1973).

IV.3 Les pyroxènes

Les pyroxènes sont présents tant en phénocristaux qu'en microlites dans toutes les roches de compositions intermédiaires et basiques analysées. On rencontre l'association orthopyroxène-clinopyroxène en phénocristaux dans certains andésites. Quantitativement, au cours de l'évolution, le clinopyroxène a tendance à décroître progressivement au profit de l'orthopyroxène, qui est moins représenté dans les termes plus basiques.

Dans le diagramme de classification des pyroxènes (Morimoto *et al.*, 1988) on constate que tous les pyroxènes analysés se placent dans le domaine des pyroxènes CaMgFe (quad) (Fig. 13), l'étude peut alors être limitée au système Wo-En-Fs (Fig. 14).

Les pyroxènes ont une taille moyenne de 300 μm et peuvent atteindre 1 mm maximum. Ils sont automorphes et subautomorphes et quelques uns sont maclés. Vu leur rapport $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}} > 1$, ils ne sont pas d'origine mantellique (Marcelot *et al.*, 1983). Les rapports $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ relativement élevés (de 1,3 à 16,8) et les faibles teneurs en Na_2O (1,01 à 0,5) indiquent une cristallisation à basse pression dans une chambre superficielle (Aoki & Shiba, 1973).

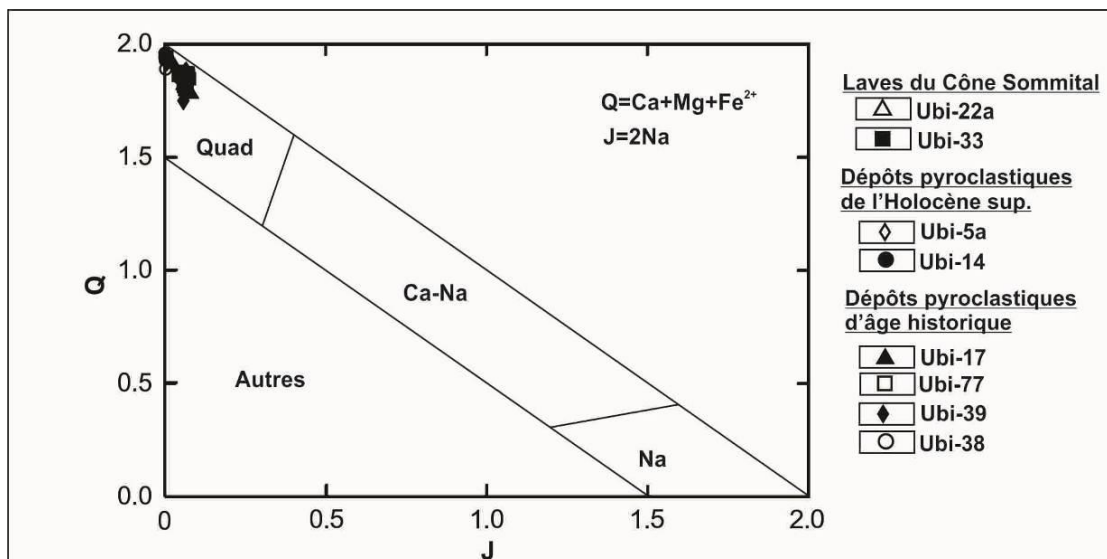


Fig. 13- Situation des pyroxènes du volcan Ubinas dans le QUAD d'après Morimoto *et al.*, 1988.

IV.3.1 Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes existent tant en phénocristaux qu'en microlites dans presque toutes les andésites et andésites basaltiques. Cependant dans les dacites, ainsi que dans les rhyolites les clinopyroxènes ont disparu. Des analyses ont été effectuées sur des phénocristaux appartenant aux échantillons du cône sommital (Ubi-22a, 33) et des pyroclastites d'âge historique (Ubi-17, 38, 39, 77). Par ailleurs, les clinopyroxènes contiennent des inclusions d'oxydes et rarement de plagioclases.

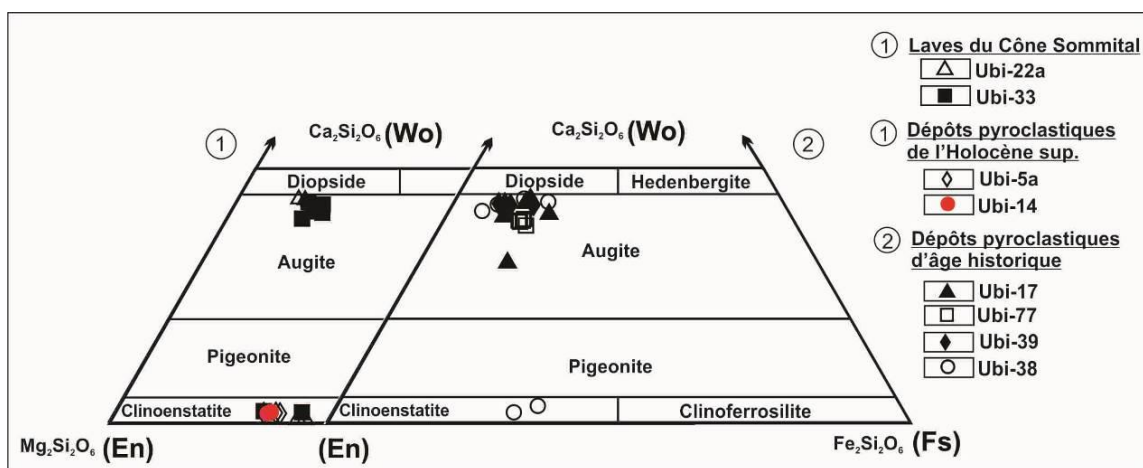


Fig. 14 - Composition des pyroxènes dans la classification de Morimoto *et al.*, 1988.

Les phénocristaux de clinopyroxènes dans les laves du cône sommital (Ubi-22a, 33) présentent une gamme de composition peu étendue (Wo_{35-42} , En_{38-42} , Fs_{10-14}). Leur champ de composition est situé dans le domaine de l'augite, à la limite du domaine du diopside, Fig. 14. Ces minéraux sont caractérisés par une grande gamme de teneur en SiO_2 comprise entre 50,5 à 53%. Ils présentent de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,7-3,7%), TiO_2 (0,2-0,8%) et Cr_2O_3 (0,01-0,07%). Certains phénocristaux (Ubi-33) montrent une légère zonation normale (un cœur plus riche en Mg que la bordure).

Les phénocristaux de clinopyroxène dans les pyroclastites d'âge historique (Ubi-17, 77, 38, 39) montrent une gamme de composition plus étendue (Wo_{28-40} , En_{37-48} , Fs_{6-16}). Ils sont situés dans le domaine de l'augite, à la limite du domaine du diopside (Fig. 14). Ils sont caractérisés par des teneurs assez variables en SiO_2 (49,0-54,2%), Al_2O_3 (1,1-6,1%), et TiO_2 (0,3-1,9%). Certains phénocristaux (Ubi-38, 39) montrent des zonations normales ou inverses (enrichissement en Mg vers la bordure).

De façon générale, la proportion des clinopyroxènes tend à diminuer lorsque la teneur en silice de la roche augmente. Dans tous les échantillons analysés à la microsonde, on constate la même relation entre Ti et Si qu'entre Al et Si; les teneurs en Ti et Al des clinopyroxènes diminuent au fur et à mesure de l'augmentation en Si; c'est-à-dire au cours de la différenciation. On constate également un enrichissement marqué des teneurs en fer. Les rapports $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ des clinopyroxènes pour les produits du cône sommital varient de 1.2-1.3. En revanche les clinopyroxènes des pyroclastites de la caldera sommitale montrent une gamme plus étendue (1.1 et 1.3). La présence de l'augite calcique indique une haute fugacité de H_2O pendant la différenciation (Wilson, 1994).

La diminution en Al^{IV} ou sa stabilité peut coïncider avec le fait que la cristallisation des plagioclases est déjà en cours (Boyd & Smith, 1971). L'enrichissement en aluminium du liquide, résultant du fractionnement des olivines et des pyroxènes, est achevée par le début de la cristallisation du plagioclase.

IV.3.2 Les orthopyroxènes

Les orthopyroxènes sont présents tant en phénocristaux qu'en microlites dans la plupart des produits laviques et pyroclastiques (à composition basique et intermédiaire) de l'Ubinas moderne. Les analyses effectuées à la microsonde ont été faites principalement dans certains phénocristaux appartenant aux laves du cône sommital (Ubi-22a, 33), pyroclastites de l'Holocène sup. (Ubi-5a, 14) et pyroclastites d'âge historique (Ubi-38). Les compositions de ces phénocristaux sont reportées dans le diagramme de classification de Morimoto *et al.*, (1988), Fig. 14.

Dans les échantillons du cône sommital, les phénocristaux d'orthopyroxène montrent une gamme de composition peu étendue qui varie entre En_{63} et En_{69} (enstatite). Par ailleurs, dans les échantillons de l'Holocène sup., les orthopyroxènes montrent une composition assez homogène En_{67-69} (enstatite). Les phénocristaux d'orthopyroxène appartenant aux pyroclastites d'âge historique montrent également une gamme de composition peu étendue En_{59-62} (enstatite) mais plus ferrière.

Excepté les variations du fer et du magnésium caractéristiques des orthopyroxènes, les autres éléments varient peu. Comme dans les clinopyroxènes, les orthopyroxènes des laves du cône sommital, pyroclastites de l'Holocène sup. et pyroclastites d'âge historique sont caractérisées par de fortes teneurs en SiO_2 (51.3-54.6%) et de faibles teneurs en Al_2O_3 (0.5-1.4%) et TiO_2 (0.1-0.3%). Par ailleurs, elles sont plus magnésiennes dans les andésites basiques (Ubi-5a,14) et tendent à être plus ferrières dans les andésites (Ubi-38) et dacites (Ubi-33).

Les zonations des phénocristaux d'orthopyroxène sont généralement de faible amplitude, et sont pour la plupart normales (enrichissement en fer vers la périphérie).

IV.4 Les biotites

Les micas apparaissent en phénocristaux associés aux amphiboles dans les rhyolites, dacites et andésites les plus différenciées. Ces phénocristaux sont souvent auréolés par une couronne d'oxyde opaques. Des analyses à la microsonde ont été faites sur certains phénocristaux appartenant à des échantillons de l'ignimbrite pré-Holocène (Ubi-69), pyroclastites de l'Holocène (Ubi-128,8) et pyroclastites d'âge historique (Ubi-38). D'après la classification de Deer *et al.*, (1978), ce sont des biotites (Fig. 15).

Les biotites appartenant aux échantillons de l'ignimbrite pré-Holocène, montrent une faible teneur en TiO_2 comprise entre 4.8-4.9%. Certains montrent une décroissance de la teneur en magnésium du cœur vers le bord (Ubi-69). Le rapport en Mg/Fe (1.6) et les teneurs en aluminium sont remarquablement constantes ($1.21 < \text{Al}^{\text{IV}} < 1.22$).

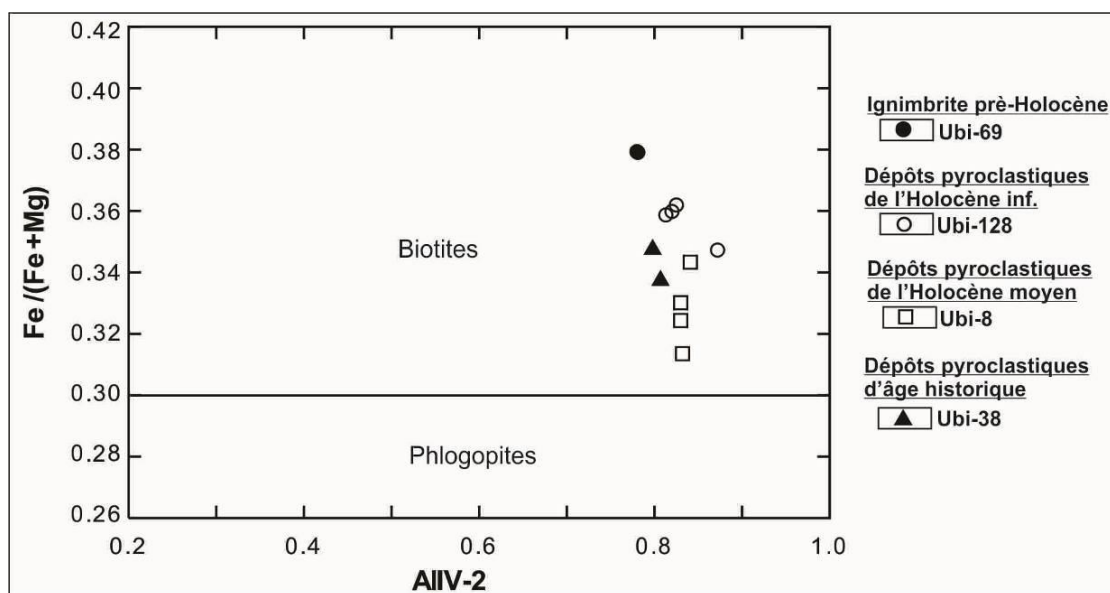


Fig. 15 – Classifications des biotites (Deer *et al.*, 1978).

Les biotites appartenant aux pyroclastites de l'Holocène, montrent une gamme de teneur en TiO_2 (4.4-5.1%) peu variable. De même, les teneurs en aluminium ($1.12 < \text{Al}^{\text{IV}} < 1.18$) et le rapport en Mg/Fe (1.8-2.1) sont peu étendus.

Enfin, les biotites appartenant aux pyroclastites d'âge historique, montrent des teneurs élevées en TiO_2 (5.9-6.0%), en aluminium ($1.19 < \text{Al}^{\text{IV}} < 1.20$) et le rapport en Mg/Fe (1.9-2.0) est relativement peu élevé par rapport à l'ignimbrite pré-Holocène et pyroclastites de l'Holocène.

De façon générale, on voit que la teneur en TiO_2 diminue au cours de la différenciation (plus marquée pour les pyroclastites de l'Holocène et d'âge historique). L'évolution globale au sein des micas est caractérisée par un enrichissement en fer associé à un appauvrissement modéré en alumine. Par ailleurs, le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ compris entre 0.6-0.7 est toujours inférieur à celui des amphiboles (0.7-0.9). La cristallisation de la biotite se traduira donc par un fractionnement plus ou moins important du fer par rapport à celui du magnésium.

Dans la cristallisation de la biotite, la solubilité du titane augmente avec une baisse de la pression. D'autre part, pour des conditions de pression constante, l'augmentation des teneurs en titane dans les micas est favorisée par une augmentation de température mais aussi par l'enrichissement en fer (Robert, 1976).

Les variations de Al^{IV} observées dans les biotites peuvent être attribuées au changement d'activité en silice du magma ou bien à la diminution de la température qui favorise l'entrée de l'aluminium en site hexacoordonné (Thompson, 1947).

IV.5 Les olivines

Les olivines sont présentes tant en phénocristaux qu'en xénocristaux, principalement dans certains produits pyroclastiques à composition andésitique et andésitique basique d'âge historique. Les minéraux analysés à la microsonde se trouvent dans des bombes phréatomagmatiques et des blocs de retombées pyroclastiques (Ubi-38, 39, 77).

Du point de vue de leur habitus, les olivines sous forme de xénocristaux (Ubi-39) sont toutes subautomorphes à xénomorphes. Ils montrent de faibles bordures réactionnelles. Parfois ces bordures sont composées de microcristaux de pyroxènes, oxydes et plagioclases, et sont un indice d'instabilité des olivines. D'autres types de phénocristaux d'olivine sont automorphe à subautomorphe et en équilibre avec liquide hôte (Ubi-77, 38).

Les phénocristaux d'olivines montrent des teneurs en Fo peu variables (Fo_{61-67}) où les concentrations en MgO (36,2-41,4%), FeO (20-25,2%) et CaO (0,2-0,3%) sont relativement constantes. De même, les xénocristaux d'olivine montrent des teneurs en Fo très homogènes (Fo_{77-80}) avec des concentrations en MgO (40,9-42,2%), en FeO (17,7-20,3%) et CaO (0,1-0,2%) peu variables. Par ailleurs, en général les faibles teneurs en CaO (0,1-0,3) seraient typiques de cristallisation à basses pressions (Simkin & Smith, 1970).

De manière générale, ces olivines sont déjà évoluées par rapport aux olivines des péridotites (MgO^a 50%, FeO^a 9%, CaO <0,01%). De plus, les olivines analysées sont pauvres en Ni (<0,1%) ce qui indique que le liquide magmatique dans lequel elles se sont formées n'est pas un liquide primitif. Dans les premiers stades de la différenciation magmatique, l'olivine joue un rôle plus ou moins important dans le fractionnement du magnésium et du fer. De plus, le rapport Fe/Mg (0,39-0,23) est plus faible que celui des pyroxènes associées (0,42-0,15).

En général, l'évolution de la composition de l'olivine magmatique est caractérisée par une augmentation du fer et du manganèse au détriment du magnésium. Ceci traduit une substitution majeure de $Mg \longleftrightarrow Fe^{2+}$ à laquelle s'ajoute les échanges $Fe^{2+} \longleftrightarrow Mn$.

La baisse de la teneur en Fo avec la différenciation peut traduire soit une baisse de température, soit l'augmentation du rapport FeO/MgO dans le liquide, ou encore les deux mécanismes simultanément puisque, comme l'a montré Ulmer (1989) la teneur en Mg de l'olivine est à la fois fortement corrélée à la température et au degré de différenciation.

Concernant les xénocristaux d'olivines trouvés dans certains échantillons (Ubi-39), ils peuvent être interprétés comme résultant d'une incorporation mécanique de cristaux ayant cristallisé précocement dans un magma chimiquement différent ou lors de cristaux hérités des roches anciennes appartenant à l'encaissant de la chambre magmatique.

IV.6 Les oxydes ferro-titanés

Les oxydes ferro-titanés apparaissent très tôt dans toute la série. Les analyses ont été effectuées sur des phénocristaux isolés dans la mésostase et sur des inclusions de certains minéraux, appartenant aux échantillons du cône sommital (Ubi-22a, 33), l'ignimbrite pré-Holocène (Ubi-69), pyroclastites de l'Holocène (Ubi-128, 8, 5a, 14) et pyroclastites d'âge historique (Ubi-17, 38, 77). Leur taille atteint au maximum 150 μm . Leur composition chimique permet de les séparer en deux populations bien distinctes : les titano-magnétites et les ilménites. Les résultats des analyses chimiques ont été reportées dans le diagramme de classification $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Fig. 16).

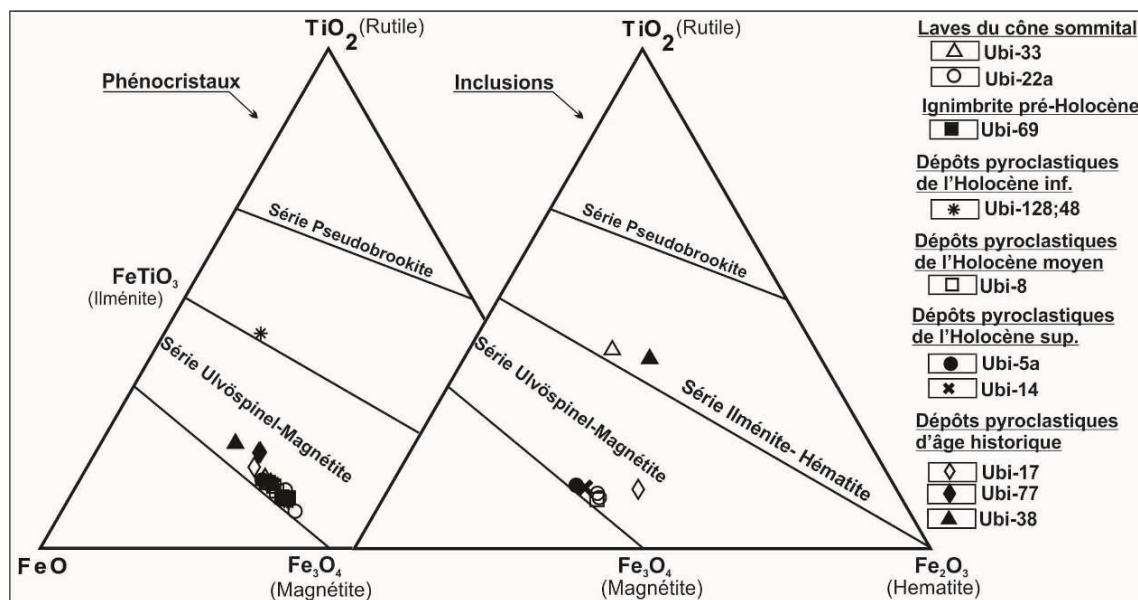


Fig. 16 - Diagramme $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ pour les minéraux opaques des laves et pyroclastites du volcan Ubinas. Il s'agit de Ti-magnétite et ilménite (mol %).

Les magnétites analysées, sont rencontrées sous forme de phénocristaux xénomorphes et inclusions dans les orthopyroxènes (Ubi-5a, 14, 17), clinopyroxènes (Ubi-22a), amphiboles, biotites (Ubi-8) et dans certains plagioclases, en raison de leur cristallisation précoce. L'ilménite est parfois trouvée en phénocristaux isolés dans la mésostase (Ubi-128, 48), ainsi qu'en inclusion dans certains orthopyroxènes (Ubi-33, 38). De façon générale, il semble que la cristallisation des oxydes soit associée spatialement à la présence des pyroxènes.

La magnétite est omniprésente depuis les andésites basiques jusqu'aux rhyolites. En revanche l'ilménite est limitée aux dacites et rhyolites où elle coexiste avec la titano-magnétite (Ubi-128). Dans les laves du cône sommital la magnétite montre de teneurs en TiO_2 comprise entre 4.3-9.4%, dans l'ignimbrite du pré-Holocène les teneurs en TiO_2 varient entre 6.4-6.7%, et dans les pyroclastites de l'Holocène les teneurs en TiO_2 sont comprises entre 5.8-9.3%, les teneurs sont relativement faibles. Les

pyroclastites d'âge historique montrent des teneurs en TiO_2 plus fortes comprises entre 9.9-13.6 %, ces minéraux sont donc responsables du fractionnement du titane.

Globalement, les magnétites au sein des laves du cône sommital et pyroclastites de la caldera sommitale présentent un large spectre de teneurs en aluminium (1.8-4.7%). Les faibles teneurs en alumine dans toute ces roches, suggèrent que ces minéraux opaques ont cristallisé à basse pression (Osborn & Watson, 1977). L'apparition précoce des minéraux opaques est à relier à des fugacités d'oxygène élevées dans presque toute la série analysée. Cette fugacité de l'oxygène est liée à leur forte teneur en eau. Cette forte $f\text{O}_2$ permet l'apparition de la magnétite. Elle est en partie aussi responsable de l'absence d'enrichissement en fer des laves et pyroclastites de l'Ubinas moderne.

IV.7 Le verre

Quelques plages de verre de la mésostase ont pu être analysées sur les échantillons du cône sommital (Ubi-33), des pyroclastites de l'Holocène (Ubi-69,5a,128) et des pyroclastites d'âge historique (Ubi-77). Les résultats permettent d'appréhender sa nature générale et l'évolution de sa composition (annexe). En effet, ce verre mésostasique pourrait représenter la composition des liquides tardifs de fin de cristallisation du magma.

Dans les andésites et rhyolites de l'Holocène (Ubi-128,5a,69), le verre est très siliceux (73.9-63.9%), alumineux (15.4-13.5%), très pauvre en FeO (0.4-2.3%) et TiO_2 (0.2-0.5%). Egalement dans les dacites du cône sommital (Ubi-33), le verre est très siliceux (76.3-73.3%), alumineux (13.2-11.1%), pauvre en FeO (0.9-0.7%) et TiO_2 (0.5-0.5%). Cependant, dans les andésites basaltiques d'âge historique (Ubi-77) les teneurs en fer et magnésium sont supérieures aux précédents. On remarque que les verres des laves du cône sommital sont les plus différenciées.

Le fait que les verres dans les roches les plus différenciées montrent des teneurs faibles en fer, magnésium et calcium est due à une cristallisation plus ou moins massive de plagioclases et pyroxènes, ceux-ci incorporant les éléments suscités et donc les appauvrissant dans le liquide résiduel.

Conclusion:

- Dans certaines roches les plagioclases montrent de zonations inverses et oscillantes, qui pourraient correspondre à des échanges entre un liquide évolué et un liquide plus primitif. Ceci pourrait être un argument de plus en faveur d'un mélange magmatique. Une homogénéisation postérieure des produits a conduit à la formation de phases hybrides où l'on ne trouve plus de traces des pôles de mélange.

- Pour la majorité des phases minérales, les variations de composition dessinent de lignes évolutives au sein des épisodes éruptifs: on observe fréquemment un recouvrement des compositions des minéraux de même nature (notamment les plagioclases et amphiboles) entre formations se succédant chronologiquement. Ces observations suggèrent une évolution possible des magmas par cristallisation fractionnée.

- La composition des minéraux de chaque type pétrographique (andésite, dacite..) entre les périodes successives n'a pas révélé de variation significative au cours du temps qui pourrait témoigner de succession de cycles magmatiques totalement indépendants.

- La composition moyenne des minéraux varie relativement peu (surtout pour l'amphibole, biotite et pyroxènes). Les microlites cristallisent dans une étape tardive dans le magma et reflètent généralement bien la composition de la roche totale.

- La plupart des laves et pyroclastites de l'Ubinas moderne semblent avoir évolué sous des pressions élevées; en effet l'apparition précoce des minéraux opaques, la présence des amphiboles déstabilisées, le clinopyroxène apparaissant avant le plagioclase, favorisent l'hypothèse de P_{H_2O} élevée (Yoder, 1965, Green, 1972).

- Les olivines sont appauvries en Mg et Ni ce qui indique que le liquide magmatique dans lequel elles se sont formées n'est pas un liquide primitif.

V. ETUDE GEOCHIMIQUE

Un total de 32 analyses chimiques (éléments majeurs et en traces) est présenté en annexe 3.

V.1. Classification de la série

Tous les échantillons appartiennent à l'Ubinas moderne et ont été placés par ordre chronologique dans la séquence stratigraphique. Les analyses chimiques ont été reportées dans quelques diagrammes de classification classiques des roches volcaniques (Fig. 17), dans le diagramme TAS ("Total Alkali vs Silica") de Le Bas *et al.*, (1986), et aussi dans le diagramme de classification des andésites (K_2O/SiO_2) de Gill (1981), étendu à l'ensemble de la série par Le Maître (1989), Fig. 18a. D'après ces diagrammes, la totalité des roches sont constituées de trachyandésite basaltique, trachyandésite, trachydacites, andésites, dacites et rhyolite (55.71-70.10 % SiO_2), hautement potassiques (2.12-4.84 % K_2O).

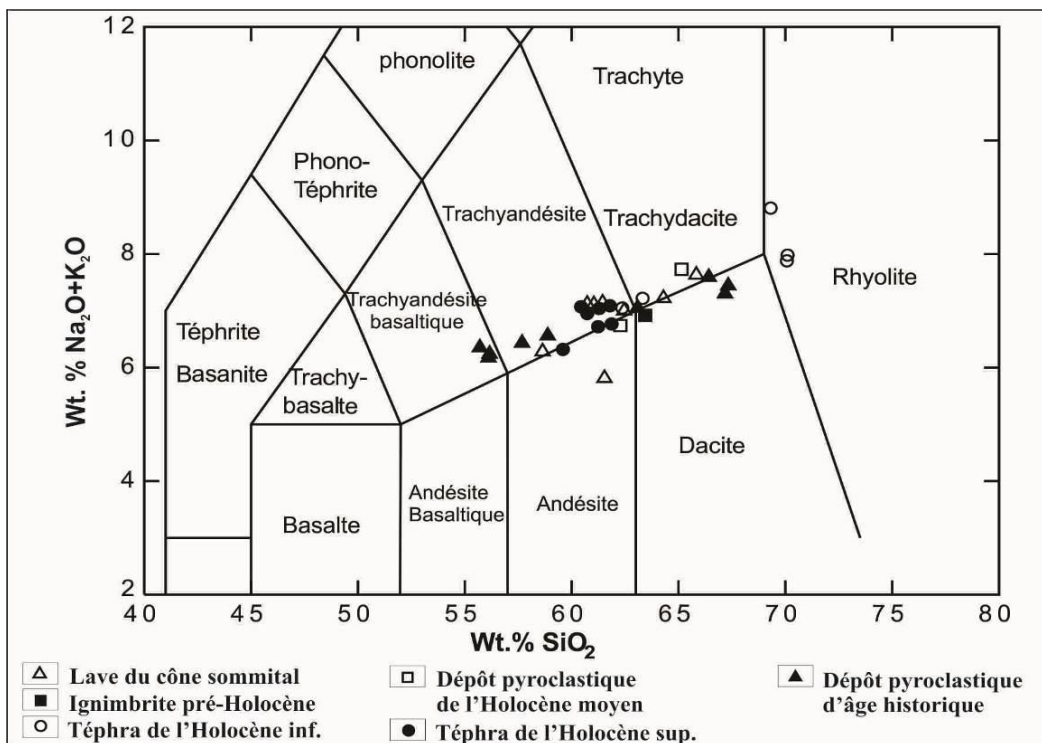


Fig. 17 - Classification des laves et pyroclastites de "l'öÜbinas moderne" dans le diagramme TAS (Total alkalis vs silice) de Le Bas *et al.*, (1986).

Le caractère calco-alcalin des roches est clairement démontré dans les Figs. 19a et 19b. Le diagramme $\text{FeO}^*/\text{MgO} = f(\text{SiO}_2)$ de Miyashiro (1974; Fig. 19b), montre des rapports FeO^*/MgO faibles et de plus, dans le triangle AFM de Kuno (1968; Fig. 19a), on observe une lignée classique des séries calco-alcalines.

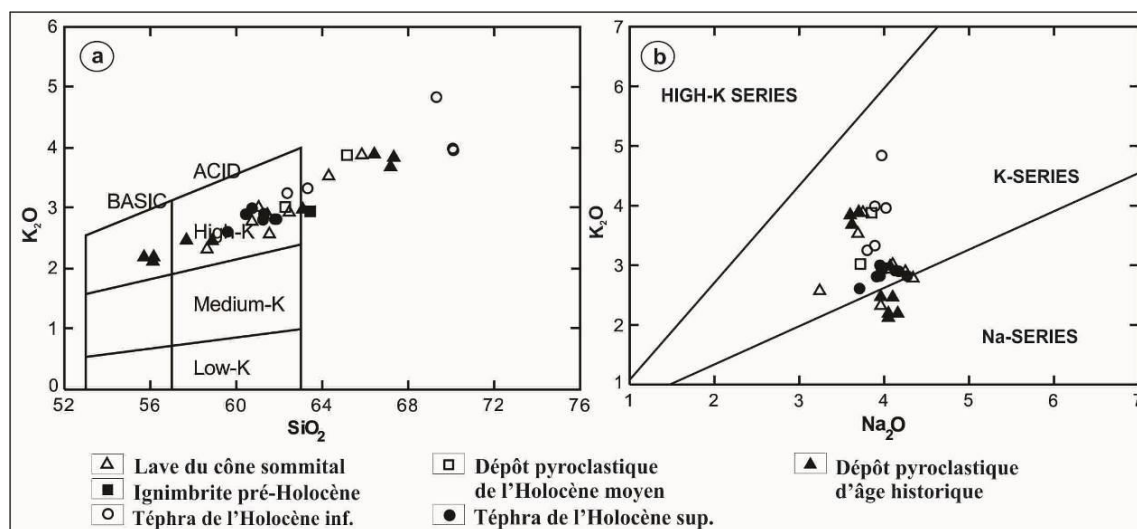


Fig. 18 - Composition chimique des laves et pyroclastites de "l'öÜbinas moderne":
a) Diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ de Gill (1981); b) Diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (d'après Middlemost, 1975)

Dans le diagramme K_2O en fonction de SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976; Fig. 18a), l'ensemble des laves et pyroclastites de la dernière étape éruptive du volcan Ubinas appartient à la série calco-alcaline riche en potassium, ce qui caractérise les strato-volcans de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ), comme les strato-volcans Misti (Legendre, 1999), Huaynaputina (Eissen *et al.*, 1996) et Sabancaya (Gerbe & Thouret, 1999).

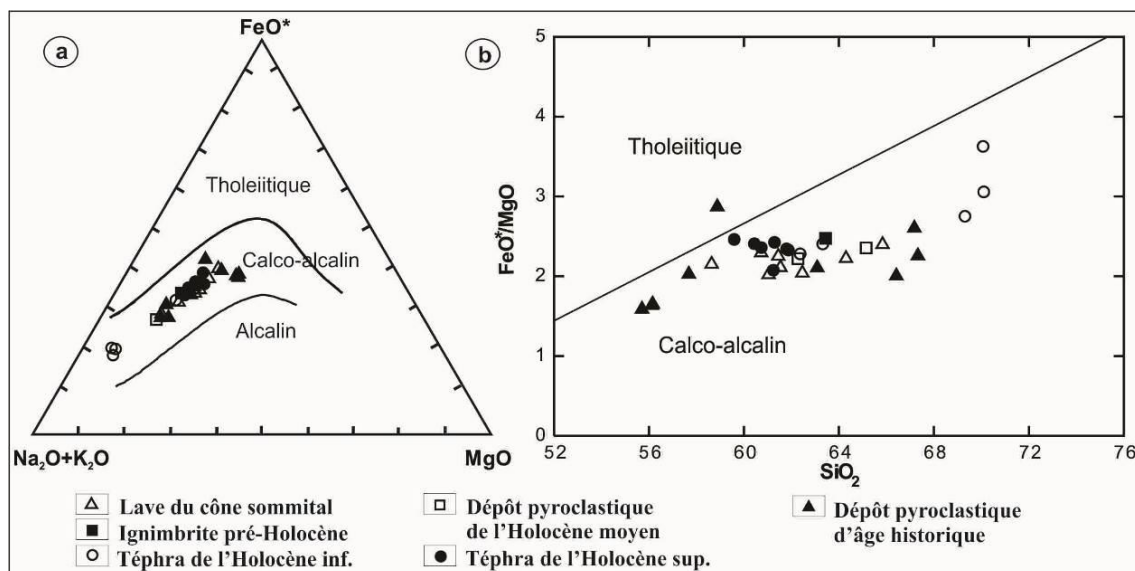


Fig. 19- Définition de la série calco-alcaline.

(a) Diagramme AFM, A: Na₂O + K₂O, F: FeO*, M: MgO; (b) Diagramme FeO*/MgO vs SiO₂

Dans le diagramme K_2O en fonction de Na_2O de Middlemost (1975; Fig. 18b), une évolution plutôt potassique caractérise les roches du volcan Ubinas. La plupart des échantillons sont situés dans le champ de la série potassique, et quelques uns sont situés dans le champ des séries sodiques.

V.2 Evolution des éléments majeurs

Les analyses sur éléments majeurs ont été recalculées en base anhydre et rapportées à 100 %, tandis que le fer est exprimé sous la forme fer total (Fe_2O_3). De plus, dans les diagrammes de Harker (Fig. 20) pour les éléments majeurs la silice a été utilisée comme indice de différenciation, car elle montre un large spectre de composition et permet de visualiser plus clairement les variations.

Les laves du cône sommital (Ubi-18, 20, 22a, 22b, 29, 33, 34, 35) sont des roches à composition acide et intermédiaire, dont la teneur en SiO_2 varie de 58.6 à 65.8 % et la teneur en K_2O de 2.1 à 4.8 %.

En ce qui concerne les pyroclastites de la caldera sommitale, la composition chimique a varié au cours des différentes étapes éruptives :

L'ignimbrite pré-Holocène (Ubi-69) montre une teneur en SiO_2 égale à 63.4 % et K_2O égale à 2.95 %. Les téphras de l'Holocène inf. (Ubi- 26, 48, 49, 99-02, 99-03) sont des roches de composition acide et intermédiaire, dont la teneur en SiO_2 varie de 62.4 à 70.1 % et la teneur en K_2O de 3.3 et 4 %. Les roches les plus potassiques sont les roches les plus différenciées (rhyolites, dacites).

Les dépôts pyroclastiques de l'Holocène moyen (Ubi- 8, 99-04) sont des roches de composition acide et intermédiaire, dont la teneur en SiO_2 varie de 62.3 à 65.2 % et la teneur en K_2O de 3.0 à 3.9 %. Les téphras l'Holocène sup. (Ubi- 5a, 6, 9, 15, 12, 14, 16) sont des roches de composition intermédiaire, dont la teneur en SiO_2 varie de 59.6 à 61.9 % et la teneur en K_2O de 2.8 à 3.0 %. Enfin, les produits pyroclastiques d'âge historique (Ubi- 17, 19, 28, 30, 31, 38, 39, 40, 77) présentent un très large spectre de composition chimique, des andésites basiques aux dacites avec des teneurs en SiO_2 variant de 55.7 à 67.3% et des teneurs en K_2O de 2.1 à 3.9%.

C'est au cours de l'Holocène inférieur qui ont été émis les téphras les plus différenciés et les plus potassiques (dacites et rhyolites) de l'Ubinas moderne.

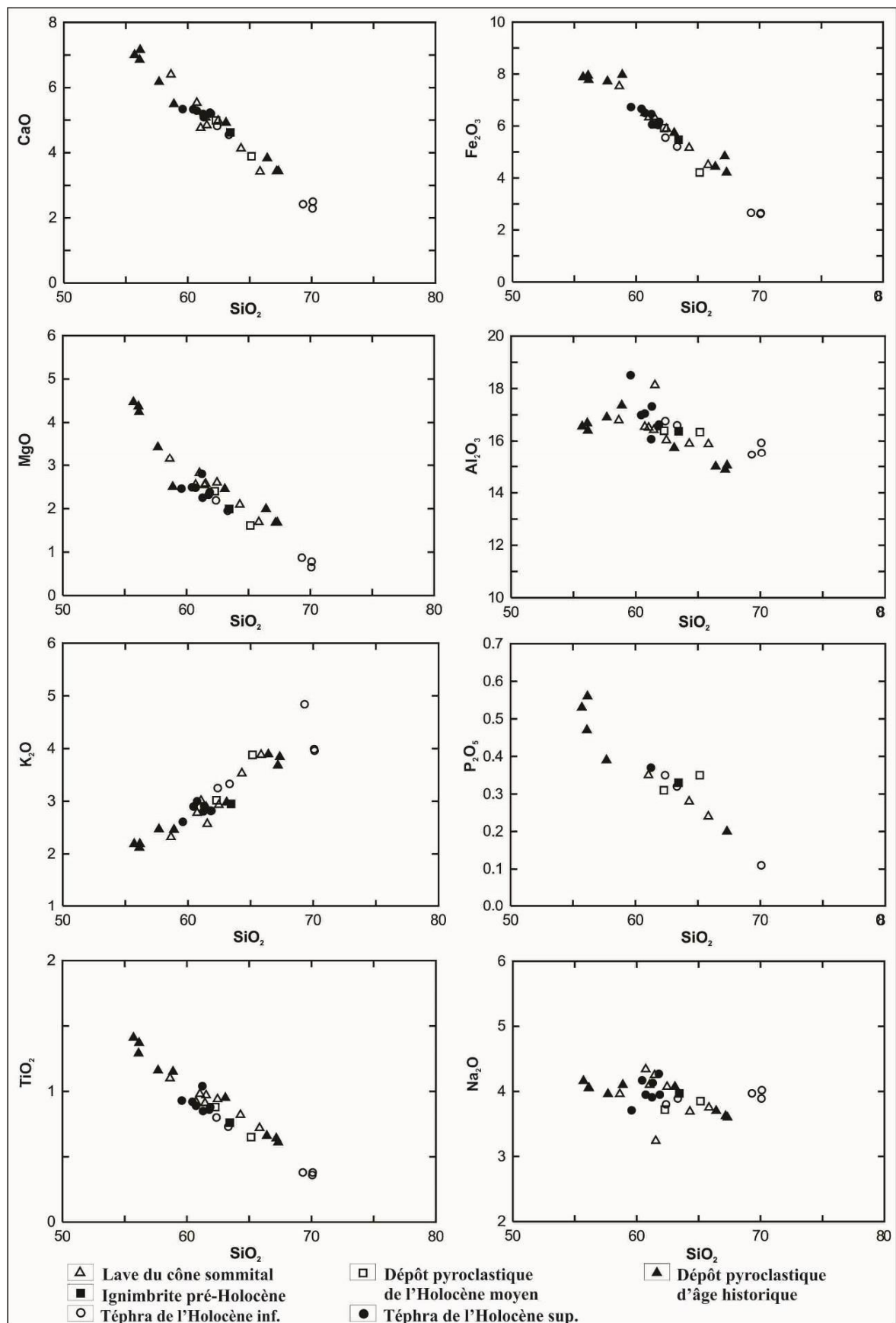


Fig. 20 - Diagrammes de Harker : Oxydes en fonction de SiO_2

Les diagrammes de Harker (Fig. 20) permettent de préciser l'évolution des roches et d'étudier l'effet probable du fractionnement des différents types de minéraux. Dans ces diagrammes des corrélations plus ou moins linéaires apparaissent entre SiO_2 et certains oxydes. L'évolution est marquée par une diminution de CaO , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , la stabilité du MnO et de Na_2O et l'augmentation de K_2O avec l'augmentation en SiO_2 . La tendance générale des andésites basiques aux rhyolites pour les principaux oxydes semble compatible avec un processus de cristallisation fractionnée.

La diminution des teneurs en MgO et Fe_2O_3 avec l'augmentation en SiO_2 peut-être reliée au fractionnement précoce de l'olivine et des pyroxènes, puis de l'amphibole et de la biotite.

Le rapport de CaO en fonction de SiO_2 est décroissant pour l'ensemble des roches. Donc pour ces compositions, l'évolution de la teneur en CaO peut correspondre à la cristallisation précoce des clinopyroxènes et des plagioclases, puis de l'amphibole dans les termes les plus évolués de la série. Le plagioclase est responsable du fractionnement de Al_2O_3 . Dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, une première inflexion de pente a lieu vers 62% de SiO_2 , ce qui pourrait marquer une influence prédominante du fractionnement du plagioclase et donc le passage d'un assemblage clinopyroxène + plagioclase à plagioclase + amphibole.

La teneur en P_2O_5 diminue au fur et à mesure que la teneur en SiO_2 augmente, ce qui peut-être rapporté à un important fractionnement de l'apatite pendant la différenciation. La teneur en TiO_2 et Fe_2O_3 diminue dans toute la série indiquant le fractionnement de la magnétite, l'ilménite et dans une moindre mesure de la biotite. Néanmoins, l'influence de la biotite au cours des derniers stades de fractionnement reste minime puisque la teneur en K_2O n'est pas affectée.

On remarque qu'il n'existe pas une évolution marquée des teneurs en éléments majeurs en fonction de SiO_2 en fonction du temps depuis la mise en place des laves du cône sommital (Pléistocène inférieur, datation en cours) jusqu'à l'époque historique. Par contre les diagrammes de Harker mettent en évidence une plus grande dispersion des teneurs des produits pyroclastiques mis en place pendant l'époque historique (andésites basiques à dacites).

V.3 Variation de la teneur des éléments en fonction du temps

Au cours de la dernière étape évolutive, certaines éruptions ont entraîné des changements importants dans la structure du volcan ou la mise en place de dépôts très volumineux (chapitre II). On pourrait donc s'attendre à priori, à observer des différences dans la composition des produits émis. Or la nature pétrographique des produits laviques et pyroclastiques demeure sensiblement constantes au cours du temps ; seule la proportion des différents termes de la série varie parfois d'une éruption à l'autre. A grande échelle, la différence significative c'est le changement d'une activité effusive à une activité nettement explosive vers le Tardiglaciaire, ainsi que l'augmentation de la teneur en MgO et une diminution de SiO_2 au cours des épisodes les plus récents (Fig. 21). Ainsi les pyroclastites à composition d'andésites basiques prédominent dans les éruptions d'âge historique, alors que ce sont les andésites et les dacites qui sont les plus abondantes dans le cône sommital et les pyroclastites de l'Holocène.

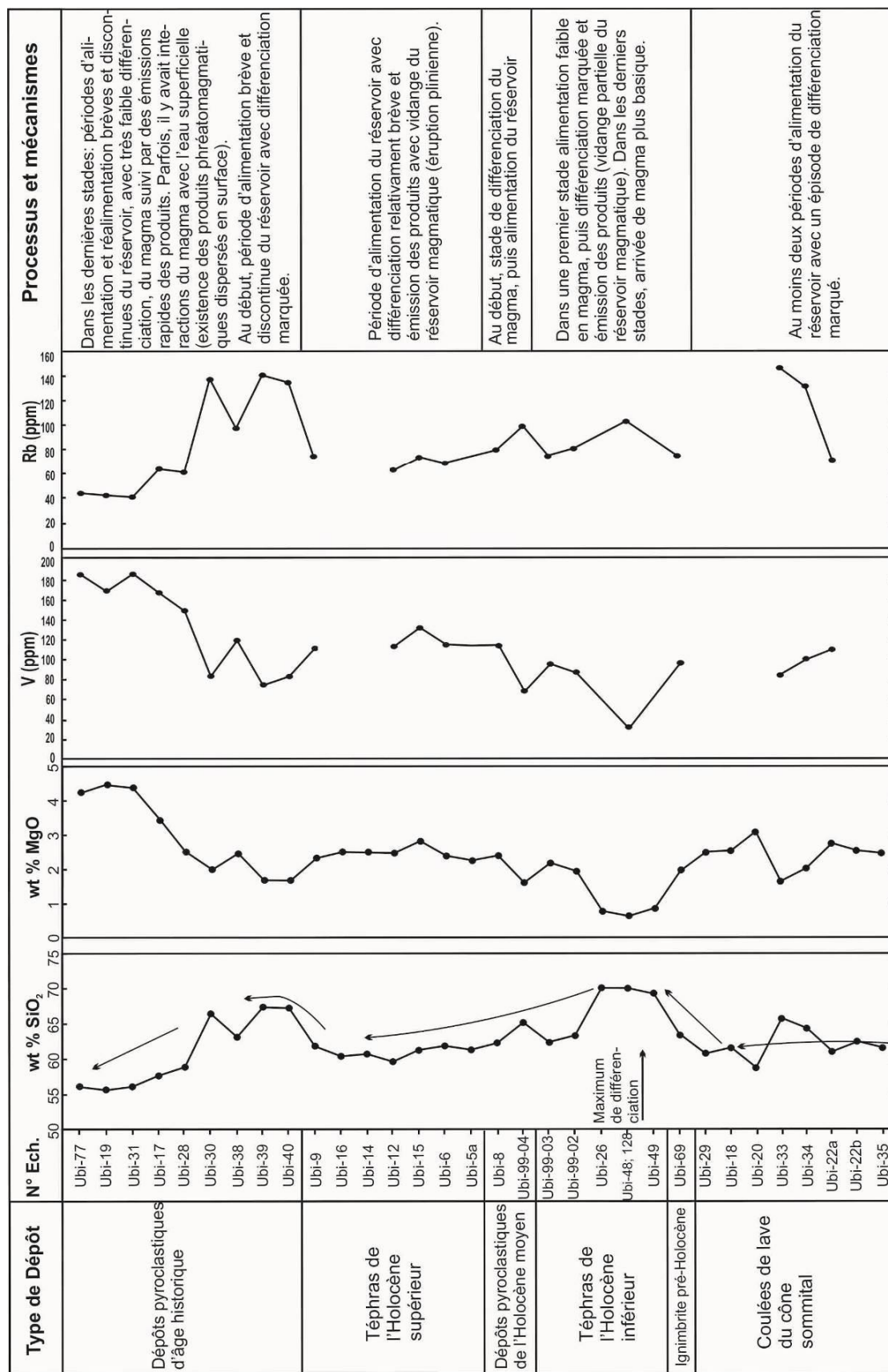


Fig.21 Principaux mécanismes et implications sur l'évolution du système magmatique basée sur l'étude pétro-géochimique et stratigraphique

En effet, dans le diagramme SiO_2 en fonction du temps, les laves et pyroclastites montrent une variation des teneurs entre événements éruptifs se succédant. De façon générale, ils montrent une légère diminution des teneurs en SiO_2 vers le présent.

Dans le cas des éléments en traces, comme le Rb (incompatible) en fonction du temps (Fig. 21), les produits volcaniques montrent une variation sensible des teneurs pendant chaque phase éruptive et en général, il existe une diminution des teneurs en Rb vers la période actuelle. Par contre, dans le diagramme V (compatible) en fonction du temps, il existe aussi une variation des teneurs pendant chaque phase éruptive, mais en général on note une légère augmentation des teneurs en V vers la période actuelle.

V.4 Les éléments en traces

Les éléments incompatibles:

Le Rb, Th, La et Nb ont un comportement incompatible tout le long de la différenciation. Ils présentent des corrélations positives avec les teneurs en SiO_2 (Fig. 22).

Les éléments compatibles:

Le Sc, Sr, Sm, Ni, V, Cr, Co, Eu, Nd, Yb et Y sont plus ou moins fortement incorporés dans les minéraux qui fractionnent. Ils présentent donc des corrélations négatives au fur et à mesure que la teneur en SiO_2 augmente (Fig. 22).

Le rubidium (Rb) a un comportement fortement incompatible au cours de la différenciation et une large gamme de variation ; il sera choisi comme indice de différenciation pour discuter l'évolution des teneurs en éléments incompatibles (Fig. 23).

Le nickel (Ni) et le chrome (Cr) présentent des corrélations négatives avec le Rb. La décroissance de la teneur en Ni est plus marquée dans les termes moins différenciés des produits pyroclastiques d'âge historique par rapport aux pyroclastites de l'Holocène et les laves du cône sommital (Fig. 23). Cette décroissance souligne la diminution de l'importance du fractionnement de l'olivine par rapport à celui du clinopyroxène à un stade précoce de l'évolution du magma.

Les teneurs en scandium (Sc), vanadium (V) et yttrium (Y) montrent une bonne corrélation négative par rapport au Rb. Le scandium et yttrium sont plus ou moins incorporés dans les amphiboles. En revanche, le vanadium traduit le rôle important du fractionnement des oxydes de fer-titane au cours de l'évolution des magmas de l'Ubina

Le strontium (Sr) montre un caractère compatible tout au long de la différenciation et la diminution de cet élément dans le liquide résiduel est plus accentuée au début. Le caractère compatible du strontium pendant la différenciation peut être attribué au fractionnement de plagioclase dans une étape précoce de la différenciation.

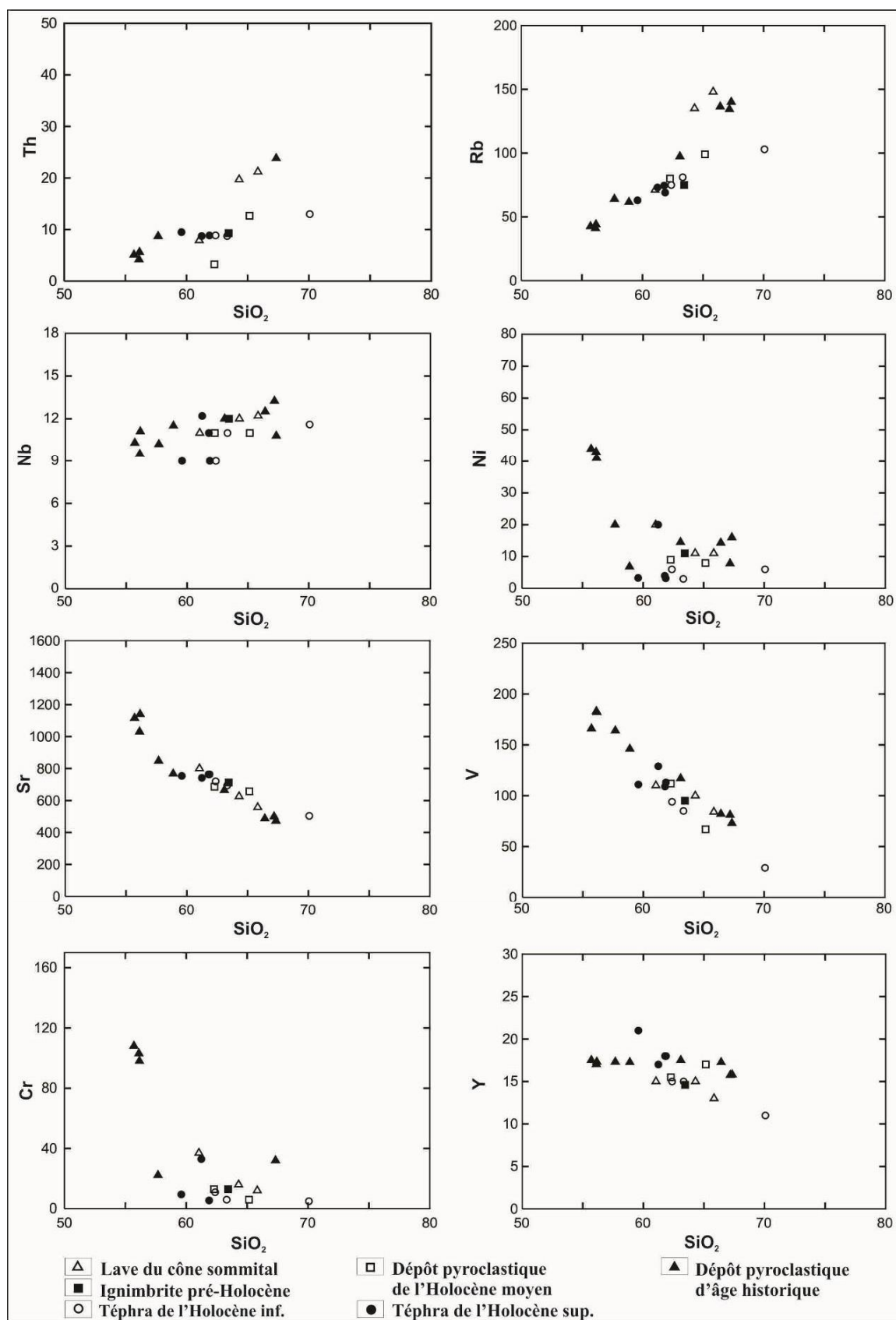


Fig. 22 - Diagramme de variation pour quelques éléments en traces en fonction de SiO_2

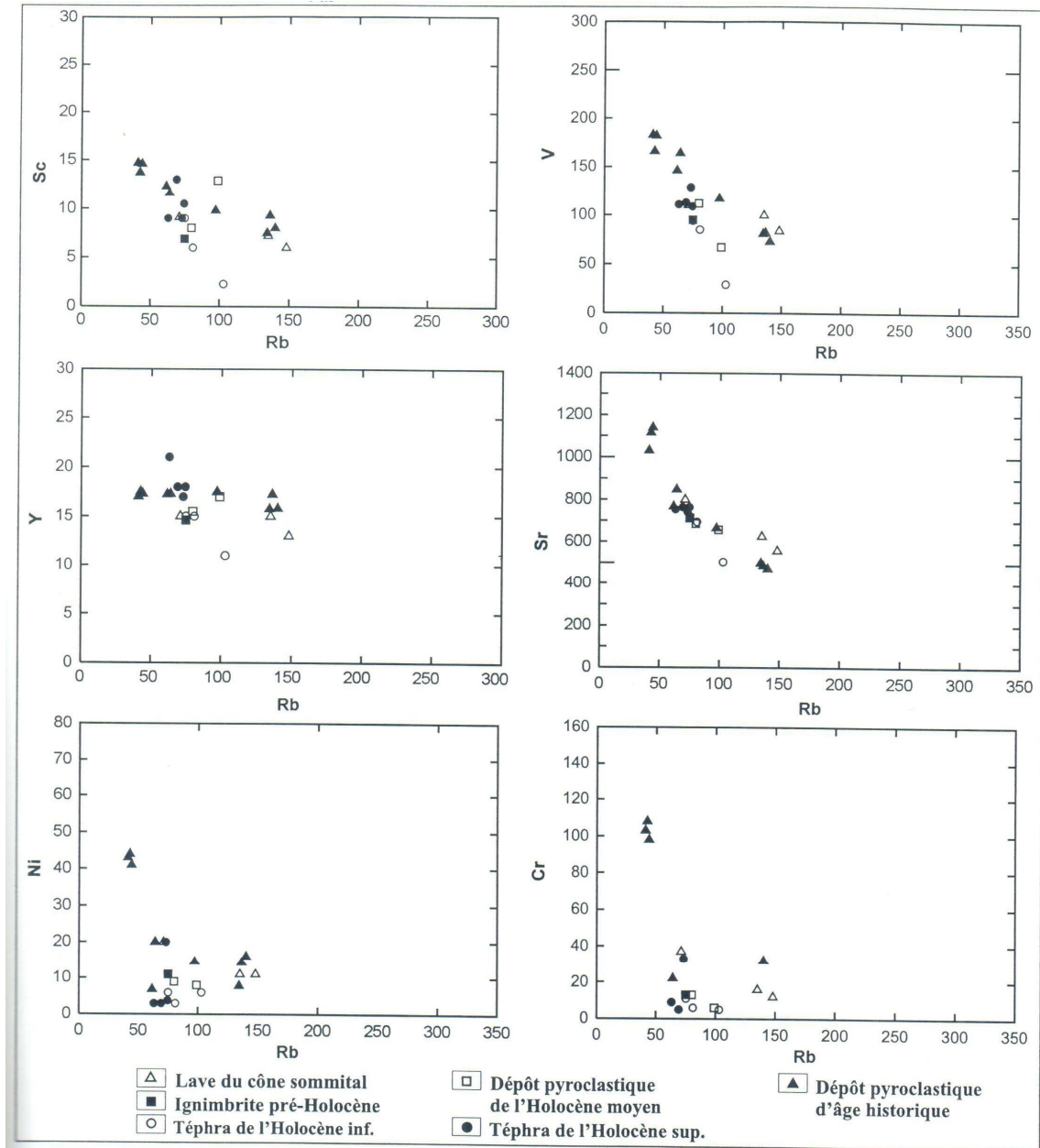


Fig. 23 - Diagrammes des teneurs en éléments en trace en fonction de Rb.

V.5 Les terres rares (REE)

Les propriétés physico-chimiques des terres rares varient systématiquement en fonction de leur rayon ionique qui est décroissant du lanthane au lutetium. Les spectres de terres rares du volcan Ubinas ont été normalisés par rapport aux chondrites (valeurs de Sun et McDonough, 1989) (Fig. 24). Ces spectres appartiennent à des échantillons les moins différenciés de chaque période éruptive de l'Ubinas moderne (andésites et andésites basaltiques).

Les spectres des laves du cône sommital ((La/Yb)N=29,9), les pyroclastites de l'Holocène inf. ((La/Yb)N=24,1), de l'Holocène moyen ((La/Yb)N=23,2), de l'Holocène sup. ((La/Yb)N=19,6), et d'âge

historique ((La/Yb)_N=26.12) sont subparallèles (Fig. 24a). D'ailleurs, les spectres des pyroclastites d'âge historique (même étape éruptive), d'une andésite basaltique ((La/Yb)_N=20,9) et une dacite ((La/Yb)_N=26.9) sont aussi subparallèles (Fig. 24b). L'enrichissement par rapport aux chondrites augmente au fur et à mesure de la différenciation. Le subparallélisme des spectres confirme l'importance du processus de cristallisation fractionnée dans l'évolution des liquides. L'absence d'anomalie en Eu peut indiquer qu'il n'a peut-être pas été incorporé dans le plagioclase et peut refléter des conditions d'oxydation fortes où tout l'Eu est sous forme de Eu³⁺ (Davidson *et al.*, 1990).

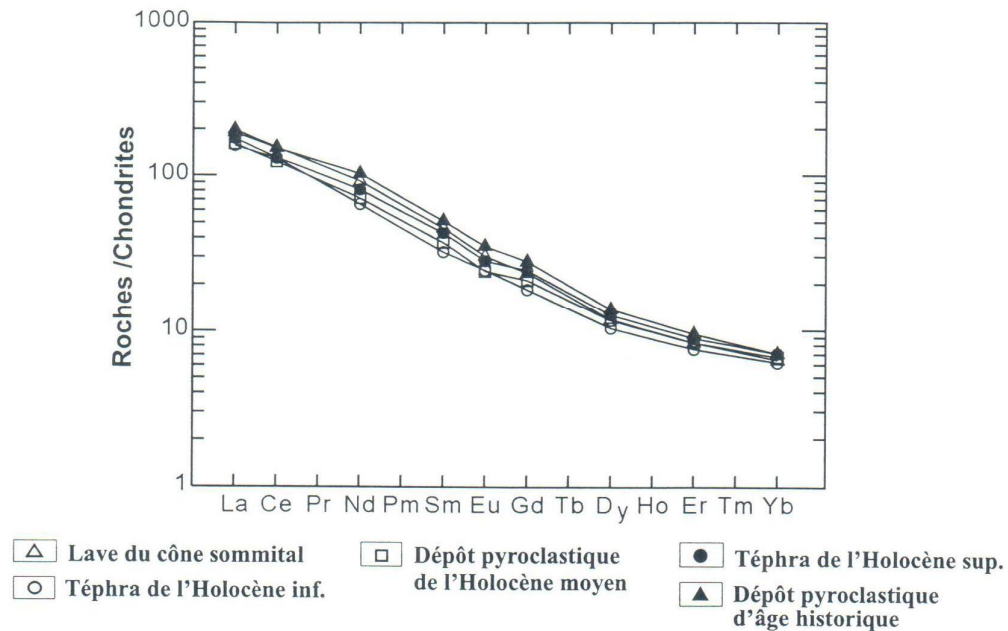


Fig. 24 - Spectres des terres rares normalisés aux chondrites pour les andésites basiques et andésites de l'Ubinas moderne, d'après les valeurs de Sun & McDonough, (1989).

Les spectres multiéléments des roches du volcan Ubinas ont été normalisés par rapport au manteau primitif (Fig. 25). Les valeurs de normalisation sont de Sun et McDonough (1989). Les roches figurées sont les moins différenciées (andésites basaltiques et andésites) de chaque période éruptive. D'après ce diagramme les roches du volcan Ubinas en général sont caractérisées par un fort enrichissement en LILE (K, Rb, Ba, Th) et Terres Rares Légères (LREE) par rapport aux Terres Rares Lourdes (HREE). L'enrichissement en ces éléments incompatibles sont caractéristiques d'un manteau source de type enrichi et/ou d'une contamination crustale (Wilson, 1994).

Par ailleurs, l'existence des anomalies négatives en HFSE (principalement en Ti, Nb), est classique de la série calco-alcaline des zones de subduction et peut être interprétée comme due à une stabilité des phases résiduelles (ferrotitanés et/ou amphibole) dans le solide résiduel (Wilson, 1994). Cependant l'enrichissement en K, Rb, Ba et les anomalies négatives en P et Ti suggèrent un important rôle joué par l'apatite, la titanomagnétite et le mica pendant la différenciation. La forte diminution en MREE et HREE avec la différenciation peut être attribuée au fractionnement de l'amphibole.

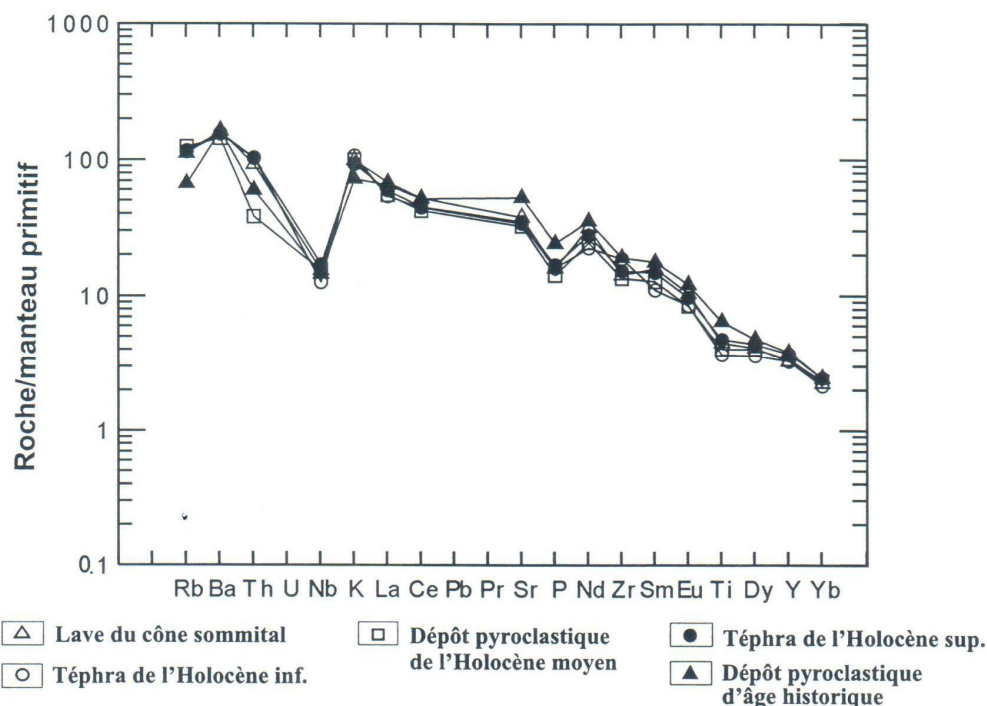


Fig. 25 - Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif de Sun & McDonough (1989), des andésites basiques et andésites de "l'Ubinas moderne".

VI. DISCUSSION : EVOLUTION PETROGENETIQUE

Cette discussion portera sur deux points principaux :

1) Processus de différenciation : La cristallisation fractionnée et le processus de mélange magmatique de la série mise en évidence par l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique effectuées précédemment.

2) Source mantellique : La nature des sources des magmas du volcan Ubinas qui ont donné naissance aux liquides calco-alcalins avec des caractéristiques "adakitiques".

VI.1 La cristallisation fractionnée

L'étude géochimique des éléments majeurs et traces montre que l'évolution des roches du volcan Ubinas est principalement contrôlée par la cristallisation fractionnée, comme la minéralogie et la pétrographie l'avaient laissé entrevoir. Les arguments en faveur d'une évolution cristallisation fractionnée est le rapport étroit qu'il existe entre l'ordre d'apparition des minéraux dans les laves de la série, et les variations des éléments chimiques correspondants dans les liquides résiduels.

L'étude pétrographique a montré que l'ordre de cristallisation des minéraux est le suivant; le premier à cristalliser est l'olivine, puis le clinopyroxène, le plagioclase, les oxydes, l'orthopyroxène, l'amphibole, la biotite, le feldspath potassique et le quartz.

La cristallisation fractionnée est aussi mise en évidence par certains critères géochimiques:

- Les spectres de terres rares sont subparallèles pour l'ensemble des roches du volcan Ubinas (Figs. 24a et 24b).

- Les bonnes corrélations linéaires existant entre les éléments incompatibles. En effet, dans les diagrammes des éléments en trace (Fig. 26) corrélant deux éléments incompatibles (Rb et Th), l'ensemble des roches du volcan Ubinas montre un alignement sur une droite de corrélation passant par l'origine. Ce comportement suggère une origine cogénétique des magmas et leur évolution par cristallisation fractionnée.

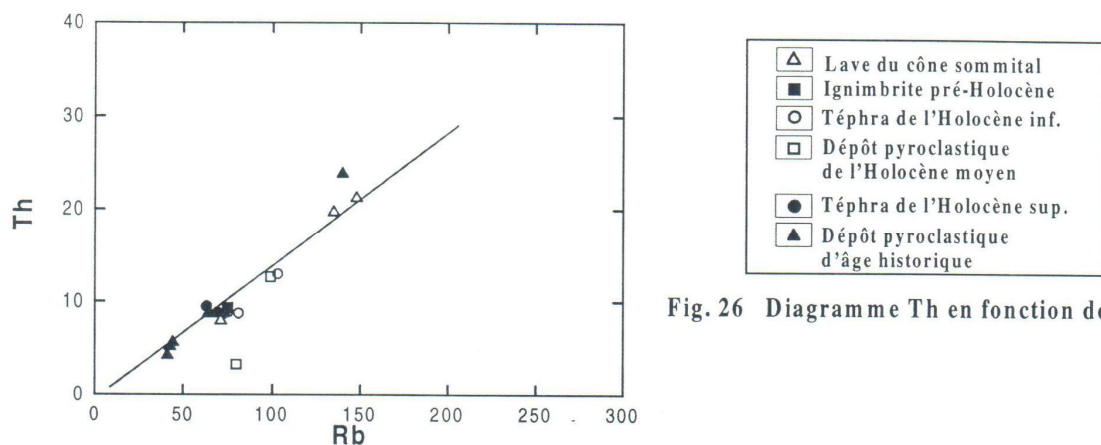


Fig. 26 Diagramme Th en fonction de Rb

- Les teneurs en éléments compatibles (tels Sr, Sc, V, Co, Cr, Ni) et hygromagmaphiles (Rb, Th) montrent aussi des variations fortes et anticorrélées, caractéristiques d'un processus de cristallisation fractionnée (Fig. 23).

D'après ces arguments minéralogiques et géochimiques une évolution par cristallisation fractionnée semble probable et peut-être modélisée pour en tester sa validité. Pour cette modélisation les produits historiques de l'Ubinas sont choisis, car ils offrent une gamme chimique complète (SiO_2 de 56 à 68%) pour une même étape d'évolution volcanologique.

D'après l'étude pétrographique et la nature des minéraux qui fractionnent au cours de la différenciation, l'hypothèse à tester est la suivante: les produits éruptifs d'âge historique sont contrôlés par trois étapes de cristallisation. La première étape est caractérisée par la séparation d'une paragenèse à olivine + clinopyroxène + plagioclase + magnétite + apatite, une seconde étape par la séparation d'une paragenèse à clinopyroxène + plagioclase + magnétite, et une troisième étape par l'apparition de l'orthopyroxène et l'amphibole.

VI.1.1 Calculs de cristallisation fractionnée avec les éléments majeurs

Les tests sur les éléments majeurs ont été effectués avec le programme Mixing du logiciel Igpet; en faisant des calculs de bilan de masses par la méthode des moindres des carrés. Le magma parent choisi (Ubi-31) correspond à la roche la moins différenciée (andésite basaltique). Il ne s'agit pas exactement d'un liquide primitif, car cette roche présente des olivines peu magnésiennes (Fo_{67-61}) et de teneurs en Ni peu élevées (43 ppm).

Trois étapes de cristallisation fractionnée sont distinguées. Le tableau suivant nous donne les résultats du test:

Magma parent		Ubi-31 Andésite basaltique	Ubi-28 Andésite	Ubi-38 Dacite
Magma fils		Ubi-28 Andésite	Ubi-38 Andésite	Ubi-30 Dacite
Fraction du liquide résiduel	F	0,68	0,77	0,78
Composition du cumulat	Ol %	11,5		
	Cpx %	21,9	5,7	
	Plg %	61,7	78,3	67,2
	Magnétite %	3,3	15,8	6,4
	Apatite %	1,6		2,2
	Opx %			9,6
	Amp %			14,7
	Σr^2	0,107	0,205	0,144

Tableau 1 - Résultats des calculs de cristallisation fractionnée avec les éléments majeurs.

Les résultats figurant dans le tableau 1, sont tout à fait acceptables, le modèle semble compatible avec les observations pétrographiques. La faible valeur (<1) de la somme des carrés des écarts (r^2) atteste de la validité du calcul. Le magma initial fractionne tout d'abord l'olivine, puis le clinopyroxène, le plagioclase, l'apatite et la magnétite et puis dans une deuxième étape voit le fractionnement du clinopyroxène, du plagioclase et du magnétite, et enfin l'orthopyroxène et l'amphibole fractionnent. La série est caractérisée par un taux de cristallisation de 32, 23 et 22% respectivement.

VI.1.2 Test du modèle de cristallisation fractionnée avec les éléments en traces

La modélisation sur quelques éléments en trace a également été effectuée pour tester le résultat obtenu par la modélisation sur les éléments majeurs. L'équation utilisée est celle de Rayleigh. $C_L = C_0 * F^{(D-1)}$ où C_L représente la concentration calculée, C_0 la concentration dans le liquide initial, F la fraction de liquide résiduel et D le coefficient de distribution solide/liquide, qui se calcule de la façon suivante: $D = \Sigma X_i * K_{Di}$ (où X_i est la fraction du minéral i dans le cumulat, et K_{Di} le coefficient de partage d'élément entre le liquide et le minéral i). Les coefficients de partage ont été pris de la compilation de Martin (1985), Arth (1976) et Hanson (1978). D'après le calcul, l'utilisation des assemblages observés ne permet pas une modélisation acceptable de la cristallisation fractionnée pour certains éléments en traces comme le Ba (Fig. 27). Les teneurs du magma fils calculées sont trop fortes par rapport à celles du magma fils réel. Ces résultats suggèrent que l'évolution ne peut être expliquée par un seul processus de cristallisation fractionnée en système fermé.

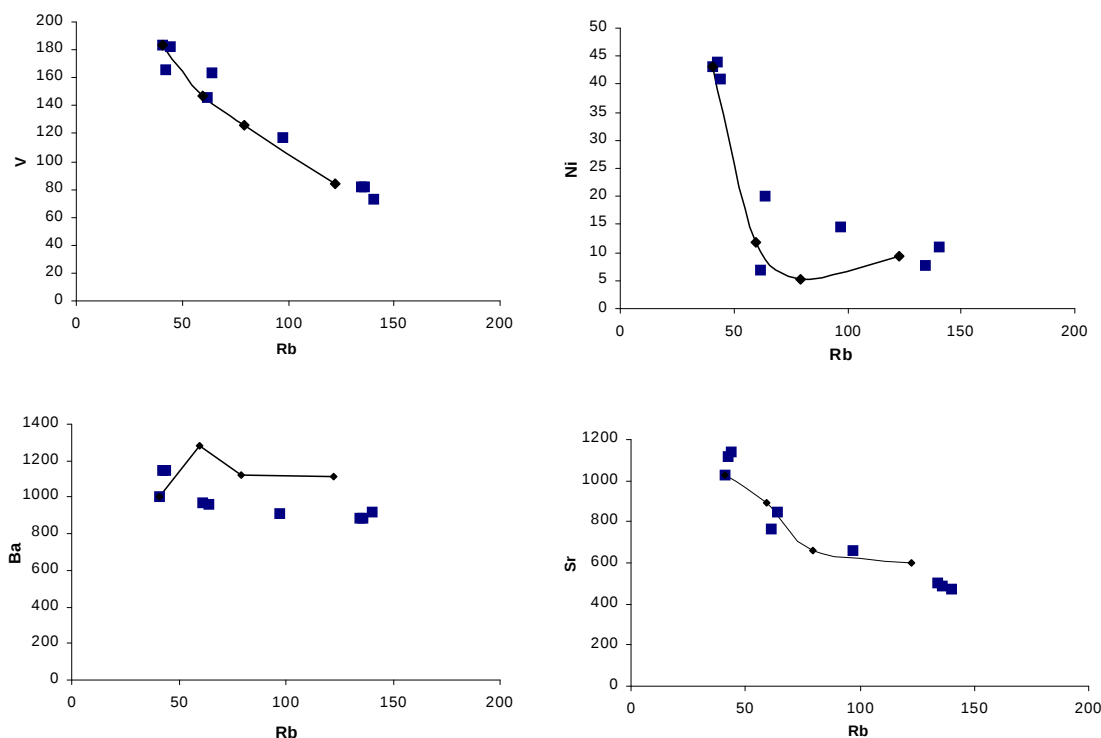


Fig. 27 Courbes théoriques pour la cristallisation fractionnée

VI.2 Processus de mélange

L'hypothèse d'un mélange magmatique peut également être envisagée d'après l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique. En effet, de nombreuses réactions et/ou déséquilibres minéralogiques ont été observés dans certaines roches : présence des xénocristaux, plagioclases qui montrent un manteau périphérique (riche en inclusions vitreuses) et des zonations inverses et oscillatoires, phénocristaux d'amphibole déstabilisés en oxydes. Ces faits plaident en faveur de l'intervention d'un autre processus pétrogénétique secondaire à savoir le mélange magmatique. De plus, un processus de mélange pourrait augmenter sensiblement les teneurs en éléments de transition.

Pour les éléments majeurs et en traces, la modélisation a été réalisée à partir du programme Mixing (logiciel Igetwin). Les andésites basaltiques choisies sont Ubi-77 et 31 qui sont les roches les moins différenciées et qui ne présentent pas d'évidence de mélange. Les dacites choisies sont les échantillons Ubi-39 et 40. Les andésites testées présentent des déséquilibres minéralogiques (Ubi-38 et Ubi-17), ce qui suggère que l'intervention d'un mélange magmatique est tout à fait possible. On pourrait l'attribuer à des réalimentations en liquides plus primitifs dans une chambre magmatique superficielle. Le test montre que le mélange implique respectivement 40% et 82% de magma basique (et dans 60% et 18% de magma acide) pour aboutir à la formation des andésites testées (Tableau 2).

	Pôle andésite basaltique Pôle dacitique Hybride testé: Ubi-38		Pôle andésite basaltique Pôle dacitique Hybride testé: Ubi-17	
	Analyse brute	Mélange calculé	Analyse brute	Mélange calculé
SiO ₂	63.1	63.25	57.72	58.14
TiO ₂	0.95	0.92	1.17	1.19
Al ₂ O ₃	15.77	15.68	17.03	16.52
Fe ₂ O ₃	5.17	5.1	7	6.63
MnO	0.08	0.08	0.11	0.1
MgO	2.46	2.72	3.46	3.95
CaO	4.93	4.95	6.22	6.33
Na ₂ O	4.08	3.8	3.99	4
K ₂ O	2.99	3.2	2.49	2.42
P ₂ O ₅	0.35	0.35	0.39	0.43
Rb	97.5	102.1	64.5	57.7
Ni	14.5	26.2	20.2	38.8
V	117	117.4	165.3	165.9
Zr	203.7	204.3	201.6	187.1
Nb	12	11	10.3	9.8
Σ r ²	0.20		0.47	
Mélange	40% pôle basaltique + 60% pôle dacitique		82% pôle basaltique + 18% pôle dacitique	

Tableau 2 - Résultats des calculs du mélange magmatique.

VI.2 Nature de la source: série calco-alcaline ou série adakitique ?

L'analyse géochimique des éléments majeurs a permis de mettre en évidence le caractère calco-alcalin de l'ensemble des roches du volcan Ubinas. Cependant, la composition en éléments en traces de ces roches diffère pourtant notablement de celle de liquides magmatiques calco-alcalins "normaux" par des teneurs basses en HREE et des fractionnement importants entre Terres Rares Légères et Terres Rares Lourdes. Ce genre de spectre caractérisé par une anomalie positive en Sr, Rb et Ba avec, une forte anomalie négative en Nb rappelle celui des adakites (Drummond & Defant, 1990) et/ou des TTG (*Tonalites-Trondhjemites-Granodiorites*) archéennes (Martin, 1986).

On peut vérifier l'affinité adakitique de la série calco-alcaline de l'Ubinas. En effet, ce caractère adakitique apparaît clairement dans les diagrammes classiques d'identification des adakites de Drummond et Defant (1990) Fig. 28a, et celui des TTG, équivalents archéens des adakites actuelles (Martin, 1986; Fig.28b), c'est-à-dire les diagrammes $Sr/Y=f(Y)$ et $(La/Yb)_N=f(Yb)_N$, respectivement. Dans ces diagrammes, la quasi totalité des roches de l'Ubinas se situe à la limite entre les domaines adakitique et calco-alcalin. Néanmoins, certaines roches de l'Holocène sup. (Ubi-12) et d'âge historique (Ubi-10,39) appartiennent au domaine des roches calco-alcalines classiques.

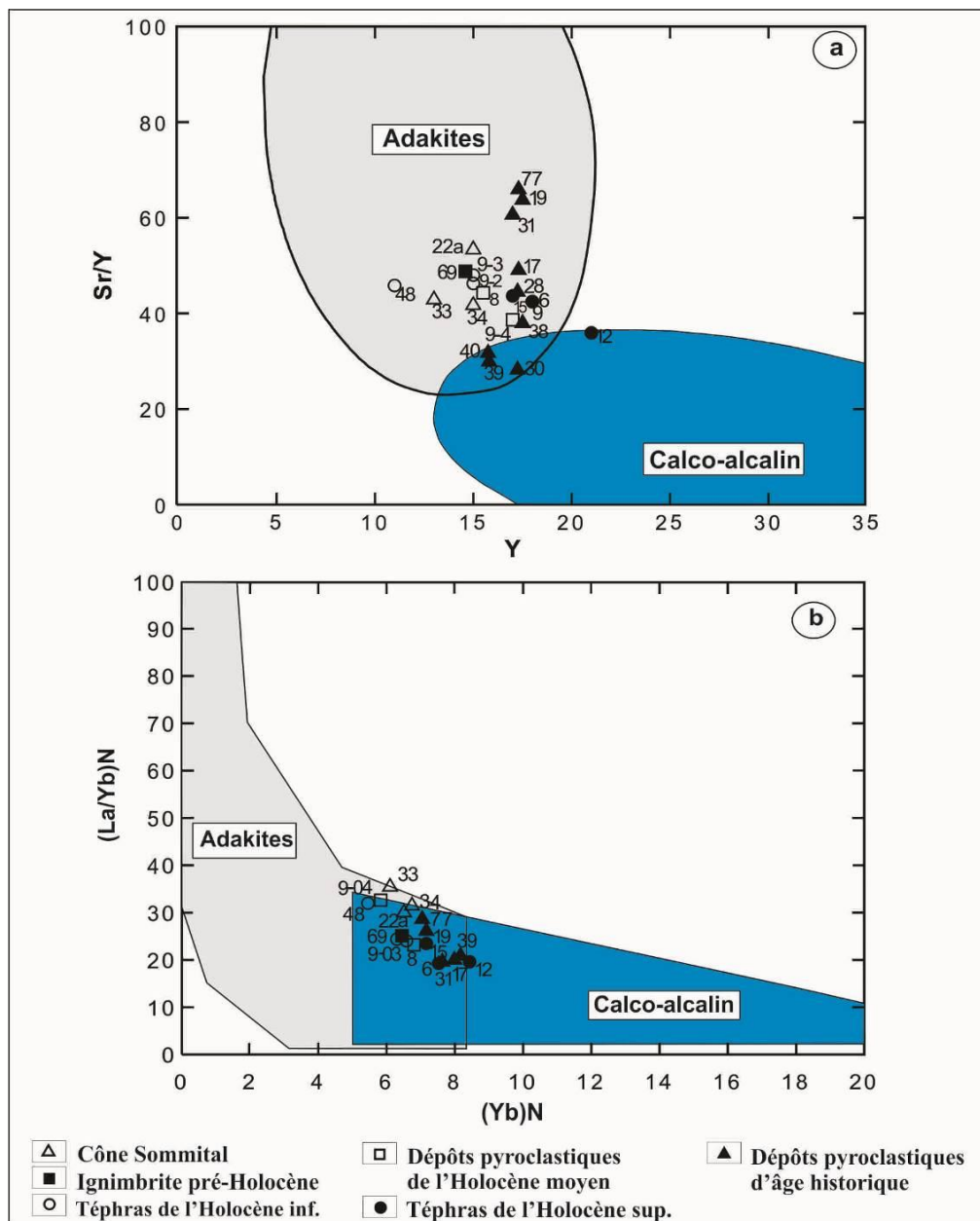


Fig. 28 - Diagrammes discriminants entre la série adakitique et la série calco-alkaline classique.

Les arguments en faveur d'une origine calco-alkaline avec influence adakitique plus ou moins grande sont: (1) l'absence des termes peu différenciés (basaltes); (2) la présence d'amphibole dans presque toute la série (depuis le cône sommital jusqu'aux pyroclastites d'âge historique), ainsi que de titanomagnétite; (3) le comportement compatible des HREE dans tout le groupe; et enfin, (4) les teneurs en Sr supérieures à 400 ppm, ainsi qu'un rapport Sr/Y élevé, par rapport aux magmas calco-alkalins "normaux".

Les adakites sont des roches acides et intermédiaires ($>56\%$ SiO_2) qui dérivent de la fusion partielle d'une croûte océanique subductée d'âge récent (<20 Ma). Elles dérivent de la fusion de basaltes océaniques métamorphisés en faciès élogite ou amphibolite à grenat, à des températures de 800-1000 °C et sous pression de 1 à 2 GPa (Maury *et al.*, 1996). La profondeur de la plaque plongeante est de l'ordre

de 70-80 km (Defant & Drummond, 1990). Les adakites montrent de faibles teneurs en HREE et Y, car ces éléments sont concentrés dans le grenat (résidu de fusion). De même les fortes concentrations en Sr indiquent qu'aucune phase présente dans le manteau ne retient cet élément, issus de la plaque plongeante. La rareté des adakites dans la plupart des zones de subduction est due au flux thermique insuffisant qui ne permet habituellement pas aux géothermes de recouper le solidus de l'amphibolite à grenat en l'absence d'eau libre pour produire sa fusion (résultats expérimentaux de Green, 1982 et de Sen & Dunn, 1994).

L'étude géochimique des éléments en traces montre l'influence de deux sources dans la genèse des magmas du volcan Ubinas: une calco-alcaline et l'autre adakitique. Il est largement admis que les magmas calco-alcalins "normaux" de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ) résultent essentiellement de la fusion partielle du coin de manteau métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique, souvent suivie d'une contamination crustale plus ou moins importante lors de la différenciation (Lefèvre, 1979, 1994, James, 1982). Des études récentes effectuées sur certains volcans de la CVZ, comme les volcans Ollagüe, Payachata et Tata Sabaya montrent la présence de magmas appauvris en HREE et Y, à rapports Sr/Y élevés, à peu près similaires aux adakites et/ou TTG archéennes. La genèse de ces magmas dans ce contexte a été expliquée par des processus plus ou moins complexes qui font appel soit à l'AFC (assimilation et cristallisation fractionnée) de magmas mantelliques en base de croûte (Feeley & Hacker, 1995), soit à un mélange de magmas produit en base de croûte et issus du manteau (Davidson, *et al.*, 1990).

A titre de comparaison, et afin de réaliser une discrimination plus évidente, des corrélations entre les adakites classiques, les roches calco-alcalines de la CVZ qui montrent certaines caractéristiques "adakitiques", et les roches du volcan Ubinas ont été effectuées. Celles-ci ont été réalisées grâce à un diagramme multiéléments normalisé par rapport au manteau primitif (valeurs de Sun & McDonough, 1989), Fig. 29. Les valeurs des teneurs des éléments en trace des adakites ont été pris de Maury *et al.*, (1986) et Drummond & Defant, (1990). Par ailleurs, les teneurs des éléments en trace des roches de la CVZ ont été pris de Davidson *et al.*, 1990 (volcan Payachata), de Silva *et al.*, 1993, (volcan Tata Sabaya), et Feeley *et al.*, 1994 (volcan Ollagüe). Dans ce diagramme, les spectres des éléments en trace du volcan Ubinas tombent dans le champ de celles de la CVZ et se différencient des adakites par des teneurs légèrement plus élevés en Ti, Nd, MREE, HREE et Y. D'ailleurs, le fait que les roches du volcan Ubinas dans les diagrammes $Sr/Y=f(Y)$ et $(La/Yb)_N=f(Yb)_N$, (Fig. 28) soient situées à la limite du domaine calco-alcalin et adakitiques plaide en faveur de l'existence d'une série calco-alcaline avec une influence adakitique plus ou moins grande à leur origine.

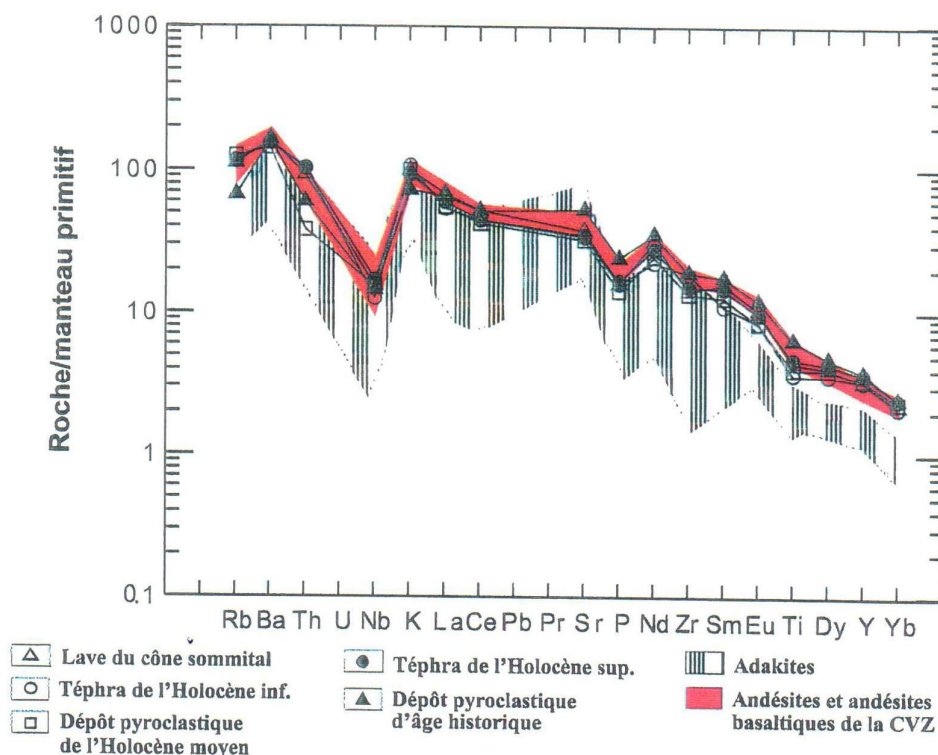


Fig. 29 - Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif de Sun & McDonough (1989) des roches de "l'Ubinas moderne". Le champ gris correspond aux compositions des adakites et le champ rouge correspond à des magmas calco-alcalins de la CVZ.

En considérant les caractéristiques géochimiques des roches du volcan Ubinas on pourrait envisager une première hypothèse qui fait appel à la fusion de la croûte océanique. En effet, les liquides adakitiques produits par la fusion partielle de la plaque plongeante traversent le coin du manteau en le métasomatisant. La fusion partielle de celui-ci produirait la série calco-alcaline avec certaine caractéristique adakitique. Il existe certains arguments qui penchent en faveur de l'apport de fluides de la plaque plongeante. L'enrichissement en éléments incompatibles LILE (K, Rb, Th, Sr, Ba) et LREE par rapport au MORB, suggère le transfert de fluides, issus de la déshydratation ou fusion partielle de la plaque plongeante qui produit la métasomatose du manteau (Wilson, 1994, Best, 1975). Ceci aussi est montré par les teneurs élevées en Mg # (0.33-0.53), Ni (11-44 ppm) et Cr (12-108 ppm) de la plupart des échantillons analysés (annexes 4 et 5) à peu près similaires à celles des adakites qui peut être interprété comme provenant de l'interaction des liquides adakitiques de la plaque plongeante avec le coin du manteau (Schiano, 1995, Martin, 1999).

Néanmoins, le contexte géodynamique de l'Ubinas qui se trouve assez loin de la fosse (environ 230 km) avec un plan de Benioff assez profond (120-150 km) et une croûte ancienne (40-65 Ma), donc froide paraît incompatible avec cette première hypothèse.

En considérant les caractéristiques géochimiques des roches du volcan Ubinas et le contexte géodynamique péruvien il existe deux hypothèses qui permettraient d'expliquer la genèse de ces roches : soit un mélange entre magmas basaltiques chauds provenant du manteau et magmas issus de la base de la croûte continentale dérivés par fusion partielle, à partir du modèle proposé par Davidson, *et al.*, (1990), soit une contamination de magmas mantelliques en base de croûte, modèle proposé par Feeley & Hacker

(1995). Dans ces processus, le fort degré d'enrichissement en éléments incompatibles (Rb, Th, K) des roches du volcan Ubinas pourrait aussi provenir d'un manteau enrichi, un faible degré de fusion partielle et/ou d'une contamination crustale. Ce dernier processus est souvent évoqué dans la genèse des andésites du Pérou méridional (Dostal *et al.*, 1977; Lefèvre, 1979) à cause de l'importante épaisseur de la croûte continentale (~70 km d'épaisseur, James, 1971). Quelques rapports isotopiques de Sr et Nd de certaines roches du volcan Ubinas pris de Wörner *et al.*; (publi en cours), montrent de fortes valeurs pour $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.706-0.707), ϵSr (31.7-35.4) et en revanche pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512), ϵNd (-6.48) sont faibles. Ces données montrent une importante contamination crustale, et confirment celle déjà déduite des analyses isotopiques du Sr et Nd au Pérou méridional (James, 1982, Lefèvre, 1979).

D'ailleurs les teneurs élevées en Mg, Ni et Cr dans la plupart des échantillons peuvent être expliquées aussi par une contamination crustale ou par la fusion de matériaux basaltiques d'arcs plus anciens, voir de MORB métamorphisés par remontées mantelliques, puisque des lambeaux de croûte océanique accrétés existent à la base de la croûte (Maury *et al.*, 1996).

Les magmas qui résultent des processus évoqués précédemment montent à l'intérieur de la croûte continentale et viennent s'accumuler dans un réservoir magmatique superficiel, où ils évoluent par cristallisation fractionnée. Par ailleurs, l'étude pétrographique et minéralogique montre qu'il existe des minéraux qui montrent de zonations inverses (plagioclases), déstabilisées et des xénocristaux. Ils semblent correspondre à un rééquilibrage chimique suite à un léger mélange de magma et un degré de différenciation au sein de la chambre magmatique superficielle. En effet, la chambre magmatique contenant souvent du magma (surtout dans l'époque historique), est plus ou moins régulièrement alimentée en magma basique plus chaud. En son sein, le magma refroidit et subit une cristallisation fractionnée. Il est périodiquement plus ou moins vidangé au cours des éruptions. La pauvreté en olivine, ainsi que les basses teneurs en Fo, MgO et Ni de l'olivine du magma indiquent que le magma qui arrive en surface est déjà évolué. Ainsi on peut s'expliquer l'absence ou la rareté des basaltes.

L'évolution des compositions géochimiques suggère que la composition des magmas injectés dans le réservoir reste relativement homogène, mais le volume varie dans le temps. On remarque que vers le présent, les magmas tendent à être plus basiques et parfois associés à un léger mélange.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Une étude pétrographique, minéralogique et géochimique a été effectuée pour déterminer les processus pétrogénétiques responsables de l'évolution chimique de laves et produits pyroclastiques du volcan Ubinas au cours de sa dernière étape éruptive nommée Ubinas moderne. Le caractère géochimique de l'ensemble de ces roches pose la question de leur origine.

L'évolution magmatique ne peut s'expliquer par un simple processus de cristallisation fractionnée en système fermé à partir d'un liquide primitif. Des processus de mélange lors de l'évolution des magmas sont également envisageables. Le rôle de la cristallisation fractionnée est cependant fondamental que expliquerait une évolution progressive des compositions des minéraux des andésites basaltiques jusqu'aux rhyolites à partir des magmas issus d'une même source. Les processus de mélange sont suggérés surtout par la présence de phases minéralogiques en déséquilibres : présence de zonations dans les plagioclases (inverses et oscillatoires), la présence de xénocristaux et déstabilisation de certains minéraux (amphiboles), liés probablement à des réalimentations successives de magmas plus basiques et chauds dans une chambre magmatique superficielle. Les tests de mélange magmatique appliqués à certains produits d'âge historique qui présentent des déséquilibres minéralogiques confirment cette hypothèse.

Du point de vue minéralogique et géochimique, on met en évidence que la composition des minéraux de chaque type pétrographique (des andésites basiques aux rhyolites) entre les épisodes éruptifs successifs, n'a pas révélé de variations significatives au cours du temps qui pourraient témoigner de la succession de cycles magmatiques totalement indépendants. Cependant on remarque la gamme étendue en composition chimique (depuis un pôle acide jusqu'à un pôle basique) que montrent les pyroclastites d'âge historique.

L'étude géochimique des éléments majeurs montre le caractère calco-alcalin de l'ensemble de roches. Cependant, l'étude des éléments en trace révèle pour l'ensemble des roches, des caractéristiques géochimiques qui témoignent d'une participation plus ou moins importante de magmas adakitiques à leur genèse. Les caractéristiques géochimiques qui soulignent l'affinité adakitique sont : l'appauvrissement en HREE et Y, et le rapport Sr/Y et les teneurs en Sr relativement élevées. Ainsi que les teneurs de MgO, Ni et Cr supérieures par rapport à un liquide calco-alcalin normal.

L'hypothèse la plus plausible pour la génération des magmas du volcan Ubinas peut être expliquée en se basant sur les modèles proposés par Feeley & Hacker, 1995 et/ou Davidson *et al.*, 1990 pour expliquer la genèse des magmas de certains volcans situés dans la CVZ (volcan Ollague et Payachata) et qui sont évoqués par Legendre, (1999) pour expliquer la genèse des magmas du volcan Misti, situé à 70 km de l'ouest de l'Ubinas. Les magmas provenant du manteau subissent une contamination en base de croûte et/ou un mélange avec les magmas issus de la base de la croûte continentale (où il existe du grenat qui retient les HREE et Y). Dans ce cas, le grand degré d'enrichissement d'éléments incompatibles (LILE) des roches du volcan Ubinas pourrait provenir d'un manteau enrichi et/ou contamination crustale. Ce dernier processus a été mis en évidence dans un premier temps dans l'Ubinas et est souvent évoqué pour expliquer la genèse de la plupart des volcans de la CVZ (Lefèvre, 1979, Dostal *et al.*, 1977). D'ailleurs les teneurs élevées en Mg, Ni et Cr dans la plupart des échantillons peuvent aussi être expliquées par une contamination crustale ou par la fusion de matériaux basaltiques d'arc plus ancien,

voir de MORB métamorphisés par des remontées mantelliques, accrétés à la base de la croûte (Maury *et al.*, 1996).

Par ailleurs, ce travail montre le besoin d'élargir l'étude à plusieurs domaines:

- * Une étude d'isotopes stables (O, H) et radiogéniques (Sr, Nd, Pb) permettrait de mieux cerner les sources de magmas, et de comparer avec des données déjà existantes. De plus, une étude isotopique permettrait aussi d'apprécier le rôle de la contamination crustale mise en évidence dans un premier temps dans l'évolution des magmas du volcan Ubinas.

- * Une étude géochimique des éléments en trace d'un plus grand nombre d'échantillons permettrait de mieux apprécier l'évolution des magmas.

BIBLIOGRAPHIE

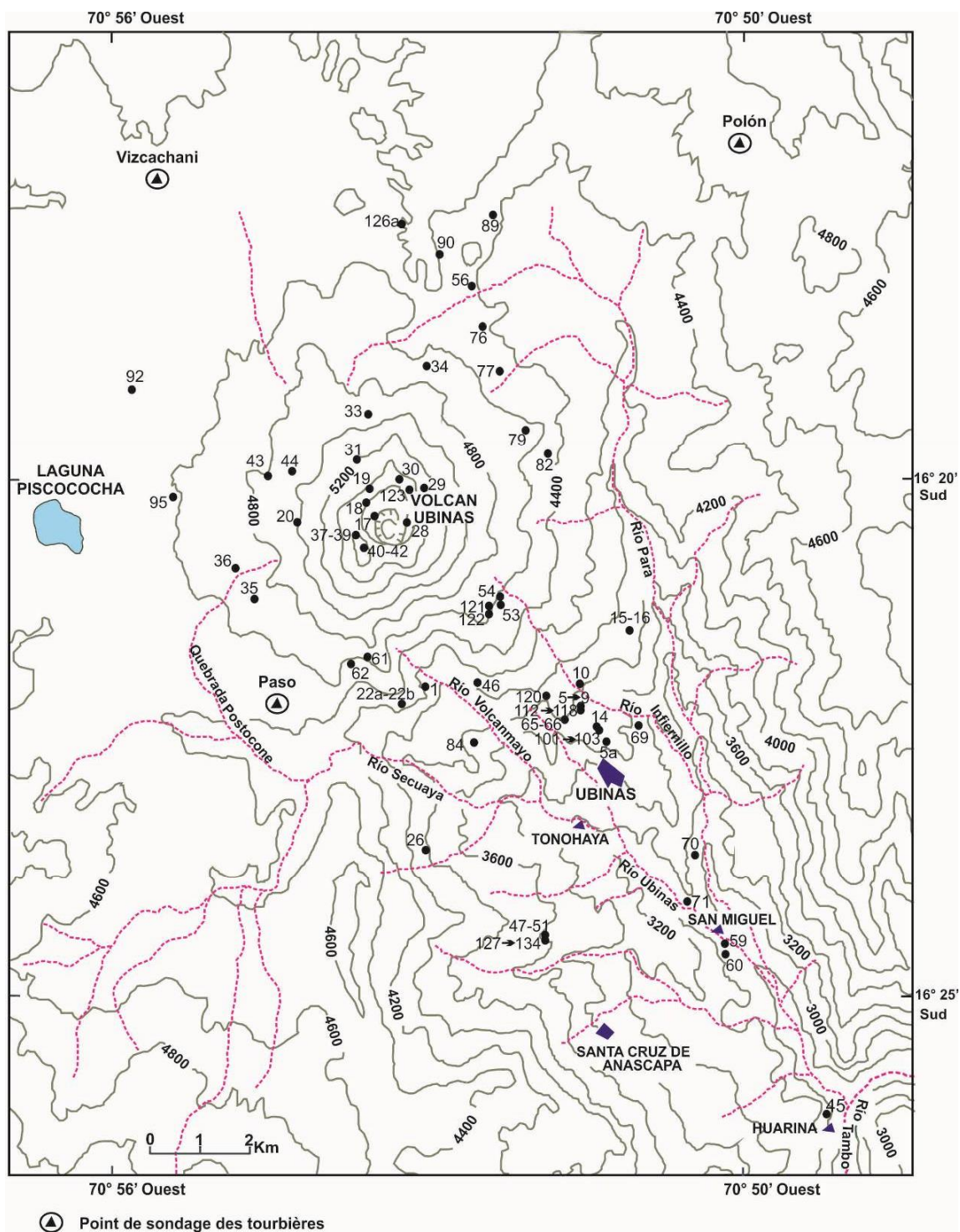
- Allen J. & Boettcher (1978). Amphiboles in andesite and basalt II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. *Am Mineral*, 63; 1074-1087
- Aoki K.I. & Shiba I. (1973). Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos.*, 6; 41-51.
- Arana V., Marti J., Aparicio A., Garcia-Cacho L. & Garcia Garcia, R. (1994). Magma mixing in alkaline magmas ; an example from Tenerife, Canary Islands. *Lithos.*, 32, 1-19.
- Arth, J., (1976). Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 94;41-47.
- Atherton, M.P. & Petford, N., (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362; 144-146.
- Barazangi M. & Isacks B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, pp. 686-692.
- Best M.G. (1975). Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variations in calco-alkaline rocks, *Geology*, 3;429-431.
- Boyd, F. R. & Smith, D. (1971). Compositional zoning in pyroxene from lunar rock 12021, Oceanus Procellarum. *J. Petrol.* 12; 439-464.
- Brown, G.M., (1967). Mineralogy of basaltic rocks. In : Hess H.H. and Poldervaard A. (eds.), basalts 1, New York : Interscience : 103-162.
- Craçon Pierre (1996). Cristallisation et zonation des plagioclases et des pyroxènes dans la chambre magmatique Minoenne. Mémoire de DEA "processus magmatiques, métamorphiques et volcanologiques". Université Blaise Pascal, Clermont-Fd pp. 45
- Davidson J.P., McMillon N.J., Moorbath S., Wörner G., Harmon R.S. & Lopez Escobar L. (1990). The nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile)II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105;412-432.
- Defant M.J. & Drummond M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- De Silva S.L. & Francis P.W. (1991). Volcanoes of the Central Andes. *Springer-Verlag*, Berlin Heidelberg, Germany; pp. 219
- De Silva S.L., Davidson J.P., Croudace I.W., Escobar A., (1993). Volcanological and petrological evolution of volcan Tata Sabaya, SW Bolivia *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 55;305-335.
- Deer, W. Howie, R. Zussman J. (1978). Rocks forming minerals. Longman Group Limited, London.
- Dostal J., Dupuy C. & Lefevre C. (1977). Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru; *Lithos* 10;173-183
- 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, B13, 21503-21521.
- Eissen J.P., Monzier M., Cotten J., Hall M.L., Robin C., Samaniego P., Thouret J.C., Gourgaud A., Legros F., Navarro P., Le Pennec J.L. & Bourdon E. (1996). Adakites from Ecuador and Peru quaternary volcanoes: Preliminary interpretation. I Congreso Latinoamericano "volcanes, sismos y prevención" Lima y Arequipa, p.38-42.
- Eggler D.H. & Burnham C.W. (1973). Crystallization and fractionation trend in the system andesite- H₂O-CO₂-O₂ at pressure to 10 kb. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84;2517-32

- Ewart A. (1976). Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas, some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31;417-432.
- Feeley T.C. & Davidson J. P., (1994). Petrology of the calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean stratovolcanoes: an exemple from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *J. Petrol.*, v. 35, p. 1295-1340.
- Feeley T.C. & Hacker M.D. (1995). Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas : an exemple from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, 103;213-225.
- Gerbe MC. & Thouret JC (1999). Petrogenetic study of lavas erupted through the persintant explosive activity of the Nevado Sabancaya volcano, Peru (1990-1998). Extended abstracts of fourth international symposium on Andean Geodynamics, 4-6 october 1999, Gottingen p.266-268
- Gill J.B. (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics. *Springer-Verlag*, Berlin. pp. 390.
- Grenn T.H. (1972). Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34;150-166.
- Green T.H. (1982). Anatexis of mafic crus and high pressure crystallization of andésite. In: R.S. Thorpe Ed; Andesites, John Wiley & Sons, 465-486.
- Hanctke G. & Parodi I. (1966). The active volcanoes of Peru. Catalogue of the active volcanoes of the world including sofatara fields, part. XIX, Colombia, Ecuador and Peru, *International Association of Volcanology*, Roma;65-73.
- Hanson, G., (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planet. Sci.*, 8;371-406.
- Helz R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5Kb$ as a function of oxygen fugacity, *J. Petrol.*, 14(2) p.249-302.
- Holloway J.R. & Burnham C.W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13;1-29.
- Kuno H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In Hess, H.H. et Poldervaart, A. (eds) *The Poldervaart treatise, on Rocks of Basaltic Composition*, Vol.2. Insterscience Publishers, 623-688.
- James E.D. (1971). Plate tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* v.82,p.3325-3346.
- James E.D. (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 Planet. Sci. Lett.*, 57;47-62.
- Juvigné E., Thouret J.C., Gilot E., Gourgaud A., Legros F., Uribe M. et Graf K., (1997). Etude tephrostratigraphique et bioclimatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional: *Géographie physique et Quaternaire*, 51,2,219-231.
- Juvigné E., Thouret J.C., Gilot E., Leclercq L. et Gourgaud A., (1998). L'activité du volcan Nevado Sabancaya (Pérou) au cours de l'Holocène, *Quaternaire*, 9 (1); 45-51.
- Laharie R., (1975). Tectonogénesis, orogénesis y volcanismo en los Andes del Sur del Perú. *Bull. Inst. Franc. Et. Andines*, 4 (3-4): p. 173 - 198
- Leake B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63; 1023-1052.
- Le Maitre R.W. (ed) (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommisions on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Sci. Publ.*, Oxford; pp 193 .

- 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. *J. Petrol.*, Vol. 27; 745-750.
- Lefèvre C. (1979). Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'actuel (zonation et petrogenèse des andésites et shoshonites). Thèse de doctorat d'état de l'université dans sciences et techniques du Languedoc; 555 pp.
- Legendre Ch. (1999). Pérogenèse du volcan ôMisti Moderneô(Sud Pérou) : essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique, mémoire d'GAL (Institut Géologique Albert de Lapparent), France, pp 88.
- Mégard F. (1987). Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (10°S), Geodynamics series vol. 18 71-95 *Amer. Geophys. Union*, Washington.
- Marcelot G., Maury R.C. & Lefèvre C., (1983). Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos.* 16 : 135-151.
- Marocco R. et del Pino M., (1972). Geología del Cuadrángulo de Ichuña, *Bolt. Serv. Geol. y Min.*, N° 14; 69 pp.
- Martin H. (1985). Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Mémoire du CAESS n°1*.
- Martin H. (1986). Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14;753-756.
- Martin H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids *Lithos*, 46;411-429
- Maury R.C, Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H. et Defant M.J. (1996). Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. géol. France*, t; 167, n°5; 579-595.
- Mégard F. (1987). Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (10°S), Geodynamics series vol. 18 71-95 *Amer. Geophys. Union*, Washington.
- Middlemost E.A. (1980). A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks *Geol. Mag.* 117;7-51
- Miyashiro A. (1974). Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274;321-355.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A. & Zussman J., (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral*, 73;1123-1133.
- Osborn L.F. & Watson E.B. (1977). Studies of phase relations in sudalkalin volcanic rock series. Carnegie Inst. Washington, year book 76;472-478.
- Palacios M. (1995). Geología del Perú: Estratigrafía. *Bolt. N° 55, Serie "A", Carta Geológica Nacional - INGEMMET*, Lima, p. 45 ñ 86.
- Parodi I. (1995). Volcanes del Perú. *Bolt. N° 94, Soc. Geog. de Lima, año IX, TIX* p. 158-159.
- Pecerrillo A. & Taylor S.R. (1976). Geochemistry pf Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58;63-81.
- Rivera Porras M. (1998). El volcan Ubinas (Sur del Perú) : Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales, Tesis geólogo UNMSM, Lima - Perú, 123 p.
- Rivera M., Thouret J.C. y Gourgaud A. (1998). Ubinas, el volcán mas activo del sur del Perú desde 1550: Geología y evaluación de las amenazas volcánicas. *Bolt. de la Soc. Geol. del Perú* v.88;53-71
- Rivera Porras M. (1999). Caractérisation pétrologique et géochimique du volcan Ubinas (sud du Pérou), mémoire de diplôme de petrologue et volcanologue (DUPV), Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 56 p.

- Robert J.L. (1976). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solution. *Chem. Geol.* 17;213-227
- Schiano P., Clochiatti R., Shimizu N., Maury R., Jochum K.P. & Hofmann A.W. (1995). Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas. *Nature* 377;595-600.
- Sébrier M. & Soler P., (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present, *Bolt. Geological Society of America, Special Paper* 265, p. 259 - 277
- 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.
- Simkim T. & Siebert L. (1994). Volcanoes of the World ñ A regional directory, gazeteer and chronology of volcanism during the last 10,000 yers. ed. *Smithsonian Institution, Global Volcanism program, Washington DC.* 348 p.
- Smith J.V. & Brown W.L. (1988). Feldspar minerals 1. Crystal structures, Physical, Chemical and Microtextural properties. 2 ed. *Springer-Verlag, Berlin.* 828 p.
- Stewart D.C. (1975). Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al Amphiboles. *Contrib. Mineral. Petrol.* 53; 195-204
- Sun S.. & McDonough W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basin, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 42, 313-345.
- Thompson J. B. (1947). Role of aluminium in the rock-forming silicates. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 58, p.1252.
- Thouret J.C. (1997). Photos des laves et dépôts pyroclastiques du volcan Ubinas, page de garde.
- Thouret J.-C., Dávila J., Rivera M., Gourgaud A., Eissen J.-P., Le Pennec J.-L., Juvigné E. (1997). L'érupción explosiva de 1600 au Huaynaputina (Pérou), la plus volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, N° 325;931-938.
- Thouret J.-C., Guillaude, R., Huaman, D., Gourgaud, A., Salas, G., et Chorowicz, J., (1994). L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou) : reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. *Bull de la Soc. Geol. de France*, N° 165, (1) : 49-63.
- Thouret J.-C., (1999). Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa city based on the eruptive history of the Misti volcano, southern Peru, *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl.- Bd 11H-89-112.
- Ulmer P. (1989). The dependence of the Fe²⁺- Mg partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. *Cont. Mineral. Petrol.* 101; 261-273.
- Ulmer P. (1993). Program Norm, version 4.0 IMP-ETHZ
- Valdivia Astoquilha J. (1995) ñ Breve reseña histórica del distrito de Ubinas. *Bolt. del consejo de Ubinas ; Ubinas-Perú*, 40 P.
- Wilson M. (1989). Igneous Petrogenesis. *Unwin Hyman, London.* pp. 466.
- Yoder H.S. (1965) Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. *Carnegie Instit. washigton, Yearbook*, 64; 82-89.
- Yoder H.S. (1969). Calc-alkaline andesites experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics *Bull. Ore. St. Dep. Geol. Miner, Ind*, 65; 77-89.

ANNEXES



CARTE DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS DU STRATO-VOLCAN UBINAS

ANNEXE 2

Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces du volcan Ubina

Un total de 10 analyses des éléments majeurs ont été faites à l'Université Blaise Pascal à Clermont-Ferrand et 14 analyses des éléments majeurs et en traces ont été faites à l'Université Bretagne Occidentale à Brest. Tous ces éléments ont été analysés par ICP-AES, sauf le Rb qui a été déterminé par spectrométrie d'émission. En plus, 10 analyses des éléments en trace ont été faites à l'Université Goettingen en Allemagne par ICPMS et par fluorescence X. La calibration a été faite au moyen de standards internationaux ainsi que d'échantillons de référence internes aux laboratoires. Les précisions analytiques sont données dans l'annexe 3.

Unité stratigraphique										Dépôts pyroclastiques d'âge historique										Dépôts pyroclastiques de l'Holocène										Coulées de laves du cône sommital									
N°	Ech	Ubi-77	Ubi-19	Ubi-31	Ubi-17	Ubi-28	Ubi-30	Ubi-38	Ubi-39	Ubi-40	Ubi-9	Ubi-16	Ubi-14	Ubi-12	Ubi-15	Ubi-6	Ubi-5a	Ubi-8	Ubi-9	Ubi-26	Ubi-48	Ubi-49	Ubi-69	Ubi-29	Ubi-18	Ubi-20	Ubi-33	Ubi-34	Ubi-22a	Ubi-23b	Ubi-35								
SiO ₂	56.16	55.71	56.12	57.68	58.88	66.42	63.09	67.33	67.18	67.18	61.79	60.44	60.73	59.59	61.24	61.87	61.29	62.28	65.15	62.37	63.32	70.1	70.07	69.31	63.44	60.73	61.54	58.64	64.3	61.04	62.46	61.43							
Al ₂ O ₃	16.4	16.56	16.68	16.9	17.36	15.00	15.74	15.04	14.88	14.88	16.57	16.99	17.05	18.51	16.07	16.63	17.32	16.39	16.34	16.76	16.6	15.54	15.93	15.47	16.37	16.54	18.13	16.79	15.88	15.9	16.51	16.03	16.43						
Fe ₂ O ₃	7.77	7.88	7.94	7.72	7.97	4.43	5.73	4.21	4.83	4.83	6.04	6.66	6.5	6.73	6.46	6.16	6.06	5.92	4.21	5.55	5.21	2.65	2.62	2.66	5.47	6.503	6.025	7.531	4.5	5.16	6.33	5.89	6.15						
MgO	4.24	4.47	4.37	3.43	2.5	1.99	2.45	1.68	1.67	1.67	2.32	2.49	2.48	2.46	2.8	2.38	2.25	2.4	1.61	2.19	1.95	0.78	0.65	0.87	1.99	2.551	2.573	3.153	1.69	2.09	2.82	2.60	2.54						
CaO	7.15	7	6.85	6.17	5.49	3.83	4.92	3.43	3.62	3.62	5.23	5.33	5.29	5.34	5.19	5.2	5.09	4.99	3.89	4.82	4.55	2.5	2.29	2.42	4.62	5.533	4.839	6.399	3.42	4.13	4.76	4.98	5.08						
Na ₂ O	4.05	4.16	4.05	3.96	4.1	3.7	4.07	3.6	3.62	3.62	4.27	4.17	3.95	3.71	3.91	3.95	4.13	3.72	3.88	3.8	3.89	4.02	3.89	3.97	3.97	4.342	3.240	3.960	3.75	3.69	4.1	4.07	4.25						
K ₂ O	2.19	2.19	2.12	2.47	2.46	3.89	2.98	3.84	3.68	3.68	2.82	2.9	3.00	2.61	2.81	2.82	2.91	3.02	3.88	3.25	3.33	3.96	3.96	4.84	2.95	2.781	2.573	2.317	3.88	3.53	3.01	2.93	2.89						
TiO ₂	1.37	1.41	1.29	1.16	1.15	0.66	0.95	0.61	0.64	0.64	0.86	0.92	0.89	0.93	1.04	0.88	0.85	0.88	0.65	0.8	0.73	0.38	0.36	0.38	0.76	0.920	0.974	1.102	0.72	0.82	0.98	0.94	0.91						
P ₂ O ₅	0.56	0.53	0.47	0.39	0	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0.37	0	0	0.31	0.35	0.35	0.32	0	0.11	0	0.33	0	0	0	0.24	0.28	0.35	0	0						
MnO	0.1	0.11	0.11	0.11	0.09	0.08	0.08	0.07	0.072	0.072	0.1	0.1	0.11	0.12	0.1	0.1	0.09	0.09	0.08	0.1	0.1	0.07	0.07	0.08	0.1	0.100	0.106	0.112	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10						
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100						
Ba	1150	1150	1000	960	971	883	913	920	884	1105			1048	1085	1085	1103		1010	1223	1104	1086		1200		1150		1040	1000	1000	1000	1140								
Rb	44	43	41	64	62	136	97	140	134	75			63	73	69	69	80	99	75	81	81		103		75		148	135	71										
Th	5.6	5.1	4.2	8.7				23.8					9.50	8.75	8.86		3.25	12.66	8.87	8.75		13		9.3		21.2	19.7	7.9											
Nb	11.1	10.3	9.5	10.2	11.5	12.5	12	10.8	13.3	11			9	12.2	9			11	11	9	11		11.6		12		12.2	12	11										
La	48.5	45	36	38.5				41					40	40.5	35	35		38	46	37	38		42		39		52	51	47										
Ce	97	92	74	77				78					85	80	77	77		75	87	79	79		76		79		95	95	93										
Sr	1140	1115	1030	848	767	486	664	472	499	764			754	742	764	764		686	657	720	694		504		712		557	625	800										
Nd	48	48	38	37				31					35	38	31	31		34	35	31	32		29		34.5		37	40	43										
Sm	8.3	7.9	7	6.5				5.1					6.2	6.6	5.6	5.6		5.7	5.4	4.9	4.9		4.3		5.8		6.1	6.4	7.1										
Zr	245	215	188	200	219	186	203	175	189	239			247	172	234	234		152	245	211	209		128		115		215	212	160										
Y	17.3	17.5	17	17.3	17.3	17.3	17.5	15.8	15.8	18			21	17	18	18		15.5	17	15	15		11		14.6		13	15	15										
Er	1.5	1.6	1.6	1.6	7.3	33.8	23.8	1.4	32	5.8			1.7	1.5	1.5	1.5		1.4	1.2	1.3	1.2		1		1.2		1.2	1.4	1.4										
Yb	1.2	1.22	1.3	1.36				1.39					1.44	1.22	1.28	1.28		1.16	0.99	1.07	1.10		0.93		1.1		1.04	1.15	1.11										
Be	1.6	1.45	1.45	1.55				1.85					1.8	1.8	1.8	1.8		1.75					1.9		1.65		2.05	1.95	1.65										
Sc	14.6	13.7	14.7	11.6	12.25	9.25	9.75	8	7.5	10.5			9	9	13	13		8	13	9	6		2.3		6.9		6.0	7.2	9.1										
V	182	166	183	164	146	82	117	73	81	109			111	129	113	113		112	67	94	85		29		95		84	100	110										
Cr	98	108	103	22				32					9	33	5	5		13	6	11	6		5		13		12	16	37										
Co	80	32	28	20	34			9		18			19	17	11	11		15	7	13	8		5		52		10	10	16										
Ni	41	44	43	20	6.75	14.25	14.5	16	7.75	3.75			3	20	3	3		9	8	6	3		6		11		11	11	20										
Eu	2.1	2.05	1.77	1.7				1.14					1.65	1.65	1.54	1.54		1.42	1.46	1.44	1.42		0.95		1.39		1.30	1.42	1.77										
Gd	5.75	5.8	5.1	5.25				3.9					4.8	5.1	4.2	4.2		4.4	4.6	3.8	3.8		2.9		4.1		3.9	4.4	4.9										
Dy	3.6	3.55	3.35	3.3				2.6					3.3	3.3	3.1	3.1		3	2.4	2.7	2.6		1.9		2.6		2.4	2.6	3.05										

Tableau des déviations standards relatives et seuils de détection pour les différents éléments.

Elément	Déviations standards relatives (%)	Seuils de détection (ppm)
TiO ₂	3	
Al ₂ O ₃	2	
Fe ₂ O ₃	2	
MnO	5	
MgO	2	
CaO	2	
Na ₂ O	3	
K ₂ O	3	
P ₂ O ₅	5	
Rb	5	1
Th		1
Sr	5	0,2
Zr	5	1
Nb	5-10	0,8
La	5	0,8
Ce		2
Nd	10	2
Sm		0,5
Eu	5-10	0,2
Gd	5	0,5
Dy	10	0,4
Er	5	0,8
Yb	5	0,2
Y	5	0,5
Sc	5	0,25
V	5	2
Cr	5	1
Co	5-10	1
Ni	5	2

Tableau des coefficients de partage pour les calculs de cristallisation fractionnée

	PL	CPX	OL	OPX	MT	HB	AP	BIOT
Rb	0,04	0,03	0,01	0,0022	0	0,014	0,00001	3
Ba	0,5	0,13	0,01	0,003	0,00001	0,0044	0,01	7
Sr	2	0,5	0,014	0,0085	0	0,022	2	0,1
Nb	0,025	0,3	0,1	0,5	0,00001	1,3	0,00001	1
Co	0,1	8	4,3	2,9	9,5	10	0,2	25
Ni	0,38	4,8	24	5,2	8,6	12	0,00001	10
V	0,01	6	0,08	6	8,6	10	0,00001	25
Cr	0,04	15	2,1	1,6	8	6	0,00001	17
Zr	0,1	0,35	0,4	0,1	0	0,45	0,00001	2
La	0,4	0,3	0,0004	0,13	0,22	0,74	25	0,034
Ce	0,27	0,5	0,0005	0,15	0,26	1,52	31	0,037
Nd	0,21	1,1	0,001	0,2	0,3	4,26	50	0,045
Sm	0,13	1,67	0,0013	0,27	0,35	7,77	64	0,058
Eu	2,15	1,56	0,0016	0,17	0,26	5,14	30	0,14
Gd	0,1	1,85	0,0015	0,35	0,32	10	65	0,09
Tb	0,09	1,89	0,0016	0,42	0,28	11	64	0,085
Dy	0,064	1,93	0,0017	0,49	0,28	13	50	0,08
Er	0,055	1,66	0,0015	0,66	0,22	12	43	0,074
Yb	0,049	1,58	0,0015	0,89	0,18	8,4	24	0,065
Lu	0,046	1,5	0,0015	1	0,18	6	16	0,062
Y	0,055	0,3	0,0015	0,9	0	12	0,00001	0,16

Analyses à la microsonde des verres

Point d'analyse	Ubi-69		Ubi-77		Ubi-5a		Ubi-33		Ubi-128	
	Interstitiel	mésostase	Interstitiel	mésostase	Interstitiel	mésostase	Interstitiel	mésostase	Interstitiel	mésostase
Na ₂ O	12	13	43	44	45	19	25	26	82	83
	2,1	2,463	4,7	3,852	5,489	2,18	1,83	2,54	2,09	1,98
MgO	0,196	0,209	1,618	0,96	0,952	0,77	0,04	0,03	0,22	0,17
K ₂ O	4,027	4,503	5,238	5,239	4,768	3,64	5,98	6,64	3,61	4,21
CaO	0,785	0,667	2,095	1,654	2,264	2,41	0,39	0,59	1,32	1,22
TiO ₂	0,242	0,417	1,885	1,846	1,451	0,54	0,54	0,50	0,17	0,20
FeO	0,407	0,574	5,676	4,464	3,781	2,32	0,89	0,74	1,07	0,97
MnO	0,059	0,051	0,173	0,081	0,124	0,09	0,02	0,00	0,03	0,07
Al ₂ O ₃	13,893	13,562	13,836	14,69	15,837	15,41	11,06	13,18	13,90	13,76
SiO ₂	73,9	73,17	64,236	63,99	64,144	67,04	76,32	73,29	71,41	71,08
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
NiO	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
H ₂ O	0	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,611	96,51	99,46	96,782	98,815	94,41	97,07	97,54	93,82	93,73

Dépôts pyroclastiques de l'Holocène moyen

Annuaire des Cône Sommital

Laves du Cône Sommital									
Ubi-33									
° Ech.	33	37	38	42	43	44	47	54	55
Point	phc	phc	phc+60	phc	phc+50	phc	phc+250	phc	phc+100
SiO ₂	52.91	53.71	56.12	53.23	54.18	54.86	55.86	56.11	56.01
TiO ₂	0	0	0	0.06	0.03	0.03	0.07	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	28.2	28.22	28.2	28.91	28.4	28.84	28.98	28.89	28.78
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0.02	0.03	0	0.01
Fe ₂ O ₃	0.75	0.53	0	0.29	0.31	0.24	0.47	0.43	0.23
FeO	0	0	0	0.46	0.01	0.37	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0
MgO	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.03
CaO	11.89	11.22	9.29	11.94	10.87	10.23	9.93	9.52	9.38
Na ₂ O	4.6	4.84	5.68	4.52	4.89	5.42	5.81	5.82	5.71
K ₂ O	0.38	0.46	0.65	0.35	0.45	0.54	0.64	0.69	0.57
Total	98.22	99.11	98.73	99.66	99.59	98.66	98.99	98.78	98.58
Si	2.4259	2.4522	2.5607	2.4221	2.469	2.5194	2.5887	2.554	2.5863
Ti	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032
Al	1.5242	1.5185	1.4245	1.5211	1.4475	1.4191	1.4079	1.4218	1.3877
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258
Fe ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.0448	0.0449	0.0451	0.0452	0.0453	0.0454	0.0455	0.0456	0.0457
Ca	0.5841	0.5842	0.5843	0.5844	0.5845	0.5846	0.5847	0.5848	0.5849
Na	0.0223	0.0224	0.0225	0.0226	0.0227	0.0228	0.0229	0.0230	0.0231
K	0.0075	0.0076	0.0077	0.0078	0.0079	0.0080	0.0081	0.0082	0.0083
An	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7
Ab	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6
Or	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2

Laves du Cône Sommital									
Ubi-22a									
° Ech.	22a	22b	22c	22d	22e	22f	22g	22h	22i
Point	phc	phc	phc+60	phc	phc+50	phc	phc+250	phc	phc+100
SiO ₂	52.91	53.71	56.12	53.23	54.18	54.86	55.86	56.11	56.01
TiO ₂	0	0	0	0.06	0.03	0.03	0.07	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	28.2	28.22	28.2	28.91	28.4	28.84	28.98	28.89	28.78
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0.02	0.03	0	0.01
Fe ₂ O ₃	0.75	0.53	0	0.29	0.31	0.24	0.47	0.43	0.23
FeO	0	0	0	0.46	0.01	0.37	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0
MgO	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.03
CaO	11.89	11.22	9.29	11.94	10.87	10.23	9.93	9.52	9.38
Na ₂ O	4.6	4.84	5.68	4.52	4.89	5.42	5.81	5.82	5.71
K ₂ O	0.38	0.46	0.65	0.35	0.45	0.54	0.64	0.69	0.57
Total	98.22	99.11	98.73	99.66	99.59	98.66	98.99	98.78	98.58
Si	2.4259	2.4522	2.5607	2.4221	2.469	2.5194	2.5887	2.554	2.5863
Ti	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032
Al	1.5242	1.5185	1.4245	1.5211	1.4475	1.4191	1.4079	1.4218	1.3877
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258
Fe ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.0448	0.0449	0.0451	0.0452	0.0453	0.0454	0.0455	0.0456	0.0457
Ca	0.5841	0.5842	0.5843	0.5844	0.5845	0.5846	0.5847	0.5848	0.5849
Na	0.0223	0.0224	0.0225	0.0226	0.0227	0.0228	0.0229	0.0230	0.0231
K	0.0075	0.0076	0.0077	0.0078	0.0079	0.0080	0.0081	0.0082	0.0083
An	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7
Ab	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6
Or	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2

Laves du Cône Sommital									
Ubi-8									
° Ech.	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Point	phc	phc	phc+60	phc	phc+50	phc	phc+250	phc	phc+100
SiO ₂	52.91	53.71	56.12	53.23	54.18	54.86	55.86	56.11	56.01
TiO ₂	0	0	0	0.06	0.03	0.03	0.07	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	28.2	28.22	28.2	28.91	28.4	28.84	28.98	28.89	28.78
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0.02	0.03	0	0.01
Fe ₂ O ₃	0.75	0.53	0	0.29	0.31	0.24	0.47	0.43	0.23
FeO	0	0	0	0.46	0.01	0.37	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0
MgO	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.03
CaO	11.89	11.22	9.29	11.94	10.87	10.23	9.93	9.52	9.38
Na ₂ O	4.6	4.84	5.68	4.52	4.89	5.42	5.81	5.82	5.71
K ₂ O	0.38	0.46	0.65	0.35	0.45	0.54	0.64	0.69	0.57
Total	98.22	99.11	98.73	99.66	99.59	98.66	98.99	98.78	98.58
Si	2.4259	2.4522	2.5607	2.4221	2.469	2.5194	2.5887	2.554	2.5863
Ti	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032	0.0032
Al	1.5242	1.5185	1.4245	1.5211	1.4475	1.4191	1.4079	1.4218	1.3877
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258	0.0258
Fe ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.0448	0.0449	0.0451	0.0452	0.0453	0.0454	0.0455	0.0456	0.0457
Ca	0.5841	0.5842	0.5843	0.5844	0.5845	0.5846	0.5847	0.5848	0.5849
Na	0.0223	0.0224	0.0225	0.0226	0.0227	0.0228	0.0229	0.0230	0.0231
K	0.0075	0.0076	0.0077	0.0078	0.0079	0.0080	0.0081	0.0082	0.0083
An	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7	45.7
Ab	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6	42.6
Or	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2

Laves du Cône Sommital									
Ubi-69									
° Ech.	69	70	71	72	73	74	75	76	77
Point	phc	phc	phc+60	phc	phc+50	phc	phc+250	phc	phc+100
SiO ₂	52.91	53.71	56.12	53.23	54.18	54.86	55.86	56.11	56.01
TiO ₂	0	0	0	0.06	0.03	0.03	0.07	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	28.2	28.22	28.2	28.91	28.4	28.84	28.98	28.89	28.78
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0.02	0.03	0	0.01
Fe ₂ O ₃	0.75	0.53	0	0.29	0.31	0.24	0.47	0.43	0.23
FeO	0	0	0	0.46	0.01	0.37	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0
NiO	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.03
CaO	8.26	9.99	6.96	6.83	6.54	6.99	6.77	7.32	6.25
Na ₂ O	6.38	5.99	6.86	6.55	6.52	6.52	6.52	6.52	6.52
K ₂ O	0.46	0.44	0.55	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52
Total	99.69	99.69	99.69	99.69	99.69	99.69	99.69	99.69	99.69
Si	2.698	2.501	2.675	2.638	2.624	2.62	2.656	2.705	2.705
Ti	0.003	0	0	0.003	0	0	0	0	0
Al	1.389	1.494	1.327	1.356	1.374	1.338	1.344	1.294	1.294
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.0487	0.0487	0.0487	0.0487	0.0487	0.0487	0.0487	0.0487	0.0487
Ca	0.556	0.556	0.556	0.556	0.556	0.556	0.556	0.556	0.556
Na	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027	0.027
K	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017	0.017
An	40.57	48.85	34.76	37.06	38.27	34.8	36.05	30.7	30.7
Ab	56.08	48.85	42.62	42.62	42.62	42.62	42.62	42.62	42.62
Or	2.75	2.61	3.23	3.02	3.08	3.47	3.1	4.11	4.11

Laves du Cône Sommital									
Ubi-128									
° Ech.	128	129	130	131	132	133	134	135	136
Point	phc	phc	phc+60	phc	phc+50	phc	phc+250	phc	phc+100
SiO ₂	52.91	53.71	56.12	53.23	54.18	54.86	55.86	56.11	56.01
TiO ₂	0	0	0	0.06	0.03	0.03	0.07	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	28.2	28.22	28.2	28.91	28.4	28.84	28.98	28.89	28.78
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.02	0	0.02	0.03	0	0.01
Fe ₂ O ₃	0.75	0.53	0	0.29	0.31	0.24	0.47	0.43	0.23
FeO	0	0	0	0.46	0.01	0.37	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0.04	0			

Analyses à la microsonde et formules structurales des plagioclases

Tétrapras de l'Holocène supérieur																					
N° Ech.		Ubit-14		Ubit-17		Ubit-21		Ubit-23		Ubit-28		Ubit-67		Ubit-70		Ubit-75		Ubit-76		Ubit-77	
Point	N° Ech.	ph	phbed	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	ph/c	
S102	50.43	51.63	54.06	53.10	53.98	55.12	52.11	53.76	53.57	54.29	53.84	54.23	54.33	54.33	54.03	54.85	54.03	51.2	54.48	54.53	55.74
T102	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.07	0.01	0.02	0.05	0.05	0.15	0.04	0.02	0.16	0.0	0.14	0.0
A103	28.02	28.89	28.11	28.30	27.39	28.77	28.65	28.31	28.50	28.91	27.82	28.38	28.38	29.69	27.62	28.06	30.21	27.6	27.79	26.62	0.0
C2+D3	0.00	0.02	0.04	0.05	0.01	0.03	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0	0
F2+D3	0.58	0.71	0.06	0.44	0.52	0.44	0.48	0.39	0.52	0.52	0.49	0.51	0.62	0.0	0	0	0	0	0	0	0
Fe+O	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn+O	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0	0	0	0	0	0	0
Ni+O	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.04	0.06	0.04	0.00	0.05	0.05	0.03	0.14	0.11	0.08	0.11	0.09	0.12	0.0
Na+O	0.04	0.13	0.02	0.05	0.02	0.03	0.02	0.04	0.06	0.04	0.00	0.05	0.05	0.03	0.14	0.11	0.08	0.11	0.09	0.12	0.0
Ca+O	14.05	12.94	10.82	12.59	10.74	11.83	11.85	11.14	11.96	10.73	11.30	12.29	12.29	14.46	10.54	10.54	10.54	10.54	10.54	10.54	10.54
Na2O	3.69	4.12	4.89	4.46	5.06	4.75	4.40	4.96	4.94	4.95	4.72	5.16	5.02	4.46	5.41	4.83	4.73	3.79	5.03	5.04	5.24
K2O	0.25	0.23	0.35	0.27	0.37	0.28	0.28	0.28	0.31	0.30	0.30	0.29	0.25	0.25	0.46	0.54	0.46	0.54	0.46	0.43	0.64
Total	99.36	98.73	98.83	98.58	99.49	99.20	98.11	99.78	99.25	100.22	100.26	98.92	99.95	100.12	97.57	99.59	99.67	99.35	99.35	98.97	98.43
Si	2.3101	2.3631	2.4730	2.3744	2.4285	2.4090	2.4625	2.4358	2.4386	2.4520	2.4329	2.4766	2.4581	2.3876	2.539	2.482	2.462	2.344	2.496	2.489	2.535
Ti	0.0007	0.0018	0.0022	0.0020	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0006	0.0015	0.0017	0.003	0.005	0.001	0.006	0.001	0.006	0.005
Al	1.6327	1.8846	1.5109	1.5629	1.5631	1.5033	1.5175	1.5186	1.5172	1.5394	1.4975	1.5153	1.5859	1.4247	1.432	1.495	1.506	1.63	1.48	1.495	1.427
Cr	0.0000	0.0006	0.0015	0.0018	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.0202	0.0245	0.0019	0.0167	0.0114	0.0145	0.0172	0.0158	0.0164	0.0134	0.0175	0.0170	0.0173	0.0212	0.038	0.029	0.032	0.025	0.034	0.027	0.037
F2+	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.038	0.029	0.032	0.025	0.034	0.027	0.037
Mn	0.0016	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.001	0.008	0.007	0.005	0.008	0.006	0.008
Ni	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.001	0.008	0.007	0.005	0.008	0.006	0.008
Ni	0.00026	0.00092	0.0017	0.0038	0.0016	0.0042	0.0036	0.0021	0.0026	0.0038	0.0027	0.0001	0.00035	0.0036	0.018	0.051	0.057	0.062	0.050	0.033	0.045
Ca	0.6884	0.6377	0.5375	0.6204	0.5763	0.4782	0.5763	0.4782	0.5619	0.5613	0.5523	0.52789	0.52490	0.5966	0.486	0.43	0.415	0.336	0.444	0.446	0.462
Na	0.3278	0.3671	0.4427	0.3977	0.4185	0.4252	0.4185	0.4003	0.4361	0.4440	0.4337	0.4358	0.4405	0.394	0.4	0.037	0.027	0.012	0.018	0.018	0.037
K	0.0149	0.0134	0.0205	0.0161	0.0169	0.0177	0.0212	0.0165	0.0161	0.0168	0.0181	0.0175	0.0168	0.0169	0.016	0.016	0.016	0.016	0.016	0.016	0.016
Ab	66.8	62.6	66.1	62.2	65.7	66.7	65.4	64.4	65.4	64.4	65.4	64.4	65.4	64.4	65.4	64.4	65.4	64.4	65.4	64.4	65.4
Or	1.4	1.3	1.3	1.6	1.7	1.8	2.1	1.6	1.6	1.8	1.7	2	1.7	1.5	2	1.7	2	1.7	1.8	1.8	1.8

N° Echant	Dépôts pyroclastiques d'âge historique															ph à incl/c= phénocrystal à inclusion														
	Ubliz-38					Ubliz-39					Ubliz-40					Ubliz-41					Ubliz-42									
	29	33	34	35	36	37	38	43	44	45	46	47	48	49	50	59	66	61	62	63	64	65	89	90	91	92	95			
Point	ph	phc	phc-50	phc-100	phc-150	phc-200	phc-250	phc-300	phc-350	phc-400	phc-450	phc-500	phc-550	phc-600	phc-650	phc-700	phc-750	phc-800	phc-850	phc-900	phc-950	phc-1000	phc-1050	phc-1100	phc-1150	phc-1200				
SiO2	52.80	60.98	59.65	55.96	57.17	59.44	59.27	55.80	51.04	51.42	50.73	52.15	59.92	59.92	60.01	57.35	59.70	57.62	60.51	58.62	50.49	50.49	56.60	57.14	60.70	55.01				
TiO2	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Al2O3	29.18	23.65	24.14	27.32	26.34	24.11	26.37	27.01	24.41	24.07	29.83	29.23	30.07	29.55	24.63	24.61	25.75	22.63	25.92	24.15	26.10	31.02	26.95	26.13	23.64	28.07				
CaO	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Fe2O3	0.42	0.47	0.47	0.36	0.55	0.46	0.49	0.53	0.49	0.48	0.45	0.36	0.46	0.66	0.32	0.24	0.27	0.31	0.23	0.32	0.24	0.59	0.00	0.56	0.00	0.00				
FeO	0.00	0.00	0.00	0.15	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
MnO	0.02	0.03	0.04	0.01	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
MgO	0.00	0.00	0.04	0.01	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
MgO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.01	0.03	0.04	0.07	0.04	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
CaO	12.35	6.03	6.63	9.90	8.53	6.77	8.35	7.25	5.58	6.26	7.04	4.26	3.87	4.97	7.19	6.37	7.07	7.07	6.76	7.26	6.75	3.32	5.54	6.23	6.71	5.02				
Na2O	4.42	7.34	6.98	5.59	6.26	7.04	4.26	3.87	4.97	7.19	6.37	4.97	7.19	6.37	7.07	6.37	7.07	7.07	6.76	7.26	6.75	3.32	5.54	6.23	6.71	5.02				
K2O	0.25	1.43	1.29	0.59	0.94	1.26	0.88	0.68	1.21	1.51	0.17	0.16	0.23	0.90	1.34	1.41	0.95	0.95	0.80	1.63	0.71	0.38	0.74	0.92	1.92	0.60				
Total	99.98	99.97	99.26	99.93	99.87	99.18	102.73	99.40	99.11	100.70	99.90	98.21	98.79	99.15	100.31	100.19	99.27	99.95	101.17	99.72	100.00	100.82	100.03	100.11	99.61	99.57	99.93			
Si	2.4667	2.7272	2.6910	2.5260	2.5711	2.6270	2.5775	2.5311	2.6602	2.7113	2.3388	2.3548	2.3249	2.3469	2.6725	2.6987	2.5615	2.6393	2.3854	2.7931	2.6040	2.3025	2.5565	2.2771	2.7349	2.4895				
Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000				
Al	1.5677	1.2465	1.2834	1.4333	1.3962	1.2823	1.3517	1.4442	1.3000	1.2610	1.5957	1.5894	1.5831	1.6244	1.5673	1.2947	1.2275	1.3358	1.3796	1.2714	1.3663	1.6673	1.4314	1.3889	1.2550	1.4970				
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000				
Fe-3	0.0143	0.0158	0.0159	0.0121	0.0187	0.0156	0.0154	0.0169	0.0179	0.0164	0.0158	0.0123	0.0160	0.0224	0.0108	0.0081	0.0090	0.0102	0.0077	0.0108	0.0079	0.0201	0.0000	0.0189	0.0000	0.0000				
Fe-2	0.0009	0.0012	0.0014	0.0005	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000				
Mn	0.0001	0.0002	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000				
Ni	0.0001	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000				
Mg	0.0020	0.0023	0.0019	0.0013	0.0012	0.0019	0.0031	0.0045	0.0026	0.0031	0.0020	0.0003	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000				
Ca	0.6031	0.2890	0.3204	0.4789	0.4121	0.3274	0.3891	0.4745	0.3433	0.3016	0.5286	0.6324	0.6268	0.6437	0.3178	0.3047	0.4153	0.3359	0.3986	0.2913	0.3968	0.9659	0.4691	0.4118	0.2962	0.5312				
Na	0.3906	0.6163	0.6105	0.4862	0.5457	0.6163	0.4911	0.6049	0.6280	0.3841	0.3905	0.4026	0.3441	0.4034	0.6322	0.6344	0.6261	0.5884	0.6288	0.3814	0.2932	0.4026	0.4836	0.4549	0.5859	0.4401				
K	0.0144	0.0818	0.0740	0.0432	0.0537	0.0722	0.0490	0.0395	0.0696	0.0650	0.0891	0.0312	0.0118	0.0234	0.0764	0.0809	0.0425	0.0533	0.0456	0.0931	0.0102	0.0102	0.0426	0.0510	0.1104	0.0344				
ph	38.1	38.8	38.7	31.9	47.9	40.7	32.2	47.2	33.7	48.9	59.4	61.5	37.8	38.6	33.1	41.1	61.2	62.2	57.2	59.9	38.8	28.7	39.9	69.2	47.1	59.9	44.4			
mm= microlite	7.4	7.1	7.1	5.3	5.3	7.1	4.7	4.7	6.8	8.5	1.0	6.9	1.3	1.4	2.2	7.5	7.9	4	5.3	4.4	9.2	5.1	25.2	46.5	54	59	44.4			
ph à incl/c= phénocrystal à inclusion	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5			

Analyses à la microsonde et formules structurales des magnétites

Pyroclastites d'âge historique										Dépôts pyroclastiques de l'Holocène										Cône Sommital																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
Ubi-77					Ubi-38					Ubi-5a					Ubi-14					Ubi-8					Ubi-128					Ubi-69					Ubi-33					Ubi-22a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
N° Ech	Point	29	30	52	54	32	51	7	10	18	72	82	87	92	97	99	69	71	6	7	8	30	51	52	69	76	77																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
Zone		ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes	ph ds mes</

ph ds ms= phénocrystal dans la mésostase mi= microlite ph: bord= bord du phénocrystal ph à incl: c= phénocrystal à inclusion

Analyses à la microsonde et formules structurales des clinopyroxènes

Analyses à la microsonde et normes structurantes des clinopyroxènes										Dépôts pyroclastiques d'âge historique										Ubi-39									
Cône Sommital					Ubi-33					Ubi-17					Ubi-77					Ubi-38					Ubi-39				
Ech.	Ubi-22a	70	73		27	28	31	32	34	53	38	40	45	53	57	34	31	32	33	35	39	40	42	53	84	85	86	87	
Zone	ph:c	ph:c	ph:c		ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	mi:	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	
SiO2	52,562	53,067	51,42	51,25	51,74	51,03	50,53	51,35	49,625	51,144	50,288	51,918	51,865	50,15	51,43	49,04	51,17	49,28	51,21	48,98	52,2	47,33	49,16	52,42	52,2	47,33	49,16	52,42	
TiO2	0,217	0,212	0,43	0,35	0,38	0,54	0,84	0,62	1,118	0,459	0,784	0,417	0,437	1,06	0,85	1,44	0,76	1,67	0,34	1,87	0,31	1,65	1,37	0,34	0,31	1,65	1,37	0,34	
Al2O3	1,185	0,797	1,71	1,88	1,91	2,23	3,69	2,11	4,196	1,831	3,99	1,495	1,742	3,27	2,04	3,56	2,06	3,03	1,58	4,06	1,52	4,42	1,13	6,13	5,36	1,6	1,6		
Cr2O3	0,018	0	0,07	0,06	0	0	0	0,01	0,013	0,044	0,143	0	0,038	0	0,03	0,06	0	0	0,01	0,22	0	0,01	0,22	0	0,01	0,22	0,18	0	
Fe2O3	2,09	1,89	1,36	1,94	1,32	1,94	1,98	2,25	4,05	0,93	2,96	1,96	2,46	4,54	2,54	4,85	3,76	4,35	3,17	4,13	0	4,22	1,96	4,32	2,69	2,1	2,1	2,1	
NiO	6,81	0,029	0,01	0	0	0	0,02	0,03	0,031	0,018	0,031	0	0,031	0	0,03	0	0,03	0,02	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,03	
MgO	0,464	15,224	14,08	13,66	13,64	14,23	14,68	14,1	14,329	13,669	15,226	14,584	17,421	16,03	16,26	15,67	16,67	15,72	13,99	14,7	13,69	14,02	14,19	14,19	13,69	14,02	14,19	14,19	
FeO	0	5,77	8,39	8,94	8,64	6,97	7,1	7,63	4,58	10,12	5,48	7,04	8,57	4,23	5,77	3,9	4,68	4,85	6,74	4,25	9,67	3,2	8,28	4,04	5,45	7,66	7,66		
MnO	14,51	0,531	0,39	0,39	0,38	0,22	0,17	0,4	0,221	0,333	0,102	0,364	0,411	0,22	0,26	0,19	0,2	0,24	0,42	0,15	0,4	0,09	0,48	0,06	0,11	0,42	0,42		
CaO	21,683	21,882	20,04	19,95	20,86	21,44	20,17	20,51	21,311	20,182	20,383	21,062	15,841	20,31	19,93	20,24	20,19	19,57	21,11	21,36	20,12	21,04	20,7	21,56	21,52	21,53	21,53		
Na2O	0,431	0,426	0,5	0,51	0,47	0,32	0,41	0,53	0,57	0,182	0,407	0,448	0,435	0,4	0,36	0,43	0,29	0,48	0,5	0,43	0,32	0,42	0,46	0,4	0,4	0,4	0,43	0,43	
K2O	0,045	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0,02	0,01	0,034	0	0,016	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0	0,01	0	0	0,03	0,01	0	0	
Total	100,015	99,928	98,4	98,91	99,34	98,92	99,59	99,56	100,064	98,922	99,828	99,288	99,267	100,21	99,5	99,38	99,81	99,21	99,09	99,86	100,1	100	99,71	99,48	100,28	100,71	100,71	100,71	
Si	1,955	1,966	1,9473	1,9385	1,9452	1,9196	1,8824	1,9237	1,841	1,939	1,863	1,944	1,931	1,851	1,909	1,828	1,892	1,842	1,9291	1,8325	2,0296	1,8082	1,9551	1,7691	1,8192	1,8192	1,9419	1,9419	
Ti	0,006	0,006	0,0124	0,0099	0,0108	0,0152	0,0236	0,0175	0,031	0,013	0,022	0,012	0,012	0,029	0,024	0,04	0,021	0,047	0,0095	0,0338	0,0162	0,0519	0,0086	0,0465	0,0383	0,0383	0,0094	0,0094	
Al	0,052	0,035	0,0763	0,0836	0,0847	0,0988	0,1618	0,093	0,184	0,082	0,174	0,066	0,076	0,142	0,089	0,156	0,09	0,134	0,0701	0,1777	0,0669	0,1924	0,0498	0,27	0,234	0,234	0,0697	0,0697	
Cr	0,001	-	0,0022	0,0017	0	0	0,0004	0	-	0,001	0,004	-	0,001	0,126	0,071	0,136	0,105	0,122	0,0004	0,0065	0	0,0004	0,0007	0,0079	0,0053	0	0	0	
Fe3	0,058	0,053	0,0386	0,0551	0,0373	0,055	0,0554	0,0633	0,113	0,026	0,082	0,055	0,069	0,0898	0,1155	0	0,1172	0,0553	0,1214	0,0553	0,1214	0,0748	0,0586	0,0586	0,1214	0,0748	0,0586	0,0586	
Fe2	0,212	0,179	0,2657	0,2829	0,2716	0,2194	0,2212	0,239	0,142	0,321	0,170	0,221	0,267	0,131	0,179	0,122	0,145	0,152	0,2124	0,1319	0,3026	0,0989	0,2592	0,1262	0,1686	0,1686	0,2372	0,2372	
Mn	0,015	0,017	0,0126	0,0125	0,0122	0,007	0,0055	0,0126	0,007	0,011	0,003	0,012	0,013	0,007	0,008	0,006	0,006	0,007	0,0135	0,0048	0,0127	0,0027	0,0151	0,002	0,0036	0,0036	0,0132	0,0132	
Ni	0,015	0,001	0,0002	0	0	0	0,0006	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0,0013	0,0015	0,0002	0,0003	0	0,0003	0,0003	0,0003	0,0008	0,0008	
Mg	0,015	0,846	0,795	0,7701	0,7641	0,7976	0,815	0,7871	0,792	0,772	0,841	0,814	0,966	0,882	0,899	0,871	0,919	0,876	0,7855	0,814	0,7413	0,8658	0,7922	0,7629	0,7734	0,7836	0,7836		
Ca	0,015	0,868	0,8133	0,8085	0,8403	0,8642	0,8051	0,8232	0,847	0,820	0,809	0,845	0,532	0,803	0,793	0,808	0,8	0,784	0,8519	0,8503	0,8072	0,8324	0,8306	0,8633	0,8535	0,8546	0,8546		
Na	0,015	0,031	0,0364	0,0372	0,0339	0,023	0,0293	0,0387	0,041	0,013	0,029	0,033	0,031	0,029	0,026	0,031	0,021	0,035	0,0364	0,0309	0,0233	0,0298	0,0333	0,0292	0,0286	0,031	0,031	0,031	
K	0,015	-	0	0	0	0,0003	0	0,0005	0,001	-	0,002	-	0,001	0	0	0	0	0	0,0013	0,0015	0,0002	0,0003	0	0,0012	0,0005	0	0	0	
XFe	0,015	0,174	0	0	0	0	0	0	0,152	0,293	0,168	0,213	0,216	0,129	0,166	0,122	0,136	0,148	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Wo	0,015	42,0	38,6	37,8	39,8	39,9	35,6	38,2	36,0	38,6	34,7	40,0	28,7	38,4	38,2	38,5	39,3	37,2	39,6	35,8	40,4	34,6	39,7	33,9	35,5	40,3	40,3	40,3	
En	0,015	42,3	39,8	38,5	38,2	39,9	40,8	39,4	39,6	38,6	42,0	40,7	48,3	44,6	45,2	44,0	46,3	44,2	39,3	40,7	37,1	43,3	39,6	38,2	38,7	39,2	39,2	39,2	
Fs	0,015	9,8	13,3	14,1	13,6	11	11,1	12	7,5	16,6	8,7	11,6	14,0	13,3	13,0	13,3	12,9	14,2	10,6	6,6	15,1	4,9	13	6,3	8,4	11,9	11,9	11,9	
Q	0,015	0	1,874	1,862	1,876	1,881	1,841	1,849	1,781	1,913	1,82	1,88	1,865	1,816	1,871	1,801	1,864	1,812	1,850	1,796	1,851	1,797	1,882	1,752	1,796	1,875	1,875	1,875	
AlIV	0,015	0,034	0,055	0,08	0,118	0,031	0,041	0,076	0,159	0,071	0,137	0,056	0,07	0	0	0	0	0	0,07	0,167	0	0,092	0,045	0,231	0,181	0,181	0,058	0,058	
AlVI	0,015	0	0,03	0,018	0,044	0,002	0,021	0,017	0,024	0	0,037	0,01	0,007	0	0	0	0	0	0	0,01	0,067	0	0,005	0,039	0,053	0,053	0,012	0,012	
ph:bord= bord du phénocrystal																													
mi= microlite																													
ph:c= coeur du phénocrystal																													

ph:c= coeur du phénocrystal mi= microlite ph:bord= bord du phénocrystal

Cône Sommital										Dépôts pyroclastiques de l'Holocène moyen									
Ubi-22a					Ubi-5a					Ubi-14					Ubi-38				
N° phéno	Ubi-22a	66	ph:c	67	Ubi-33	48	ph:c	49	ph:c	5	24	71	73	74	81	52	ph:c	51,30	66
Zone	ph:c	52,344	52,344	52,344	ph:c	53,71	53,71	53,71	53,71	54,04	53,15	53,48	53,47	54,18	54,6	ph:c	48,21	48,21	48,21
TiO2	0,148	0,1	0,27	0,29	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,1	0,21	0,09	0,16	0,13	0,3	0,11	0,11	0,11
Al2O3	0,669	0,741	0,74	1,44	0,56	0,73	0,79	1,05	0,77	0,58	0,54	0,54	0,77	0,58	0,54	0,72	0,56	0,56	0,56
Cr2O3	0	0,037	0,02	0	0,01	0	0	0,01	0	0,05	0	0	0,05	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0,22	0,81	0,57	0,3	0,44	0,3	1,72	1,59	1,44	1,28	0	0	1,44	1,28	0	0,11	4,59	17,78	17,78
FeO	19,614	19,013	19,013	16,07	17,84	17,59	15,89	16,24	16,69	16,7	17,11	17,11	16,69	16,7	17,11	20,95	17,78	17,78	17,78
MnO	0	0,011	0	0	0,01	0	0,02	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0,02	0	0,71	0,71
NiO	25,07	23,172	23,09	25,88	24,76	25,26	25,44	25,62	25,22	25,88	25,74	25,74	25,22	25,88	25,74	21,01	21,34	21,34	21,34
MgO	0,729	0,942	1,05	1,18	0,99	1,04	0,97	1,08	1,03	0,96	1,11	1,11	1,03	0,96	1,11	1,5	0,85	0,85	0,85
CaO	0,063	0,137	0,04	0,05	0,01	0	0,05	0,01	0,04	0	0,01	0,01	0,04	0	0,01	0,06	0,02	0,02	0,02
Na2O	0,019	0	0	0,01	0,02	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0
K2O	98,148	97,731	99,3	99,44	99,21	99,84	99,07	100,04	99,64	100,57	100,05	100,05	99,64	100,57	100,05	96,92	94,17	94,17	94,17
TOTAL																			
Si	1,981	1,974	1,9694	1,959	1,9789	1,9769	1,9577	1,9507	1,962	1,966	1,9872	1,9872	1,962	1,966	1,9872	1,9759	1,9159	1,9159	1,9159
Ti	0,004	0,003	0,0076	0,0081	0,0034	0,0034	0,0029	0,0056	0,0023	0,0044	0,0036	0,0036	0,0023	0,0044	0,0036	0,0086	0,0033	0,0033	0,0033
Al	0,03	0,033	0,0323	0,0621	0,0245	0,0313	0,0344	0,045	0,0333	0,0248	0,0232	0,0232	0,0333	0,0248	0,0232	0,0328	0,026	0,0132	0,0132
Cr	0	0,001	0,0007	0	0,0002	0	0	0	0,0013	0	0	0	0,0013	0	0	0	0	0	0
Fe3	0,006	0,023	0,0161	0,0081	0,0122	0,0082	0,0476	0,0437	0,0399	0,0349	0	0	0,0399	0,0349	0	0,0033	0,1374	0,1374	0,1374
Fe2	0,611	0,577	0,6204	0,49	0,5507	0,5382	0,4894	0,4954	0,5122	0,5067	0,5208	0,5208	0,5122	0,5067	0,5208	0,675	0,591	0,591	0,591
Mn	0,039	0,039	0,025	0,0158	0,0269	0,0236	0,0294	0,0231	0,0258	0,0254	0,0243	0,0243	0,0258	0,0254	0,0243	0,0303	0,024	0,024	0,024
Ni	0	0	0	0	0,0002	0	0,0006	0	0,0003	0,0001	0	0	0,0003	0,0001	0	0,0007	0	0	0
Mg	1,294	1,302	1,2833	1,4068	1,3625	1,3775	1,3964	1,3929	1,3792	1,3997	1,3964	1,3964	1,3792	1,3997	1,3964	1,2062	1,2643	1,2643	1,2643
Ca	0,029	0,038	0,042	0,046	0,039	0,0409	0,0381	0,0423	0,0405	0,0375	0,0434	0,0434	0,0405	0,0375	0,0434	0,062	0,0362	0,0362	0,0362
Na	0,005	0,01	0,0031	0,0036	0,0009	0	0,0033	0,001	0,0027	0,0003	0,0006	0,0006	0,0027	0,0003	0,0006	0,0044	0,0017	0,0017	0,0017
K	0,001	0	0	0,0006	0,0007	0	0	0,0002	0,0005	0,0002	0,0007	0,0007	0,0005	0,0002	0,0007	0,0007	0,0002	0,0002	0,0002
Wo	0,7	0,7	2,1	2,3	1,9	2	1,9	2,1	2	1,9	2,2	2,2	2	1,9	2,2	3,1	1,8	1,8	1,8
En	64,7	65,1	63,4	69,1	67,5	68,2	68,7	68,2	67,9	69,2	69,5	69,5	67,9	69,2	69,5	59,9	62,4	62,4	62,4
Fs	32,5	30,8	30,7	24,1	27,3	26,6	24,1	24,3	25,2	25,1	25,9	25,9	25,2	25,1	25,9	33,5	29,2	29,2	29,2
AlIV	0,019	0,026	0,053	0,062	0,021	0,023	0,034	0,045	0,033	0,025	0,013	0,013	0,033	0,025	0,013	0,024	0,026	0,026	0,026
AlVI	0,01	0,007	0,024	0,022	0,003	0,008	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0,009	0	0	0

ph:c= bord du phénocrystal

ph:c= couer du phénocrystal

Ubi-33			Ubi-128			Ubi-38		
N° phéno	29	41	70	41	70	41	70	41
Zone	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO2	0,03	0	0,03	0	0,03	0	0,03	0,11
TiO2	31,08	38,67	37,92	38,67	37,92	38,67	37,92	28,18
Al2O3	0,54	0,2	0,22	0,54	0,2	0,22	0,54	0,44
Cr2O3	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
Fe2O3	38,97	25,87	28,02	38,97	25,87	28,02	38,97	47,84
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	1,44	1,95	1,83	1,44	1,95	1,83	1,44	2,66
FeO	24,86	31	29,83	24,86	31	29,83	24,86	19,87
MnO	0,17	0,27	0,98	0,17	0,27	0,98	0,17	0,32
CaO	0,12	0,01	0,01	0,12	0,01	0,01	0,12	0,32
Na2O	0,02	0	0	0,02	0	0	0,02	0,03
K2O	0,04	0	0	0,04	0	0	0,04	0
Total	97,28	97,98	98,86	97,28	97,98	98,86	97,28	99,78
Si	0,0008	0	0,0008	0,0008	0	0,0008	0,0008	0,0029
Ti	0,6096	0,7469	0,7271	0,6096	0,7469	0,7271	0,6096	0,536
Al	0,0166	0,0059	0,0066	0,0166	0,0059	0,0066	0,0166	0,0132
Cr	0,0004	0,0001	0	0,0004	0,0001	0	0,0004	0
Fe3	0,7648	0,5001	0,5377	0,7648	0,5001	0,5377	0,7648	0,9105
Fe2	0,5422	0,666	0,6362	0,5422	0,666	0,6362	0,5422	0,4203
Mn	0,0039	0,0058	0,0212	0,0039	0,0058	0,0212	0,0039	0,0069
Ni	0	0,0003	0	0	0,0003	0	0	0
Mg	0,0559	0,0745	0,0697	0,0559	0,0745	0,0697	0,0559	0,1001
Ca	0,0034	0,0002	0,0004	0,0034	0,0002	0,0004	0,0034	0,0087
Na	0,0012	0	0,0002	0,0012	0	0,0002	0,0012	0,0014
K	0,0013	0	0	0,0013	0	0	0,0013	0
nTiO2	0,3526909	0,3889862	0,48398	0,3526909	0,3889862	0,48398	0,3526909	0,544680851
nFe2O3	0,24402	0,1619912	0,175454	0,24402	0,1619912	0,175454	0,24402	0,299561678
nFeO	0,3459986	0,4314544	0,4151705	0,3459986	0,4314544	0,4151705	0,3459986	0,276548365

ph:c= coeur du phénocrystal ph ds mesos= phénocrystal dans la mésostase

Analyses à la microsonde et formules structurales des amphiboles

Produits pyroclastiques de la Caldera Sommitale																										
Cône Sommital			Ubi-128			Ubi-8			Ubi-14			Ubi-17			Ubi-39			Ubi-38								
N° Ech.	Ubi-22a	Ubi-33	36	39	40	58	63	94	98	8	9	11	13	14	77	78	79	83	41	48	51	55	93	55	56	
Point	63	35	phic	phic	phic	phibord	phic	phic	phic	phic	phibord	phic	phic	phibord	phic	phibord	phic	phic	phic	phic	phic	phic	phic	phic	phibord	
SiO2	44.37	43.04	41.15	40.48	41.38	41.34	41.62	43.45	44.42	41.31	41.82	42.28	42.34	42.28	41.60	43.58	43.64	42.85	40.60	41.21	41.18	40.64	42.74	42.00	42.76	
TiO2	3.25	3.30	3.12	3.31	3.41	3.22	4.11	2.04	2.05	3.02	3.41	3.27	3.49	3.32	3.13	3.07	3.08	3.35	3.24	3.13	2.98	3.09	3.55	3.50	3.66	
Al2O3	10.84	10.37	12.66	12.33	12.52	12.28	11.51	9.28	9.28	11.88	10.55	11.34	11.33	10.55	10.37	11.54	10.25	10.30	10.78	12.77	11.86	13.36	10.28	12.43	12.12	
Cr2O3	0.06	0.00	0.11	0.01	0.04	0.01	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.08	0.28	
Fe2O3	0.00	3.93	7.11	5.63	6.04	5.24	3.14	5.38	5.71	6.77	4.18	6.22	4.79	5.94	7.34	6.02	4.56	4.18	5.50	5.66	5.47	4.56	6.39	4.49	8.03	
FeO	10.09	8.44	4.39	5.34	5.04	5.93	8.43	8.54	7.51	8.61	8.00	6.65	7.98	6.86	5.44	5.52	7.59	8.39	7.26	5.58	5.34	7.94	5.74	7.65	3.69	
MnO	0.21	0.12	0.08	0.18	0.09	0.11	0.17	0.50	0.25	0.24	0.22	0.33	0.18	0.22	0.23	0.09	0.21	0.23	0.21	0.11	0.10	0.16	0.02	0.25	0.13	
NiO	0.03	0.01	0.01	0.07	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.05	0.01	
MgO	12.98	13.85	14.45	14.36	14.40	14.25	13.51	13.09	13.75	12.01	13.87	13.64	13.70	14.03	14.49	14.85	14.24	14.09	14.05	14.37	14.45	13.42	13.83	14.02	14.90	
CaO	10.83	11.40	11.17	11.40	11.23	11.53	11.34	11.19	11.07	10.98	11.48	11.22	11.47	11.36	11.24	11.65	11.29	11.66	11.46	11.50	11.59	11.52	11.45	11.44	11.16	
Na2O	2.62	2.26	2.51	2.48	2.48	2.30	2.36	2.07	1.98	2.24	2.36	2.34	2.49	2.23	2.33	2.51	2.37	2.26	2.31	2.67	2.34	2.51	2.58	2.16	2.48	
K2O	1.47	0.90	0.78	0.83	0.77	0.82	0.90	0.78	0.78	0.97	0.74	0.77	0.76	0.82	0.69	0.78	0.80	0.84	0.71	0.78	0.80	0.76	0.66	0.85	0.76	
H2O	2.02	2.04	2.06	2.02	2.05	2.04	2.03	2.01	2.03	2.03	2.03	2.04	2.06	2.04	2.05	2.05	2.06	2.06	2.06	2.04	2.05	2.02	2.05	2.04	2.09	
Total	98.77	99.68	99.60	98.38	99.52	99.10	99.19	98.38	98.87	100.06	99.01	99.64	100.61	99.65	99.59	99.72	100.23	100.72	100.56	99.36	99.27	98.92	99.83	99.53	101.30	
Si	6.58	6.32	6.00	6.00	6.04	6.07	6.15	6.49	6.55	6.10	6.24	6.14	6.16	6.22	6.19	6.08	6.34	6.34	6.23	5.96	6.03	6.11	5.94	6.28	6.01	
Ti	0.36	0.36	0.34	0.37	0.37	0.36	0.46	0.23	0.23	0.34	0.38	0.36	0.38	0.36	0.35	0.34	0.36	0.34	0.37	0.36	0.34	0.33	0.34	0.39	0.38	
Al	1.90	1.80	2.18	2.15	2.15	2.13	2.00	1.63	1.61	2.07	1.84	1.96	1.95	1.83	1.79	1.99	1.76	1.76	1.85	2.21	2.20	2.07	2.30	1.78	2.10	
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
Fe3	0.65	0.64	0.78	0.63	0.66	0.58	0.35	0.60	0.63	0.75	0.47	0.69	0.53	0.66	0.81	0.66	0.50	0.46	0.60	0.64	0.64	0.44	0.64	0.50	0.87	
Fe2	1.25	1.04	0.54	0.66	0.62	0.73	1.04	1.07	0.93	1.06	0.99	0.82	0.97	0.84	0.67	0.68	0.92	1.02	0.88	0.69	0.65	0.99	0.70	0.94	0.44	
Mn	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	
Ni	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	
Mg	2.87	3.03	3.14	3.17	3.13	3.12	2.97	2.91	3.02	2.65	3.06	2.99	2.98	3.07	3.17	3.24	3.09	3.05	3.05	3.14	3.15	2.97	3.01	3.07	3.18	
Ca	1.72	1.79	1.74	1.81	1.76	1.81	1.79	1.79	1.75	1.74	1.82	1.77	1.79	1.79	1.76	1.82	1.76	1.81	1.79	1.81	1.82	1.83	1.79	1.80	1.71	
Na	0.75	0.64	0.71	0.71	0.70	0.65	0.68	0.60	0.56	0.64	0.68	0.67	0.70	0.64	0.66	0.71	0.67	0.64	0.65	0.76	0.66	0.72	0.73	0.62	0.69	
K	0.28	0.17	0.15	0.16	0.14	0.15	0.17	0.15	0.15	0.18	0.14	0.14	0.14	0.15	0.13	0.14	0.15	0.16	0.13	0.15	0.15	0.14	0.12	0.16	0.14	
H	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Mg/(Mg+Fe2)	0.70	0.75	0.85	0.83	0.84	0.81	0.74	0.73	0.77	0.71	0.76	0.79	0.75	0.78	0.83	0.83	0.77	0.75	0.78	0.82	0.83	0.75	0.81	0.77	0.88	0.83

ph.bord= bord du phénocrystal

ph.c= coeur du phénocrystal

Analyses à la microsonde et formules structurales des biotites

Pyroclastites de la Caldera Sommitale													
Ubi-69													
N° Ech	Point	15	30	31	72	78	80	84	86	93	95	96	
Zone	phc	phc	phc	phc	phc	phc	phc	phc	phc	phc	phc	phc	
SiO2	36,905	36,913	36,5	36,93	36,36	36,33	36,97	36,49	36,93	37,16	35,94	37,19	
TiO2	4,917	4,797	6,02	5,92	4,47	4,68	4,37	4,51	4,85	5,12	4,97	5,13	
Al2O3	13,789	13,787	13,52	13,65	14,11	13,93	13,8	13,97	14,05	14,49	13,68	14,61	
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0	
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
FeO	13,457	13,448	14,19	13,93	14,53	14,53	13,86	14,69	12,74	13,08	13,38	13,27	
MnO	0,179	0,15	0,23	0,11	0,28	0,17	0,23	0,21	0,16	0,14	0,18	0,13	
MgO	15,74	15,715	14,95	15,35	14,34	14,5	14,61	14,74	15,66	15,29	14,36	15,11	
CaO	0	0	0,02	0,04	0	0,03	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,01	
Na2O	0,888	0,774	0,67	0,78	0,63	0,59	0,58	0,69	0,87	0,81	0,65	0,71	
K2O	8,465	8,695	9,24	9,04	8,53	8,61	8,46	8,75	8,8	8,78	8,56	8,7	
H2O	0	0	3,91	3,94	3,86	3,86	3,86	3,89	3,91	3,94	3,79	3,94	
Total	94,344	94,308	99,25	99,69	97,1	97,22	96,82	98,03	98,01	98,82	95,56	98,81	
Ubi-128													
Si	2,767	2,771	2,798	2,807	2,825	2,820	2,872	2,813	2,832	2,830	2,841	2,830	
Al IV	1,219	1,22	1,202	1,193	1,175	1,18	1,128	1,187	1,168	1,17	1,159	1,17	
Al VI	0	0	0,02	0,03	0,117	0,094	0,136	0,083	0,102	0,13	0,115	0,14	
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe2+	1,074	1,075	0,910	0,885	0,942	0,943	0,900	0,947	0,817	0,833	0,885	0,844	
Mg	1,759	1,759	1,709	1,739	1,660	1,678	1,692	1,693	1,790	1,735	1,693	1,714	
Ca	0	0	0,001	0,014	0,000	0,002	0,005	0,005	0,004	0,002	0,004	0,001	
Na	0,129	0,113	0,100	0,114	0,095	0,089	0,087	0,103	0,130	0,120	0,100	0,105	
K	0,81	0,833	0,904	0,877	0,846	0,852	0,839	0,860	0,861	0,853	0,863	0,845	
Ti	0,277	0,271	0,347	0,338	0,261	0,273	0,255	0,261	0,280	0,293	0,296	0,294	
Mn	0,011	0,01	0,015	0,007	0,019	0,011	0,015	0,014	0,010	0,009	0,012	0,008	
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0,0022	0	0	0	0	
Ni	0	0	0	0	0,0007	0,0001	0,001	0,0001	0,0005	0	0	0	
Total	8,046	8,052	8,005	7,994	7,941	7,943	7,931	7,968	7,994	7,975	7,967	7,949	
Al	1,219	1,22	1,222	1,223	1,292	1,274	1,264	1,270	1,270	1,300	1,274	1,310	
XMg	0,676	0,676	0,653	0,663	0,638	0,64	0,653	0,641	0,686	0,676	0,657	0,67	

ph:c= coeur du phénocrystal
ph:bord= bord du phénocrystal

Analyses à la microsonde et formules structurales des olivines

Dépôts pyroclastiques d'âge historique													
Ubi-77													
N° Ech	Point	41	27	28	34	36	37	38	94	97	98	99	54
Zone	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph
SiO2	39,05	38,7	38,5	37,97	36,76	37,83	37,08	38,81	38,10	39,15	38,45	39,13	37,03
TiO2	0,03	0	0	0,03	0,3	0,01	0,09	0	0,02	0,02	0,02	0,04	0,12
Al2O3	0,05	0	0	0,02	0,11	0,02	0,07	0,04	0,04	0,02	0	0,03	0,06
Cr2O3	0	0	0,09	0	0,07	0	0,04	0,04	0	0	0,01	0,2	0,01
NiO	0	0,06	0,09	0,02	0,03	0,05	0,02	0,11	0,15	0,1	0,12	0,04	0,04
MgO	41,4	40,78	40,88	39,73	38,47	39,39	38,88	41,96	42,24	40,89	41,74	36,16	36,16
FeO	20,01	20,09	20,06	21	23,5	21,53	21,99	18,39	17,72	20,32	18,39	25,15	25,15
MnO	0,33	0,39	0,3	0,43	0,59	0,47	0,42	0,25	0,34	0,31	0,28	0,37	0,37
CaO	0	0,2	0,22	0,21	0,16	0,2	0,23	0,19	0,11	0,13	0,14	0,27	0,27
Na2O	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0	0,01	0,01	0,06
K2O	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,02	0,02
Total	100,91	100,27	100,17	99,45	100,03	99,54	98,83	99,8	99,78	100,26	100,08	99,31	99,31
Si	0,995	0,994	0,991	0,99	0,968	0,988	0,979	0,992	0,999	0,987	0,999	0,984	0,984
Ti	0,001	0	0	0,001	0,006	0	0,002	0	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002
Al	0,002	0,001	0	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0,001	0,002	0,002
Cr	0	0	0,002	0	0,001	0	0,001	0,001	0	0,000	0,004	0,000	0,000
Ni	0	0,001	0,002	0	0,001	0,001	0	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001
Mg	1,572	1,562	1,568	1,544	1,509	1,534	1,531	1,599	1,607	1,564	1,589	1,432	1,432
Fe2	0,426	0,432	0,432	0,458	0,517	0,47	0,486	0,393	0,378	0,436	0,393	0,559	0,559
Mn	0,007	0,009	0,006	0,009	0,013	0,01	0,009	0,005	0,007	0,007	0,006	0,008	0,008
Ca	0	0,005	0,006	0,006	0,004	0,006	0,007	0,005	0,003	0,004	0,004	0,008	0,008
Na	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,000	0,000	0,001	0,001
TOTAL	3,005	3,005	3,008	3,011	3,024	3,012	3,018	3	3	3,000	3,000	3,000	3,000
XFe	0,213	0,217	0,216	0,229	0,255	0,235	0,241	0,196	0,189	0,217	0,196	0,277	0,277
%Fay	32,94	33,43	33,25	35,04	38,51	35,84	36,56	19,6	18,9	21,7	19,7	27,8	27,8
%Fo	67,06	66,57	66,75	64,96	61,49	64,16	63,44	79,8	80,4	77,7	79,7	71,3	71,3

ph=c +100 = coeur de phénocrystal plus 100 µm
ph à incl=c= phénocrystal à inclusion

ANNEXE 11

TRAITEMENT GRANULOMETRIQUE DES TOURBES

A. MODE OPERATOIRE

- Enlever une partie de la tourbe contenant des téphras à l'aide d'un couteau et en garder un peu comme témoin. Ensuite, soumettre les échantillons à trois attaques successives pour dissoudre les ciments secondaires qui agglomèrent les éléments:
- Dans un premier temps utiliser des berlins de 1000 ml ; immerger l'échantillon dans l'eau chaude et agiter.
- Faire bouillir les échantillons dans l'eau pour permettre la mise en suspension. L'ébullition est entretenue pendant tout le traitement qui suit et a pour but d'isoler les grains les uns des autres.
- A ce stade si les éléments visibles à l'œil nu apparaissent déjà parfaitement libres et propres, effectuer un tamisage aux environs de 2 mm et poursuivre le traitement pour la seule fraction < 2mm.
- Dans un deuxième temps, ajouter 60 cc d'eau oxygénée 30% pour détruire les ciments organiques; l'opération doit être lente, car la réaction est exothermique. Interrompre dès que le bouillonnement cesse d'être de couleur brunâtre.
- Les deux opérations suivantes ne peuvent avoir lieu s'il existe des grains carbonatés dans l'échantillon. S'il s'en trouve, on se tournera alors vers la seule agitation mécanique pour disperser et nettoyer les grains (ultra-sons, agitateur magnétique, mixur..).
- Ajouter lentement HCl 10% pour dissoudre les carbonates; l'apport se fait lentement. Interrompre l'attaque dès que la réaction (libération de CO₂) cesse.
- Ajouter d'eau régale (3 part de HCl + 1 part de HNO₃), pour dissoudre les ciments Fe-Mn. L'apport se fait lentement. Interrompre l'attaque dès que les grains sont gris clair. En principe, un volume d'eau régale équivalant au dixième du volume de l'échantillon suffit.
- Rincer les échantillons plusieurs fois avec l'eau pour éliminer les acides (et la solution surnageante), jusqu'à obtention d'un surnageant transparent. Pour chaque rinçage attendre la décantation totale de la suspension.
- Tamiser l'échantillon sous eau à 63 µm pour séparer les fractions respectivement inférieure et supérieure. Faire sécher l'ensemble des fractions supérieures à 63 µm à l'étuve.
- Récolter la fraction inférieure à 63 µm dans un seau ; laisser décanter jusqu'à obtenir un surnageant transparent (sans particules minérales) et éliminer ce surnageant.

B. ATAQUE CHIMIQUE DE LA TOURBE

L'élimination du reste de tourbe se fait de la façon suivante :

- Utiliser 100 ml d'H₂SO₄ pur et 10 ml d'HNO₃ pur.
- Mélanger lentement les 2 acides forts (attention à la réaction exothermique).
- Placer l'échantillon dans un berlin de 3 litres et vider petit à petit les acides mélangés le long du bord du berlin (attention, la réaction est violente) ; maintenir à ébullition sur une plaque chauffante.
- Un dégagement de fumée orange se produit.
- Après avoir versé tout le liquide, ajouter au fur et à mesure de l'acide nitrique concentré, jusqu'à la fin de la réaction (jusqu'à qu'il n'y ait plus de fumée).
- Laisser refroidir et ensuite, éliminer l'acide et les matières organiques par rinçage à l'eau courant.
- Laisser décanter pendant quelques minutes, pour permettre à la matière minérale de plus de 63 µm de tomber dans le fond.
- Éliminer le surnageant contenant les matières organiques et tamiser le coulot à 63 µm sous eau et garder la fraction supérieure. S'il reste de la matière organique, on fait une attaque à l'eau oxygénée qui peut agir sur des matières organiques résiduelles.
- Faire sécher l'échantillon traité dans l'étuve.
- Les grains agglomérés par des ciments secondaires (organiques, carbonates, Fe-Mn) doivent être dispersés en remettant leur ciment naturel en solution, tout en utilisant des procédés suffisamment doux pour éviter, sinon réduire, le plus possible la fracturation et l'altération des grains.