

Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Équateur (0°30'S) : implications tectoniques

par LUDOVIC COSMA***, HENRIETTE LAPIERRE**, ÉTIENNE JAILLARD****, GÉRARD LAUBACHER***, DELPHINE BOSCH****, ALAIN DESMET****, MARC MAMBERTI*** et PIERCARLO GABRIELE*

Mots clés. – Equateur, Terrain océanique, Géochimie, Crétacé supérieur, Paléogène, Accrétion.

Résumé. – La côte et la Cordillère occidentale d'Équateur sont constituées de terrains d'origine océanique, séparés de la paléomarge continentale par une zone de suture jalonnée d'écaïlles. La Cordillère occidentale comprend trois ensembles magmatiques bien distincts.

Les péridotites et gabbros cumulats de l'écaïlle de San Juan (zone de suture) représentent probablement des niveaux profonds d'une croûte de plateau océanique. En effet, ces cumulats appauvris en terres rares légères, enrichis en Ta et Pb par rapport au manteau primitif, ont des compositions isotopiques en Nd et Pb indiquant qu'ils dérivent d'une source mantellique enrichie de type OIB.

Les tholéïtes d'arc pré-coniaciennes présentent des spectres de terres rares plats, de faibles concentrations en Pb et Th, et des $\epsilon_{Nd}(T=100\text{Ma})$ élevés (+7,5 à +7,9) qui soulignent leur origine mantellique. Elles représentent vraisemblablement les produits d'un arc insulaire intra-océanique.

Les laves calco-alcalines de l'Éocène inférieur diffèrent des précédentes par une plus grande diversité pétrographique, des spectres enrichis en terres rares légères et des $\epsilon_{Nd}(T=50\text{Ma})$ plus bas (+6,5 à +6,9). Leurs teneurs plus élevées en Pb et Th sont probablement liées à de l'assimilation du magma par un composant crustal lors de la remontée ou du stockage de ces magmas. Les compositions isotopiques en Pb de ces roches indiquent que des sédiments pélagiques subduits sont intervenus dans leur genèse. Les laves éocènes appartiennent donc probablement à un magmatisme de marge continentale active.

La nature d'arc continental des laves éocènes prouve que celles-ci sont postérieures à l'accrétion des terrains océaniques de la Cordillère occidentale qu'elles recouvrent en discordance. Le « collage » des terrains océaniques a donc eu lieu avant l'Éocène. Une partie au moins des terrains de la côte équatorienne a été accrétée au Paléocène supérieur. Néanmoins, une accrétion a également eu lieu au Santonien supérieur ou au Campanien inférieur. En effet, le quartz détritique arrive sur les séries océaniques de la Cordillère occidentale au Campanien-Maastrichtien, une discordance régionale est localement datée du Campanien inférieur, un « saut » d'arc insulaire est observé sur les terrains océaniques de la côte équatorienne au Santonien ou Campanien, et enfin, un événement thermique affecte la Cordillère orientale vers 85-80 Ma.

Petrography and geochemistry of magmatic units from the western Cordillera of Ecuador (0°30'S) : tectonic implications

Key words. – Ecuador, Oceanic terranes, Geochemistry, Upper Cretaceous, Accretion.

Abstract. – The coast and western Cordillera of Ecuador are made of accreted oceanic terranes, separated from the continental margin by a suture zone containing tectonic slices of mafic rocks. The western Cordillera contains three distinct magmatic units.

Ultramafic and mafic cumulates from the suture zone (San Juan slice) represent likely the plutonic roots of oceanic plateau basalts. The mafic cumulates are LREE-depleted and Ta and Pb enriched (primitive mantle). Their Nd and Pb isotopic compositions suggest that they derived from an enriched OIB type mantle source.

Pre-Coniacian arc-tholeiites present flat REE patterns, low Pb and Th contents, and high $\epsilon_{Nd}(T=100\text{Ma})$ (+7.5 to +7.9) which are indicative of their derivation from a mantle source. These arc-tholeiites developed likely in an intra-oceanic setting.

The Eocene calc-alkaline lavas differ from the arc-tholeiites because they are LREE-enriched and have lower $\epsilon_{Nd}(T=50\text{Ma})$ ratios. Their high Pb and Th contents are probably related to crustal assimilation during the magma's ascent. Their Pb isotopic compositions support involvement of subducted pelagic sediments in their genesis. These lavas represent likely the remnants of a continental calc-alkaline magmatic arc.

The continental-arc setting of the Eocene lavas demonstrates that these volcanic rocks postdate the accretion of the western Cordillera, upon which they rest unconformably. Therefore, the accretion of the western Cordillera may have occurred in late Palaeocene times, as for part of the oceanic terranes of coastal Ecuador. Nevertheless, the occurrence of a collisional event during late Santonian-early Campanian times is strongly suggested by : (i) the arrival of detrital quartz on oceanic series of the western Cordillera by Campanian-Maastrichtian times, (ii) a regional unconformity locally dated as early Campanian, (iii) the arc-jump observed on coastal Ecuador in Santonian or Campanian times, and finally (iv) a thermal event recognised in the eastern Cordillera around 85-80 Ma.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and geologic setting

The northern Andes (Ecuador and Colombia) are characterized by oceanic terranes [Gansser, 1973; Goossens and Rose, 1973], accreted during late Cretaceous to Palaeogene times [Feininger and Bristow, 1980; Lebrat *et al.*, 1987; Bourgois *et al.*, 1990; Jaillard *et al.*, 1997]. Western Ecuador (Coast and western Cordillera) is made of accreted oceanic terranes (fig. 1) separated from the continental margin by a suture zone containing tectonic slices of sedimentary and igneous rocks. The oceanic plateau nature of the basement of Coastal Ecuador has been recently evidenced, and may explain why these rocks have been accreted rather than subducted [Reynaud *et al.*, 1996]. However, the diversity of these terranes suggests that several accretions occurred.

The western Cordillera is made up of mainly volcanic and volcanoclastic rocks of Cretaceous age, unconformably overlain by Lower Eocene and younger arc-rocks. In order to discuss the geodynamic significance and evolution of the accreted

* Institut de Minéralogie et Pétrographie, Université de Lausanne, BFSH2 (3171), 1015 Lausanne, Suisse.

** UPRES A-CNRS 5025, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France.

*** ORSTOM, Département RED, 209-213 rue La Fayette, 75840 Paris cedex 10, France.

**** CNRS-UMR 5567, CC 066, Université de Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France.

***** Université Henri Poincaré, Laboratoire de Pétrologie, BP 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France.

Manuscrit déposé le 9 mars 1998 ; accepté après révision le 30 juin 1998.



terrane from western Ecuador during the Cretaceous and Palaeogene, we undertook a petrographic, geochemical and isotopic study of the magmatic rocks of the western Cordillera along a transect located south of Quito (0°30'S, fig. 1 and 2). Especially, if the Lower Eocene magmatic arc rocks, which unconformably overly the oceanic terranes, developed in an intra-oceanic arc setting, then the accretion of the oceanic terranes occurred after the early Eocene. On the contrary, if this Lower Eocene arc-rocks belonged to a continental-arc, the accretion necessarily occurred prior to the early Eocene. The volcanic and volcanoclastic rocks from the western Cordillera have been originally named the Macuchi Formation, the definition of which varies according to the authors [SNGM, 1969; Baldock, 1982; Faucher and Savoyat, 1973; Egüez, 1986; Henderson, 1979; Bristow, 1979; Lebrat *et al.*, 1987; Wallrabe-Adams, 1990; BGS, current studies] (fig. 3). In this work we shall use the following subdivision of the rocks of the western Cordillera: (1) pre-Coniacian mafic lavas (*Toachi unit*), (2) late Turonian-Senonian marine greywackes (*Pilatón unit*), (3) quartz-rich turbidites of Maastrichtian age (Yunguilla Fm), and (4) unconformable mafic to felsic lavas interbedded with continental red beds (*Tandapí unit*) [Kehrer and Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986]. The Tandapí unit is radiometrically and palaeontologically dated as latest Palaeocene (?) to middle Eocene *p.p.* [≈ 53 à 40 Ma, Henderson, 1979; Wallrabe-Adams, 1990; Van Thournout *et al.*, 1990; Bourgois *et al.*, 1990].

Tectonic slices of mafic to ultramafic igneous rocks sandwiched in the suture zone have been interpreted as remnants of an oceanic crust constituting the basement of the western Cordillera [Juteau *et al.*, 1977; Lebrat *et al.*, 1987], correlative with the Piñón Formation of Coastal Ecuador [Desmet, 1994]. The lavas of the Cretaceous Toachi unit have been interpreted as arc-tholeiites [Kehrer and Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986], whereas the calc-alkaline rocks of the Eocene Tandapí unit are regarded as the result of a continental arc, or intra-oceanic arc, according to the authors [Kehrer and Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Lebrat *et al.*, 1987; Wallrabe-Adams, 1990].

The accretion of the western Cordillera to the continental margin is thought to have occurred during the Campanian [Lebrat *et al.*, 1987], the Palaeocene [Daly, 1989; Van Thournout *et al.*, 1992; Jaillard *et al.*, 1997], or the late Eocene-Oligocene [Feininger and Bristow, 1980; Egüez, 1986; Bourgois *et al.*, 1990]. However, there are evidences for a major tectonic event of late Cretaceous age [Faucher and Savoyat, 1973; Kehrer and Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Aspden *et al.*, 1992; Litherland *et al.*, 1994; Jaillard *et al.*, 1997].

Petrology and geochemistry of the igneous units of the western Cordillera

Ultramafic and mafic cumulates from San Juan

This plutonic complex can be subdivided into three units that are from base to top: layered peridotites and melagabbros, layered gabbros and doleritic amphibole-bearing gabbros intruded by mafic and felsic dykes.

The peridotites are MgO, Ni-, and Cr-rich and Al_2O_3 and CaO-poor [Desmet, 1994]. Their REE abundances do not exceed the chondritic values. Feldspathic peridotites have depleted light (L) REE patterns relative to heavy REE $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.45]$ with positive Eu anomaly, linked to late crystallizing plagioclase (fig. 4A). Relative to primitive mantle, these rocks are Nb- and Hf-depleted and enriched in Sr, Ba and Rb (fig. 4A').

The cumulate gabbros are Al_2O_3 rich and TiO_2 (≤ 0.16 wt %) and Zr (≤ 10 ppm) poor. They are LREE-depleted $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.19]$; fig. 4A) and have a marked positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.9$) linked to plagioclase accumulation. Relative to primitive mantle, these rocks are enriched in Rb, Sr, Ta and Pb and depleted in Hf, Th and Nb (fig. 4A'). Their Nd ($\epsilon_{\text{Nd}(T=110\text{Ma})} = 7.7$), Sr [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70343$; $\epsilon_{\text{Sr}(T=110\text{Ma})} = -13.3$] and Pb isotopic compositions ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.193$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.602$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.100$) suggest that they derived from an enriched OIB mantle source.

Orogenic lavas

The basalt and andesites of the Toachi unit are clinopyroxene- and plagioclase-phyric. The clinopyroxene is an augite [Morimoto *et al.*, 1988] with Fe-enriched rim which clusters in the orogenic and tholeiitic fields, respectively (fig. 5) [Leterrier *et al.*, 1982].

The lavas of the Tandapí unit consist of basalts, andesites and dacites. The most fractionated rocks include amphibole (fig. 6) [Leake *et al.*, 1997] and biotite (fig. 6) [Nachit *et al.*, 1985]. The clinopyroxene in the basalt is an augite which includes in its core orthopyroxene relics. In both units, olivine is systematically altered in chlorite + smectites and serpentine.

The Toachi and Tandapí lavas are TiO_2 -poor and Al_2O_3 -rich (table II). Basalts differ from andesites by higher MgO contents ($\text{MgO} \geq 5$ wt %). Relative to N-MORB, these rocks are Nb-, Ta- and Hf-depleted (fig. 4B' and C'). The Toachi lavas (except sample 45-4-96) show tholeiitic affinities with flat REE patterns $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} \approx 1]$; fig. 4B and C) while those of the Tandapí unit (including sample 45-4-96) are calc-alkaline and LREE-enriched ($4.5 < (\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} < 7.5$; fig. 4B). Moreover, the arc-tholeiites differ from the calc-alkaline lavas by lower Th and Pb contents (table II).

The arc tholeiites have slightly higher $\epsilon_{\text{Nd}(T=100\text{Ma})}$ (+7.5 to +7.9) ratios than those of the calc-alkaline lavas ($+6.5 \leq \epsilon_{\text{Nd}(T=50\text{Ma})} \leq +6.9$; table III; fig. 7). The Pb isotopic compositions of the calc-alkaline lavas of both Toachi and Tandapí units support involvement of subducted pelagic sediments in the genesis of these rocks (table III; fig. 8).

The Tandapí lavas differ from those of the Toachi unit (with the exception of sample 45-4-96) by higher Th and Pb contents. However, in these rocks no correlation is observed between the $\epsilon_{\text{Nd}(T=50\text{Ma})}$ ratios and the Th and Pb contents. The rock (44-6-96) that has the highest ϵ_{Nd} ratio (+6.9; table III), is the most-enriched in Pb (table II). Similarly, the rock (46-6-96) with the lowest ϵ_{Nd} ratio (+6.56; table III) is the less enriched in Th (table II). This suggests that the Pb- and Th- enrichment of the Tandapí lavas, compared to that of the Toachi rocks, reflects more likely an assimilation process of upper continental crust during the Tandapí calc-alkaline magma ascent, rather than the contamination of the mantle source.

Thus, the late Cretaceous tholeiites of the Tandapí unit likely developed in an intra-oceanic arc setting while the calc-alkaline lavas of the Toachi unit belonged to a continental arc which developed along the Ecuadorian margin during the Eocene.

Tectonic and geodynamic consequences

Three successive magmatic units may be distinguished in the western Cordillera of northern Ecuador (fig. 9). Geochemical and isotopic features of the mafic and ultramafic slices of San Juan indicate that they derive from an OIB type mantle source. They represent crustal remnants of an oceanic plateau, and form the basement of the western Cordillera, of probable early Cretaceous (or older) age. The pre-Coniacian arc-tholeiites of the Toachi unit have petrographic and geochemical features similar to those of an intra-oceanic arc. The plutonic fragments of oceanic plateau affinity could represent the deep levels of the basalts and dolerites of the Piñón Formation of coastal Ecuador, while the arc-tholeiites of the Tandapí unit could be coeval to the Las Orquídeas member of coastal Ecuador. The Tandapí unit, of latest Palaeocene(?)–Eocene age, is made of calc-alkaline lavas developed in a continental magmatic arc (fig. 9).

Since the volcanic oceanic units of the western Cordillera are unconformably overlain by the continental arc-rocks of the early Eocene Tandapí unit, the accretion of the western Cordillera to the continent occurred before the Eocene. It probably occurred during the Palaeocene, since the activity of the San Lorenzo intra-oceanic arc of coastal Ecuador ceased during the Palaeocene [Lebrat *et al.*, 1987; Jaillard *et al.*, 1997], thus evidencing an arc-jump of Palaeocene age. Therefore, the late Palaeocene accretion [Jaillard *et al.*, 1997] involved all oceanic terranes of western Ecuador, since detrital quartz is present in the Eocene series of the entire coastal Ecuador [Jaillard *et al.*, 1997].

However, a late Santonian-early Campanian accretion episode is strongly suggested by the following observations (fig. 9): (1) the quartz-rich, continent-deriving turbidites of the Yunguilla Formation [Faucher and Savoyat, 1973], the base of which is dated as Campanian-Maastrichtian (San Juan Limestones) [Kehrer and Kehrer, 1969], unconformably overlying the oceanic units [Kehrer and Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986], (2) the Cayo intra-oceanic arc of coastal Ecuador (Turonian-Santonian) is relayed («arc-jump») by the San Lorenzo intra-oceanic arc of late Campanian-Palaeocene age [Jaillard *et al.*, 1997], (3) a significant thermal event occurred in the eastern Cordillera of Ecuador at about 85–80 Ma [Aspden *et al.*, 1992; Litherland *et al.*, 1994], and (4) in southwestern Ecuador, a major deformational event involved late Albian-Coniacian turbidites and is concealed by unconformable early Campanian strata [Jaillard *et al.*, 1998]. Nevertheless, this collision did not involve the entire coastal Ecuador, since the Maastrichtian-Palaeocene series of the Guayaquil and Manabí areas are devoided of detrital quartz (fig. 9).

INTRODUCTION

Les Andes septentrionales (Equateur et Colombie) sont classiquement distinguées des Andes centrales, par la présence de terrains d'origine océanique accolés à leur marge occidentale (Andes «à ophiolites») [Aubouin, 1973; Gansser, 1973; Goossens et Rose, 1973]. Ces terrains océaniques ont été interprétés comme accrétés à la marge continentale d'Équateur au Crétacé supérieur ou au Paléogène selon divers scénarii géodynamiques [e.g. Feininger et Bristow, 1980; Lebrat *et al.*, 1987; Roperch *et al.*, 1987; Bourgois *et al.*, 1990].

Sa nature de plateau océanique, à croûte fortement épaissie, explique pourquoi le substratum de la côte équatorienne s'est accru à la marge continentale [Reynaud *et al.*, 1996]. Néanmoins, la diversité stratigraphique des unités accrétées laisse supposer qu'elles se sont mises en place au cours de plusieurs épisodes de collision, dont l'âge et les modalités restent à préciser. Enfin, la présence dans la suture de cumuls ultra-basiques remontés à la faveur de déformations ultérieures, doit permettre l'étude de la structure profonde de ces terrains accrétés.

Pour contraindre l'évolution géodynamique de la marge équatorienne au Crétacé et Paléogène, nous avons entrepris le ré-examen pétrographique et géochimique des diverses roches magmatiques de la Cordillère occidentale. Les échantillons ont été prélevés le long et autour de la coupe Santo Domingo-Aloag, peu au sud de Quito (0°30'S) (fig. 1 et 2).

Afin de préciser l'âge de la collision entre les terrains océaniques et la marge continentale, nous avons mis l'accent sur l'étude de l'arc magmatique d'âge éocène inférieur, qui repose localement sur les unités océaniques accrétées. En effet, s'il s'agit d'un arc intra-océanique, la collision

de la Cordillère occidentale a nécessairement eu lieu après la mise en place de cet arc, c'est à dire après l'Éocène inférieur. Si au contraire, il s'agit d'un arc volcanique installé sur croûte continentale, la collision des unités océaniques aura nécessairement eu lieu avant l'Éocène inférieur.

CADRE GÉOLOGIQUE – TRAVAUX ANTÉRIEURS

L'Équateur comprend trois grandes provinces géologiques (fig. 1). Le bassin oriental («Oriente») est un bassin épicratonique d'arrière-arc crétacé, qui évolue progressivement au Paléogène en un bassin d'avant-pays de l'orogène andin. À l'ouest, la région côtière ou «Costa» comprend un substratum magmatique [Goossens et Rose, 1973; Lebrat, 1985] représentant un fragment de plateau océanique d'âge crétacé inférieur ou plus ancien (formation Piñón) [Reynaud *et al.*, 1996]. Cette assise supporte des séries volcaniques et volcanoclastiques d'arc d'âge crétacé-paléogène, elles-mêmes surmontées par des séries sédimentaires d'avant-arc tertiaires. Enfin, dans les Andes d'Équateur («Sierra»), la vallée inter-andine sépare la Cordillère orientale à matériel métamorphique polyphasé [Litherland *et al.*, 1994], de la Cordillère occidentale (fig. 1). Cette dernière comprend des roches volcaniques et volcanoclastiques crétacées d'origine océanique, surmontées par des turbidites maastrichtiennes, puis par un arc magmatique d'âge paléocène (?) à éocène, considéré comme intra-océanique ou continental selon les auteurs. La Cordillère occidentale est séparée de la marge à matériel continental par une suture complexe jalonnée d'écaillles tectoniques comprenant des termes basiques à ultrabasiques et des turbidites d'âge maastrichtien.

À l'origine, le terme de formation Macuchi désignait l'ensemble des roches pré-maastrichtiennes de la Cordillère occidentale [SNGM, 1969; Baldock, 1982] (fig. 3). Les tra-

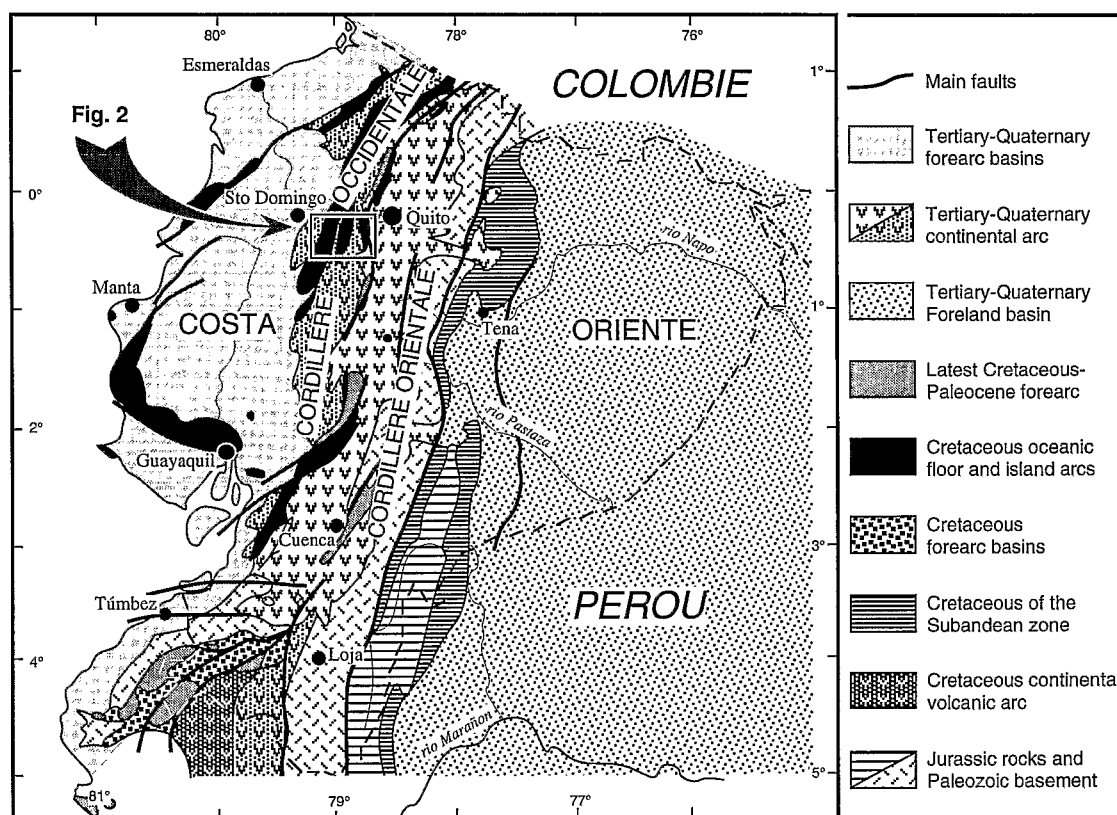


FIG. 1. – Carte géologique schématique de l'Équateur et localisation de la zone d'étude.

FIG. 1. – Geological sketch of Ecuador, and location of the studied area.

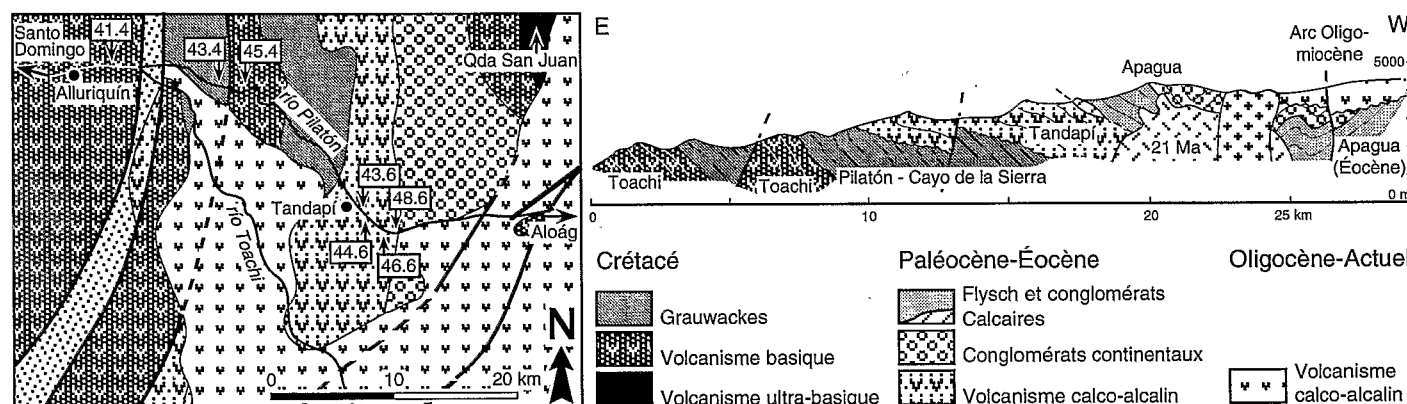


FIG. 2. – Carte simplifiée de la coupe Santo Domingo – Aloag (0°20'–0°30'S) [d'après Eguéz, 1986], et coupe schématique de la Cordillère occidentale (0°80'S) [d'après Bourgois *et al.*, 1990].

FIG. 2. – Simplified geological map of the Santo Domingo – Aloag section (0°20'–0°30'S) [after Eguéz, 1986], and schematic cross section of the western Cordillera (0°80'S) [after Bourgois *et al.*, 1990].

vaux ultérieurs permirent de préciser la stratigraphie de la Cordillère occidentale [e.g. Faucher et Savoyat, 1973; Kehrer et Van der Kaaden, 1979; Henderson, 1979, 1981; Bristow, 1979; Eguéz, 1986; Bourgois *et al.*, 1990; Wallrabe-Adams, 1990; Van Thournout *et al.*, 1992] (fig. 3). Dans ce travail, la terminologie de Kehrer et Van der Kaaden [1979] est utilisée comme suit (fig. 3) :

– l'unité inférieure *Toachi*, qui affleure à l'ouest, est constituée de roches volcaniques basiques d'âge pré-coniacien ;

– elle est surmontée par l'unité *Pilatón* (≈ Cayo de la Sierra) à dominante volcano-sédimentaire, datée du Turonien supérieur-Coniacien, qui affleure plutôt au centre de la Cordillère occidentale ;

– les couches rouges continentales et les volcanites acides et basiques de l'unité supérieure *Tandapí* recouvrent en discordance l'unité *Pilatón* et forment la partie est de la Cordillère. L'unité *Tandapí* est actuellement datée de l'Eocène inférieur à moyen [≈ 53 à 40 Ma, Henderson, 1979 ;

	SNGM, 1969 Baldock, 1982	Faucher & Savoyat, 1973	Kehrer & Van der Kaaen, 1979	Egüez, 1986	Bourgois et al., 1990	Wallrabe- Adams, 1990	Ce travail
EOCENE	Unacota		Red Beds	Apagua Unacota	Apagua/Silante Unacota	?	Apagua Unacota
PALEOCENE		Cayo Rumi		Silante Tandapi	Macuchi	Silante	Silante ≈ Tandapi
MAASTRICHTIEN	Yunguilla	Yunguilla	Tandapí Yunguilla	Yunguilla	Yunguilla	Yunguilla	Cayo Rumi Yunguilla San Juan
CRETACE SUPERIEUR	Macuchi	Cayo de la Sierra	Pilatón	Pilatón	?	Macuchi	Pilatón ?
CRETACE INFERIEUR	Celica ?	Piñón	Toachí	Toachí	Piñón	?	Toachí ?

FIG. 3. – Principales interprétations stratigraphiques de la Cordillère occidentale et nomenclature utilisée dans ce travail.

FIG. 3. – Main stratigraphic interpretations of the western Cordillera, and stratigraphic sketch used in this work.

Egüez, 1986; Wallrabe-Adams, 1990; Van Thournout *et al.*, 1990]. Elle est localement surmontée par des sédiments datés de l'Eocène moyen [Henderson, 1979; Egüez, 1986; Bourgois *et al.*, 1990] (fig. 3);

– enfin, les turbidites riches en quartz de la formation *Yunguilla*, d'âge maastrichtien [Bristow et Hoffstetter, 1977], reposent localement en discordance sur les unités crétacées de la Cordillère occidentale, mais leurs relations avec l'unité Tandapí sont peu claires [Kehrer et Van der Kaaden, 1979; Baldock, 1982; Egüez, 1986].

Les écaïles basiques à ultrabasiques coincées dans la suture entre la Cordillère occidentale et la marge continentale ont été interprétées comme des fragments de croûte océanique constituant le substratum de la Cordillère occidentale [Juteau *et al.*, 1977; Lebrat *et al.*, 1985, 1987]. Desmet [1994] envisage un environnement de plateau océanique pour ces roches et les compare à la formation Piñón de la côte, d'âge crétacé inférieur probable.

Pour les autres roches volcaniques de la Cordillère occidentale, Kehrer et Van der Kaaden [1979] ainsi que Egüez [1986] distinguent des tholéiites d'arc insulaire crétacées (unité Toachi) et une série calco-alkaline tertiaire (unité Tandapí). De leur côté, Lebrat [1985] et Lebrat *et al.* [1987] distinguent un substratum de type MORB surmonté par des tholéiites d'arc insulaire, localement associées (au sud) à des roches d'arc continental. Enfin, pour Wallrabe-Adams [1990], l'unité inférieure (Macuchi ≈ Toachi) est un arc insulaire reposant sur une croûte océanique dont l'unité supérieure (Silante ≈ Tandapí) représenterait la continuation stratigraphique et géochimique.

Selon les auteurs, l'âge de l'accrétion de la Cordillère occidentale à la marge continentale andine varie entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur. Pour Faucher et Savoyat [1973], l'apparition de quartz détritique sur la Cordillère occidentale au Maastrichtien (Fm Yunguilla) indique la proximité de la marge continentale en cours d'érosion. Kehrer et Van der Kaaden [1979] et Egüez [1986] mentionnent une discordance anté-maastrichtienne résultant d'une phase tectonique associée à un léger métamorphisme. Lebrat *et al.* [1987] proposent que la collision ait eu lieu au Campanien.

Daly [1989] et Van Thournout *et al.* [1992] suggèrent que la collision des terrains océaniques a eu lieu au Paléocène-Eocène inférieur. Jaillard *et al.* [1997] datent la collision et la déformation d'une partie au moins de la côte équatorienne du Paléocène supérieur (≈ 59-56 Ma). Dans

la Cordillère orientale, l'abondance des réajustements radiométriques autour de 85-80 Ma, puis entre 70 et 50 Ma [Aspden *et al.*, 1992; Litherland *et al.*, 1994], milite en faveur d'accrétions au Santonien-Campanien, puis entre le Maastrichtien supérieur et l'Eocène inférieur.

En revanche, pour Feininger et Bristow [1980], Egüez [1986] et Bourgois *et al.* [1990], la collision aurait eu lieu à l'Eocène supérieur voire à l'Oligocène.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES UNITÉS IGNÉES DE LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE

Le complexe plutonique basique-ultrabasique de San Juan

Les affleurements de San Juan, situés à une quinzaine de kilomètres au SW de Quito, constituent une des écaïles qui jalonnent la suture entre terrains accrétés et marge continentale (fig. 2). Trois associations magmatiques peuvent y être reconnues, soit d'est en ouest ou du sommet vers la base : des gabbros isotropes à amphibole, des gabbros et des péridotites rubanés feldspathiques ou non. Des passées de clinopyroxénites localement feldspathiques s'intercalent dans les péridotites. Les gabbros rubanés peuvent être localement très riches en minéraux ferromagnésiens (gabbros sombres). Des filons de dolérite, de basalte et de rhyolite recoupent les gabbros.

Les gabbros isotropes parfois très légèrement orientés sont à reliques de clinopyroxène incluses dans de grands cristaux centimétriques d'amphibole brun-vert de type magnésio-hornblende et d'orthopyroxène altérés en smectites. Les gabbros lités sont à orthopyroxène et clinopyroxène, avec ou sans olivine. Les péridotites (wehrlites et dunites) et les gabbros sombres ont une texture de cumulat montrant des cumulus d'olivine cimentés par du clinopyroxène. Au sein des différents faciès, le plagioclase est systématiquement en intercumulus sauf dans les gabbros riches en minéraux ferromagnésiens (olivine et clinopyroxène) où il peut former des lits plus ou moins réguliers à texture d'orthocumulat.

La chimie des phases minérales les mieux préservées des principaux faciès avait été étudiée antérieurement [Desmet, 1994]. L'olivine des péridotites est une forstérite (Fo₉₀) alors que le clinopyroxène est un diopside (Wo₄₇₋₄₄, En₄₈₋₄₇,

Fs₇₋₄). Dans les gabbros lités, le faciès le plus classique est une norite à diopside et enstatite.

La géochimie des éléments majeurs et de quelques éléments traces (Cr, Ni, V et Zr) des principaux faciès du Complexe de San Juan [Desmet, 1994] a été récemment complétée par l'analyse des éléments traces de quelques faciès plutoniques [Lapierre *et al.*, 1998]. Nous résumons ici les principaux caractères géochimiques connus sur cette série plutonique.

Les péridotites sont riches en MgO ($45 < \text{MgO} \% < 32$), Ni ($\approx 1\,600$ ppm) et Cr ($\approx 3\,000$ ppm) et pauvres en Al₂O₃ ($\leq 1,5\%$) et CaO ($\leq 1,5\%$). Les faciès plagifères se distinguent par des concentrations en CaO et Al₂O₃ nettement plus élevées (≈ 5 à 6%) et leurs concentrations en terres rares (REE) ne dépassent pas celles des chondrites. Le spectre de REE d'une wehrlite plagifère (SJ.33), normalisé aux chondrites [Sun et McDonough, 1989], est appauvri en terres rares légères (LREE) par rapport aux lourdes (HREE) ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,45$) (fig. 4A). Ce spectre présente en outre une anomalie positive en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,18$), indiquant une accumulation du plagioclase. Le spectre multi-éléments de cette même roche, normalisé au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] est très fortement appauvri en Nb, Zr et Hf et légèrement enrichi en Sr et Ba (fig. 4A').

Les gabbros cumulats sont tous très alumineux ($28 \text{ Al}_2\text{O}_3 \% < 11$). Leurs teneurs en MgO ($5,5 < \text{MgO} \% < 16$; $55 < \text{Ni ppm} < 331$; $122 < \text{Cr ppm} < 1112$) sont très variables et dépendent essentiellement de l'abondance du clinopyroxène et de la présence ou non d'olivine. Ils sont pauvres en TiO₂ ($\leq 0,16\%$) et Zr (≤ 10 ppm). Le spectre de terres rares d'un de ces faciès (SJ.40), normalisé aux chondrites [Sun et McDonough, 1989], est appauvri en LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0,19$) (fig. 4A) et présente une forte anomalie positive en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,92$) liée à l'accumulation du plagioclase. Le spectre multi-éléments de ce gabbro, nor-

malisé au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] (fig. 4A') est enrichi en Ba, Sr, Ta et Pb et appauvri en Hf, Th, et dans une moindre mesure en Nb.

Les compositions isotopiques de ce gabbro (calculées à 110 Ma) en Sr [$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,70343$; $\epsilon_{\text{Sr}} = -13,30$], Nd ($\epsilon_{\text{Nd}} = +7,7$), et Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,193$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,602$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,100$) indiquent qu'il dérive d'une source mantellique enrichie de type basalte d'île océanique (OIB) [Lapierre *et al.*, 1998]. Ce gabbro ne peut dériver d'une source mantellique appauvrie de type N-MORB car il est enrichi en Ta et en Pb par rapport au manteau primitif et son rapport ϵ_{Nd} de $+7,7$ est inférieur à ceux des N-MORB [$+8 < \epsilon_{\text{Nd}} < +12$; Hofmann, 1997].

En résumé, la série cumulative basique et ultrabasique de San Juan représente vraisemblablement les termes profonds de la croûte d'un plateau océanique, d'âge crétacé inférieur probable, dont les unités superficielles seraient représentées par les basaltes et dolérites de la formation Piñón de la côte équatorienne [Reynaud *et al.*, 1996].

Le volcanisme orogénique

Pétrographie et minéralogie

Les échantillons du volcanisme orogénique de la Cordillère occidentale proviennent d'une transversale W-E allant de Santo Domingo (plaine côtière) à Aloá (vallée interandine), située légèrement au sud de Quito (fig. 1 et 2).

Ce volcanisme est affecté par un léger métamorphisme, caractérisé par l'association prehnite $\pm$ pumpellyite $\pm$ smectites et chlorites. Le verre est systématiquement recristallisé en phyllites. L'olivine, jamais préservée, est remplacée par une association de serpentine $\pm$ calcite $\pm$ silice. Par contre, les clinopyroxènes, les plagioclases et les oxydes ferro-titanés sont dans la plupart des cas dépourvus de toute trans-

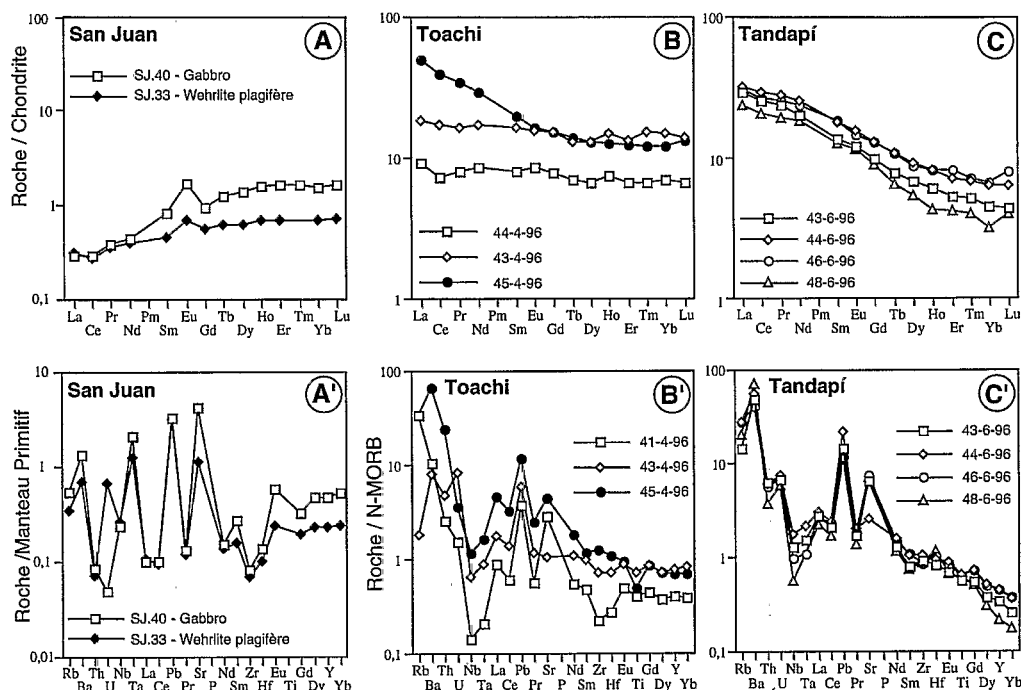


FIG. 4. — Spectres de terres rares, normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989] et multi-éléments normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] des cumulats du Complexe de San Juan et aux N-MORB des laves d'arc des unités Toachi et Tandapí.

FIG. 4. — Rare earth pattern normalized to chondrites [Sun and McDonough, 1989], and multi-element pattern normalized to primitive mantle [Sun and McDonough, 1989] of the cumulates of the San Juan Complex and to N-MORB of the magmatic arc lavas from the Toachi and Tandapí units.

formation. Enfin, il faut citer la présence d'un métamorphisme thermique induit par les nombreuses intrusions (filons, stocks) de composition dioritique à granodioritique, liées au magmatisme fini-tertiaire et quaternaire de marge active. Ce métamorphisme de contact provoque dans l'andésite 43-6-96 (tabl. I) la transformation totale des orthopyroxènes en smectites et chlorites et le remplacement total des plagioclases par une association de quartz, épidote et micas blancs, et surtout, perturbe le système radiogénique Rb/Sr des laves encaissantes (voir la géochimie isotopique).

Les analyses des minéraux magmatiques préservés ont été effectuées à l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Lausanne (Suisse) sur une microsonde CAMEBAX SX50. Les conditions d'utilisation de la machine ainsi que les standards utilisés pour analyser les différentes phases minérales sont récapitulés dans le tableau I.

La terminologie des laves, en particulier la distinction entre basalte et andésite, est basée sur la présence ou non d'olivine et la teneur en MgO (> ou < à 5 %) car ces roches étant altérées, les valeurs de SiO₂ ne sont pas forcément représentatives des compositions ignées. Les caractères pétrographiques des laves et les compositions de certaines phases minérales préservées sont présentés dans le tableau I.

Le basalte et les andésites de Toachi ont la même composition minéralogique : clinopyroxène, plagioclase et oxydes ferro-titanés. Cependant, on observe des différences dans l'ordre de cristallisation des oxydes. En effet, ces derniers sont généralement présents dans la mésostase, à l'exception de l'andésite 45-4-96 où ils sont systématiquement inclus dans les feldspaths (tabl. I).

Les microlites de plagioclase du basalte à olivine sont plus calciques (An₇₉₋₈₃) que le cœur des phénocristaux (An₆₀₋₆₆), qui par ailleurs, ont des bordures enrichies en Na (An₄₀₋₄₇).

Les compositions des phénocristaux de clinopyroxène de ce même basalte sont homogènes à l'échelle de l'échantillon mais dans un même cristal, on observe une zonation plus ou moins bien marquée par des bordures enrichies en fer. En effet, les cristaux d'augite ont des cœurs plus calciques (Wo₄₁-En₄₆-Fs₁₂) et des bordures enrichies en fer. Dans les diagrammes Ti+Cr en fonction de Ca (fig. 5), et Ti en fonction de Al^{total} [Leterrier *et al.*, 1982] (fig. 5), ces clinopyroxènes occupent respectivement les champs des basaltes orogéniques et tholéitiques. Ainsi, ce basalte présente une affinité de tholéiite d'arc.

Les laves de l'unité Tandapi diffèrent de celles de l'unité Toachi par une plus grande diversité des compositions pétrographiques et chimiques. En effet, des phases minérales hydroxylées comme l'amphibole et le mica apparaissent avec les clinopyroxènes dans les termes les plus évolués (tabl. I). Réciproquement, l'olivine disparaît dans les andésites (43-6-96 et 44-6-96). De plus, quelque soit le faciès pétrographique, les oxydes ferro-titanés cristallisent avant le plagioclase et le clinopyroxène puisqu'ils sont systématiquement inclus dans ces minéraux.

Toutes les phases minérales de l'andésite 44-6-96 ont été analysées à l'exception du clinopyroxène (tabl. I). Les amphiboles de cette même andésite 44-6-96, fortement zonées, présentent des cœurs de pargasite et des bordures édénitiques (fig. 6) [Leake *et al.*, 1997]. Elles sont très comparables à celles des laves calco-alcalines de la formation Celica

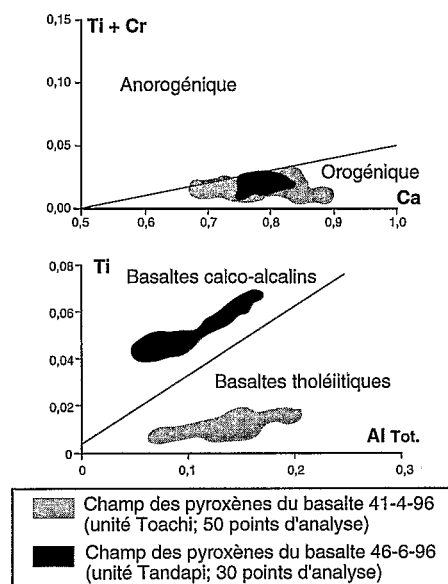


FIG. 5. – Position des pyroxènes dans les diagrammes de Leterrier *et al.* [1982], permettant de caractériser l'affinité magmatique des laves hôtes.

FIG. 5. – Plot of the pyroxenes in the diagram of Leterrier *et al.* [1982], allowing to characterize the magmatic affinity of the host-lavas.

TABL. I. – Caractères pétrographiques des laves des unités Toachi et Tandapi.

TABLE I. – Petrographic characters of the Toachi and Tandapi lavas.

Unité	Unité Toachi			Unité Tandapi			
Echantillon	41-4-96	43-4-96	45-4-96	43-6-96	44-6-96	46-6-96	48-6-96
Faciès	Basalte	Andésite	Andésite	Andésite	Andésite	Basalte	Andésite
Texture	Porphyrique	Aphyrique et de Trempe	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Intersertale	Intersertale
Minéralogie des phénocristaux	Cpx frais, Olivines altérées en serpentine et calcite, Plagioclases transformés en damourite et épidote, Oxydes Fe-Ti.	Plagioclases microlitiques, Oxydes Fe-Ti, Cpx frais.	Plagioclases altérés en épidote et damourite, Oxydes Fe-Ti.	Oxydes Fe-Ti, Cpx altérés, Qpx transformés en smectites et chlorite, Plagioclases zonés.	Plagioclase frais : (labrador : An ₅₅₋₅₈), Cpx frais, Oxydes Fe-Ti, Amphiboles brunes altérées.	Olivine recristallisée en silice, Plagioclase frais, Cpx frais, Oxydes Fe-Ti.	Plagioclases altérés en bordure, Biotites fibreuses et altérées en chlorite, Reliques d'amphiboles, et Oxydes Fe-Ti.
Composition de la Mésostase	Pyroxènes, Plagioclases, Oxydes Fe-Ti.	Actinote, silice secondaire.	Plagioclases, Oxydes Fe-Ti.	Pyroxènes, Plagioclases, Oxydes Fe-Ti.	Phyllites, Pyroxènes, Plagioclases, Oxydes Fe-Ti, Amphiboles brunes.	Pyroxènes, Plagioclases, Oxydes Fe-Ti.	Plagioclases, Oxydes Fe-Ti, Chlorites.

Les analyses des phases minérales ont été réalisées avec une intensité de courant variant de 10 à 20 nA, suivant la nature de la phase minérale analysée, et une tension d'accélération de 15 V. Les standards choisis sont : Na = orthose; Al = corindon; Si = wollastonite; Fe = hématite; Mg = forstérite; Ca = apatite ou wollastonite; Cr = chromite; Ti = rutile; Mn = rhodonite et Ni = bunsénite.

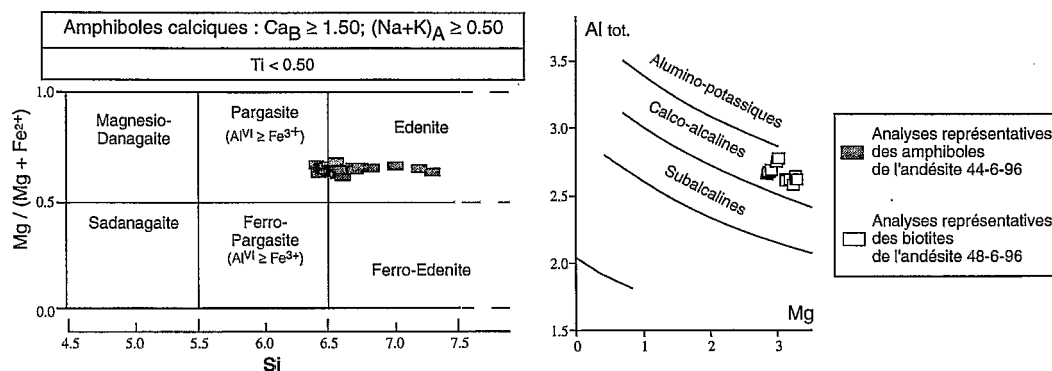


FIG. 6. – Nomenclature de l'amphibole [Leake *et al.*, 1997] de l'andésite 44-6-96 (unité Tandapí). Position de la biotite dans le diagramme Al^{total} en fonction de Mg [Nachit *et al.*, 1985] permettant de caractériser l'affinité magmatique de l'andésite hôte (48-6-96).

FIG. 6. – Nomenclature of the amphibole [Leake *et al.*, 1997] of the andesite 44-6-96 (Tandapí unit). Plot of the biotite in the Al^{total} vs Mg diagram [Nachit *et al.*, 1985] allowing to characterize the magmatic affinity of the host-andesites (48-6-96).

[Reynaud *et al.*, 1996], qui affleure dans le sud-ouest de l'Equateur et constitue le prolongement d'un arc continental d'âge albin largement développé au Pérou [Jaillard *et al.*, 1996].

Le basalte (46-6-96) diffère de l'andésite précédente par l'absence d'amphibole et surtout par la présence de phénocristaux de plagioclase fortement zonés avec un cœur de labrador (An_{55-60}) ou d'andésine (An_{40-50}) et des bordures plus calciques de bytownite (An_{70-80}). Le clinopyroxène, dépourvu de zonage, présente une composition d'augite ($Wo_{41}-En_{45}-Fs_{14}$). Son cœur renferme des cristaux reliques d'orthopyroxène ($En_{71}-Wo_4-Fs_{25}$) représentant vraisemblablement un témoin des phases précoces de la cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Ces augites se situent respectivement dans les domaines des laves orogéniques et des basaltes calco-alcalins [diagramme de Leterrier *et al.*, 1982] (fig. 5).

Enfin les phénocristaux de mica noir, présents dans l'andésite 48-6-96, sont des phlogopites ($0,28 < X_{Fe} < 0,35$). D'après le diagramme Al^{total} en fonction de Mg [Nachit *et al.*, 1985] (fig. 6), elles caractérisent l'affinité calco-alcaline de l'andésite hôte.

En conclusion, sur la base des séquences de cristallisation et de la composition des clinopyroxènes, les laves de l'unité Toachi sont des tholéiites d'arc, à l'exception de l'andésite 45-4-96 qui serait calco-alcaline, alors que celles de l'unité Tandapí, plus diversifiées, sont exclusivement calco-alcalines.

Géochimie des éléments majeurs et traces

Les analyses en éléments majeurs des laves de Toachi et Tandapí ont été réalisées au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG) de Nancy par ICP-AES (G. Mevelle). Le dosage des éléments traces incluant les terres rares (REE) a été effectué par ICP-MS. Les basaltes et les andésites ont été analysés au laboratoire de Géochimie (UPRES A 5025) de l'Université Joseph Fourier de Grenoble (F. Keller) suivant les procédures mises au point par Barrat *et al.* [1996]. Pour assurer une mise en solution complète de l'andésite (48-6-96) qui renferme du zircon, une fusion au borate de lithium a été réalisée avant l'attaque perchloro-fluorhydrique [procédure préconisée par Valladon *et al.*, 1998]. Puis cette roche a été analysée au laboratoire de Géochimie (UMR 5563) de l'Université Paul Sabatier de Toulouse suivant les mêmes procédures qu'à Grenoble. Les analyses chimiques de ces laves sont présentées dans le tableau II. Les écarts-types relatifs sont de 1 à 3 % pour

TABL. II. – Compositions chimiques (éléments majeurs et traces incluant les terres rares) des laves des unités Toachi et Tandapí.

TABLE II. – Chemical compositions (major and trace elements including rare earth) of the Toachi and Tandapí lavas.

Echantillons n°	Unité Toachi			Unité Tandapí			
	41-4-96 Basalte	43-4-96 Andésite	45-4-96 Andésite	43-6-96 Andésite	44-6-96 Andésite	46-6-96 Basalte	48-6-96 Andésite
Faciès							
Majeur en %							
SiO ₂	46,43	58,08	53,52	57,6	53,64	53,87	59,25
TiO ₂	0,51	0,88	0,6	0,71	0,81	0,77	0,51
Al ₂ O ₃	18,55	14,5	19,8	16,62	18,26	18,26	15,60
Fe ₂ O ₃	9,94	11,95	7,9	7,3	8,54	8,3	4,79
MnO	0,17	0,15	0,15	0,06	0,16	0,12	0,06
MgO	7,31	3,59	3,25	3,79	3,91	5,07	3,18
CaO	10,93	3,07	7,48	5,8	6,42	8,12	5,82
Na ₂ O	2,2	5,34	3,69	3,8	3,34	3,77	4,14
K ₂ O	0,73	0,06	0,8	0,71	1,12	0,65	0,83
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,28	0,2	0,24	0,23	0,14
H ₂ O	2,96	2,13	2,25	3,15	3,31	1,13	5,29
Total	99,87	99,91	99,72	99,74	99,74	99,77	99,53
Traces (ppm)							
Y	10,8	21,3	18,98	9,21	12,22	12	5,88
Cr	147	4,67	-	-	-	-	98,25
V	314	329	-	-	-	-	106,32
Nb	0,327	1,5	2,64	2,93	4,03	2,26	1,30
Ni	81,3	9,21	-	-	-	-	40,78
Rb	18,81	0,998	18,96	8,08	15,28	15,42	11,32
Sr	252	91,6	395	568	227	655	631,57
Zr	16,3	51,2	90,8	65,23	77,08	62,96	63,35
Ba	65	50	408	299	343	252	439,43
Hf	0,55	1,45	2,17	1,63	1,89	2,04	2,31
Ta	0,0265	0,113	0,21	0,2	0,28	0,139	non déterminé
Pb	1,09	1,75	3,52	4,23	6,47	3,48	3,341
Th	0,3	0,56	2,82	0,75	0,72	0,68	0,45
U	0,0719	0,38	0,17	0,31	0,35	0,31	0,27
La	2,153	4,28	11,48	6,78	7,48	7,02	5,55
Ce	4,43	10,26	23,77	15,33	17,65	15,82	12,34
Pr	0,739	1,53	3,19	2,18	2,61	2,36	1,80
Nd	3,89	7,81	13,25	9,28	11,55	10,75	8,39
Sm	1,197	2,46	2,94	2,03	2,68	2,73	1,91
Eu	0,486	0,89	0,94	0,69	0,88	0,82	0,66
Gd	1,57	3,07	3,04	1,97	2,63	2,59	1,81
Tb	0,255	0,48	0,51	0,29	0,4	0,4	0,24
Dy	1,663	3,25	3,24	1,69	2,27	2,2	1,36
Ho	0,418	0,83	0,71	0,34	0,45	0,45	0,24
Er	1,07	2,17	2,02	0,86	1,16	1,34	0,68
Tm	0,166	0,38	0,3	0,13	0,17	0,18	0,10
Yb	1,165	2,5	2,04	0,75	1,06	1,11	0,53
Lu	0,167	0,35	0,33	0,11	0,16	0,2	0,10
Mg*	59,32	37,33	44,92	50,72	47,58	54,77	39,90
Eu/Eu*	1,08	0,99	0,96	1,05	1,01	0,95	1,08
(La/Yb)N	1,33	1,22	4,03	6,48	5,06	4,55	7,51
Nb/Ta	12,33	13,27	12,57	14,65	14,39	16,26	-
Hf/Th	1,83	2,53	0,76	2,17	2,62	3	5,13
Zr/Y	1,5	2,4	4,78	7,08	6,3	5,25	10,77

les éléments majeurs et de moins de 3 % pour les éléments traces et les terres rares.

Dans leur ensemble, ces laves sont peu altérées (perte au feu < 3,3 %) à l'exception de l'andésite 48-6-96 qui montre une perte au feu plus élevée (5,29 %) et où tous les phénocristaux sont au moins en partie transformés (tabl. I). Néanmoins, les teneurs en Na, K, Ca, Ba, Rb et Sr apparaissent assez variables, et compte tenu du métamorphisme

de bas degré qui les a affectées, peu représentatives des compositions ignées de ces laves. Ces basaltes et ces andésites sont riches en Al_2O_3 et pauvres en TiO_2 ($< 0,9\%$), caractères communs à toutes les laves orogéniques.

Reportées dans les diagrammes Y/15-La/10-Nb/8 [Cabanis et Lecolle, 1989] et Th/Yb en fonction de Ta/Yb de Pearce [1983], les laves de l'unité Toachi, à l'exception de l'andésite 45-4-96, se placent respectivement dans les champs des tholéiites d'arc et d'arc insulaire, alors que toutes les laves de l'unité Tandapí ainsi que l'andésite 45-4-96 se regroupent dans les domaines calco-alcalin et de marge active.

Les spectres multi-éléments normalisés au N-MORB [Sun et McDonough, 1989] (fig. 4B' et C') montrent un appauvrissement en Nb, Ta, Hf et Ti. Cet appauvrissement est beaucoup plus marqué dans les tholéiites d'arc. Enfin, les tholéiites diffèrent également des laves calco-alcalines par des teneurs beaucoup plus faibles en Th.

Les spectres de terres rares des tholéiites d'arc de l'unité Toachi (41-4-96, 43-4-96), normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989], sont plats ($(\text{La/Yb})_N \approx 1$) (fig. 4B et 4C). Ceux de l'andésite 45-4-96 de l'unité Toachi et des laves calco-alcalines de l'unité Tandapí diffèrent des précédentes par un enrichissement plus ou moins important en terres rares légères (LREE) par rapport aux lourdes (HREE). Cependant, l'andésite calco-alcaline de Toachi (45-4-96) est moins riche en LREE ($(\text{La/Yb})_N = 4$) que les laves de l'unité Tandapí ($4,5 \leq (\text{La/Yb})_N \leq 7,5$) (fig. 4B).

Géochimie isotopique du Sr, Nd et Pb

Les compositions isotopiques en Sr et Nd, analysées sur cinq échantillons (tabl. III), ont été obtenues avec un spectromètre de masse pluricollecteur Finnigan MAT261 au laboratoire de Géochimie (UMR 5563) de l'Université Paul Sabatier de Toulouse. Pour la séparation du Sr et du Nd, environ 100 mg de roche sont attaqués avec 1 ml d' HClO_4 et 4 ml d' HF concentré dans des béchers en téflon fermés pendant 24 heures, puis ouverts afin d'évaporer la solution. Le résidu à sec est repris ensuite deux fois avec 0,5 ml d' HClO_4 et 1 ml d' Hf . La procédure d'attaque terminée, l'échantillon est dissout dans de l' HCl 1,5 N. Les séparations du Sr et du Nd ont été réalisées selon les procédures de Richard *et al.* [1976] et Birck et Allègre [1978]. Les standards utilisés pour les mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont respectivement NBS et La Jolla avec des rapports de 0,70125 (précision de 0,00003) et $0,511850 \pm 8$ (précision de 0,00001).

Les compositions isotopiques du Pb ont été analysées sur une andésite de l'unité Toachi et deux de l'unité Tandapí (tabl. III) suivant les procédures de Manhès *et al.* [1980]. Les mesures ont été obtenues avec un spectromètre de masse pluricollecteur VG au laboratoire de Géochimie isotopique (UMR 5567) de l'Université de Montpellier II.

Les ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} , $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de Toachi et de Tandapí ont été calculés respectivement à 100 et 50 Ma. L'âge de l'unité Toachi est considéré comme anté-Coniacien (environ 100 Ma) car elle est recouverte en discordance par du Turonien supérieur-Coniacien. Par contre, l'unité Tandapí est datée de l'Eocène inférieur à moyen (≈ 50 Ma). Les valeurs des $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ des laves des unités Toachi et Tandapí sont comprises entre 0,70329 et 0,70362 à l'exception d'une andésite de Tandapí qui présente un rapport beaucoup plus élevé de 0,70764 (tabl. III). Les rapports initiaux des laves de Toachi sont très légèrement supérieurs à ceux des volcanites de Tandapí. Dans le diagramme ϵ_{Nd} en fonction de ϵ_{Sr} (fig. 7A), les points représentatifs des laves étudiées tombent dans le «Mantle Array», à l'exception de l'échantillon 43-6-96. Ceci suggère deux remarques. L'échantillon 43-6-96, largement décalé vers la droite du diagramme, a subi un important enrichissement en Sr radiogénique postérieur à son refroidissement, lié au métamorphisme thermique induit par une intrusion tertiaire ou plus récente (tabl. I). Les valeurs de l' ϵ_{Sr} des laves de Tandapí et Toachi situées dans le «Mantle Array» peuvent être considérées comme représentatives des compositions isotopiques en Sr des sources de ces roches.

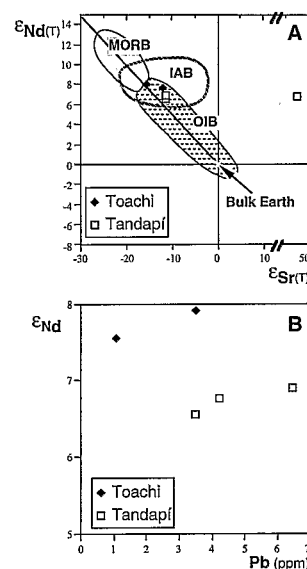


FIG. 7. – Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ (A) et $\epsilon_{\text{Nd}}-\text{Pb}$ (B) des laves des unités Toachi et Tandapí.

FIG. 7. – (A) $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ and (B) $\epsilon_{\text{Nd}}-\text{Pb}$ correlation diagrams of the Toachi and Tandapí lavas.

TABL. III. – Compositions isotopiques du Sr, Nd et Pb des laves des unités Toachi et Tandapí.

TABLE III. – Isotopic compositions of Sr, Nd and Pb of the Toachi and Tandapí lavas.

Localité	Faciès	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵ_{Nd}	ϵ_{Sr}	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
Unité Toachi T = 100 Ma	Basalte porphyrique 41-4-96	0.513018 ± 10	0.703842 ± 8	0.70354	+7.55	-12.03			
	Andésite porphyrique 45-4-96	0.513004 ± 8	0.703490 ± 12	0.70329	+7.94	-15.47	18.766	15.577	38.334
Unité Tandapí T = 50 Ma	Andésite porphyrique 43-6-96	0.512964 ± 6	0.707666 ± 8	0.70764	+6.77	+45.36	18.814	15.598	38.554
	Andésite porphyrique 44-6-96	0.512973 ± 5	0.703762 ± 11	0.70362	+6.90	-11.61			
	Basalte intersertal 46-6-96	0.512960 ± 7	0.703667 ± 11	0.70362	+6.56	-11.68	18.806	15.599	38.557

Les laves de l'unité Toachi ont des rapports ϵ_{Nd} (+7,5 et +7,9; tabl. III) légèrement supérieurs à ceux des basaltes et andésites de Tandapí (+6,5 à +6,9). Cependant, quelle que soit l'unité considérée, les valeurs élevées de l' ϵ_{Nd} indiquent que ces laves dérivent d'une source mantellique peu contaminée par un composant riche en Sr radiogénique (croûte continentale, sédiments crustaux ou pélagiques). Néanmoins, la source mantellique des laves de Tandapí a été plus contaminée par ce composant que celle des volcanites de Toachi.

Seules les compositions isotopiques en Pb des laves de l'unité Tandapí pouvaient nous permettre de caractériser ce composant riche en Sr radiogénique qui a pu contaminer les sources mantelliques de ces laves (tabl. II; fig. 8). Les rapports isotopiques du Pb des laves de Tandapí indiquent que ce sont des sédiments pélagiques subductés qui ont participé à la genèse du volcanisme d'arc de la Cordillère occidentale.

Enfin, les rapports isotopiques en Pb de l'andésite de Toachi sont inférieurs à ceux des deux laves de l'unité Tandapí (tabl. II). Ceci est bien en accord avec les conclusions déduites des valeurs de l' ϵ_{Nd} . La participation des sédiments pélagiques a été moins importante dans la genèse de l'andésite de l'unité Toachi (45-4-96) que dans celles des laves de l'unité Tandapí.

Enfin, les laves de Tandapí (l'échantillon 45-4-96 excepté) diffèrent de celles de Toachi par de très fortes teneurs en Pb et Th (tabl. II). Afin de déterminer le processus magmatique à l'origine de cet enrichissement en Pb et Th – contamination de la source mantellique ou assimilation –, nous avons étudié les corrélations entre les valeurs de ϵ_{Nd}

et les teneurs en Pb et Th des laves de l'unité Tandapí. On n'observe aucune bonne corrélation entre ϵ_{Nd} et Th et Pb (fig. 7B). De plus, la lave (44-6-94) qui a le rapport le plus élevé en ϵ_{Nd} (+6,90; tabl. III) est celle qui est la plus riche en Pb (6,47 pm; tabl. II). De même, la roche qui a le ϵ_{Nd} le plus bas (+6,56) est celle qui est la plus pauvre en Th. Ainsi, on ne peut considérer que ces fortes teneurs en Pb et Th reflètent une contamination de la source mantellique par un composé riche en Pb et Th. En effet, s'il en était ainsi, on devrait observer une corrélation négative entre les valeurs de l' ϵ_{Nd} et les teneurs en Pb et Th. En d'autres termes, les roches les plus riches en Pb et Th devraient avoir les rapports ϵ_{Nd} les plus bas. De plus, les compositions isotopiques en Pb de ces laves indiquent que ce sont des sédiments pélagiques océaniques subductés qui ont participé à la genèse de ces laves et qui sont à l'origine de la contamination de la source mantellique. Or, les sédiments pélagiques sans apport détritique terrigène sont, comparés à la croûte continentale supérieure, pauvres en Th (1-2 ppm) et Pb (< 5 ppm) et riches en Sr. Il est donc difficile de considérer que l'enrichissement en Pb et Th des laves de Tandapí par rapport à celles de Toachi (45-4-96 excepté) reflète une contamination de la source mantellique par un composé riche en Th et Pb (croûte continentale supérieure ou sédiments dérivés de celle-ci). Ainsi, cet enrichissement en Th et Pb est plus vraisemblablement lié à des processus d'assimilation de la croûte continentale supérieure au niveau de la remontée des magmas ou de leur stockage dans des chambres magmatiques superficielles.

En conclusion, les compositions isotopiques du Nd et du Pb des laves des unités Toachi et Tandapí indiquent que ces roches dérivent d'une source mantellique appauvrie de type N-MORB plus ou moins contaminée par des sédiments pélagiques subductés. Les teneurs en Th et Pb des laves calco-alcalines (Tandapí et andésite 45-4-96), plus élevées que celles des tholéiites d'arc (Toachi), sont probablement liées à un processus d'assimilation intervenant au cours de la remontée du magma ou lors de son stockage dans des chambres magmatiques superficielles. Cette assimilation ne peut se faire qu'à partir de la croûte continentale supérieure connue pour être enrichie en Th, Pb et U, comparée à la croûte continentale inférieure ou à la croûte océanique.

Conclusions

Le volcanisme crétacé de l'unité Toachi apparaît exclusivement formé de tholéiites d'arc de composition basique, pauvres en Th et Pb, et qui dérivent d'une source mantellique appauvrie, très légèrement contaminée par des sédiments pélagiques. L'arc crétacé de l'unité Toachi s'est probablement développé dans un environnement intra-océanique. L'unité Toachi pourrait donc être équivalente au membre Las Orquídeas non daté qui surmonte la formation Piñón de la côte [Reynaud *et al.*, 1996]. L'unité Toachi pourrait représenter l'arc insulaire dont les produits de démantèlement sont les grauweekes d'âge céno-manien-santonien, connus dans la Cordillère occidentale [Fm Cayo de la Sierra, Faucher et Savoyat, 1973; unité Pilatón, Kehrer et Van der Kaaden, 1979] et sur la côte [Fm Cayo, Benítez, 1995; Reynaud *et al.*, 1996; Jaillard *et al.*, 1997].

Le volcanisme paléocène(?)-éocène de l'unité Tandapí diffère de celui de l'unité Toachi car : (i) les laves sont calco-alcalines et leurs compositions plus diversifiées (basaltes aux andésites), (ii) elles renferment des minéraux hydroxylés (amphibole et mica noir), (iii) leurs teneurs en Th et Pb sont élevées, et (iv) la participation des sédiments pélagiques dans leur genèse est plus importante.

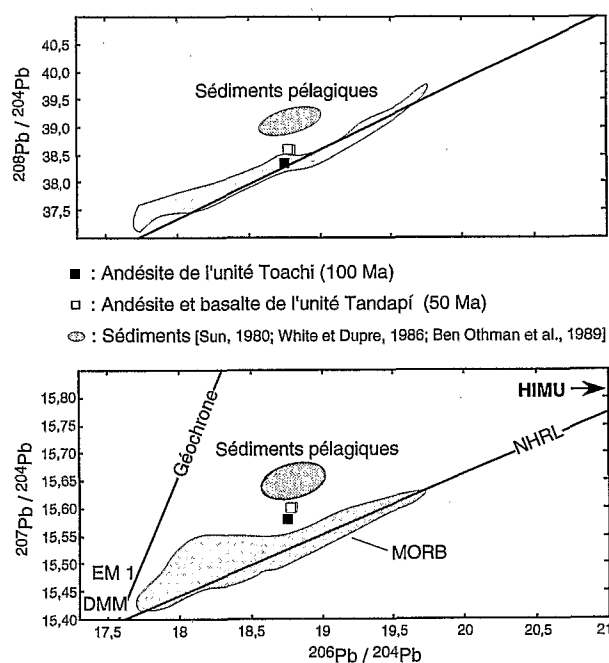


FIG. 8. – Diagrammes de corrélation $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de quelques laves des unités Toachi et Tandapí. La « Northern Hemisphere Reference Line » (NHRL) et les différents réservoirs sont reportés d'après Zindler et Hart [1986].

FIG. 8. – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams of some lavas from the Toachi and Tandapí units. The « Northern Hemisphere Reference Line » (NHRL) and the field of some reservoirs are reported after Zindler and Hart [1986]. DMM = depleted mantle, EM1 = enriched mantle 1, EM2 = enriched mantle 2, HIMU = high $^{238}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Les laves calco-alcalines de l'unité Tandapí (et de l'andésite 45-4-96), comparées aux tholéiites d'arc, sont enrichies en Th et Pb. De plus, on n'observe aucune corrélation entre les valeurs de l' ϵ_{Nd} et les teneurs en Pb et Th des laves de Tandapí. Ceci suggère que cet enrichissement en Pb et Th des laves de Tandapí serait plutôt lié à des processus d'assimilation de la croûte continentale lors de la remontée des magmas calco-alcalins plutôt qu'à des contaminations au niveau de la source mantellique.

L'arc volcanique de l'unité Tandapí, d'âge paléocène supérieur(?) - éocène inférieur, appartient donc déjà au magmatisme de marge continentale active qui débute à cette époque et perdure encore actuellement. L'unité Tandapí pourrait être équivalente *p.p.* à la formation Sacapalca [Reynaud *et al.*, 1996], d'âge crétacé terminal à éocène inférieur [Jaillard *et al.*, 1996; Hungerbühler, 1997].

CONSEQUENCES TECTONIQUES ET GÉODYNAMIQUES

L'unité Tandapí est discordante sur les unités océaniques de la Cordillère occidentale et/ou sur les turbidites riches en quartz de la formation Yunguilla (fig. 9). La nature d'arc volcanique installé sur la croûte continentale de l'unité Tandapí indique qu'elle est postérieure à la collision des unités océaniques de la Cordillère occidentale avec la marge continentale. L'unité Tandapí étant datée de l'Éocène inférieur [Wallrabe-Adams, 1990] et surmontée par des sédiments éocène moyen [Henderson, 1981; Bourgois *et al.*, 1990], l'accrétion a eu lieu avant l'Éocène inférieur. Or sur la côte équatorienne, l'activité de l'arc insulaire San Lorenzo cesse au Paléocène [Jaillard *et al.*, 1997], alors que commence à

fonctionner l'arc calco-alcalin représenté par l'unité Tandapí (fig. 9). Ce « saut » d'arc témoigne très probablement d'une accrétion qui intervient donc au Paléocène.

L'épisode de collision Paléocène supérieur ($\approx 59-56$ Ma) reconnu dans la région de Guayaquil [Jaillard *et al.*, 1997] impliquerait donc l'ensemble des terrains océaniques de l'Ouest équatorien. En effet, les séries sédimentaires éocènes, qui surmontent ces terrains et scellent l'événement, sont partout riches en quartz détritique, et sont grossièrement synchrones et comparables entre elles [Van Thournout *et al.*, 1992; Jaillard *et al.*, 1997] (fig. 9). Cette phase d'accrétion pourrait être également à l'origine de l'événement thermique mis en évidence dans la Cordillère orientale d'Équateur vers 70-50 Ma [Aspden *et al.*, 1992; Litherland *et al.*, 1994].

Néanmoins, un autre épisode d'accrétion a très probablement eu lieu antérieurement. En effet, les unités océaniques de la Cordillère occidentale, en partie d'âge coniacien, sont surmontées en discordance par les turbidites riches en quartz de la formation Yunguilla datée du Maastrichtien [Faucher et Savoyat, 1973; Bristow et Hoffstetter, 1977] (fig. 9). L'arrivée de ce quartz détritique dans un domaine océanique qui en était jusqu'alors dépourvu indique que ce dernier est entré en contact (accrétion) avec la marge continentale avant le Maastrichtien. Vers cette même époque, la côte équatorienne est marquée par la fin de l'activité de l'arc insulaire alimentant le dépôt de la formation Cayo d'âge turonien-santonien, et le début du fonctionnement de l'arc insulaire San Lorenzo d'âge campano-maastrichtien [Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1997]. Ce « saut » d'arc (fig. 9) indique un profond changement de la géométrie de la zone de subduction, très probablement lié à un événement tectonique majeur. Enfin, d'après Aspden *et al.* [1992] et Litherland *et al.* [1994], la Cordillère orientale d'Équateur enregistre un important événement thermique vers 85-80 Ma (Santonien-Campanien inférieur).

Cet épisode d'accrétion est probablement d'âge Santonien supérieur à Campanien inférieur. En effet, la base de la formation Yunguilla est localement constituée de calcaires transgressifs (calcaires San Juan) datés du Campano-Maastrichtien [Kehrer et Kehrer, 1969; Bristow et Hoffstetter, 1977]. Par ailleurs, dans le sud-Ouest de l'Équateur, la déformation du « bassin de Celica » liée à la collision du bloc continental Amotape-Tahuin se produit après le Coniacien et avant une transgression datée localement du Campanien inférieur [Jaillard *et al.*, 1996; Bengtson et Jaillard, 1997]. Cependant, tous les terrains océaniques de l'actuel Occident équatorien n'ont pas été impliqués dans cette accrétion crétacée, puisque les dépôts du Maastrichtien-Paléocène des régions de Guayaquil (Fm Guayaquil) et Manabí (Fm San Lorenzo) par exemple, sont dépourvus de quartz détritique [Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1997] (fig. 9).

CONCLUSIONS

La Cordillère occidentale du Nord de l'Équateur inclut trois ensembles magmatiques reflétant des environnements géodynamiques différents, qui semblent se succéder dans le temps.

Les écaillles basiques et ultrabasiques de San Juan, coincées dans la suture, forment le substratum de la Cordillère occidentale. La composition géochimique et isotopique de quelques faciès plutoniques de ces écaillles indique que ces roches dérivent, tout comme les basaltes et dolérites du sous-bassement de la côte équatorienne (Fm Piñón), d'une source mantellique de type OIB. Ces écaillles basiques et ultrabasiques représentent, avec la formation Piñón, les témoins

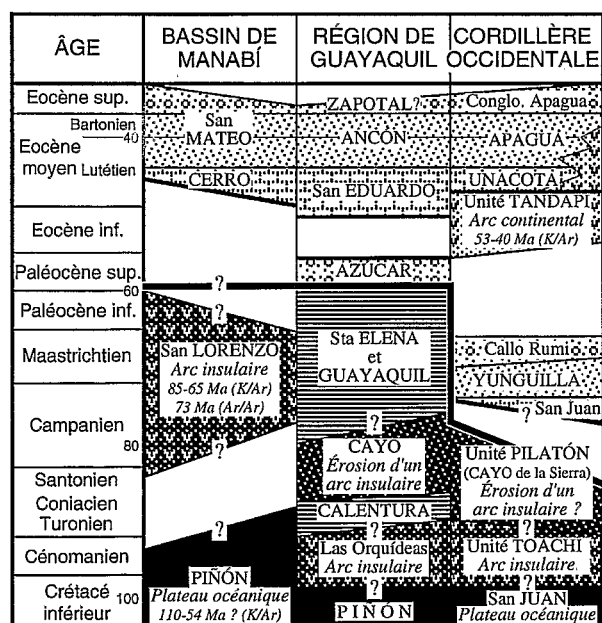


FIG. 9. – Charte chrono-stratigraphique des unités lithologiques de la côte et de la Cordillère occidentale d'Équateur, et interprétations tectoniques. Les unités océaniques (figurés sombres) sont séparées des unités riches en quartz détritique (figurés clairs) par une ligne noire matérialisant les périodes d'accrétion.

FIG. 9. – Chrono-stratigraphic chart of lithologic units of the coast and western Cordillera of Ecuador. Oceanic units (dark patterns) are separated from detrital quartz-rich units (light patterns) by a bold line which materializes accretion periods.

de la croûte d'un plateau océanique, confirmant partiellement les idées de Juteau *et al.* [1977], Lebrat *et al.* [1987] et Desmet [1994] (fig. 9). L'âge de ce plateau serait crétacé inférieur ou plus ancien.

Les tholéïtes de l'unité Toachi présentent les caractères pétrographiques et géochimiques d'un arc insulaire intra-océanique, confirmant ainsi les résultats des études antérieures [Kehrer et Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Lebrat, 1985; Lebrat *et al.*, 1987; Wallrabbe-Adams, 1990] (R. Hughes et J. Aspdén (BGS), comm. pers.). L'unité Toachi serait donc équivalente au membre Las Orquídeas de la côte équatorienne [Reynaud *et al.*, 1996].

L'unité Tandapí représente les produits calco-alcalins d'un arc volcanique installé sur une croûte continentale. Cette interprétation est en accord avec celles de Kehrer et Van der Kaaden [1979] et Egüez [1986], et confirme partiellement celle de Lebrat [1985] et Lebrat *et al.* [1987]. En revanche, elle infirme celle de Wallrabbe-Adams [1990] qui y voyait un arc intra-océanique (Fm Silante). Les données disponibles indiquent un âge paléocène terminal(?) - éocène inférieur (≈ 53 -45 Ma), pouvant atteindre localement l'Éocène moyen (≈ 40 Ma, Egüez, 1986; Van Thournout *et al.*, 1990).

Concernant l'histoire tectonique de la Cordillère occidentale, deux épisodes d'accrétions de terrains océaniques semblent devoir être distingués.

Dans un premier temps, l'arrivée de quartz détritique au Maastrichtien sur les séries océaniques de la Cordillère occidentale [Faucher et Savoyat, 1973; Kehrer et Van der Kaaden, 1979], le « saut » d'arc insulaire observé sur la côte équatorienne entre le Santonien supérieur et le Campanien supérieur [Jaillard *et al.*, 1997], l'événement thermique dans la Cordillère orientale entre 85 et 80 Ma [Aspdén *et*

al., 1992; Litherland *et al.*, 1994] et la discordance du Campanien inférieur dans le Sud-Ouest de l'Équateur [Jaillard *et al.*, 1996; 1998] sont interprétés comme les manifestations d'un premier épisode d'accrétion de terrains océaniques au Santonien supérieur et/ou Campanien inférieur (≈ 85 -80 Ma) (fig. 9).

La nature d'arc volcanique installé sur croûte continentale de l'unité Tandapí montre que la mise en place de cette dernière est postérieure à la collision des unités océaniques de la Cordillère occidentale avec la paléo-marge continentale. Or, cet arc d'âge éocène inférieur prend le relais de l'arc insulaire San Lorenzo (Campanien supérieur-Paléocène *p.p.*) de la côte équatorienne, témoignant d'un nouveau « saut d'arc ». L'accrétion définitive des terrains océaniques a donc eu lieu au Paléocène, et correspondrait à la collision reconnue et datée du Paléocène supérieur (≈ 59 -56 Ma) dans la région de Guayaquil [Jaillard *et al.*, 1997] (fig. 9).

L'accrétion des terrains océaniques de la côte et de la Cordillère occidentale d'Équateur se serait donc produite en deux étapes, au Santonien supérieur-Campanien inférieur, puis au Paléocène supérieur. Contrairement aux hypothèses proposées antérieurement [Feininger et Bristow, 1980; Bourgois *et al.*, 1990], la phase de déformation datée de l'Éocène supérieur, bien qu'importante, ne fait que reprendre et déformer les sutures antérieures.

Remerciements. – Cette étude a été menée en collaboration entre l'ORSTOM et l'UPRES A-CNRS 5025. Nos remerciements vont à F. Keller (Institut Dolomieu, Grenoble) pour les analyses d'éléments traces, et à F. Bussy et J. Hernandez (Institut de Minéralogie et Pétrographie, Lausanne) pour les analyses de microsonde. La présente version de ce travail a bénéficié des critiques et suggestions constructives de J. Hernandez, H. Martin et R. Maury.

Références

- ASPDEN J.A., HARRISON S.H. & RUNDLE C.C. (1992). – New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. – *J. South Amer. Earth Sci.*, **6**, 77-96.
- AUBOUIN J. (1973). – Présentation de la Cordillère des Andes. – *Rev. Géol. phys. Géol. dyn.*, (2), **15**, 5-10.
- BALDOCK J.W. (1982). – Geología del Ecuador. – Boletín de Explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador. Dirección General de Geología y Minas, Quito, 70 p.
- BARRAT J.-A., KELLER F., AMOSSÉ J., TAYLOR R.N., NESBITT R.W.A. & HIRATA T. (1996). – Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. – *Geostand. Newslett.*, **20**, 133-139.
- BENGTSON P. & JAILLARD E. (1997). – Stratigraphic revision of the Upper Cretaceous of the Peruvian-Ecuadorian border region: preliminary data and tectonic consequences. – *Gaea heidelberg.*, **4**, 71-72.
- BEN OTHMAN D., WHITE W.M. & PATCHETT J. (1994). – The geochemistry of marine sediments, island arc, magma genesis, and crust-mantle recycling. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 1-21.
- BENÍTEZ S. (1995). – Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur – Tertiaire. – *Géol. Alp.*, **71**, 3-163.
- BOURGOIS J., EGÜEZ A., BUTTERLIN J. & DE WEVER P. (1990). – Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Équateur: la découverte de la formation éocène d'Apagua. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), **311**, 173-180.
- BIRCK J.L. & ALLÈGRE C.J. (1978). – Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr method. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 37-51.
- BRISTOW C.R. (1979). – Discussion about "Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador" by HENDERSON W.G. – *J. Geol. Soc. London*, **136**, 376-377.
- BRISTOW C.R. & HOFFSTETTER R. (1977). – Ecuador. – Lexique Stratigraphique International, V, 5a2, 410 p. – CNRS ed., Paris.
- CABANIS B. & LECOLLE M. (1989). – Le diagramme La/10, Y/15, Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélanges et/ou de contamination crustale. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, 2023-2029.
- DALY M.C. (1989). – Correlations between Nazca/Farallón plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. – *Tectonics*, **8**, 769-790.
- DESMET A. (1994). – Ophiolites et séries basaltiques crétacées des régions caraïbes et norandines: bassins marginaux, dorsales ou plateaux océaniques? – Thèse Doct. Sci., Univ. Nancy 1, 589 pp.
- EGÜEZ A. (1986). – Evolution cénozoïque de la Cordillère occidentale septentrionale d'Équateur ($0^{\circ}15'S$ - $1^{\circ}10'S$): les minéralisations associées. – Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 116 p., inédite.
- FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1973). – Esquisse géologique des Andes de l'Équateur. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), **15**, 115-142.
- FEININGER T. & BRISTOW C.R. (1980). – Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. – *Geol. Rundsch.*, **69**, 849-874.
- GANSSEER A. (1973). – Facts and theories on the Andes. – *J. geol. Soc. London*, **129**, 93-131.
- GOOSSENS P.J. & ROSE W.I. (1973). – Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 1043-1052.
- HENDERSON W.G. (1979). – Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. – *J. Geol. Soc. London*, **136**, 367-378.
- HENDERSON W.G. (1981). – The volcanic Macuchi Formation, Andes of northern Ecuador. – *Newslett. Stratigr.*, **9**, 157-168.

- HOFMANN A.W. (1997). – Mantle geochemistry : the message from oceanic volcanism. – *Nature*, 385, 219-229.
- HUNGERBÜHLER D. (1997). – Neogene basins in the Andes of southern Ecuador : evolution, deformation and regional tectonic implications. – Thèse PhD, ETH Zürich, 12371, 182 p., 1 carte h.t.
- JAILLARD É., BENÍTEZ S. & MASCLE G.H. (1997). – Les déformations de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, 3, 403-412.
- JAILLARD É., LAUBACHER G., BENGTON P., DHONDT A. & BULOT L. (1998). – Stratigraphy and evolution of the forearc « Celica Basin », SW Ecuador. – *J. South Amer. Earth Sci.* (sous presse).
- JAILLARD É., ORDOÑEZ M., BERRONES G., BENGTON P., BONHOMME M., JIMÉNEZ N. & ZAMBRANO I. (1996). – Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during late Cretaceous and early Tertiary times. – *J. South Amer. Earth Sci.*, 9, 131-140.
- JUTEAU T., MÉGARD F., RAHARISON L. & WHITECHURCH H. (1977). – Les assemblages ophiolitiques de l'Occident équatorien : nature pétrographique et position structurale. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 1127-1132.
- KEHRER W. & KEHRER P. (1969). – Die oberkretazische San Juan Formation der Westkordillere Ecuadors. – *Neue Jahrb. Geol. Paläont., Abh.*, 133, 1-22, Stuttgart.
- KEHRER W. & Van der KAADEN G. (1979). – Notes on the geology of Ecuador with special reference to the western Cordillera. – *Geol. Jahrbuch*, 35, 5-57, Hannover.
- LAPIERRE H., DUPUIS V., BOSCH D., POLVÉ M., MAURY R.C., HERNANDEZ J., MONIÉ P., YEGHICHEYAN D., JAILLARD É., TARDY M., MERCIER DE LÉPINAY B., DESMET A., KELLER F. & SÉNEBIER F. (1998). – Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous Oceanic Plateau Province. – *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- LEAKE B.E., WOOLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., KATO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J., MARESH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.J.W. & YOUZHI G. (1997). – Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623-651.
- LEBRAT M. (1985). – Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident équatorien : implications géodynamiques. – Thèse 3^e cycle univ. Montpellier. – Doc. Trav. CGGM, 6, 118 p.
- LEBRAT M., MÉGARD F., JUTEAU T. & CALLE J. (1985). – Pre-orogenic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. – *Geol. Rundsch.*, 74, 343-351.
- LEBRAT M., MÉGARD F., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). – Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 569-578.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M. (1982). – Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series. – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A. & JEMIELITA R.A. (1994). – The metamorphic belts of Ecuador. – *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 11, 147 pp., 2 cartes h.t.
- MANHES G., ALLÈGRE C.J., DUPRÉ B. & HAMELIN B. (1980). – Lead isotope study of basic and ultrabasic layered complex : speculations about the ages of the earth and primitive mantle characteristics. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 370-382.
- MORIMOTO M., FABRIES J., FERGUSON A.K., GINZBURG I.V., ROSS M., SEIFERT F.A. & ZUSSMAN J. (1988). – Nomenclature of clinopyroxene. – *Miner. Mag.*, 52, 535-550.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M. & CARRON J.P. (1985). – Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, (II), 813-818.
- PEARCE J.A. (1983). – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In : C.J. HAWKESWORTH & J. NORRY Eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230-249.
- REYNAUD C., LAPIERRE H., JAILLARD É., BENÍTEZ S., BERRONES G. & MASCLE G. (1996). – Mineralogical and geochemical characterization of middle Cretaceous to Paleocene oceanic and continental volcanic rocks from southwestern Ecuador. – 3^e Int. Symp. And. Geodyn.-ISAG Saint-Malo, 633-636. – ORSTOM ed., sér. Colloques et Séminaires.
- RICHARD P., SHIMIZU N. & ALLÈGRE C.J. (1976). – ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd a natural tracer. An application to oceanic basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 269-278.
- ROPERCH P., MÉGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T. & NOBLET C. (1987). – Rotated oceanic blocks in western Ecuador. – *Geophys. Res. Lett.*, 14, 558-561.
- SNMG (Servicio Nacional de Geología y Minería) (1969). – Mapa geológico de la República del Ecuador (1/1 000 000). – Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito.
- SUN S.S. & Mac DONOUGH W.F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implication for mantle composition and processes. In : *Magmatism in the ocean basin*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 42, 313-345.
- VALLADON M., POLVÉ M. & DUPRÉ B. (1998). – ICP-MS chemical analysis of geological samples. A new method for interferences and shift corrections. – *Geostand. Newsl.* (sous presse).
- VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. & QUEVEDO L. (1992). – Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. – *Tectonophysics*, 205, 205-221.
- VAN THOURNOUT F., QUEVEDO L., PASTEELS P. & BOVEN A. (1990). – Radiometric ages of igneous rocks from northwestern Ecuador. – *Bull. Soc. Belge Géologie*, 99, 71-77.
- WALLRABE-ADAMS H.-J. (1990). – Petrology and geotectonic development of the western Ecuadorian Andes : the basic igneous complex. – *Tectonophysics*, 185, 163-182.
- ZINDLER A. & HART S. (1986). – Chemical geodynamics. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.

