HAL
open science

Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorien : implications géodynamiques

Michel Lebrat

▶ **To cite this version:**

Michel Lebrat. Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorien : implications géodynamiques. Géochimie. Université des sciences et Techniques du Languedoc, 1985. Français. NNT : . tel-00833369

HAL Id: tel-00833369

https://theses.hal.science/tel-00833369

Submitted on 12 Jun 2013

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

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

ISSN 0755 - 267 X

Michel LEBRAT

Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident Equatorien: implications géodynamiques.

1985 - n° 6

DOCUMENTS ET TRAVAUX DU

Centre Géologique et Géophysique de Montpellier

DOCUMENTS ET TRAVAUX

CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DE MONTPELLIER

N°6

CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DU VOLCANISME ANTE-OROGENIQUE DE L'OCCIDENT EQUATORIEN : IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES.

par

Michel LEBRAT

CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE
Université des Sciences et Techniques du Languedoc
34060 - Montpellier Cedex - France

- juin 1985 -

Ce mémoire a fait l'objet d'une thèse de 3e cycle, soutenue le 8 mars 1985 à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc à Montpellier, devant la Commission d'examen composée de Messieurs J.R. Lancelot, C. Dupuy, F. Mégard, L. Aguirré, G. Laubacher et M. Girod.

Cet ouvrage est disponible au Laboratoire de Géophysique
Université des Sciences
et Techniques du Languedoc
2, Place Eugène Bataillon
34060 MONTPELLIER CEDEX
FRANCE

A Danièle,

et à mes parents.

AVANT PROPOS

Cette thèse fait suite aux études menées en Equateur dans le cadre des accords de coopération scientifique conclus entre l'ESPOL (Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil, Equateur) et l'ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Paris, France). Ces deux organismes ont financé les travaux de terrain effectués entre mars 1982 et mars 1983.

Pour la reconnaissance et l'échantillonnage des formations étudiées, j'ai largement bénificié de l'expérience et des conseils de **F. Mégard** avec qui j'ai eu en outre le plaisir de parcourir une partie des pistes équatoriennes. Il est en grande partie l'instigateur de ce travail et ne m'a jamais ménagé son temps pour discuter des problèmes de la géologie de l'Equateur et de la chaîne andine.

Les analyses chimiques, financées par l'ORSTOM et le Centre Géologique et Géophysique, ont été effectuées dans le laboratoire de géochimie des éléments en trace du CGG. **C. Dupuy**, qui a dirigé cette partie de mes recherches, m'a grandement aidé au niveau de l'interprétation des données et de la rédaction du manuscrit.

G. Laubacher m'a constamment apporté son soutien tant en Amérique du sud qu'en France et la confiance qu'il m'a accordée m'a permis de préparer ce travail dans de meilleures conditions.

Le professeur **J.R. Lancelot** a accepté de donner son avis de géochimiste sur cette thèse et d'assurer la présidence du jury.

Le professeur **L. Aguirre** m'a fait bénéficier de ses connaissances sur les minéraux d'altération des séries volcaniques et j'ai eu avec lui d'enrichissantes discussions sur la géologie des Andes septentrionales.

Bien que peu familiarisé aux problèmes de la géologie de la chaîne des Andes le professeur **M. Girod** a accepté de juger ce travail.

Que ces six chercheurs, qui composent le jury de cette thèse, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin et à des titres divers, ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

S O M M A I R E

RESUME VII

ABSTRACT IX

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1: LES LAVES ANTE-OROGENIQUES DE LA COTE EQUATORIENNE: LA FORMATION PINON (s.l.) 11

I CONSIDERATIONS PRELIMINAIRES 13

II CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE 13

III ETUDE PETROGRAPHIQUE 16

III - 1 LA FORMATION PINON (s.s.) 16

III - 2 LA FORMATION SAN LORENZO 17

III - 3 CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE 17

IV ETUDE GEOCHIMIQUE 18

IV - 1 TECHNIQUES ANALYTIQUES 18

IV - 2 INFLUENCE DES PROCESSUS D'ALTERATION L'EXEMPLE DE LA FORMATION PINON 18

IV - 3 LA FORMATION PINON (s.s.) 19

IV - 3 - 1 PRESENTATION DES DONNEES 21

IV - 3 - 2 CONSIDERATIONS PETROGENETIQUES 24

IV - 3 - 3 RESUME DES CARACTERES PRINCIPAUX DU PINON 28

IV - 4 LA FORMATION SAN LORENZO 28

IV - 4 - 1 PRESENTATION DES DONNEES 28

IV - 4 - 2 CARACTERISATION GEOCHIMIQUE 31

V DISCUSSION 35

VI CONCLUSION 36

CHAPITRE 2: LES FORMATIONS VOLCANIQUES MESOZOIQUES DE LA PARTIE MERIDIONALE DES ANDES DE L'EQUATEUR: LA FORMATION CELICA 37

I CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE 39

II DONNEES PETROGRAPHIQUES 41

III ETUDE GEOCHIMIQUE 42

III - 1 LES ELEMENTS MAJEURS 42

III - 2 LES ELEMENTS EN TRACE 45

IV DISCUSSION 48

V CONCLUSION 49

CHAPITRE 3: LES SERIES VOLCANIQUES ANTE-OROGENIQUES DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE DE L'EQUATEUR: LA FORMATION MACUCHI 51

I INTRODUCTION 53

II CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE 53

III DONNEES PETROGRAPHIQUES 58

IV ETUDE GEOCHIMIQUE 60

IV - 1 LES ECHANTILLONS DU PREMIER GROUPE 61

IV - 2 LES ECHANTILLONS DU DEUXIEME GROUPE 67

IV - 2 - 1 LE PREMIER SOUS-GROUPE: LES TEMOINS D'UN ARC INTRA-OCEANIQUE 68

IV - 2 - 2 LE DEUXIEME SOUS-GROUPE: LES TEMOINS DE L'EXTENSION VERS L'OUEST DE L'ARC CELICA 74

V DISCUSSION 76

VI CONCLUSION 77

CHAPITRE 4: CONSEQUENCES STRUCTURALES ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES 79

I INTRODUCTION 81

II SUTURE ENTRE LE DOMAINE CONTINENTAL ET LES BLOCS ALLOCHTONES 82

II - 1 LES DONNEES DE TERRAIN 82

II - 2 L'APPORT DE LA GEOCHIMIE 83

II - 3 UTILISATION DES DONNEES DE LA CARTE GRAVIMETRIQUE 84

III SYNTHESE DES DONNEES GEOLOGIQUES 86

III - 1 L'INITIATION DU PHENOMENE D'ACCRETION 86

III - 2 LES RELATIONS ENTRE LES TERRAINS ALLOCHTONES 87

III - 3 L'ENSEMBLE PIÑON-CAYO: FORE-ARC OU BACK-ARC? 89

III - 4 ORIGINE DES BLOCS CHEVAUCHANT L'ARC MACUCHI 91

IV MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE 92

IV - 1 115-95 Ma: DEBUT DE L'ACTIVITE DE L'ARC CELICA ET FORMATION DE LA CROUTE OCEANIQUE PIÑON 93

IV - 2 LA FORMATION DE L'ARC MACUCHI 94

IV - 3 LA COLLISION DE L'ARC MACUCHI 95

IV - 4 DOMAINE DE VALIDITE DU MODELE 99

V CONCLUSION 101

CONCLUSIONS GENERALES 103

BIBLIOGRAPHIE 109

RESUME

L'étude géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Equateur permet de mettre en évidence plusieurs unités magmatiques.

La distinction de ces différentes formations conduit à la mise en évidence d'une zone de suture qui sépare le continent sur lequel s'est développée une série andésitique, de terrains allochtones constitués par un arc insulaire développé sur une croûte océanique.

Les possibilités d'étendre le modèle d'accrétion des unités allochtones, proposé pour l'Equateur, à l'ensemble des Andes septentrionales sont également discutées.

MOTS-CLES: Géochimie, Eléments en traces, Amérique du sud, Andes, Equateur, Terrains allochtones, Accrétion, Subduction, Volcanisme anté-orogénique

ABSTRACT

The geochemical study of the pre-orogenic volcanism of Ecuador allows to distinguish several magmatic units.

The distinction of these different formations shows that a suture-zone separate the continent where was developed an andesitic suite, from allochtonous terranes composed of an oceanic island-arc emplaced on an oceanic crust.

The possibilities of extension of this accretion-model of the allochtonous units, proposed in Ecuador, to the whole septentrional Andes are also discussed.

KEY-WORDS: Geochemistry, Trace elements, South America, Andes, Ecuador, Allochtonous terranes, Accretion, Subduction, Pre-orogenic volcanism

INTRODUCTION

INTRODUCTION

La façade pacifique du continent sud-américain est dominée par la chaîne des Andes qui s'étend sur près de 8000 Km depuis les Caraïbes jusqu'à la Terre de Feu et dont la largeur atteint localement 600 Km. C'est une chaîne jeune qui s'est édifiée entre le Crétacé supérieur et l'époque actuelle à partir d'un matériel sédimentaire accumulé dans des bassins fonctionnant depuis le Trias.

Ce système montagneux comprend des segments de nature différente, héritages de son histoire mésozoïque (figure 0-1).

Les segments liminaires ou andins sensu stricto sont construits exclusivement sur la bordure sialique du continent et rien n'y est océanique. Ils sont développés au Pérou, en Bolivie, au Chili et en Argentine jusque vers 45° de latitude sud.

Dans les autres segments des éléments de nature océanique sont impliqués de diverses manières dans l'orogenèse andine. Dans les Andes septentrionales, en Colombie et en Equateur, des panneaux allochtones à substratum océanique se sont collés au continent alors qu'à l'extrême sud de la chaîne, dans les Andes de Magellan, des bassins d'abord intracontinentaux se sont ouverts jusqu'à devenir franchement océaniques avant de se refermer.

Les évolutions de ces divers segments, qui ont donc été fondamentalement différentes, s'achèvent, selon les endroits, au Crétacé ou au début du Tertiaire. Leur histoire ultérieure a des caractéristiques communes et est en relation directe avec la subduction du plancher océanique du Pacifique sud-est sous la plaque sud-américaine.

La subduction de la lithosphère pacifique s'accompagne d'une importante activité volcanique et plutonique qui est l'un des traits caractéristiques de la chaîne andine. Ce magmatisme est connu depuis le Jurassique inférieur et son activité a été intermittente depuis lors avec des maximas dont l'âge varie selon les secteurs.

Le volcanisme récent représenté par plusieurs centaines de volcans a été largement étudié (e.g. Thorpe & al., 1982). Il est principalement développé dans trois secteurs.

- Au nord, en Colombie et en Equateur entre 5°N et 3°S.
- Dans les Andes centrales du Pérou, de la Bolivie et du nord du Chili entre 16°S et 28°S.
- Dans le sud du Chili entre 31°S et 52°S.

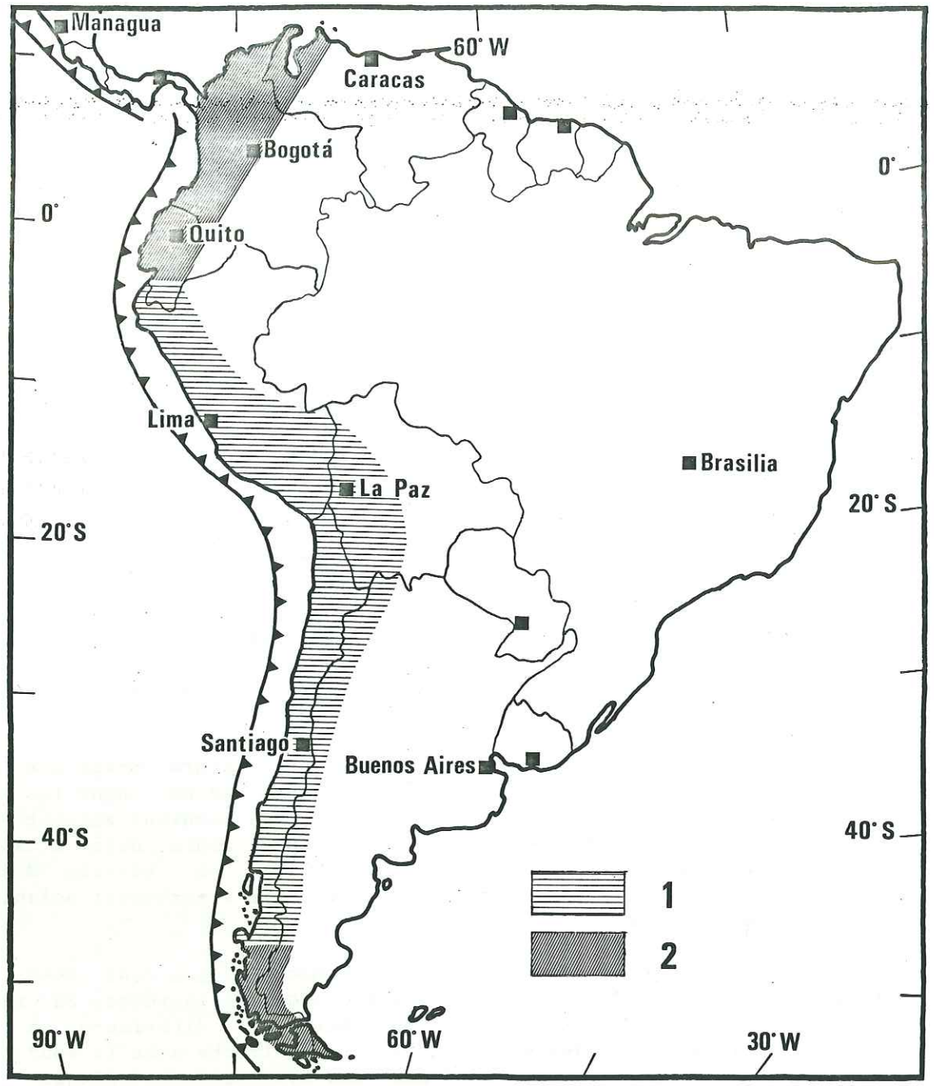


Figure 0-1: Les différents segments de la chaîne des Andes.
1 : Andes liminaires
2 : Andes à ophiolites

Le volcanisme récent est essentiellement de nature calco-alcaline et se caractérise par un fort enrichissement en éléments incompatibles généralement interprété comme le résultat d'une contamination crustale (e.g. Lefèvre, 1973 ; Dostal & al., 1977 ; Briqueu & Lancelot, 1979 ; Déruelle, 1982). Il montre des variations en fonction de la distance à la fosse et en particulier une augmentation des concentrations en K et Rb qui se traduit, localement, par l'apparition de shoshonites dans les parties orientales de la chaîne. Des volcans alcalins sont également

connus en quelques endroits à l'est de la chaîne andine (e.g. Colony & Sinclair, 1928 ; Thorpe & Francis, 1979 ; Lopez-Escobar & al., 1976). Des variations apparaissent également au long de la chaîne. Ainsi entre 16°S et 28°S les laves sont en majorité andésitiques et dacitiques et sont associées à d'importantes formations ignimbritiques (e.g. Lefèvre, 1973 ; Francis & al., 1974 ; Dostal & al., 1977). Entre 5°N et 2°S (Colombie-Equateur) par contre les andésites basiques dominent, les andésites et les formations ignimbritiques étant plus rares (e.g. Pichler & al., 1976). Dans les Andes méridionales du sud du Chili entre 31°S et 52°S les laves sont encore plus basiques et les basaltes hyper-alumineux sont largement répandus (e.g. Lopez-Escobar & al., 1977).

Le magmatisme plus ancien, et en particulier mésozoïque, est globalement moins bien connu car, moins bien exposé et beaucoup plus altéré, il n'a fait l'objet que d'un petit nombre d'études. Sa connaissance est cependant fondamentale pour comprendre la dynamique des Andes au cours de l'ère secondaire, et ce principalement au niveau des Andes septentrionales. Dans ces secteurs la présence de blocs allochtones de nature océanique, occupant les parties occidentales de la chaîne, montre que l'histoire anté-orogénique y a été sensiblement différente du schéma "andin" classique où les évènements magmatiques et tectoniques essentiels restent dans les limites du continent.

Les formations volcaniques pré-orogéniques d'âge crétacé à éocène affleurent largement sur le territoire équatorien qui est divisé en trois grandes provinces physiographiques sub-méridiennes (figure 0-2):

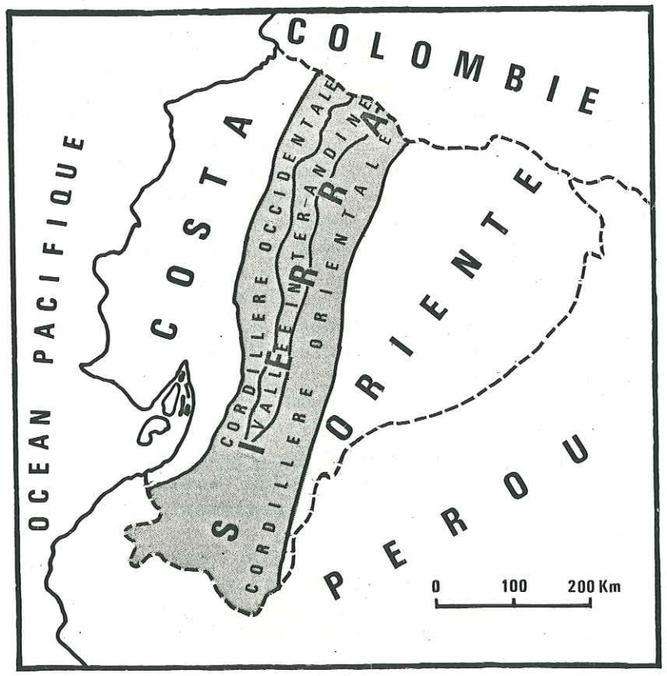


Figure 0-2: Les différentes provinces physiographiques de l'Equateur.

- A l'ouest, le long de la façade pacifique, s'étend la zone côtière ou costa. Sa largeur varie de 100 Km au nord, 180 Km entre 1 et 2°S, et 20 à 40 Km au sud. Les reliefs, très modérés, sont localisés sur la bordure du Pacifique et à l'ouest de Guayaquil ; ils ne dépassent pas 600 à 800 mètres.

- La région centrale du pays ou sierra constitue une impressionnante barrière montagneuse de 100 à 120 Km de large, la cordillère des Andes. Dans sa partie nord, de la frontière colombienne jusque vers 2°S, le paysage est dominé par deux cordillères parallèles de direction N-S, d'altitudes moyennes comprises entre 4000 et 4500 mètres, séparées par la dépression inter-andine dont l'altitude varie de 1600 à 3000 mètres. Ces deux cordillères sont couronnées par deux lignes parallèles de grands volcans andésitiques dont certains sont en activité. Dans la partie méridionale du pays les édifices volcaniques récents disparaissent ; les cordillères orientale et occidentale sont mal individualisées et ne délimitent plus de dépression interandine. Dans l'extrême sud du pays on assiste à une diminution générale des altitudes qui atteignent seulement 2500 à 3000 mètres.

- A l'est la région amazonique ou oriente représente plus de la moitié de la superficie de l'Equateur et constitue la terminaison occidentale du haut bassin de l'Amazone. Les altitudes moyennes sont comprises entre 250 et 300 mètres.

Ce fut Wolf qui, en 1892, découvrit le volcanisme anté-orogénique dans la cordillère occidentale qu'il dénomma "Porphyrit Grunstein". Ce volcanisme fut mis en évidence sur la côte dans les années 40 et baptisé par Tschopp (1948) "formation Piñon". En 1950 Sauer rattacha, sous le nom de "formation diabasique", les roches volcaniques anté-orogéniques du sud du pays à celles de la cordillère occidentale. Goossens en 1968 regroupa sous le vocable de "Basic Igneous Complex" (BIC) la formation Pinon de la zone côtière et la formation diabasique de la cordillère. Actuellement on distingue (Bristow & Hoffstetter, 1977 ; Direccion General de Geologia y Minas, 1982)(figure 0-3):

- 1) La formation Piñon développée sur la côte équatorienne, formée de laves basaltiques associées localement à des roches grenues basiques à ultrabasiques.

- 2) La formation Macuchi qui affleure largement dans la cordillère occidentale, constituée de laves basaltiques mais aussi andésitiques voire dacitiques, également associées à des roches ultrabasiques et localement à des intercalations sédimentaires.

- 3) La formation Celica qui, dans le sud du pays, est représentée par un volcanisme principalement andésitique et dacitique avec de nombreuses intercalations de tufs.

Ce sont ces dénominations qui seront utilisées tout au long de ce travail.

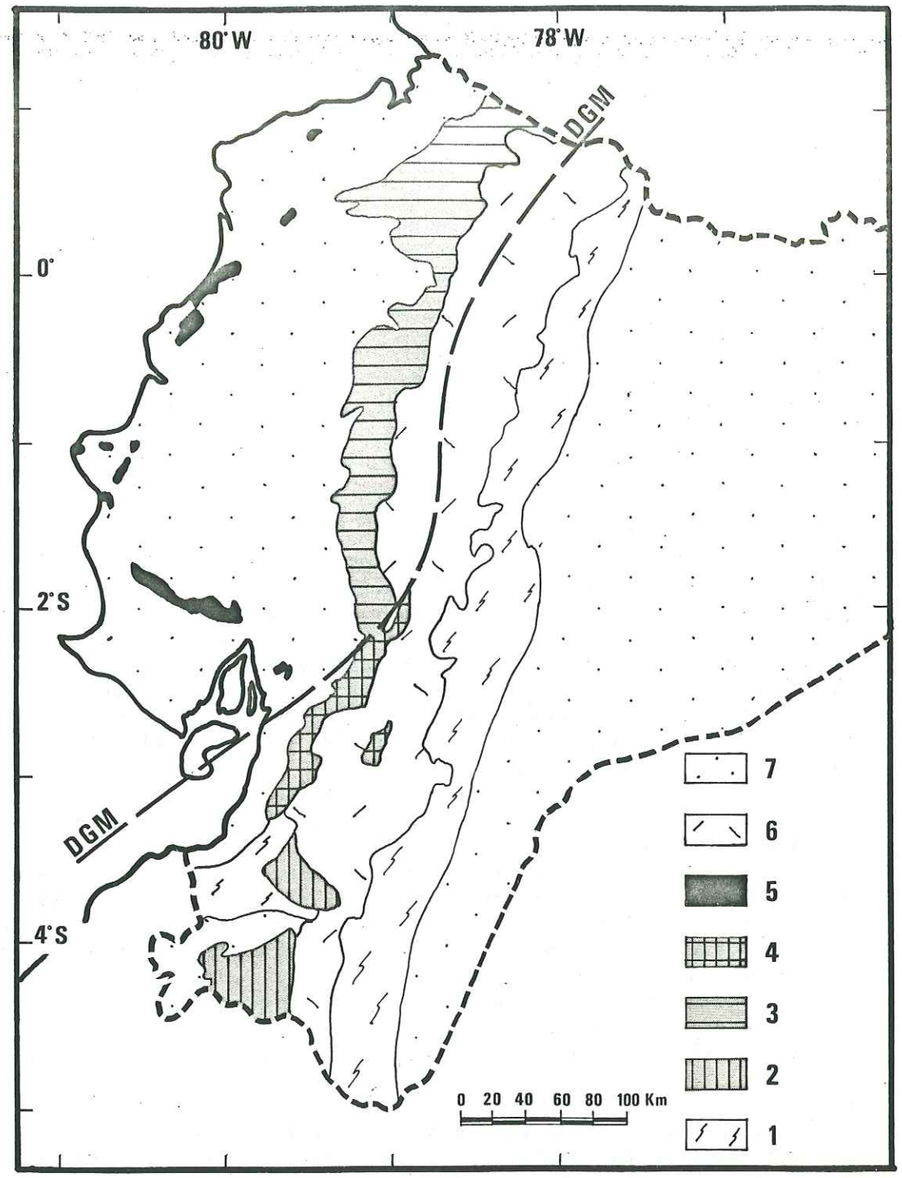


Figure 0-3: Carte géologique simplifiée de l'Equateur mettant l'accent sur les formations volcaniques anté-orogéniques. 1: Substratum métamorphique paléozoïque, 2: Formation CELICA, 3: Formation MACUCHI, 4: Zone controversée (Celica ou Macuchi), 5: Formation PIÑON, 6: Volcanisme tertiaire, 7: Sédiments indifférenciés, DGM: Dolores-Guayaquil Megashear.

En l'état actuel des connaissances c'est la formation Celica, de loin la moins étudiée, qui paradoxalement est la seule à faire l'unanimité quant à sa nature et sa signification géodynamique. Ceci est essentiellement dû à sa position dans la chaîne andine. Elle est, de toutes les formations considérées, celle qui s'étend le plus vers l'est et elle repose localement sur les séries métamorphiques du substratum continental ; de plus les termes basiques y sont extrêmement rares. S'appuyant sur ces données de terrain, les différents auteurs considèrent qu'elle représente un arc volcanique de chimisme calco-alcalin développé sur une marge continentale active ; toutefois sa nature pétrologique et chimique exacte et son extension vers le nord restent encore à déterminer.

Bien qu'ayant fait l'objet d'un nombre d'études beaucoup plus important, la formation Piñon demeure cependant peu connue. Cette méconnaissance se traduit par de grandes divergences entre les différents auteurs quant à l'origine de cette formation. En effet, bien que sa nature tholéiitique soit généralement reconnue, la formation Piñon est pour les uns purement océanique et pour d'autres doit être rattachée à un système d'arc insulaire.

C'est cependant la formation Macuchi qui suscite les interprètations les plus variées, calco-alcaline pour les uns, essentiellement tholéiitique pour d'autres ou encore mixte pour certains. Bien que l'ensemble des auteurs s'accorde pour considérer qu'il s'agit d'un arc insulaire, sa nature exacte reste à préciser. De plus son extension est très controversée dans le sud du pays et ce notamment au sud du système faillé Dolores-Guayaquil (figure 0-3) où les formations volcaniques anté-orogéniques sont tantôt attribuées au Macuchi, tantôt rattachées au Celica.

Dans le but d'essayer de résoudre les problèmes posés par la méconnaissance de la nature précise de ces formations, brièvement exposés ci-dessus, une approche par la chimie et en particulier l'étude de la répartition des éléments en traces nous a paru intéressante afin d'établir ou de préciser leurs caractéristiques. Le but principal de cette étude étant donc en premier lieu la caractérisation géochimique de ces formations qui nous permettra:

- D'identifier les contextes géodynamiques ayant présidé à leurs genèses respectives.
- De préciser l'extension de chacune de ces trois formations.

Ces nouvelles informations, une foi acquises, combinées aux données déjà disponibles et à nos observations de terrain nous permettront de disposer d'un faisceau d'éléments pour résoudre l'un des problèmes fondamentaux de la géologie de l'Equateur qui est celui de la position de la limite entre le domaine à substratum sialique et le domaine à substratum océanique.

L'ensemble de ces données contribuera également à préciser les rapports dans l'espace et dans le temps entre ces différentes formations. La connaissance de ces relations est nécessaire à l'élaboration d'un modèle d'évolution de la marge continentale de l'Equateur lors de la mise en place des formations océaniques.

Enfin la comparaison de ce nouveau modèle avec ceux proposés en Colombie permettra d'envisager et de discuter les différentes possibilités concernant l'évolution des Andes depuis l'Equateur jusqu'à Panama au cours du Crétacé et du Cénozoïque.

- Le premier chapitre de ce travail sera consacré à l'étude des laves de la formation Piñon située sur la côte équatorienne en position externe par rapport à la cordillère des Andes.

- Dans le deuxième chapitre on s'attachera à caractériser la formation Celica qui est celle dont la position est la plus interne dans la chaîne andine.

- On abordera dans le troisième chapitre l'étude de la formation Macuchi située dans une position intermédiaire entre les deux précédentes ; cette étude mettra l'accent sur la région où les accidents du système Guayaquil-Dolores recoupent la cordillère occidentale vers 2° de latitude sud.

- Le quatrième chapitre fera la synthèse des nouvelles données apportées par la géochimie sur la nature et l'extension de ces formations avec celles déjà disponibles et, y associant de nouvelles observations de terrain, on pourra présenter une reconstitution de l'histoire de la marge pacifique de l'Equateur et discuter, au vu des travaux effectués plus au nord, les possibilités d'étendre le scénario proposé à l'ensemble des Andes septentrionales.

CHAPITRE 1

CHAPITRE 1

LES LAVES ANTE-OROGENIQUES DE LA COTE EQUATORIENNE: LA FORMATION PIÑON (s.l.)

I CONSIDERATIONS PRELIMINAIRES

Les formations volcaniques anté-orogéniques du Piñon (Tschopp, 1948) représentent la partie côtière du Basic Igneous Complex (BIC) défini par Goossens (1968) et constituent le substratum de la côte équatorienne comme l'a montré l'étude gravimétrique (Feininger, 1977 ; Feininger & Seguin, 1983).

Certains auteurs (Goossens & Rose, 1973 ; Goossens & al., 1977 ; Faucher & Savoyat, 1973 ; Feininger & Bristow, 1980 ; Kennerley, 1980 ; Hamelin & al., 1984) considèrent le Piñon comme la partie supérieure d'un assemblage ophiolitique, vestige d'une croûte océanique soulevée. Par contre pour Henderson (1979) le Piñon représente la partie externe d'un arc volcanique connu plus à l'est dans la cordillère occidentale des Andes sous le nom de "Formation Macuchi" (D. G. G. M., 1978) ; cette formation représente la partie andine du BIC.

II CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE

Le Piñon affleure essentiellement dans la région de Guayaquil et dans la cordillère de Chongón-Colonche jusqu'à Puerto Cayo ; de là il se prolonge au NNE vers Montecristi, Jama et Esmeraldas (figure I.1). D'aprés les travaux antérieurs (Goossens & Rose, 1973 ; Perez Tellez, 1980) il semble que l'on retrouve des assemblages similaires en Colombie et jusqu'à Panama.

Le complexe Piñon est essentiellement constitué de basaltes et de diabases en sills ou en coulées qui présentent souvent des structures en coussins ; on rencontre également dans les environs de Guayaquil (figure I.2.b) des gabbros et des péridotites serpentinisées (lherzolites et harzburgites). La présence d'affleurements de gabbros et de roches ultrabasiques a également été signalée plus au nord dans la région de

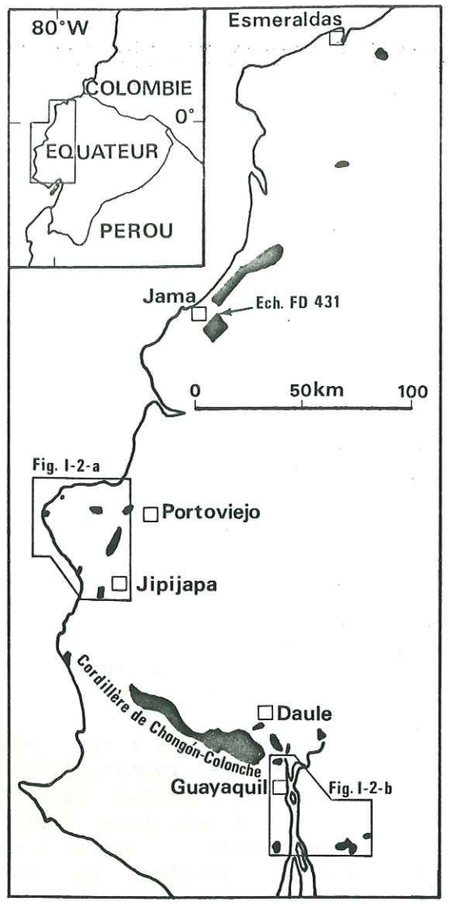


Figure I-1: Localisation des principaux affleurements de la formation Piñon (s.l.) sur la côte équatorienne.

Jama (Aguirre communication personnelle, 1983). Malheureusement, les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer les relations spatiales entre les différents termes pétrographiques qui constituent le Piñon. Cependant la présence de roches ultrabasiques et de gabbros suggère l'existence d'un complexe ophiolitique. L'absence de coupes mettant en relation les différents termes de ce complexe s'explique par la faiblesse des pendages observés (généralement inférieurs à 20-30°) et la prédominance des basaltes montre que, le plus souvent, seule affleure la partie supérieure de la formation, les horizons inférieurs n'apparaissant que localement au sein de compartiments soulevés.

La présence de ce complexe ophiolitique entre la fosse actuelle et la cordillère des Andes serait la conséquence du "saut" vers l'ouest d'une ancienne zone de subduction à la fin de l'Eocène (Feininger & Bristow, 1980 ; Kennerley, 1980). Son soulèvement définitif pourrait être lié à l'entrée de la Carnegie Ridge dans la zone de subduction au début du Pleistocène (Lonsdale, 1978).

L'âge supposé du complexe est crétacé inférieur ; sa base est inconnue et il est surmonté par les séries sédimentaires de la formation Cayo d'âge sénonien à maestrichtien (Bristow & Hoffstetter, 1977) d'une puissance moyenne de l'ordre de 2000 mètres. Les dépôts du Cayo qui sont marins et essentiellement pélagiques constituent une série de flyschs. On y trouve de gros bancs de microbrèches et d'agglomérats à éléments volcaniques et les intercalations de produits volcaniques sont abondantes. Approximativement vers 1° de latitude sud on trouve au cap San Lorenzo, à la carrière de La Pila et au cerro de Hojas (figure I.2.a) des basaltes en coussins et des sills diabasiques qui furent à

l'origine rattachés au Piñon. Cependant, leur âge maestrichtien à danien (Savoyat, 1971 ; Féraud et Lebrat, données non publiées) en fait un volcanisme tardif, probablement en relation avec celui de la formation Cayo, que nous individualiserons sous le nom de formation San Lorenzo.

Les échantillons étudiée proviennent de la région de Montecristi-Puerto Cayo et des environs de Jama et de Guayaquil (figures I.1 & I-2). La majorité appartient au Piñon ; ces roches sont le plus souvent substanciellement altérées et leurs structures restent difficiles à identifier et ce, même pour les échantillons les plus frais recueillis dans des carrières en exploitation. Les roches de la formation San Lorenzo par contre apparaissent beaucoup moins altérées et leurs structures, en particulier les laves en coussins, sont très bien conservées.

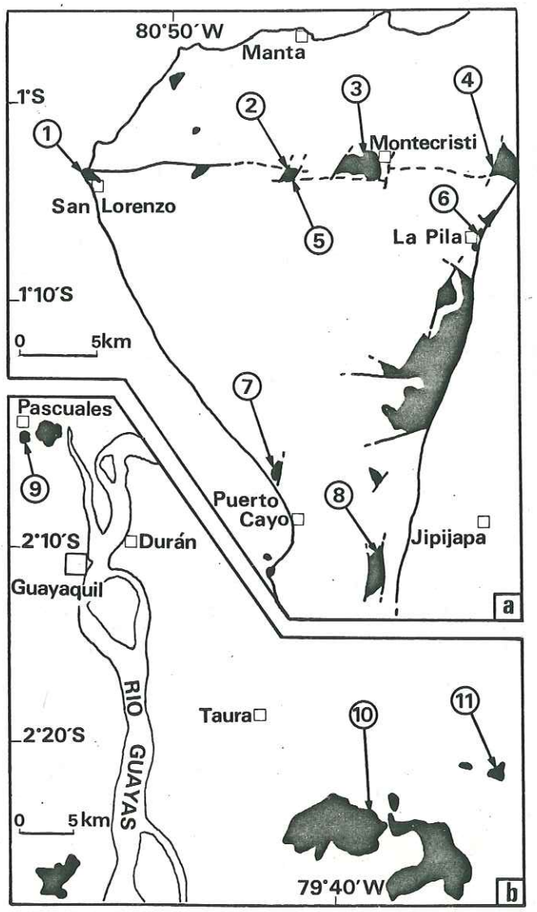


Figure I-2: Localisation des échantillons de la formation Piñon (s.s.) et de la formation San Lorenzo (soulignés).

a) Zone de Montecristi-Puerto Cayo:

(1) Cap San Lorenzo: Ech. 82-53, 82-55, 82-57
(2) Ech. 82-58
(3) Ech. 82-67, 82-68
(4) Cerro de Hojas: Ech. 82-64
(5) Ech. 82-59
(6) La Pila: Ech. 82-60
(7) Ech. 82-71
(8) Ech.,82-51, 82-52

b) Région de Guayaquil:

(9) Pascuales: Péridotites
(10) Ech. 82-03B, MAS II
(11) Hacienda Cuervo: Gabbros

III ETUDE PETROGRAPHIQUE

III - 1 LA FORMATION PIÑON (s.s.)

Les structures microscopiques des basaltes sont microlitiques, celles des diabases microgrenues et ophitiques. L'assemblage minéralogique primaire est constitué de:

- Plagioclase qui est le constituant majeur de ces roches. Il s'agit ordinairement de labrador voire de bytownite (An 50 à 80) qui sont parfois zonés, présentant alors une bordure plus sodique. Ils peuvent atteindre une taille de 5 millimètres et renferment parfois des inclusions d'oxydes ferro-titanés.

- Clinopyroxène qui se présente généralement en cristaux automorphes se développant fréquemment en grandes plages qui entourent les lamelles de plagioclase. Il s'agit d'une augite qui présente le plus souvent des inclusions de microcristaux de plagioclase et parfois de minéraux opaques.

- Minéraux opaques présents en quantités variables. Ils se développent en microcristaux et/ou en microlites mais jamais en phénocristaux.

Les associations secondaires de minéraux d'altération se superposent aux assemblages primaires. Elles sont plus ou moins développées selon les échantillons et sont constituées par:

- Des smectites brunes et de la céladonite développées dans la mésostase de certains échantillons en remplacement du verre magmatique.

- Des zéolites exprimées au sein de microfractures ou à l'intérieur de petites amygdales.

- Des carbonates apparaissant soit en larges plages soit dans des amygdales.

- De l'albite qui n'apparait que dans certains échantillons. Le phénomène d'albitisation est particulièrement bien développé dans l'échantillon FD 431.

- Des chlorites qui remplacent les minéraux primaires ou forment des taches dans la mésostase.

- De la pumpellyite qui apparait le plus souvent au voisinage de la chlorite et qui est associée à de la prehnite.

- De l'actinote se développe largement dans les échantillons 82-58 et 82-59 en remplacement du clinopyroxène.

Les assemblages minéralogiques primaires sont généralement bien reconnaissables dans les roches du Piñon. Ils sont le plus souvent en

partie oblitérés par le développement de paragénèses secondaires. L'étude de ces dernières montre que ces roches ont été soumises à un métamorphisme de bas degré dans les faciès zéolites et pumpellyite-prehnite, et occasionnellement dans le faciès schistes verts.

III - 2 LA FORMATION SAN LORENZO

Les structures microscopiques de ces roches sont généralement microlitiques et porphyriques et l'assemblage minéralogique primaire est constitué de:

- Plagioclase (An 40 à 55) généralement exprimé en phénocristaux souvent zonés pouvant atteindre une taille de 5 mm et renfermant souvent des inclusions de minéraux opaques. Ils constituent également l'essentiel de la mésostase.

- Clinopyroxène (augite) en phénocristaux automorphes ou sub-automorphes maclés et présentant des inclusions de minéraux opaques. Ils sont également présents dans la mésostase.

- Minéraux opaques en microcristaux ou en microlites.

Les associations secondaires sont formées par:

- Des smectites produits de la déstabilisation du verre magmatique.

- Des zéolites qui apparaissent dans les microfractures et dans de rares amygdales.

- De la calcite qui est particulièrement abondante dans l'échantillon 82-64. Elle se développe en larges plages à partir des microfractures de la roche.

- Des chlorites qui se développent aux dépens du clinopyroxène.

- De la pumpellyite est associée à la chlorite.

Les assemblages primaires de ces laves sont bien conservés et les paragenèses secondaires sont discrètes. Les faciès métamorphiques zéolite et pumpellyite-prehnite les caractérisent.

III - 3 CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les roches du Piñon présentent généralement une texture fine et non porphyrique alors que celles de la formation San Lorenzo montrent le plus souvent une texture microlitique porphyrique. Leurs assemblages minéralogiques primaires formés de plagioclase, clinopyroxène et minéraux opaques sont similaires. Dans les deux groupes s'y superpose

une association de minéraux secondaires, traduisant une altération de type hydrothermal, toutefois beaucoup plus discrète pour la formation San Lorenzo. Dans cette dernière, seuls les faciès zéolites et pumpellyite-prehnite sont développés, alors que certaines roches de la formation Piñon sont métamorphisées dans le faciès schistes verts.

Les similitudes présentées par les associations minéralogiques primaires de ces deux groupes de roches suggèrent leur appartenance à une même série magmatique. Par contre les différences montrées par leurs assemblages secondaires traduisent pour chacune des conditions particulières d'altération qui sont probablement le reflet de leurs époques et de leurs modes différents de mise en place et d'évolution.

IV ETUDE GEOCHIMIQUE

IV - 1 TECHNIQUES ANALYTIQUES

Une soixantaine d'échantillons provenant des différentes formations volcaniques anté-orogéniques de l'Equateur ont été analysés pour les éléments majeurs et certains éléments en traces. SiO_2, TiO_2 et P_2O_5 ont été dosés par colorimétrie ; les autres éléments majeurs ainsi que les éléments en traces Li, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu et Zn ont été dosés par spectrométrie d'absorption atomique. Les terres rares plus Th, Hf et Sc ont été déterminés par activation neutronique ; Ga, Pb, Y, Zr et Nb ont été analysés par fluorescence X. L'erreur analytique a été estimée au moyen des valeurs obtenues pour des standards internationaux (Dostal & al., 1983) ; elle est généralement inférieure à 5%, sauf pour certains éléments comme Tb ou Th pour lesquels elle peut atteindre 10 à 15%.

IV - 2 INFLUENCE DES PROCESSUS D'ALTERATION: L'EXEMPLE DE LA FORMATION PIÑON

Une évolution post-magmatique des assemblages minéralogiques primaires de la formation Piñon a été mise en évidence par l'étude pétrographique. Elle se traduit par le développement de nombreuses phases secondaires et il est nécessaire d'évaluer l'influence de tels processus sur les compositions chimiques avant toute tentative de caractérisation de ces roches. Ces processus secondaires peuvent s'accompagner de variations appréciables de la composition chimique de ces roches, modifications qui peuvent affecter la plupart des éléments et même ceux réputés peu mobiles (e.g. Condie & al., 1977 ; Floyd, 1977 ; Humphris & Thompson, 1978a, 1978b ; Hellman & al., 1979 ; Ludden & Thompson, 1979 ; Floyd & Winchester, 1983).

Du point de vue chimique les échantillons les plus affectés se caractérisent par des teneurs élevées en H_2O (jusqu'à 7-8%) et par

des valeurs élevées du rapport Na_2O/CaO pour les échantillons spilitisés comme FD431, MASII ou 82-03B. Ces teneurs élevées en eau s'accompagnent d'une augmentation des concentrations en alcalins et alcalino-terreux tels que K, Rb, Ba et Li. Cette relation qui est particulièrement nette en ce qui concerne le lithium (figure I-2) traduit la mobilité de ces éléments lors des processus d'altération. Par contre les autres éléments, en particulier les terres rares, les éléments de transition, Hf, Th, Y, Zr et Nb, conservent des évolutions régulières en fonction du rapport (Mg) qui indiquent qu'ils n'ont pas été affectés de façon sensible par l'altération ce que confirment les corrélations significatives observées entre ces éléments.

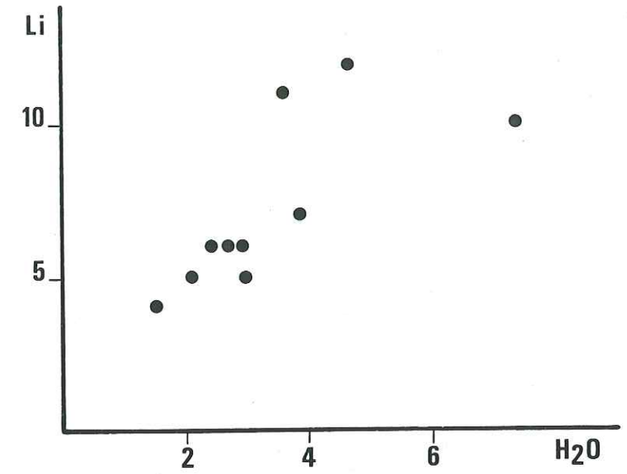


Figure I-2: Diagramme Li (ppm) vs H_2O (poids %) pour les basaltes de la formation Piñon.

Cette étude montre que les concentrations en la plupart des éléments en traces ne sont pas perturbées de façon sensible par les processus secondaires. Seule une fluctuation des éléments réputés mobiles est observée dès les premiers stades de l'altération.

Les processus d'altération ont donc eu des conséquences limitées sur la chimie des laves du Piñon. En ce qui concerne les autres formations volcaniques anté-orogéniques de l'Equateur on aboutit aux mêmes conclusions et, sauf cas exceptionnel, les distributions magmatiques originelles ont été en grande partie préservées.

IV - 3 LA FORMATION PIÑON (s.s.)

Dix échantillons appartenant à cette formation ont été analysés. Les résultats des analyses chimiques sont reportés dans le tableau I-1 où elles sont classées en fonction du rapport (Mg) choisi comme indice de différenciation.

N°Ech.	8251	8271	8252	FD431	MASII	8268	8267	8259	8203B	8258
SiO2	47.46	47.26	48.03	47.18	47.57	46.60	47.37	47.95	50.00	48.53
Al2O3	13.19	14.50	14.34	13.42	14.40	13.34	13.38	14.48	13.21	14.42
Fe2O3	9.78	9.59	10.83	8.91	10.93	12.38	12.20	11.83	11.77	11.91
MnO	0.21	0.16	0.19	0.19	0.19	0.18	0.17	0.19	0.21	0.16
MgO	10.94	10.00	9.89	7.80	8.80	8.80	7.95	7.30	7.60	5.87
CaO	13.14	14.86	12.85	9.11	8.98	10.13	11.09	11.81	8.34	11.61
Na2O	1.07	1.24	1.82	3.78	2.70	1.97	2.50	2.60	2.85	2.84
K2O	0.44	0.05	0.05	0.73	0.40	0.80	0.29	0.12	0.40	0.14
TiO2	0.76	0.72	1.15	1.13	1.65	1.33	1.35	1.41	1.60	1.58
P2O5	0.10	0.07	0.12	0.11	0.17	0.13	0.14	0.14	0.19	0.16
H2O+	0.66	0.38	0.55	1.68	0.46	1.25	0.88	0.64	0.45	0.53
H2O-	2.82	1.70	1.00	5.77	3.30	3.32	3.00	1.81	2.42	2.51
Somme	100.57	100.53	100.82	99.55	99.43	100.23	100.32	100.29	99.04	100.26
Li	11	5	4	10	6	12	7	6	6	5
Rb	5	3	2	3	4	7	5	7	5	2
Sr	73	93	101	101	93	87	97	127	97	396
Ba	80	20	30	280	30	180	190	70	40	940
Sc	51	50	47	45		47	49	46		42
V	260	238	298	308	337	332	356	334	361	360
Cr	500	353	321	213	274	228	226	132	210	20
Co	50	50	46	45	39	47	46	46	43	41
Ni	156	164	111	106	88	98	97	76		44
Cu	73	191	124	128	69	152	87	128	35	39
Zn	56	49	63	138	114	85	54	69	71	36
La	1.71	1.27	2.75	3.01		3.33	3.14	2.52		4.13
Ce	4.17	2.86	7.09	6.94		8.40	8.23	7.05		11.02
Sm	1.52	1.13	2.26	2.01		2.42	2.63	2.46		3.34
Eu	0.56	0.47	0.79	0.75		0.85	0.93	0.85		1.01
Tb	0.44	0.31	0.62	0.48		0.71	0.72	0.66		0.90
Yb	1.46	1.08	2.02	1.93		2.30	2.63	2.38		3.02
Lu	0.24	0.19	0.32	0.31		0.41	0.51	0.36		0.45
Hf	0.94	0.60	1.52	1.55		1.78	1.82	1.71		2.46
Th	0.10	0.09	0.12	0.18		0.21	0.18	0.13		0.36
Y	16	13	22	20	39					30
Zr	33	24	56	53	101					84
Nb	3	3	5	5	5					5
(Mg)	0.71	0.70	0.67	0.65	0.64	0.61	0.58	0.58	0.58	0.52
Ti/V	17.5	18.1	23.1	22.0	29.9	24.0	22.7	25.3	26.6	26.3
La/Yb	1.2	1.2	1.4	1.6		1.4	1.2	1.1		1.4
La/Sm	0.62	0.62	0.67			0.75	0.65	0.56		0.68
La/Th	17.1	14.1	22.9	16.7		15.1	16.5	18.0		12.5
La/Hf	1.8	2.1	1.8	1.9		1.9	1.7	1.5		1.7
La/Nb	0.6	0.4	0.6	0.6						0.8
Th/Hf	0.11	0.15	0.08	0.12		0.12	0.10	0.08		0.13

Tableau I-1: Analyses chimiques des roches de la formation Piñon (s.s.)

IV - 3 - 1 PRESENTATION DES DONNEES

Les roches analysées sont des basaltes à hypersthène normatif mis à part l'échantillon FD 431 dont le calcul de la norme fait apparaitre de la néphéline, probablement en relation avec la spilitisation.

Sur le diagramme AFM (figure I-3) se dessine une évolution tholéiitique marquée par un fort enrichissement en fer dans les termes différenciés.

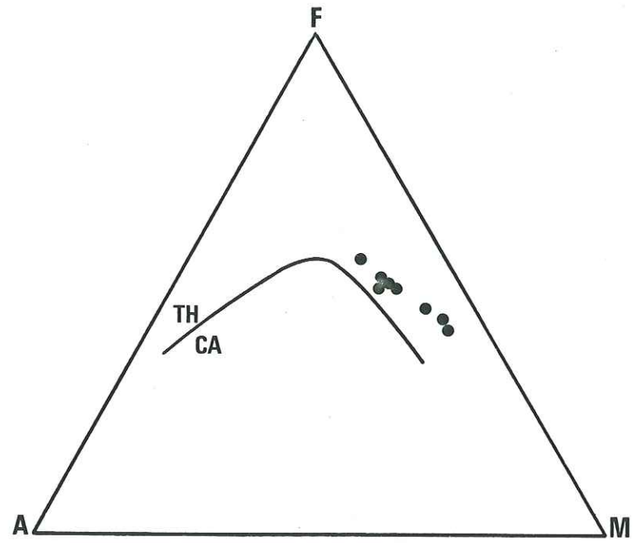


Figure I-3: Diagramme AFM des basaltes du Piñon. Limite entre les domaines tholéiitique (TH) et calco-alcalin (CA) d'après Irvine et Baragar (1971).

Les variations des concentrations en fonction du rapport (Mg), et en particulier l'enrichissement en TiO2 au cours de la différenciation sont typiquement tholéiitiques (figure I-4). L'affinité tholéiitique est également attestée par l'enrichissement en vanadium dans les termes différenciés ainsi que par la distribution des points expérimentaux dans le champ des tholéiites sur le diagramme FeO/MgO versus SiO2 (figure I-5).

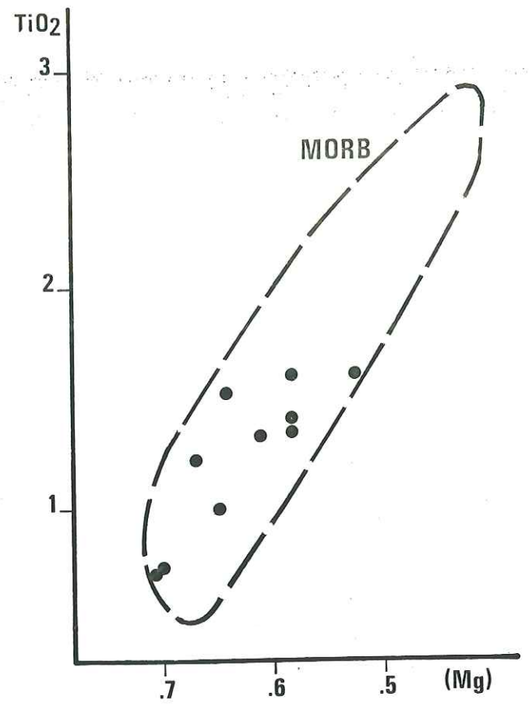


Figure I-4: Diagramme TiO2 (poids %) vs (Mg). Champ des MORB d'après Kay & al. (1970) et Gill & Bridgwater (1974).

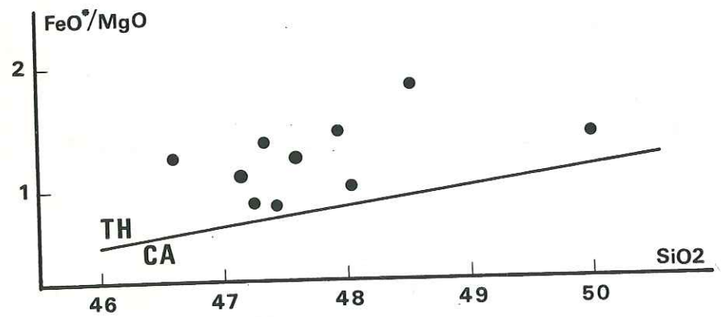


Figure I-5: Diagramme FeO/MgO vs SiO2 (poids %) des laves du Piñon. Limite entre les champs tholéiitique (TH) et calco-alcalin (CA) d'après Miyashiro (1974).

Les faibles valeurs des rapports entre éléments lithophiles à grand rayon ionique (LIL elements ; Schilling, 1973) et éléments à fort potentiel ionique (HFS elements ; Saunders & al., 1979) tels que La/Nb, La/Hf ou Th/Hf (tableau I-1) indiquent que ces roches ont pris naissance en domaine non-orogénique (Saunders & al., 1979). De plus les valeurs du

rapport La/Nb inférieures à 1.5 sont typiques des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) (Saunders & al., 1979) ainsi que les valeurs du rapport Ti/V comprises entre 18 et 30 (Shervais, 1982).

Normalisés aux chondrites (Nakamura, 1974), les spectres de terres rares présentent une convexité et un appauvrissement en terres rares légères (figure I-6). De tels spectres sont typiques des MORB de type N ainsi que les valeurs du rapport La/Sm normalisé, comprises entre 0.56 et 0.75 et les faibles concentrations en strontium voisines de 100 ppm (Sun & al., 1979).

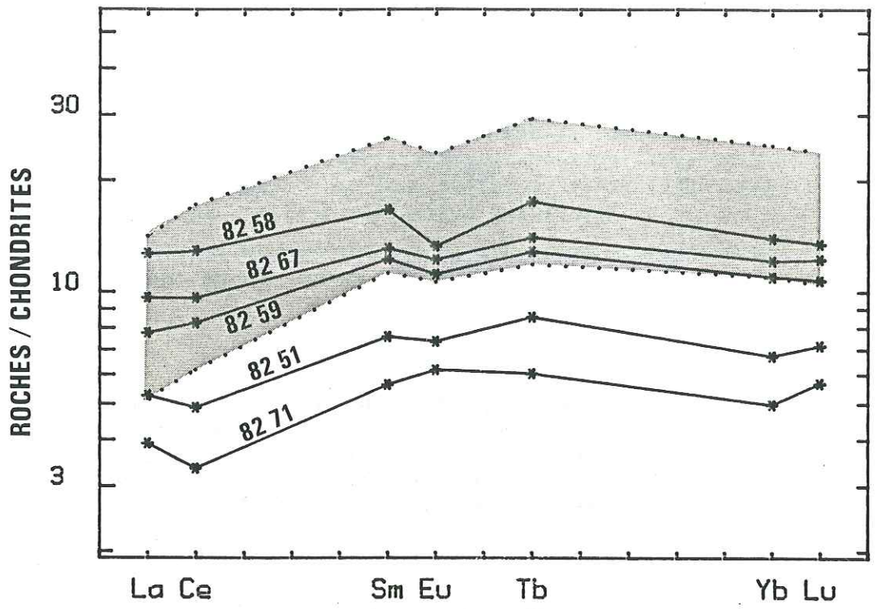


Figure I-6: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Nakamura, 1974) des basaltes de la formation Piñon comparés à ceux de MORB de la ride fossile des Galapagos (Batiza & al., 1982) représentés par le champ en grisé.

Les spectres géochimiques multi-éléments normalisés aux MORB de type N (Pearce, 1983) confirment l'appartenance des basaltes du Piñon au groupe des MORB N ; ces spectres sont en effet pratiquement plats (figure I-7) et présentent seulement un enrichissement en K, Rb et Ba, éléments dont la mobilité au cours des processus d'altération, qui a été soulignée par de nombreux auteurs (cf. infra), a été mise en évidence dans le paragraphe précédent.

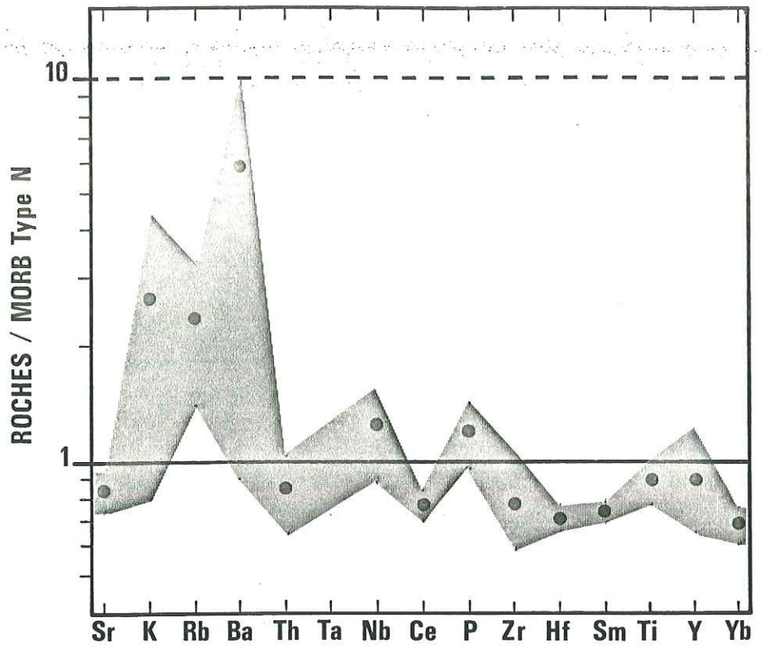


Figure I-7: Spectre géochimique multi-éléments normalisés aux MORB de type N (Pearce, 1983). Moyenne des analyses des basaltes de la formation Piñon, la zone en gris représente l'enveloppe donnée par le calcul des écarts-types. Valeurs normalisantes d'après Pearce (1983).

IV - 3 - 2 CONSIDERATIONS PETROGENETIQUES

Compte tenu de la dispersion géographique de ces échantillons, il est illusoire de vouloir les relier génétiquement. Néanmoins, ces magmas ont probablement subi un fractionnement à basse pression à partir de liquides parents ayant des compositions similaires comme le suggèrent les observations suivantes:

- Leurs spectres de terres rares sub-parallèles (figure I-6).
- L'augmentation, à quelques exceptions près, des teneurs en éléments incompatibles au cours de la différenciation magmatique.
- Les valeurs constantes des rapports entre éléments incompatibles tels que La/Yb, La/Sm ou La/Hf.

L'augmentation des teneurs en terres rares au cours de la différenciation s'accompagne d'une anomalie négative de l'europium qui s'accentue dans les termes différenciés et qui suggère un fractionnement

dû au plagioclase ; son rôle est confirmé par les concentrations en strontium qui demeurent à peu près constantes au cours de la différenciation.

Les éléments de transition, qui présentent des évolutions régulières en fonction du rapport Mg, peuvent apporter des indications sur la nature des phases qui précipitent. Ainsi, l'augmentation des teneurs en Ti et V montre le faible rôle joué par les minéraux opaques. Aussi, la diminution des concentrations en chrome traduit le rôle dominant du pyroxène. La décroissance moins rapide des teneurs en nickel indique, en accord avec les valeurs des coefficients de partage de cet élément (e.g. Irving, 1978 ; Schilling & al., 1978), que son fractionnement est essentiellement contrôlé par le pyroxène et que l'olivine n'y joue qu'un rôle secondaire.

Green et Ringwood (1967) indiquent que les liquides ayant des rapports (Mg) voisins de 0.70 sont en équilibre avec le manteau supérieur et correspondent aux magmas primaires non fractionnés des séries magmatiques. Parmi les roches analysées, les échantillons 82-51 et 82-71 présentent ces caractéristiques et pourront être utilisés pour le calcul de la composition de leur source en éléments en traces. Pour ce faire nous allons utiliser l'équation suivante:

$$(1) \qquad C_x^S = \frac{C_x^{Lo}}{(D(1-F)+F)}$$

où:

C_x^S = concentration de l'élément x dans la source

C_x^{Lo} = concentration de l'élément x dans le liquide primaire

D = coefficient de partage global solide/liquide pour l'élément x

F = taux de fusion de la source

Pour effectuer ce calcul il est nécessaire de connaitre les taux de fusion, ainsi que les coefficients de partage globaux ce qui nécessite la connaissance des proportions des phases résiduelles. Pour le calcul de ces dernières et des taux de fusion, nous avons utilisé les compositions en éléments majeurs des échantillons 82-51 et 82-71, celle d'une source pyrolitique, et celles des phases d'un résidu harzburgitique ; ces données sont résumées dans le tableau I-2.

	SOURCE (1)	PHASES DU RESIDU (2)		
		Olivine	Orthopyroxène	Spinelle
SiO2	44.60	41.10	56.80	0.08
Al2O3	4.30	---	1.54	23.00
FeO (3)	8.30	8.20	5.40	19.00
MnO	0.15	0.09	0.12	0.23
MgO	38.00	50.40	34.50	12.30
CaO	3.50	0.01	0.80	0.01
TiO2	0.22	0.01	0.02	0.03
NiO	0.25	0.23	0.05	0.04
Cr2O3	0.44	0.02	0.50	45.80

Tableau I-2: Paramètres utilisés dans le calcul des taux de fusion nécessaires à l'obtention des liquides primaires de la formation Piñon.
(1) Manteau pyrolitique (Sun & al., 1979)
(2) Compositions moyennes des phases des harzburgites d'Oman (Augé, 1983)
(3) Fer total sous forme de FeO

Les résultats obtenus par la méthode des moindres carrés sont reportés dans le tableau I-3. Les taux de fusion calculés pour les deux échantillons considérés sont comparables et ces résultats sont en accord avec les travaux de Sun et al. (1979) selon lesquels les liquides primaires pauvres en TiO2 ($\simeq$ 0.70%) et présentant des rapports Al2O3/TiO2 et CaO/TiO2 élevés, comme ceux de la formation Piñon, seraient le produit d'un fort degré de fusion partielle, de l'ordre de 25%, d'une source de composition pyrolitique.

Liquide primaire	Taux de fusion (%)	Phases du résidu (%)			Somme des carrés des résidus
		Olivine	Opx	Spinelle	
82-51	27	85	14	1	0.137
82-71	25	81	18	1	0.231

Tableau I-3: Taux de fusion et composition des résidus de fusion d'une source pyrolitique, nécessaires à l'obtention des liquides primaires de la formation Piñon. Résultats obtenus par la méthode des moindres carrés

La connaissance de ces taux de fusion, des proportions des phases résiduelles, ainsi que des coefficients de partage (Schilling & al., 1978), nous ont permis de calculer les compositions en éléments en traces des sources des échantillons 82-51 et 82-71 en utilisant l'équation (1). Ces résultats sont résumés dans le tableau I-4. On observe un bon accord entre les valeurs calculées et les concentrations données pour le manteau supérieur (Jagoutz & al., 1979 ; Taylor, 1980). Les deux sources recalculées diffèrent peu, ce qui montre que les MORB du Piñon se sont formés à partir de sources de compositions similaires. Les différences s'accentuent pour les éléments Rb, K et Ba ; ces différences, en accord avec les considérations précédentes sur le rôle des processus secondaires, pourraient être imputées à l'altération.

	SOURCES RECALCULEES DES ECHANTILLONS:		COMPOSITION DU MANTEAU SUPERIEUR D'APRES:	
	82-51	82-71	Jagoutz & al.	Taylor
K	913	95	260	180
Rb	1.3	0.7	0.81	0.48
Sr	18.5	21.5	28	15.5
Ba	20	4.6	6.9	4.9
Sc	21	20.5	17	10.6
Ti	1128	1104	1300	900
V	80	70	77	84
La	0.44	0.30	0.63	0.50
Ce	1.08	0.68	1.72	1.30
Sm	0.40	0.28	0.38	0.31
Eu	0.16	0.12	0.15	0.12
Tb	0.12	0.078	0.10	0.079
Yb	0.44	0.31	0.42	0.34
Lu	0.076	0.058	0.064	0.052
Hf	0.25	0.15	0.35	0.23
Th	0.024	0.021	0.094	0.070

Tableau I-4: Comparaison des compositions recalculées des sources des liquides primaires de la formation Piñon avec les données de la littérature sur la composition du manteau supérieur. Concentrations en ppm.

IV - 3 - 3 RESUME DES CARACTERES PRINCIPAUX DU PIÑON

Les roches de la formation Piñon sont des MORB de type N appauvris en éléments lithophiles. Ils se sont différenciés par un processus de cristallisation fractionnée, essentiellement contrôlé par la précipitation de plagioclase et de clinopyroxène, l'olivine n'ayant joué qu'un rôle accessoire. Cette évolution s'est effectuée à partir de liquides primaires produits par la fusion d'une source de composition pyrolitique dans des proportions voisines de 25%. Depuis leur mise en place, ces basaltes ont été soumis à des conditions physico-chimiques qui ont permis le développement de processus d'altération. L'influence de ces derniers est malgré tout restée limitée et n'a pas entrainé de modifications importantes du chimisme de ces roches.

IV - 4 LA FORMATION SAN LORENZO

Cinq échantillons provenant de la formation San Lorenzo ont été analysés. Les résultats des analyses chimiques sont reportés dans le tableau I-4 où elles sont classées en fonction du rapport (Mg) choisi comme indice de différenciation.

IV - 4 - 1 PRESENTATION DES DONNEES

Du point de vue des éléments majeurs, les roches de la formation San Lorenzo forment un groupe homogène sauf pour le potassium qui présente un enrichissement dans les échantillons les plus altérés. Ces derniers se caractérisent par le développement de minéraux secondaires comme les smectites, la chlorite ou la calcite, particulièrement abondants dans l'échantillon 82-64.

Ces roches présentent des compositions d'andésites basiques à quartz normatif (> 5%) avec des teneurs en silice comprises entre 53 et 55% et des rapports (Mg) inférieurs à 0.50. Dans le diagramme FeO/MgO versus SiO2 (figure I-8) elles se distribuent dans le champ tholéiitique.

Les alcalins et alcalino-terreux ne présentent pas de variations importantes à l'exception du rubidium qui, à l'image du potassium, présente des teneurs élevées dans les échantillons altérés. Mis à part le lithium, leurs concentrations sont élevées par rapport à celles des roches de la formation Piñon.

N°Ech.	8264	8260	8253	8255	8257
SiO2	53.56	53.95	54.34	53.39	54.53
Al2O3	13.38	14.15	14.82	14.66	14.52
Fe2O3	8.38	10.38	11.54	11.70	11.66
MnO	0.14	0.17	0.17	0.17	0.17
MgO	3.83	4.34	3.63	3.69	3.56
CaO	7.36	7.70	8.06	7.87	7.95
Na2O	2.83	3.23	3.14	3.08	3.35
K2O	2.00	1.60	1.14	1.22	1.20
TiO2	1.20	1.09	1.08	1.00	1.05
P2O5	0.42	0.44	0.41	0.40	0.36
H2O+	1.12	0.65	0.49	0.75	0.48
H2O-	4.84	1.87	1.08	1.20	0.75
Somme	99.06	99.57	99.90	99.13	99.58
Li	9	9	7	8	5
Rb	32	34	20	17	19
Sr	378	428	423	428	418
Ba	285	300	260	365	355
Sc	25	28	31		31
V	354	386	396	388	395
Cr	35	103	20	21	20
Co	24	29	29	31	30
Ni	25	45	20	22	19
Cu	363	305	276	269	276
Zn	83	99	111	115	111
La	14.97	15.27	12.79		12.77
Ce	34.88	36.40	29.78		29.54
Sm	6.30	6.30	5.57		5.53
Eu	1.47	1.47	1.36		1.29
Tb	0.91	0.83	0.89		0.93
Yb	3.34	2.79	2.86		3.01
Lu	0.44	0.36	0.45		0.45
Hf	3.41	3.74	3.43		3.01
Th	1.67	2.13	1.45		1.22
Y	35	29	29		30
Zr	120	133	110		109
Nb	3	3	3		2
(Mg)	0.49	0.48	0.41	0.41	0.41
Ti/V	20.3	16.9	16.4	15.5	15.9
La/Yb	4.5	5.5	4.5		4.2
La/Sm	1.30	1.33	1.26		1.27
La/Th	9.0	7.2	8.8		10.5
La/Hf	4.4	4.1	3.7		4.2
La/Nb	5.0	5.1	4.3		6.4
Th/Hf	0.49	0.57	0.42		0.41

Tableau I-5: Analyses chimiques des laves de la formation San Lorenzo

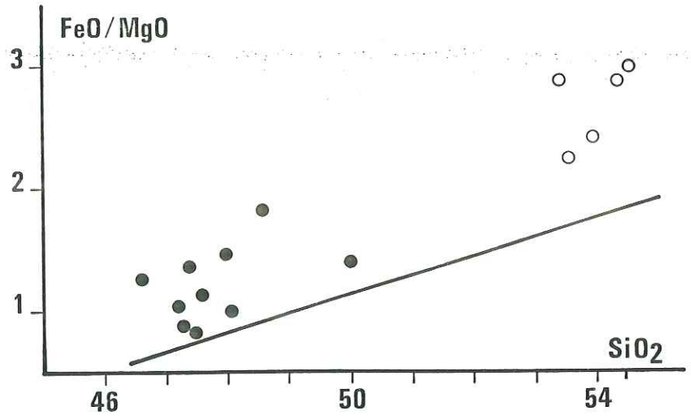


Figure I-8: Diagramme FeO/MgO vs SiO2 (poids %) des laves de la formation San Lorenzo (cercles) comparées aux laves de la formation Piñon s.s. (points). Même légende que pour la figure I-5.

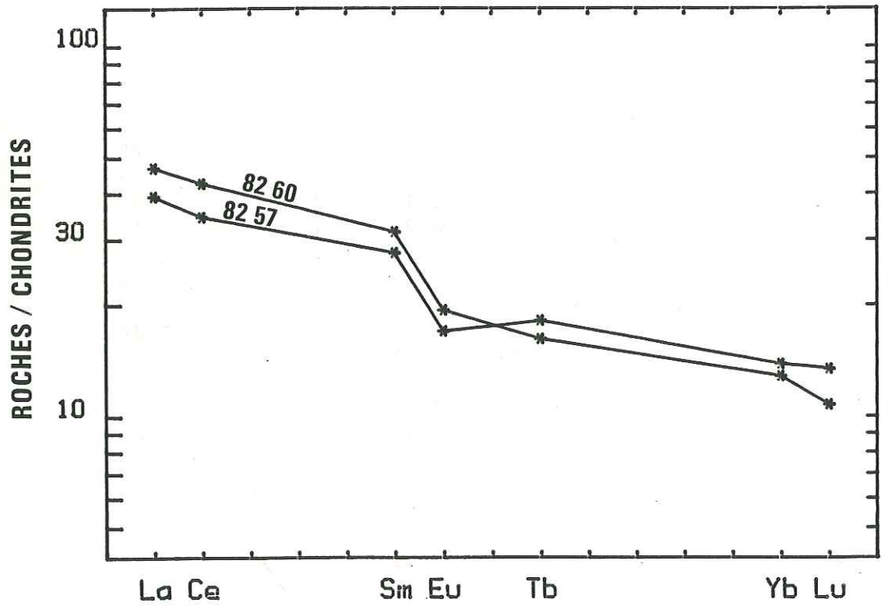


Figure I-9: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des laves de la formation San Lorenzo.

A l'exception du chrome et du nickel, légèrement plus élevés dans l'échantillon 82-60 et traduisant, en accord avec l'observation en lame mince, un léger effet cumulatif du clinopyroxène, les concentrations en éléments de transition varient dans un faible intervalle. Il faut cependant noter les fortes teneurs en cuivre, voisines de 300 ppm, qui se rencontrent généralement dans les tholéiites continentales.

Comme pour l'ensemble des autres éléments, les teneurs en terres rares, Th, Hf, Y, Zr et Nb ne présentent pas de variations significatives d'un échantillon à l'autre. Les spectres de terres rares (figure I-9) montrent un enrichissement en terres rares légères et un léger fractionnement des terres rares lourdes ainsi qu'une discrète anomalie négative de l'europium, avec des rapports La/Yb compris entre 4 et 5.5 et des rapports La/Sm normalisés voisins de 1.3. Les teneurs en Hf et Th sont relativement élevées alors que les concentrations en niobium sont particulièrement faibles.

IV - 4 - 2 CARACTERISATION GEOCHIMIQUE

Les spectres de terres rares présentés par ces roches sont susceptibles de caractériser des magmas émis dans différents contextes géotectoniques, comme les rides médio-océaniques (e.g. Wood & al., 1979), les arcs insulaires (e.g. Jakes & Gill, 1970) ou les rifts intracontinentaux (e.g. Dupuy & Dostal, 1984) et ne permettent donc pas de préciser leur nature.

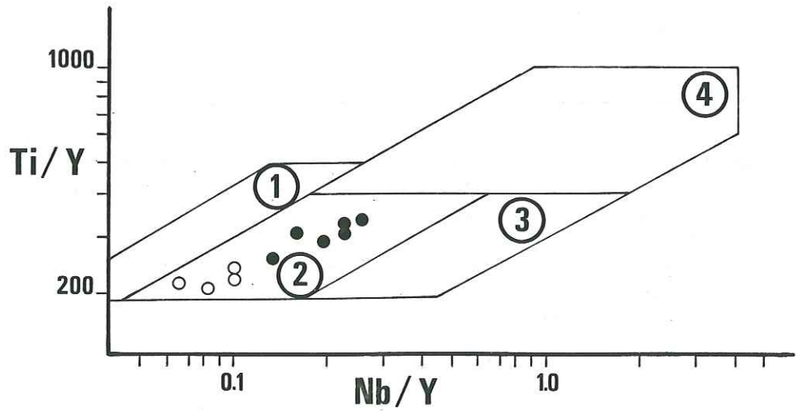


Figure I-10: Diagramme Ti/Y vs Nb/Y (d'après Pearce, 1983) des laves de la formation San Lorenzo (cercles) comparées aux laves de la formation Piñon s.s. (points). (1) champ du volcanisme d'arc, (2) champ des arcs et des MORB, (3) champ des MORB, (4) champ du volcanisme intraplaque.

L'affinité de ces magmas avec les tholéiites continentales d'ouverture, suggérée par leurs teneurs élevées en cuivre et par leurs

rapports Cu/Zn élevés, n'est pas confirmée par les rapports LIL/HFS qui restent faibles dans les échantillons de la formation San Lorenzo. De plus le diagramme Ti/Y versus Nb/Y (figure I-10) et le diagramme triangulaire Ti-Zr-Y (figure I-11) montrent que les roches de la formation San Lorenzo ne sont pas en relation avec un magmatisme intraplaque comme le suggéraient par ailleurs leurs faibles teneurs en niobium.

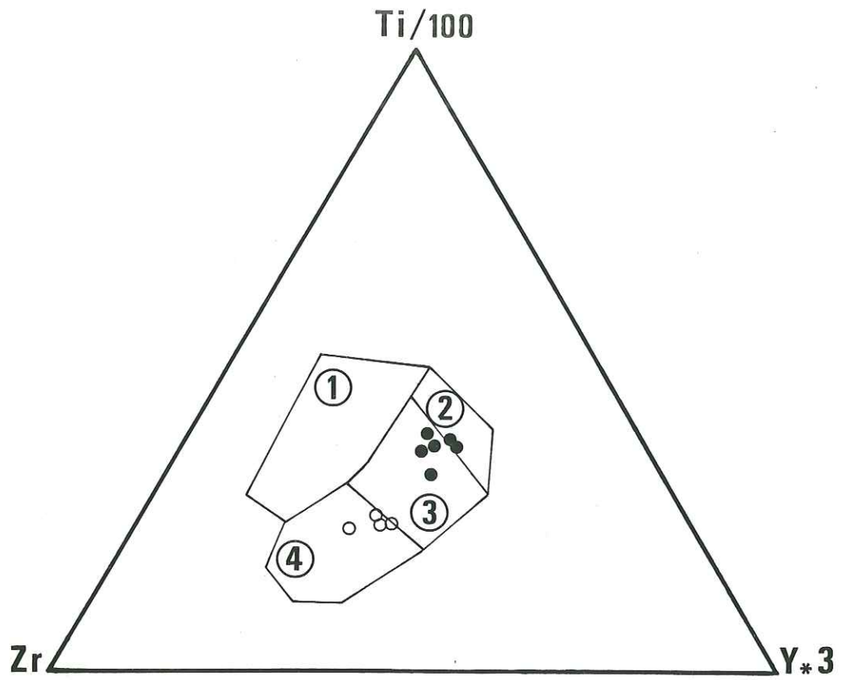


Figure I-11: Diagramme discriminant Ti-Zr-Y (Pearce & Cann, 1973) des laves de la formation san Lorenzo (cercles) comparées aux laves de la formation Piñon s.s. (points). (1) champ du volcanisme intraplaque, (2) champ du volcanisme orogénique d'affinité tholéiitique, (3) champ des MORB et du volcanisme orogénique, (4) champ du volcanisme orogénique d'affinité calco-alcaline.

Si certains de leurs caractères comme la discrète anomalie négative de l'europium présentée par leurs spectres de terres rares, ainsi que les valeurs du rapport La/Sm normalisé ou celles du rapport La/Th, voisin de 10, sont fréquemment rencontrés dans les MORB de type T ou P (e.g. Wood & al., 1979 ; Sun & al., 1979), de nombreuses observations montrent que ces roches ne doivent pas être rattachées au groupe des tholéiites des fonds océaniques. Ce sont par exemple les fortes concentrations en Rb, Sr ou Ba, les valeurs élevées des rapports LIL/HFS comme La/Nb (> 4) ou Th/Hf (> 0.4) et surtout, compte tenu de leur degré de différenciation, leurs faibles teneurs en titane (figure I-12).

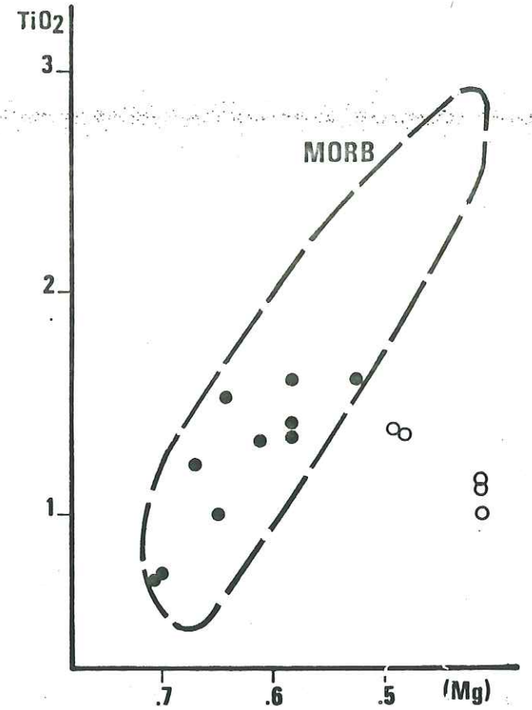


Figure I-12: Diagramme TiO2 vs (Mg) des laves de la formation San Lorenzo (cercles) comparées aux laves de la formation Piñon s.s. (points). Même légende que la figure I-4.

En fait, l'apparition de quartz normatif ainsi que leur degré avancé de différenciation, associé à des teneurs assez faibles en TiO2, rappellent les tholéiites des arcs insulaires. Les valeurs très élevées du rapport La/Nb sont quant à elles une signature orogénique (Saunders & al., 1979). D'autres observations comme la répartition des échantillons dans les diagrammes Ba/La versus La/Yb (figure I-13) ou La/Yb versus Th (figure I-14) montrent également leur parenté avec les tholéiites d'arc.

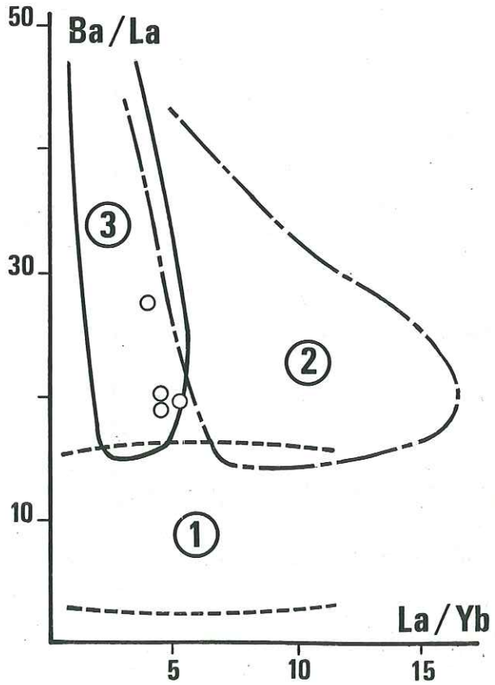


Figure I-13: Diagramme Ba/La vs La/Yb des laves de la formation San Lorenzo. (1) Champ des MORB et du volcanisme intraplaque, (2) champ du volcanisme calco-alcalin, (3) champ des tholéiites des arcs insulaires. Données utilisées pour définir les différents domaines cf. Dupuy & al (1982).

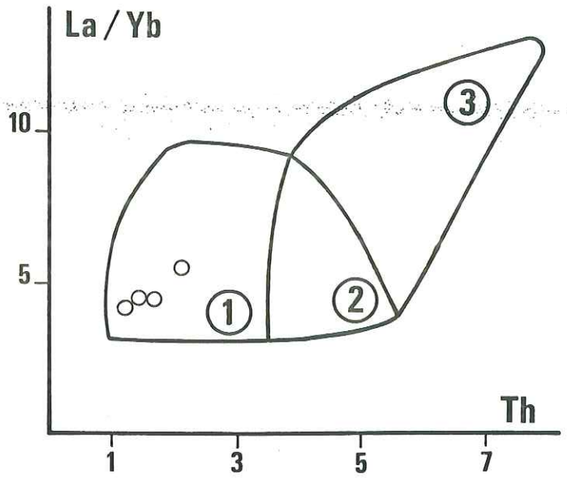


Figure I-14: Diagramme La/Yb vs Th des laves de la formation San Lorenzo. (1) et (2) domaine du volcanisme d'arc intra-océanique, (2) etb (3) domaine du volcanisme des marges continentales (Bailey, 1981).

Mais c'est sur leurs spectres multi-éléments (figure I-15) qu'apparait le mieux leur affinité avec le volcanisme d'arc insulaire.

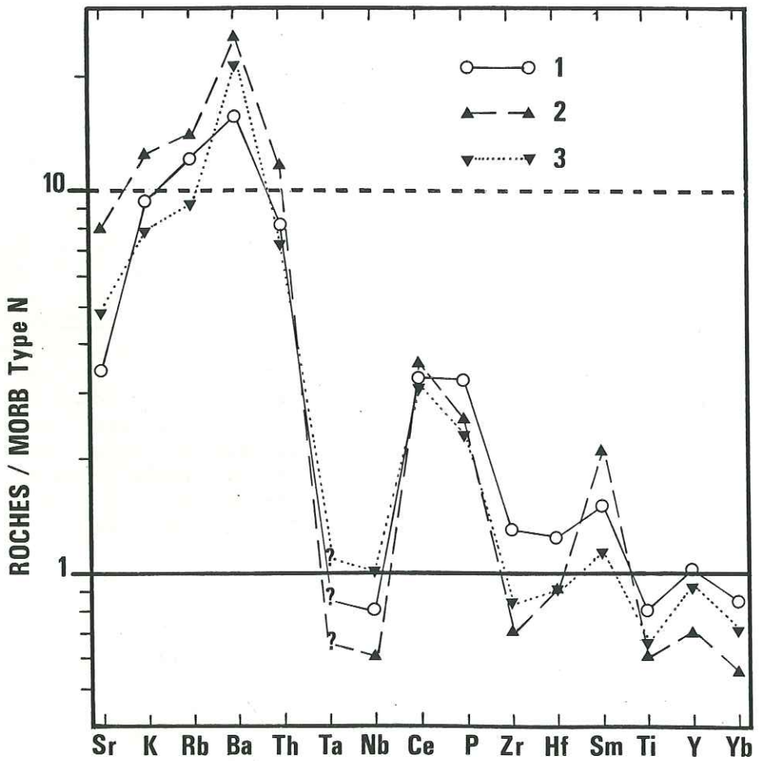


Figure I-15: Spectre géochimique multi-éléments normalisés aux MORB de type N (Pearce, 1983). Formation San Lorenzo (1) comparée au volcanisme d'affinité calco-alcaline (2) et d'affinité tholéiitique (3) des Nouvelles Hébrides (Gorton, 1977).

Ces spectres présentent en effet des enrichissements, en Sr, Rb, K, Ba, Th, Ce, P et, dans une moindre mesure Sm, qui sont caractéristiques des produits émis au niveau des arcs (Pearce, 1983). L'absence d'un appauvrissement plus marqué en Ti, Y et Yb, normalement rencontré dans les basaltes des arcs insulaires, est imputable au degré avancé de différenciation de ces roches. Ce spectre est tout à fait similaire à ceux présentés par certaines laves d'arc comme celui des Nouvelles-Hébrides (Gorton, 1977).

Bien que présentant certaines analogies avec les tholéiites d'ouverture ou certains MORB, les andésites basiques de la formation San Lorenzo affichent une majorité de caractéristiques typiquement orogéniques et se rattacheraient plutôt à un volcanisme d'arc insulaire.

V DISCUSSION

Les basaltes de la formation Piñon (s.s.) forment un groupe homogène de tholéiites appauvries en éléments lithophiles qui sont caractéristiques des produits émis au niveau des dorsales dans tous les grands océans. Leurs spectres de terres rares présentent une allure convexe en relation avec un léger fractionnement des terres rares lourdes qui n'est pas un trait typique de tous les MORB mais qui a déjà été décrit dans l'Atlantique nord (Frey & al., 1974), dans certains échantillons d'âge oligocène (Mitchell & Aumento, 1976 ; Reynolds, 1976) de la plaque de Nazca (Hart, 1976 ; Scheidegger & Corliss, 1981 ; Batiza & al., 1982) ainsi que sur l'île de Gorgona au large des côtes colombiennes où, au sein de formations basaltiques d'âge crétacé à tertiaire, des komatiites ont également été signalées (Aitken & Echeverria, 1984). Les tholéiites les plus anciennes connues sur la plaque de Nazca sont d'âge éocène (Herron, 1972). Elles ont pris naissance au niveau de la ride fossile qui limitait les plaques Pacifique et Farallon et qui a cessé de fonctionner il y a 20 Ma (Mammericks & al., 1980) pour laisser place à la ride est-Pacifique actuelle. La ride fossile Pacifique-Farallon existait déjà au moins dès le Crétacé inférieur (Brass & al., 1983). Il est donc probable que c'est à son niveau que sont nés les basaltes tholéiitiques de la formation Piñon.

L'émission de tholéiites océaniques présentant des spectres de terres rares convexes semble être l'une des caractéristiques de la ride fossile Pacifique-Farallon. La mise en évidence, en plusieurs points, sur la bordure pacifique des Andes septentrionales de MORB affichant ce type de spectre suggère qu'un fragment de la plaque Farallon, limité à l'ouest par la zone de subduction actuelle, a été collé au continent. A partir de la compilation des analyses chimiques, disponibles sur les formations équivalentes des Andes septentrionales, on pourrait penser qu'il puisse s'étendre depuis l'Equateur jusqu'à Panama comme l'ont suggéré Goossens et al. (1977).

Les roches de la formation San Lorenzo, plus jeunes que les précédentes, présentent les caractéristiques des magmas des arcs insulaires. Elles impliquent donc l'existence d'une zone de subduction intra-océanique, affectant la plaque Farallon, à la limite Crétacé-Eocène. Leur répartition préférentielle le long d'axes d'allongement E-W comme la zone du cap San Lorenzo-cerro de Hojas suggère que leur mise en place s'est généralement faite au long de zones de fracture affectant la plaque Farallon. Ces zones pourraient représenter la trace de grands accidents, qui affectent les plaques océaniques, comme les failles transformantes.

VI CONCLUSION

La principale contribution de la géochimie à la connaissance du volcanisme anté-orogénique de la côte équatorienne est, outre sa caractérisation, la mise en évidence de deux épisodes magmatiques d'âges et de natures différents.

Le plus ancien correspond à des tholéiites océaniques formées au niveau d'une ride médio-océanique et montre que le substratum de la côte de l'Equateur représente un fragment d'une croûte océanique soulevée d'âge crétacé inférieur. Sur cette croûte océanique s'est mis en place, entre 60 et 70 Ma, un volcanisme d'arc insulaire d'extension limitée.

CHAPITRE 2

CHAPITRE 2

LES FORMATIONS VOLCANIQUES MESOZOIQUES DE LA PARTIE MERIDIONALE DES ANDES DE L'EQUATEUR: LA FORMATION CELICA

I CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE

La formation Celica constitue la partie la plus méridionale des formations volcaniques anté-orogéniques des Andes de l'Equateur. Il est généralement admis qu'elle représente un arc volcanique développé sur substratum continental (e.g. Kennerley, 1980 ; Feininger & Bristow, 1980). Par contre l'extension de la formation est controversée. Ainsi, les géologues de la Direction Générale de Géologie et des Mines (DGGM Quito, 1982) la limitent sur la nouvelle carte au 1 : 1 000 000 à l'extrême sud du pays. D'autres auteurs (Feininger & Bristow, 1980 ; Henderson, 1979) y ajoutent les affleurements situés à l'ouest de Cuenca ainsi que tout le versant pacifique de la cordillère occidentale au sud de 2°S. Un de nos buts a été de déterminer entre ces deux extrêmes qu'elle était l'extension effective de la formation Celica.

La formation a été définie dans le sud de l'Equateur à l'ouest de Loja (figure II-1) près du village de Celica d'où elle tire son nom. Elle est constituée essentiellement de coulées d'andésites massives et homogènes de couleur verte à grise associées à des intercalations de niveaux tuffacés et de pyroclastites ; les termes basiques y sont rares. Localement apparaissent des intercalations de lutites. Sur le terrain ces roches apparaissent peu altérées et renferment parfois des sulfures disséminés ; elles forment généralement de grandes tables monoclinales sub-horizontales ou faiblement inclinées.

L'âge de la formation n'est pas connu avec exactitude et le lexique stratigraphique international (Bristow & Hoffstetter, 1977) en fait du Crétacé. Elle est surmontée par des flyschs attribués à la formation Yunguilla datée du Maestrichtien. Elle repose par endroits sur le substratum métamorphique du groupe Zamora d'âge mal connu mais présumé paléozoïque (Kennerley, 1973). Les coulées de laves et les pyroclastites du Celica sont intercalées dans des formations sédimentaires en grande partie de faciès flysch dont l'âge aptien à campanien a été déterminé

par des études paléontologiques. Des intrusions acides recoupant le Celica dans la région de Macara ont en outre donné des âges aptiens à 110 et 111 Ma (Snelling, 1970). L'ensemble des données chronologiques exposées ci-dessus permet de proposer un âge aptien à campanien pour la formation Celica, si l'on admet toutefois que le batholite daté par Snelling est contemporain de la mise en place d'une partie du Celica. Cet âge avait été antérieurement suggéré par Feininger et Bristow (1980).

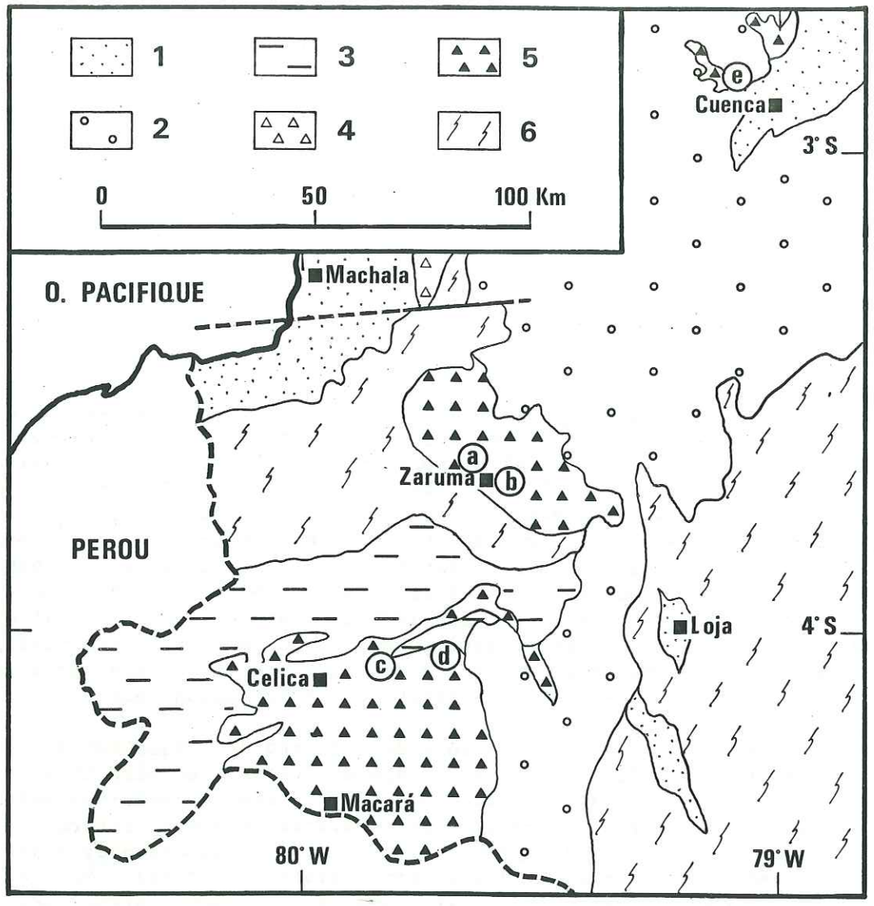


Figure II-1: Carte géologique simplifiée de l'extrémité S-W de l'Equateur et localisation des échantillons de la formation Celica. 1: Sédiments néogènes, 2: Volcanisme cénozoïque, 3: Flysch Yunguilla, 4: Formation Macuchi, 5: Formation Celica, 6: Substratum métamorphique paléozoïque. (a) Ech. 82-101,82-102, 82-103, (b) Ech. Ec 50, Ec 53, Ec 54, Ec 55, (c) Ech. Ec 70, (d) Ech. Ec 73, (e) Ech. 82-79.

Les échantillons étudiés proviennent essentiellement de la région de Zaruma (figure II-1). Un échantillon a également été prélevé dans la vallée du rio Yanuncay à l'ouest de Cuenca bien que la carte géologique au 1 : 1 000 000° (DGGM Quito, 1982) signale à cet endroit la formation Macuchi ; en effet, la position de ces affleurements nettement à l'est du versant pacifique de la cordillère occidentale où s'étend le Macuchi, nous donne à penser, comme indiqué d'ailleurs sur la feuille Cuenca de la carte géologique au 1 : 100 000 (DGGM Quito, 1980), qu'il s'agit en fait de roches qui doivent être rattachées à la formation Celica, ce qui justifie le choix de cet échantillon. Deux échantillons ont également été recueillis entre Loja et Celica dont l'unique basalte de notre échantillonnage. Excepté ce dernier, tous les autres échantillons sont des andésites ce qui rend bien compte de la prédominance de celles-ci au sein de la formation Celica.

II DONNEES PETROGRAPHIQUES

Les laves de la formation Celica présentent des structures porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène qui constituent l'essentiel des assemblages primaires de ces roches.

- Les plagioclases sont généralement de taille millimétrique à pluri-millimétrique. Ils sont parfois limpides et peuvent alors être zonés mais ils sont plus généralement albitisés. Le phénomène d'albitisation est plus ou moins développé selon les échantillons ; il est particulièrement important pour Ec 73, 82 101 et dans une moindre mesure Ec 70. Dans certains cas (Ec 54, Ec 55) un feldspath potassique (adulaire) remplace partiellement le plagioclase.

- Des clinopyroxènes frais, de taille comparable à celle des plagioclases, sont exprimés dans tous les échantillons et sont souvent discrètement zonés et parfois mâclés. Généralement ces clinopyroxènes sont altérés en chlorite, smectite ou calcite.

La mésostase présente une texture hyaline à cryptocristalline et les cristaux primaires qui s'y développent sont essentiellement des plagioclases parfois associés à quelques clinopyroxènes et à de rares microcristaux de minéraux opaques.

Les assemblages de minéraux secondaires sont largement représentés dans ces roches et constitués par:

- L'albite, principalement générée par l'albitisation du plagioclase primaire, peut également se développer au sein de veinules ou de microfractures dans quelques échantillons.

- La chlorite altère le plus souvent les clinopyroxènes , parfois les plagioclases, mais peut aussi former de larges tâches qui s'étendent dans la mésostase.

- La calcite se développe parfois au sein des clinopyroxènes mais

plus généralement dans les amygdales ou les veinules.

- Le sphène accompagne souvent la chlorite en altération du clinopyroxène.

- Les smectites sont associées à la chlorite en remplacement du clinopyroxène et du plagioclase.

- Des zéolites apparaissent à l'intérieur de veinules dans quelques échantillons (Ec 54, 82 101, 82 103).

- La pumpellyite est présente dans la plupart de ces roches et se développe le plus souvent en tâches à l'intérieur des cristaux de plagioclase, mais peut également être exprimée dans des amygdales où elle est parfois associée à de la prehnite.

- Il faut enfin noter la présence d'épidote dans Ec 50.

Du point de vue pétrographique les roches de la formation Celica forment un groupe homogène de laves porphyriques à plagioclase et clinopyroxène. L'étude des phases secondaires montre qu'elles ont été soumises à un métamorphisme de bas degré dans les faciès zéolite et/ou pumpellyite-prehnite.

III ETUDE GEOCHIMIQUE

Les analyses chimiques des dix échantillons sélectionnés sont reportées dans le tableau II-1 où elles sont classées en fonction de leur teneur en silice.

III - 1 LES ELEMENTS MAJEURS

Excepté l'échantillon Ec 70, le plus basique, les roches analysées correspondent, du point de vue chimique, à la définition des andésites. Elles sont toutes en effet à hypersthène normatif avec des teneurs en silice comprises entre 53 et 63%, TiO2 inférieur à 1,75% et K2O inférieur à .145 SiO2 - 5,135 sur les analyses recalculées anhydres (Gill, 1981). Les concentrations en éléments majeurs sont assez homogènes dans ces andésites excepté en ce qui concerne le sodium qui présente d'importantes variations probablement en relation avec l'altération. Celle-ci se traduit, en particulier, par d'importantes concentrations en eau qui sont responsables des faibles concentrations apparentes en certains éléments majeurs dans ces roches ; c'est le cas en particulier pour l'aluminium. Cependant, sur les analyses recalculées anhydres les concentrations en Al2O3 sont comprises entre 16.2 et 17.8% qui sont des teneurs normales pour les andésites des séries calco-alcalines des zones orogéniques ; leur caractère peralumineux se traduit dans la plupart des échantillons par l'apparition de corindon normatif.

N°Ech.	Ec70	82102	Ec73	82103	Ec54	82101	Ec50	Ec55	Ec53	8279
SiO2	49.76	56.11	56.41	57.30	57.26	58.08	58.22	58.22	58.60	59.46
Al2O3	17.88	14.77	16.90	15.70	15.83	16.10	16.02	16.73	15.53	15.48
Fe2O3	2.00	6.62	7.10	6.70	6.90	5.33	6.80	6.70	6.75	6.79
MnO	0.18	0.14	0.13	0.11	0.13	0.10	0.11	0.12	0.10	0.06
MgO	5.04	2.26	2.03	4.12	3.68	2.03	3.25	2.93	3.36	3.00
CaO	10.39	6.73	4.08	3.90	4.65	5.64	6.90	5.45	4.35	5.53
Na2O	3.45	1.14	6.24	2.16	3.42	4.12	2.92	3.27	3.20	2.35
K2O	0.45	1.73	1.75	1.82	1.79	2.31	1.43	1.53	1.77	1.52
TiO2	0.75	0.66	0.82	0.61	0.80	0.70	0.79	0.88	0.81	0.94
P2O5	0.10	0.16	0.29	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.14	0.31
H2O+	0.24	0.72	0.70	0.65	0.81	0.74	0.20	0.42	0.58	0.23
H2O-	2.07	8.32	2.66	6.39	4.07	5.03	2.24	2.79	4.19	3.49
Somme	99.01	99.36	99.11	99.13	99.49	100.34	99.04	99.19	99.38	99.16
Li	15	15	11	25	16	14	23	11	19	25
Rb	15	61	37	48	61	71	42	43	56	36
Sr	265	215	566	271	345	274	321	320	321	356
Ba	200	350	850	400	725	740	490	610	750	780
Sc	35		17	25		18	21	22	23	21
V	234	160	152	167	164	135	165	166	159	172
Cr	50	46	5	50	45	44	29	34	44	31
Co	31	20	15	19	19	16	19	16	21	16
Ni	27	15	9	16	17	15	16	14	17	13
Cu	104	28	48	33	22	26	20	64	20	26
Zn	81	79	82	89	81	65	78	86	83	96
La	3.65		18.79	12.39		16.92	13.85	13.83	14.01	23.51
Ce	7.97		39.20	27.71		35.52	29.62	29.02	29.92	49.70
Sm	1.96		4.98	3.38		3.96	3.39	3.28	3.56	5.44
Eu	0.70		1.47	0.88		0.90	0.91	1.02	0.90	1.30
Tb	0.40		0.65	0.49		0.54	0.45	0.52	0.50	0.60
Yb	1.60		2.50	1.94		2.23	1.86	2.14	2.02	2.47
Lu	0.26		0.40	0.31		0.34	0.29	0.34	0.32	0.39
Hf	1.10		2.46	3.00		4.37	3.17	3.52	3.51	4.47
Th	0.93		4.38	4.93		7.99	5.57	5.32	5.94	6.31
Y				21		24				
Zr				115		159				
Nb				6		7				
(Mg)	0.56	0.41	0.38	0.56	0.53	0.45	0.51	0.49	0.52	0.49
Ti/V	19.2	24.7	32.3	21.9	29.3	31.1	28.7	31.8	30.5	32.8
La/Yb	2.3		7.5	6.4		7.6	7.4	6.5	6.9	9.5
La/Sm	1.02		2.07	2.01		2.34	2.24	2.31	2.16	2.37
La/Th	3.9		4.3	2.5		2.1	2.5	2.6	2.4	3.7
La/Hf	3.3		7.6	4.1		3.9	4.4	3.9	4.0	5.3
La/Nb				2.1		2.4				
Th/Hf	0.85		1.78	1.64		1.83	1.76	1.51	1.69	1.41

Tableau II-1: Analyses chimiques des laves de la formation Celica.

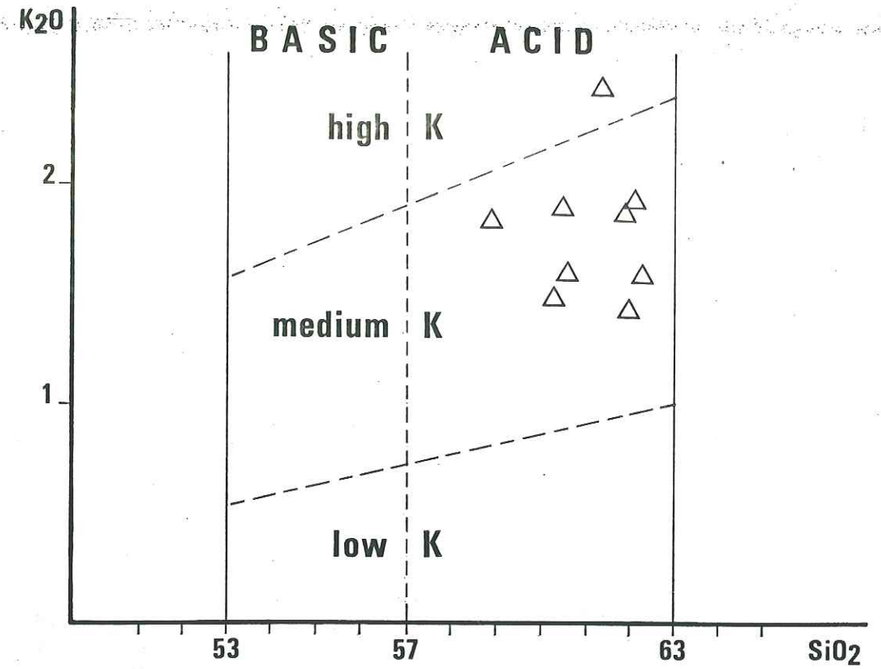


Figure II-2: Diagramme K2O vs SiO2 (poids %, analyses recalculées anhydres) des andésites de la formation Celica. Nomenclature des andésites des zones orogéniques d'après Gill (1981).

Sur le diagramme SiO2 versus K2O (figure II-2) elles se distribuent préférentiellement dans le champ des andésites acides moyennement potassiques. Leur affinité calco-alcaline apparait sur le diagramme FeO/MgO versus SiO2 (figure II-3) ; elle est confirmée par l'absence d'enrichissement en fer dans les termes différenciés et par leurs faibles concentrations en titane comprises entre 0.7 et 1% qui sont également caractéristiques des produits émis au niveau des frontières de plaques convergentes et en particulier des andésites orogéniques (e.g. Pearce & Cann, 1973 ; Gill, 1981).

Sur la base des éléments majeurs il est possible de mettre en évidence le caractère calco-alcalin de ces andésites acides ; le basalte qui leur est associé est également à rattacher à cette même série magmatique dont il possède le trait principal, à savoir Al2O3 très élevé associé à une faible teneur en TiO2.

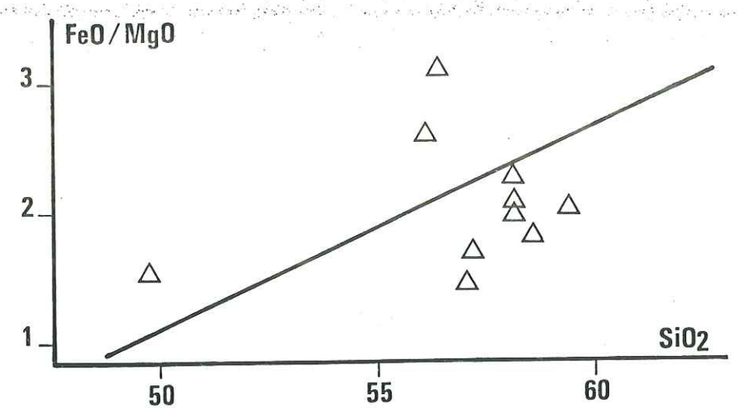


Figure II-3: Diagramme FeO/MgO vs SiO2 (poids %) des laves de la formation Celica. Même légende que la figure I-4.

III - 2 LES ELEMENTS EN TRACES

Les alcalins et alcalino-terreux présentent des concentrations élevées typiques des andésites des zones orogéniques. Bien que ces éléments soient réputés sensibles aux processus d'altération, il semble peu probable que ces derniers soient responsables des fortes teneurs en Sr ou Ba, ces éléments ne présentant pas de corrélations avec H2O principal marqueur de l'altération. Seul Rb présente une corrélation positive significative avec l'eau ce qui suggère que les concentrations les plus élevées en cet élément sont imputables en partie à l'altération.

Les concentrations en éléments de transition de ces andésites sont relativement faibles et comparables à celles rencontrées dans les andésites orogéniques. De même les rapports Ni/Co inférieurs à 1 sont caractéristiques des séries andésitiques. A l'exception du Zn, ces concentrations sont inférieures à celles du basalte ce qui traduit le comportement compatible de ces éléments au cours de la différenciation.

Les spectres de terres rares des roches de la formation Celica sont présentés sur la figure II-5-a. Celui du basalte est pratiquement plat ; le rapport La/Sm normalisé est proche de 1 et La/Yb est égal à 2.3. Les spectres des andésites montrent un enrichissement bien marqué en terres rares légères avec des teneurs en lanthane comprises entre 38 et 72 fois les chondrites. Une discrète anomalie négative de l'europium apparait dans la majorité des échantillons en relation avec la précipitation de plagioclase. Ces spectres ne présentent pas de fractionnement des terres rares lourdes dont les teneurs varient dans un faible intervalle entre 9

et 14 fois les chondrites. Les rapports La/Yb sont compris entre 6 et 10 et les rapports La/Sm normalisés sont élevés (>2).

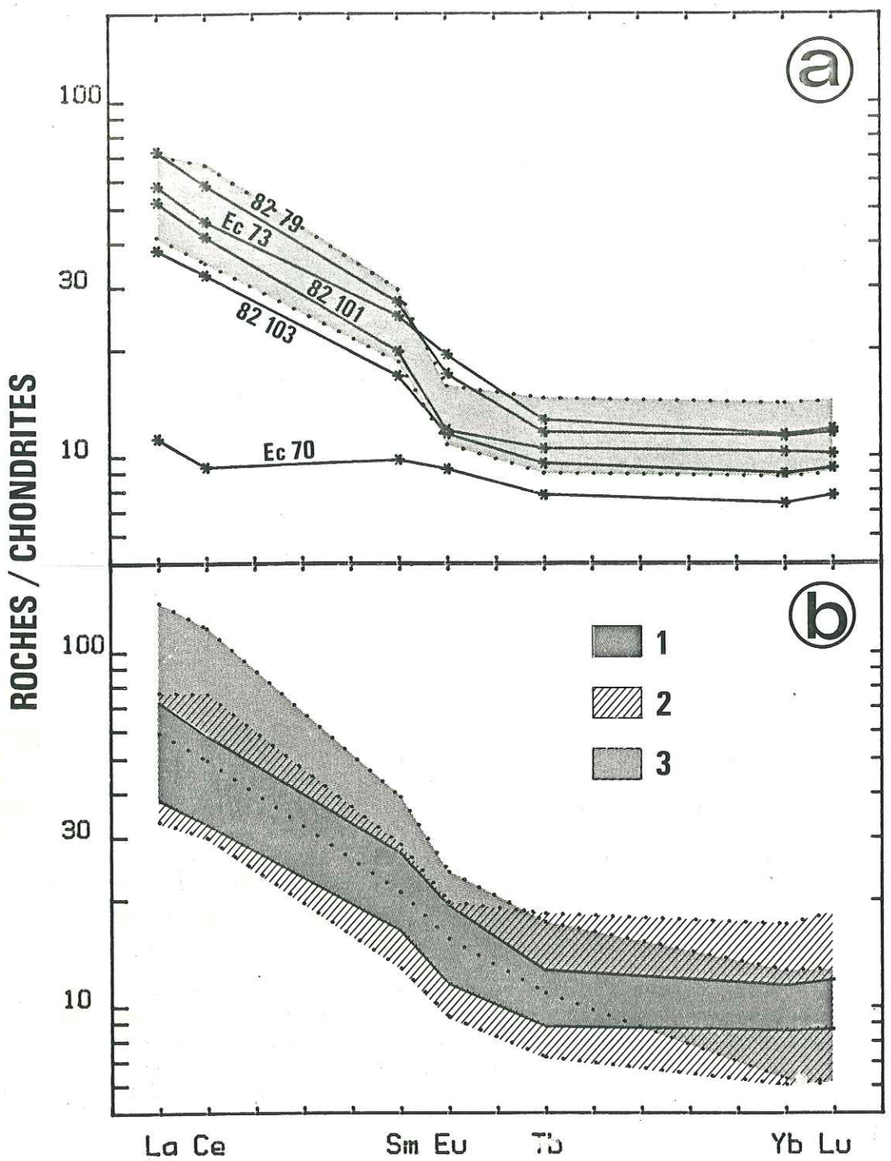


Figure II-4: (a) Spectres de terres rares normalisées aux chondrites du basalte et des andésites de la formation Celica. Zone hachurée: Champ des andésites du volcan Nevados de Chillan (Déruelle, 1979, 1982). (b) Champ des andésites de la formation Celica (1) comparé à ceux des andésites orogéniques continentales (2) et des andésites de type andin s.s. (3) (d'après Bailey, 1981).

Ce type de spectre se rencontre classiquement dans les andésites orogéniques continentales tertiaires et récentes (figure II-4-b) à l'exclusion des roches andines typiques qui elles se caractérisent par un fractionnement des terres rares lourdes avec des rapports La/Yb supérieurs à 12 (Bailey, 1981). Les faibles valeurs d'autres rapports d'éléments incompatibles comme Zr/Y ou Hf/Yb montrent également la non appartenance de ces roches à la famille des andésites de type andin (Bailey, 1981).

Leur caractère continental est confirmé sur la figure II-5 par leurs fortes teneurs en thorium qui les individualisent nettement du groupe des andésites des arcs insulaires.

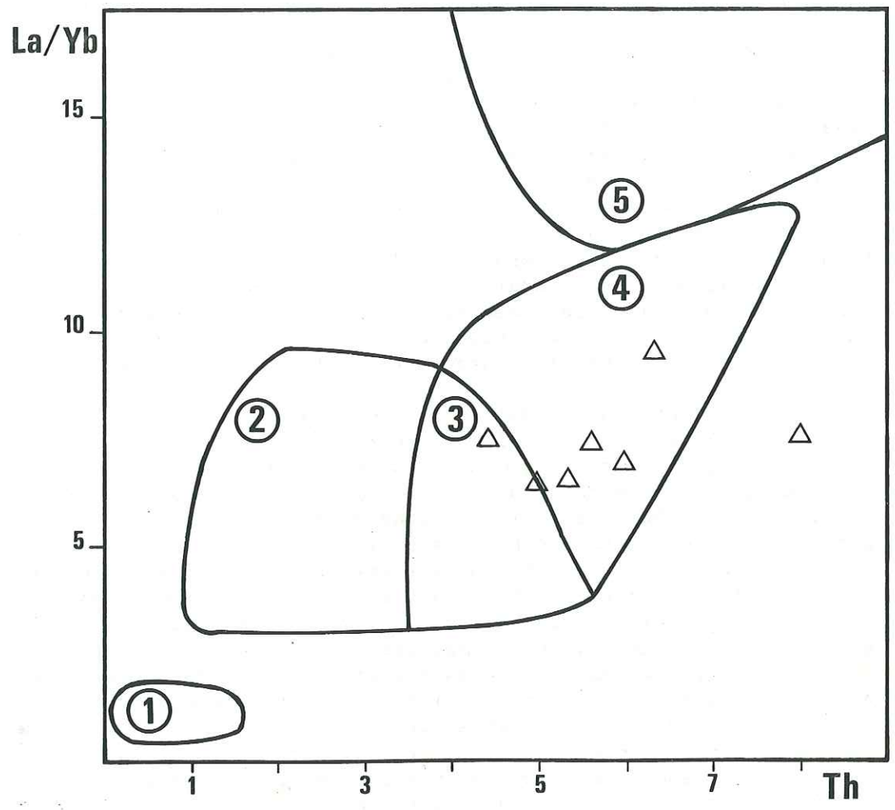


Figure II-5: Diagramme La/Yb vs Th discriminant les roches de composition andésitique (d'après Bailey, 1981, modifié). (1) champ des tholéiites pauvres en K des arcs insulaires océaniques, (2) champ des autres produits des arcs océaniques, (3) recouvrement des champs 2 et 4, (4) champ du volcanisme des marges continentales, (5) champ du volcanisme de type andin sensu stricto.

IV DISCUSSION

L'étude géochimique de la formation Celica montre que ce volcanisme présente les caractéristiques des séries calco-alcalines des zones orogéniques développées sur croûte continentale. Ces conclusions confirment les données stratigraphiques qui montrent que le volcanisme Celica repose, pour le moins en partie, directement sur les séries métamorphiques paléozoïques du groupe Zaruma qui appartiennent au substratum sialique. Le développement de ce volcanisme sur la bordure occidentale de l'Amérique du sud au Crétacé montre que la marge pacifique du continent était active à cette époque.

Les andésites de la formation Celica ne présentent toutefois pas les particularités du volcanisme de type andin sensu stricto comme par exemple des spectres de terres rares très fractionnés ou des rapports entre éléments incompatibles particulièrement élevés. Par contre elles présentent de nombreuses similitudes avec certaines andésites récentes des Andes méridionales comme celles du volcan "Nevados de Chillan" au Chili (Déruelle, 1979, 1982). Les produits émis par ce volcan présentent des spectres de terres rares comparables à ceux de la formation Celica (figure II-5). Il en va de même pour certains rapports comme La/Yb (7.6) ou La/Sm normalisé (2.0). Ces andésites des Nevados de Chillan se sont mises en place sur une croûte continentale n'excédant pas 40 kilomètres d'épaisseur (Déruelle, 1982). On peut donc penser que la marge pacifique du continent sud-américain, au travers de laquelle se sont mis en place les magmas de la formation Celica au Crétacé inférieur, avait à cette époque une épaisseur nettement inférieure aux 50 à 60 kilomètres actuels conséquence de l'orogenèse andine.

Cette étude nous a également permis de préciser l'extension de la formation Celica. En effet si l'on connaissait son développement vers le sud au Perou, son prolongement vers le nord en Equateur était limité classiquement, comme cela apparait sur la carte géologique de l'Equateur au 1 : 1 000 000, à la latitude de Machala (figure II-1). Or, les andésites d'âge crétacé provenant d'affleurements situés à l'ouest de Cuenca (échantillon 82-79) doivent être reliées à l'activité de l'arc Celica. Plus au nord il n'affleure apparemment plus de témoins de cet arc, mais ceux-ci, s'ils existent, peuvent ne pas avoir encore été mis en évidence ou bien avoir été masqués sous les produits des puissantes formations volcaniques plio-quaternaires. De plus la nature du volcanisme actuel des Andes de l'Equateur est pétrographiquement peu différente de ce qu'elle était au Crétacé, ce qui, ajouté à l'absence de données chronologiques, peut rendre délicate l'identification sur le terrain des andésites mésozoïques qui pourraient affleurer sous les coulées basales des grands volcans récents.

On peut donc affirmer que l'arc volcanique Celica s'étendait, en Equateur, depuis la frontière péruvienne jusqu'au moins vers 2° de latitude sud. On peut d'autre part envisager que son activité se poursuivait plus au nord, mais seules des études ultérieures pourraient permettre, éventuellement, de confirmer cette hypothèse.

V CONCLUSION

Les caractéristiques chimiques des andésites de la formation Celica indiquent qu'elles représentent les témoins d'un volcanisme d'arc calco-alcalin. Le développement de ce magmatisme sur la bordure pacifique du continent montre que la plaque océanique Farallon subductait sous l'Amérique du sud au Crétacé.

Ces andésites présentent des enrichissements en éléments incompatibles qui sont similaires à ceux de certaines andésites actuelles du Chili. Cette analogie avec des magmas mis en place sur une croûte continentale peu épaisse suggère que la marge pacifique du continent sud-américain, dans le sud de l'Equateur, était relativement mince au Crétacé.

CHAPITRE 3

CHAPITRE 3

LES SERIES VOLCANIQUES ANTE-OROGENIQUES DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE DE L'EQUATEUR: LA FORMATION MACUCHI

I INTRODUCTION

La formation Macuchi représente la partie andine du Basic Igneous Complex défini par Goossens (1968). Elle constitue l'essentiel des volcanites anté-orogéniques de l'Equateur et forme l'armature de la cordillère occidentale où elle affleure largement. Bien que son extension soit controversée dans sa partie méridionale (cf. CHAPITRE 2), elle ne dépasse pas 3°20' de latitude sud et n'atteint pas le Pérou, mais semble par contre se poursuivre vers le nord en Colombie.

Elle est considérée par la plupart des auteurs (e.g. Juteau & al., 1977 ; Goossens, 1979 ; Henderson, 1979 ; Feininger & Bristow, 1980) comme un arc insulaire accolé au continent sud-américain à la faveur du blocage d'une paléozone de subduction. Cependant, dans la notice explicative de la carte géologique de l'Equateur au 1 : 1 000 000, Baldock (1982) considère, sur la base des données gravimétriques de Feininger (1977), qu'une partie de cet arc repose sur substratum sialique.

II CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ECHANTILLONNAGE

La formation Macuchi fut considérée à l'origine comme une puissante série volcanique basique et ultrabasique à intercalations sédimentaires (Sauer, 1965). Par la suite sa lithologie s'est avérée beaucoup plus complexe au fur et à mesure de la mise en évidence de nouveaux termes pétrographiques. On sait actuellement que les roches magmatiques qui la composent vont depuis des termes basiques jusqu'à des termes de composition rhyolitique. Cependant, une synthèse récente effectuée par Henderson (1979) a montré que les laves les plus représentées avaient un chimisme d'andésite basique. Les roches de composition basaltique

également bien représentées montrent fréquemment des structures en pillow-lavas. Les horizons tufacés sont nombreux ainsi que les pyroclastites et les brêches à éléments mafiques. Localement apparaissent des niveaux sédimentaires interstratifiés formés d'argiles silicifiées ou de grés fins alternant avec des passées grauwackeuses.

Les constatations suivantes ont fait penser aux différents auteurs que le Macuchi représentait un arc insulaire:

- 1) Importance de la vésiculation des pillow-lavas basaltiques, indiquant un milieu de dépôt peu profond.

- 2) Grande variété des roches effusives avec prédominance des andésites basiques.

- 3) Nombreuses intercalations de tufs, de brêches pyroclastiques et de sédiments marins qui ne sont toutefois jamais purement pélagiques.

A ces informations de nature géologique sont venues s'ajouter quelques analyses chimiques d'éléments majeurs (Pichler & al., 1974 ; Henderson, 1979) qui semblent confirmer la nature orogénique des laves du Macuchi (Henderson, 1979).

Comme en ce qui concerne le Piñon ou le Celica, l'âge de la formation n'est pas connu avec exactitude. Sa base en particulier est inconnue, mais est supposée être dans le Crétacé (Bristow & Hoffstetter, 1977). Par contre l'étude des sédiments interstratifiés au sein du Macuchi a contribué à préciser l'âge du sommet de la formation. Ainsi les travaux des géologues de l'IFP (Sigal, 1968 ; Savoyat & al., 1970 ; Faucher & Savoyat, 1973) ont permis de mettre en évidence des faunes sénoniennes à l'ouest de Quito ; plus au sud, vers 1°S, Henderson (1979) a rencontré une faune éocène. La formation Macuchi est surmontée par les séries de flysch de la formation Yunguilla datée Maestrichtien à Eocène (Henderson, 1979). Les données disponibles permettent donc de proposer un âge crétacé à éocène pour la formation Macuchi.

Les échantillons étudiés proviennent de plusieurs profils effectués au long de quelques routes qui escaladent la cordillère occidentale (figure III-1).

Malgré les mauvaises conditions d'affleurements, dûes en grande partie à l'importance de la couverture végétale et à la rareté des voies de pénétration, il a été possible de mettre en évidence certaines structures majeures du Macuchi.

L'un des traits essentiels de la géologie de ces formations, qui apparait sur l'ensemble des profils étudiés (figure III-1), est la position structurale des unités du Macuchi. Ces dernières présentent généralement de forts pendages (40 à 80°) vers l'est. La présence quasi systématique de ces forts pendages est en accord avec l'hypothèse de l'entrée de la formation Macuchi dans une paléozone de subduction située contre le continent sud-américain. Ce phénomène se serait produit à

l'Eocène inférieur d'après Feininger et Bristow (1980) et aurait eu pour conséquence le blocage de cette zone de subduction et le collage du Macuchi au continent.

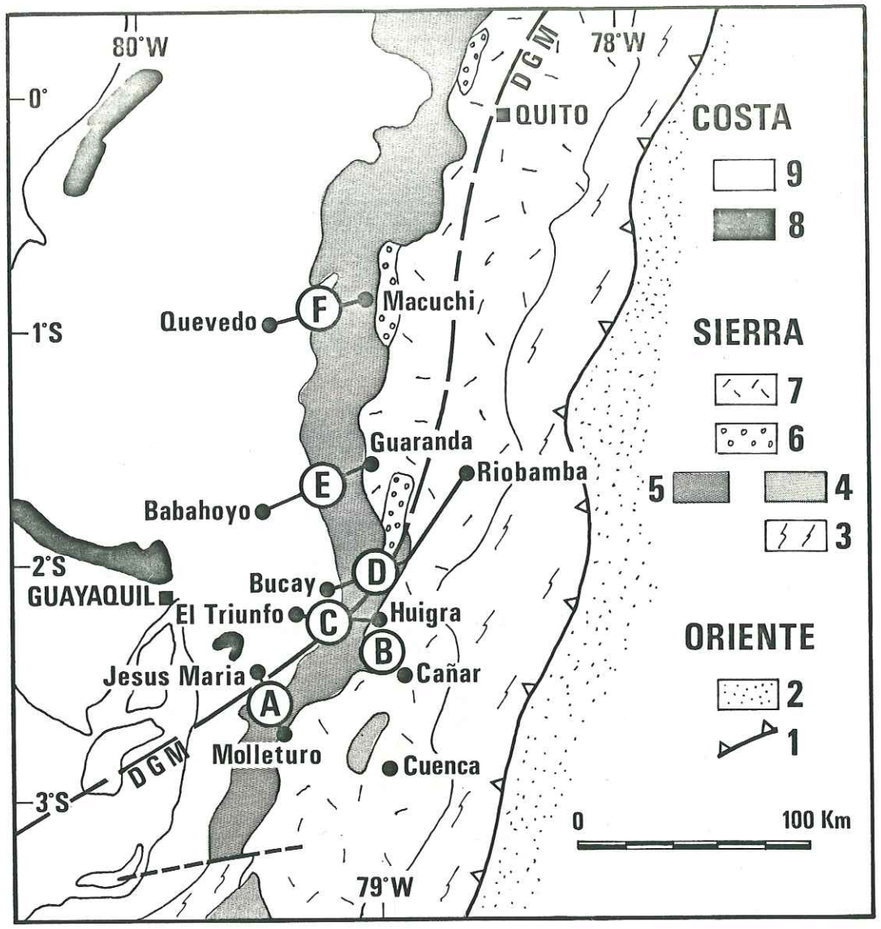


Figure III-1: Carte géologique simplifiée de la partie centrale de l'Equateur d'après la carte géologique au 1 : 1 000 000 (DGGM Quito, 1982) modifiée. (1) chevauchement sub-andin, (2) formations sédimentaires indifférenciées, (3) substratum métamorphique pré-mésozoïque, (4) formation Celica, (5) formation Macuchi, (6) flysch Yunguilla, (7) volcanisme cénozoïque, (8) formation Piñon, (9) sédiments quaternaires.
Localisation des échantillons:
(A) route Jesus Maria-Molleturo: Ech. 82-106, 82-107, 82-108, 82-110, 82-111, 82-112, 82-113, (B) ouest de Canar: Ech. 84012 et 84013, (C) route El Triunfo-Huigra: Ech. 82-87, 82-88, 82-89, 82-90, 82-94, 82-96, 82-97, (D) route Bucay-Riobamba: Ech. 82-114, 82-115, 82-119, 82-120, 82-122, 82-126, (E) route Babahoyo-Guaranda: Ech. 82-43, 82-45, 82-49, 82-50, (F) route Quevedo-Macuchi: Ech. 82-21, 82-23, 82-37, Pi51d, Pi59a, Pi61.

Au Km 109 de la route Bucay-Riobamba, dans la vallée du rio Pangor (figure III-2), une faille inverse, plongeant d'environ 50° vers l'est, met en contact les diabases et laves en coussins du Macuchi à l'est avec les flysch de leur couverture à l'ouest.

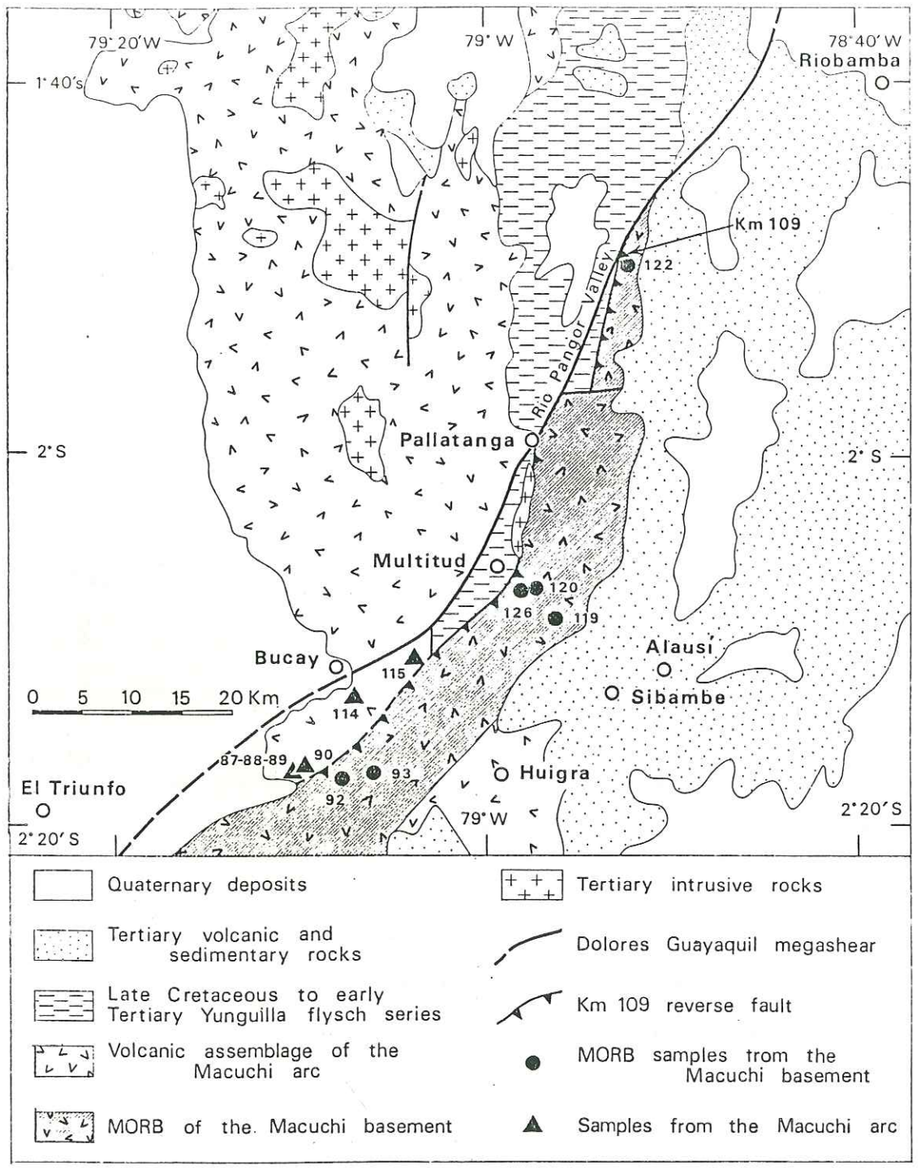


Figure III-2: Carte géologique de la région de Bucay-rio Pangor d'après la carte géologique au 1 : 1 000 000 (DGGM Quito, 1982) modifiée (d'après Lebrat & al., 1985b).

La trace de cet accident, localement souligné par des serpentinites, a pu être suivie sur plusieurs kilomètres vers le sud. Dans les environs de Pallatanga cet accident est localement déplacé par une faille E-W récente et est également masqué par des intrusions acides tertiaires (figure III-2). Plus au sud, à l'est de Multitud les flyschs Yunguilla réapparaissent à l'ouest des unités volcaniques du Macuchi. Sur la coupe Multitud-Sibambe (figure III-3) le contact entre les flyschs et l'assemblage volcanique n'est pas apparent. Cependant, et ce malgré leur proximité, on ne trouve jamais de flyschs dans les niveaux volcaniques ni de roches du Macuchi au sein des flyschs. D'autre part dans le paysage les assemblages volcaniques occupent les parties hautes des montagnes alors que les flyschs sont confinés aux parties basses et aux fonds des vallées. Il semble donc possible de prolonger vers le sud l'accident du Km 109 en le faisant passer à 2 kilomètres environ à l'est du village de Multitud (figure III-3).

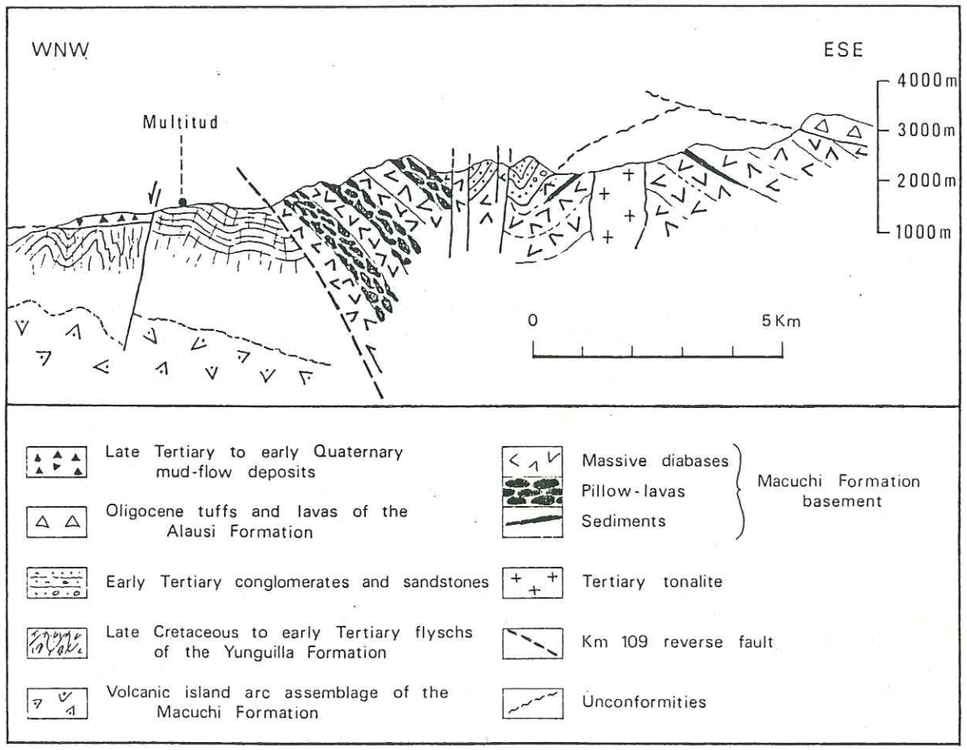


Figure III-3: Coupe WNW-ESE effectuée au long de la route Multitud-Sibambe (d'après Lebrat & al., 1985b).

Cette faille inverse à vergence ouest qui fait donc chevaucher le Macuchi sur sa couverture de flyschs est à rapprocher d'accidents similaires de même vergence mis en évidence à l'ouest de Quito (Juteau & al., 1977). Ces auteurs montrent que l'accident majeur fait chevaucher vers l'ouest les lambeaux d'un cortège ophiolitique, formé de

péridotites, de gabbros lités et d'un complexe de dykes diabasiques, sur une puissante formation de diabases massives. Ils interprètent cet accident comme traduisant l'écaillage des parties inférieures de l'arc Macuchi, constituées par une croûte océanique, phénomène qu'ils placent lors de l'arrivée de cet arc et de son soubassement dans une paléozone de subduction à pendage est située contre le continent sud-américain. L'une des conséquences majeures de ces processus étant, compte tenu de la difficulté à subducter une masse aussi imposante qu'un arc insulaire, le blocage de cette paléozone de subduction.

En résumé il apparait que les données de terrain, bien que fragmentaires, plaident en faveur du collage de la formation Macuchi au continent sud-américain. En effet les pendages systématiques vers l'est ainsi que la présence de grands accidents chevauchants à vergence ouest sont compatibles avec un schéma impliquant ces terrains dans une zone de subduction mais seraient difficilement explicables en termes d'obduction.

III DONNEES PETROGRAPHIQUES

Les séries volcaniques anté-orogéniques de la formation Macuchi se distinguent de celles du Piñon ou du Celica par une grande variété de termes pétrographiques allant des basaltes à des tufs rhyo-dacitiques en passant par des andésites.

Les roches de composition basique représentées par les échantillons 82-21, 82-23, 82-37, 82-43, 82-50, 82-89, 82-90, 82-92, 82-93, 82-106, 82-113, 82-114, 82-119, 82-120, 82-122 et 82-126 présentent des structures microlitiques parfois doléritiques. Elles renferment les associations minéralogiques primaires suivantes:

- Plagioclases souvent exprimés en phénocristaux de taille millimétrique qui sont fréquemment altérés. Ils sont séricitisés dans certains échantillons, en particulier 82-21, 82-43, 82-92 et 82-93. Ces minéraux constituent en outre l'essentiel de la matrice de ces roches.

- Clinopyroxènes (augites) généralement présents sous forme de phénocristaux automorphes. Ces cristaux sont soit peu altérés, soit remplacés, partiellement ou en totalité, par de l'actinote (82-21, 82-23, 82-37, 82-89, 82-90, 82-92, 82-113 et 82-114). L'augite est également bien représentée dans la mésostase de ces roches.

- Minéraux opaques disséminés en quantités variables mais toujours faibles dans la matrice.

- Des fantômes de cristaux d'olivine, totalement remplacée par de la calcite, sont identifiables dans les échantillons 82-50 et 82-120.

- Du quartz intersticiel ou exprimé en microcristaux a été mis en évidence dans les échantillons 82-21, 82-43, 82-89, 82-90, 82-92 et 82-114.

Les assemblages secondaires, largement développés sont constitués

par les minéraux suivants:

- De l'actinote qui apparait le plus souvent en remplacement du clinopyroxène.

- Des chlorites développées en plus ou moins grandes quantités dans la totalité des échantillons.

- Des zéolites occupent généralement les microfractures ou les vésicules de la plupart des échantillons.

- De la pumpellyite, associée le plus souvent à la chlorite est présente dans les échantillons 82-37, 82-43, 82-50, 82-89, 82-90, 82-93, 82-106, 82-119, 82-122 et 82-126.

- De la calcite généralement exprimée dans des microfractures ou en larges plages dans la mésostase. Ce minéral est en outre très abondant au sein de larges vésicules dans l'échantillon 82-122 ; il y est associé à de la chlorite et du quartz. Cet échantillon a été prélevé à faible distance de l'accident chevauchant du Km 109. Aussi, l'abondance de quartz secondaire dans cette roche est probablement en relation avec la circulation de fluides riches en silice lors de l'activité tectonique de ce chevauchement.

Les roches de composition basique de la formation Macuchi présentent donc d'importantes variations du point de vue pétrographique. Elles vont depuis des magmas sous-saturés où apparait de l'olivine jusqu'à des termes sur-saturés dans lesquels le quartz est largement exprimé. Cette variété de termes pétrographiques montre que ces roches proviennent de diverses séries magmatiques et suggère qu'elles aient pu se former dans des contextes géodynamiques différents. Quoi qu'il en soit l'étude des phases secondaires montre que ces roches ont toutes subi un métamorphisme de bas degré, dans les faciès zéolite et/ou pumpellyite-prehnite et/ou schistes verts, comparable à celui des formations Piñon ou Celica.

A ce premier groupe sont associées des roches plus acides qui, du point de vue pétrographique, vont des andésites aux dacites ; ce sont les échantillons 82-49, 82-94, 82-96, 82-97, 82-107, 82-108, 82-110, 82-111, 82-112, 82-115, 84012 et 84013 auxquels sont associés des tufs rhyodacitiques (82-87 et 82-88). Elles présentent des textures porphyriques et leurs assemblages minéralogiques primaires sont constitués par les phases suivantes:

- Plagioclases exprimés en phénocristaux le plus souvent très altérés et en microlites dans la matrice de tous les échantillons.

- Des phénocristaux de clinopyroxène généralement peu altérés sont présents dans les échantillons 82-49, 82-96, 82-97, 82-107, 82-111, 82-112, 84012 et 84013.

- Des phénocristaux de hornblende verte, souvent automorphes sont largement développés dans 82-94, 82-96, 82-108, 82-111 et 82-115.

- Des phénocristaux de quartz montrent le caractère "dacitique" des échantillons 82-94, 82-96 et 84012.

- La matrice de ces roches renferme, outre les phases exprimées sous forme de phénocristaux, des minéraux opaques et du quartz le plus souvent intersticiel.

Les assemblages secondaires, constitués de calcite, de chlorites et de zéolites, sont développés dans la quasi totalité des échantillons. De la pumpellyite apparait dans la matrice de 82-108, 82-111 et 82-115, l'actinote a été mise en évidence uniquement dans 82-115 et de l'épidote apparait dans 82-107, 82-108 et 84012.

Les tufs rhyodacitiques (82-87 et 82-88) sont constitués de 25 à 30% de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases dans une matrice fine renfermant du quartz, de la pistachite, de la clinozoisite et du sphène.

Les magmas acides de la formation Macuchi présentent les assemblages minéralogiques des andésites et dacites des séries calco-alcalines. Elles ont été soumises, comme les termes plus basiques, à un métamorphisme de bas degré qui n'a cependant que rarement atteint le faciès schistes verts.

IV ETUDE GEOCHIMIQUE

Comme le montre l'étude pétrographique, les roches de la formation Macuchi présentent une large gamme de compositions qui se traduit du point de vue chimique par des teneurs en silice comprises entre 47 et 67% avec cependant une prédominance des basaltes et des andésites basiques.

Sur la base des éléments majeurs et des éléments en traces deux groupes principaux peuvent être individualisés.

- Le premier est composé uniquement de basaltes d'affinité tholéiitique. Ils proviennent soit d'affleurements ponctuels situés au pied de la cordillère occidentale, soit du compartiment chevauchant délimité par l'accident du Km 109.

- Le second comprend des roches allant des basaltes aux dacites qui présentent une affinité avec les volcanites des zones orogéniques et constituent l'essentiel de la formation.

IV - 1 LES ECHANTILLONS DU PREMIER GROUPE

Leurs analyses chimiques sont reportées dans le tableau III-1 où elles sont classées en fonction du rapport (Mg) choisi comme indice de différenciation.

N°Ech.	82122	82119	82120	82126	82106	8293	8292	8250
SiO2	50.00	48.85	50.00	51.70	46.90	50.27	48.82	49.89
Al2O3	14.40	13.86	13.55	13.34	13.21	13.30	12.75	12.30
Fe2O3	8.38	11.16	10.85	10.60	12.54	12.05	13.15	13.25
MnO	0.11	0.15	0.16	0.18	0.20	0.19	0.20	0.18
MgO	11.30	8.50	7.87	7.13	8.07	7.84	6.45	5.25
CaO	8.16	9.97	9.74	9.15	10.57	9.48	8.71	5.45
Na2O	2.21	1.71	2.79	3.50	3.00	2.21	2.48	3.31
K2O	0.06	0.36	0.06	0.04	0.06	0.10	0.13	0.03
TiO2	0.22	1.06	1.15	1.03	1.56	1.08	1.26	2.06
P2O5	0.07	0.08	0.08	0.08	0.13	0.11	0.12	0.18
H2O+	0.40	0.47	0.29	0.30	0.02	0.41	0.70	0.41
H2O-	4.39	3.34	2.72	2.52	3.57	2.20	4.23	7.71
Somme	99.70	99.51	99.26	99.57	99.83	99.24	99.00	100.02
Li	19	10	7	4	13	6	8	8
Rb	2	10	2	2	2	2	3	1
Sr	113	133	108	100	179	95	41	47
Ba	40	80	60	15	65	25	10	52
Sc	33	47		44	51	48	48	37
V	126	336	340	318	335	336	392	413
Cr	560	190	154	190	310	180	108	12
Co	45	44	44	40	52	45	45	30
Ni	240	104	95	80	106	83	71	26
Cu	37	142	145	139	148	156	187	139
Zn	59	94	87	95	88	87	102	130
La	1.68	3.18		2.56	3.35	2.75	3.51	6.18
Ce	3.38	7.80		6.39	9.72	6.62	8.67	16.96
Sm	0.50	2.24		1.94	2.88	2.08	2.58	4.65
Eu	0.24	0.77		0.63	0.87	0.74	0.89	1.57
Tb	0.17	0.58		0.49	0.69	0.55	0.71	1.21
Yb	0.70	2.38		2.11	2.49	2.33	2.87	4.46
Lu	0.11	0.41		0.34	0.43	0.38	0.48	0.71
Hf	0.70	1.47		1.35	2.15	1.50	1.85	2.68
Th	0.30	0.31		0.32	0.40	0.29	0.40	0.62
Y	8	22	25	21	28	23		49
Zr	32	54	57	47	75	52		99
Nb	3	4	6	5	6	5		8
(Mg)	0.74	0.62	0.61	0.60	0.58	0.58	0.51	0.45
Ti/V	10.5	18.9	20.3	19.4	27.9	19.3	19.3	29.9
La/Yb	2.4	1.3		1.2	1.3	1.2	1.2	1.4
La/Sm	1.84	0.78		0.72	0.64	0.73	0.75	0.73
La/Th	5.6	10.3		8.0	8.4	9.5	8.8	10.0
La/Hf	2.4	2.2		1.9	1.6	1.8	1.9	2.3
La/Nb	0.6	0.8		0.5	0.6	0.6		0.8
Th/Hf	0.43	0.21		0.24	0.19	0.19	0.22	0.23

Tableau III-1: Analyses chimiques des laves de la formation Macuchi: Groupe des basaltes d'affinité tholéiitique.

Il s'agit de basaltes à hypersthène normatif dont l'affinité tholéiitique est bien marquée. En effet sur le diagramme FeO/MgO versus SiO2 (figure III-4) ils se distribuent dans le champ tholéiitique. Il en va de même sur le diagramme AFM (figure III-5) où ils présentent en outre un enrichissement en fer dans les termes différenciés, typique des tholéiites.

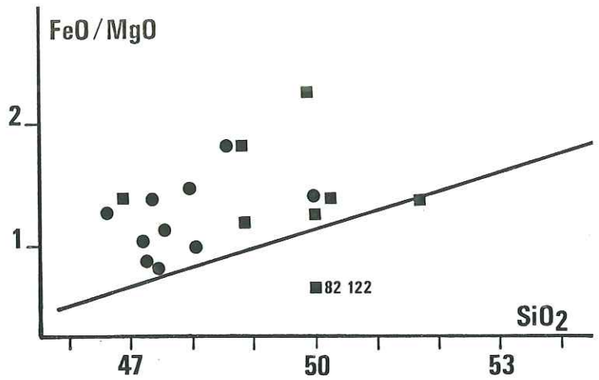


Figure III-4: Diagramme FeO/MgO vs SiO2 (poids %) des tholéiites de la formation Macuchi (carrés noirs) comparées aux tholéiites de la formation Piñon (points). Même légende que figure I-5.

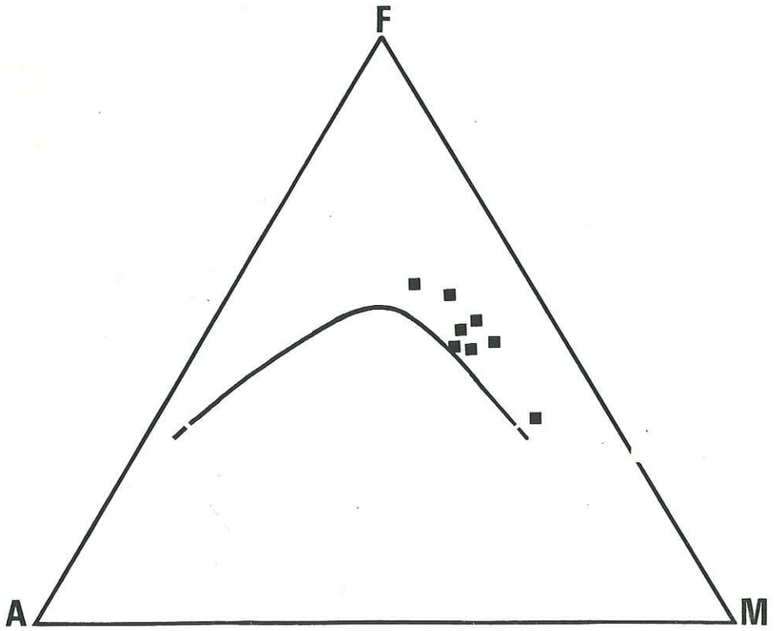


Figure III-5: Diagramme AFM des tholéiites de la formation Macuchi. Même légende que figure I-3.

Par ailleurs TiO2 et V augmentent au cours de la différenciation et les teneurs en TiO2 sont caractéristiques des MORB (figure III-6) ainsi que les valeurs du rapport Ti/V comprises entre 19 et 30 (Shervais, 1982). Les valeurs du rapport (Mg), à l'exception de l'échantillon 82-122 (0.74), sont comprises entre 0.63 et 0.45.

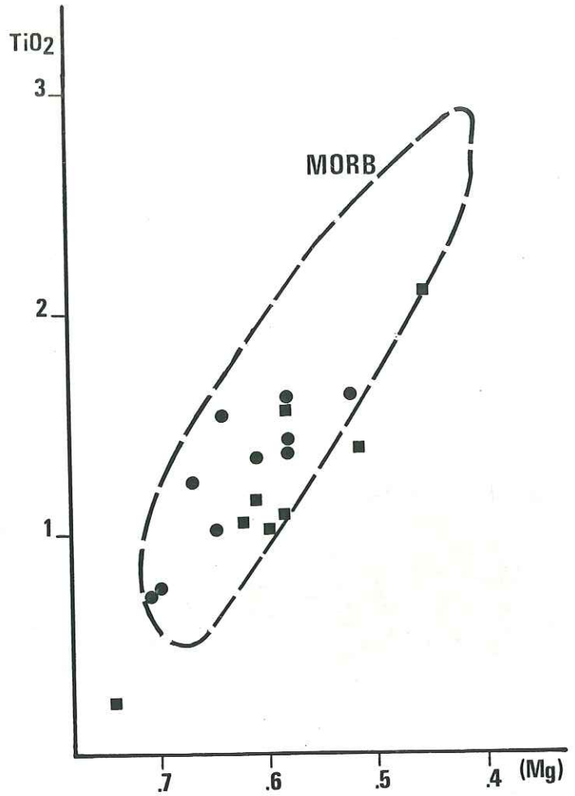


Figure III-6: Diagramme TiO2 (poids %) vs (Mg). Même légende que figure I-4, mêmes symboles que figure III-4.

Les évolutions des concentrations en éléments en traces au cours de la différenciation indiquent que ces roches, comme celles du Piñon, ont subi un fractionnement à basse pression. Ce fractionnement est marqué par la décroissance des teneurs en chrome et nickel alors que les concentrations des autres éléments de transition comme Sc et Co restent à peu près constantes (sauf pour l'échantillon 82-50, le plus différencié, dont le rapport Mg est de 0.45), ce qui traduit la précipitation de clinopyroxène. Les teneurs en strontium qui diminuent au cours de la différenciation soulignent le rôle important du plagioclase au côté du pyroxène.

L'échantillon 82-122 dont le rapport Mg est de 0.74 présente un enrichissement en Cr et Ni associé à de faibles teneurs en éléments incompatibles comme Zr, Y ou terres rares qui pourraient traduire une cumulation de pyroxène. En fait, ainsi qu'en témoignent les teneurs élevées en H2O, la cristallisation importante de minéraux secondaires dans les amygdales et sa position dans une zone de déformation, des processus d'altération ont affecté son chimisme. Ceci est particulièrement visible sur son spectre de terres rares (figure III-7) marqué par un enrichissement sélectif en terres rares légères.

Pour les autres échantillons, les terres rares normalisées aux chondrites présentent des spectres sub-parallèles marqués par un appauvrissement en terres rares légères (figure III-7) avec La/Yb compris entre 1.2 et 1.4. En outre les concentrations en terres rares augmentent au cours de la différenciation et l'apparition d'une légère anomalie négative de l'europium confirme le fractionnement du plagioclase au cours de la différenciation. Ce type de spectre, qui se rencontre fréquemment dans les MORB, est comparable à celui des basaltes de la formation Piñon (figure III-7), bien que ces derniers présentent un appauvrissement en terres rares légères plus marqué.

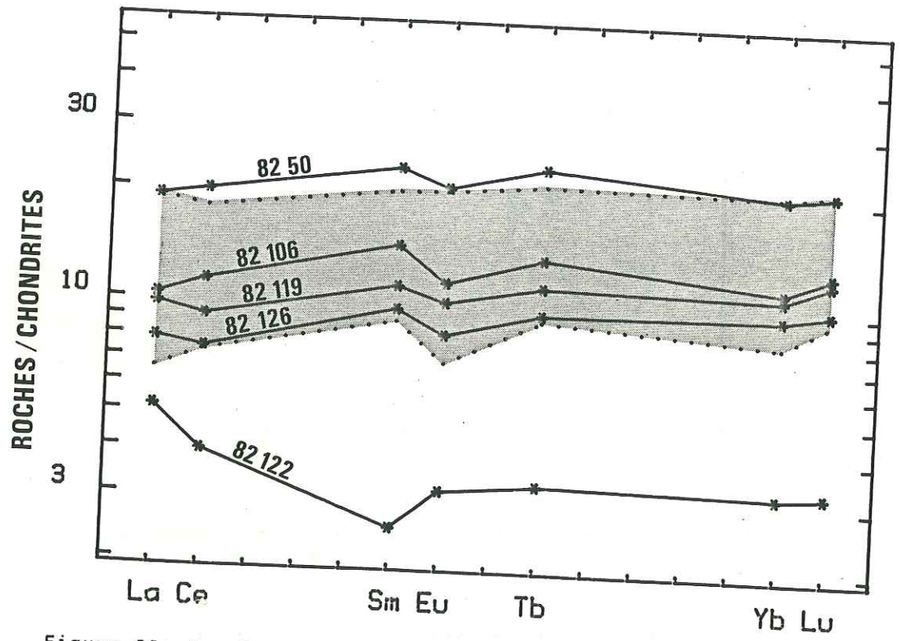


Figure III-7: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des tholéiites du Macuchi comparés aux spectres des tholéiites de la cordillère occidentale de Colombie (figuré gris) (Marriner & Millward, 1984 ; Millward & al., 1984).

Les faibles valeurs des rapports LIL/HFS tels que La/Hf (2.0), Th/Hf (0.21) et surtout La/Nb (<1) sont typiques des roches formées en domaine non orogénique et confirment l'affinité de ces basaltes avec les tholéiites des fonds océaniques.

Mais, l'analogie présentée par le chimisme de ces roches avec celui des MORB doit cependant être nuancée. C'est ainsi que la plupart des valeurs du rapport Ti/V sont comprises entre 18 et 20 et sont légèrement inférieures aux minimas admis par Shervais (1982) pour les MORB N. Cependant certains MORB présentent des valeurs similaires ; c'est le cas, en particulier, des tholéiites de type T (transitionnel) de la Kolbeinsey Ridge dans l'Atlantique nord (Sun & al., 1979). Les rapports La/Sm normalisés, compris entre 0.64 et 0.78, ont également tendance à être sensiblement plus élevés que ceux des MORB N (0.4 à 0.7), se rapprochant en celà des MORB de type T (Sun & al., 1979).

En fait, les similitudes affichées par ces basaltes avec les MORB de type T apparaissent clairement sur leurs spectres géochimiques multi-éléments normalisés aux MORB N (figure III-8). Sur ce diagramme on constate que, par rapport aux MORB N, ces basaltes sont nettement appauvris en K, Zr, Hf, Sm et,dans une moindre mesure, Ce, Ti, Y et Yb. Ils sont par contre enrichis en Th et Nb alors que leurs teneurs en Ba qui montrent également une tendance à l'enrichissement, présentent une dispersion importante en relation avec l'altération.

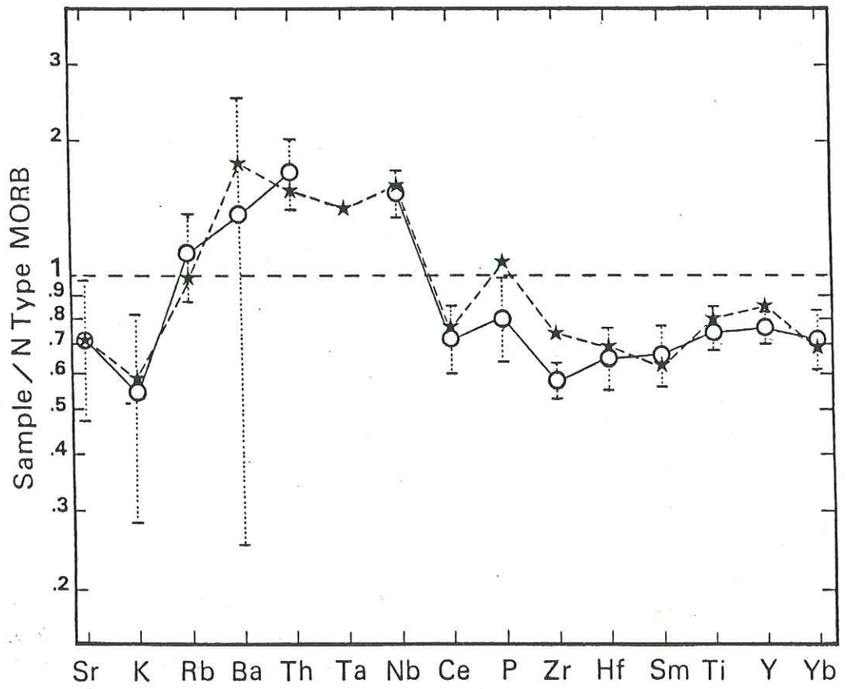


Figure III-8: Spectre géochimique multi-éléments normalisés aux MORB de type N (Pearce, 1983) des tholéiites du Macuchi (cercles) comparés à ceux du site 409 de la ride médio-atlantique Reykjanes (étoiles) (Wood & al., 1979).

En fait, ce type de spectre, associé à des rapports La/Th faibles pour les MORB N et voisins de 10, est analogue à ceux présentés par certaines tholéiites de la ride médio Atlantique Reykjanes dont le caractère transitionnel a été souligné par Wood et al. (1979).

En définitive ces basaltes sont très semblables à ceux de la formation Piñon. Les différences entre ces deux groupes de roches restent discrètes et ne masquent pas leurs similitudes qui apparaissent clairement lorsque l'on considère les valeurs de certains rapports entre éléments incompatibles (tableau III-2). Dans ce tableau sont également indiquées les valeurs de magmas de compositions voisines reconnus dans la cordillère occidentales de Colombie vers 4°N (Marriner & Millward, 1984 ; Millward & al., 1984).

	Formation PIÑON	Formation MACUCHI	Cordillère occidentale de COLOMBIE
Th/La	0.06	0.11	0.12
La/Hf	1.8	2.0	1.8
La/Nb	0.6	0.7	0.6
Th/Hf	0.11	0.21	0.20
La/Yb	1.3	1.3	1.2
Ti/Zr	130	124	127
Zr/Nb	13	11	11
Zr/Y	2.4	2.3	2.1
Ti/Y	307	288	275
Nb/Y	0.20	0.21	0.17

Tableau III-2: Comparaison des valeurs moyennes de quelques rapports d'éléments incompatibles des formations Piñon, Macuchi et des tholéiites de la cordillère occidentale de Colombie (Marriner & Millward, 1984 ; Millward & al., 1984).

IV - 2 LES ECHANTILLONS DU DEUXIEME GROUPE

Ils se caractérisent par une large gamme de teneurs avec notamment SiO_2 compris entre 50 et 67%. A la différence des roches du groupe précédent celles-ci sont à quartz normatif et ce même parmi les termes basiques dont le calcul de la norme fait apparaitre au moins 10 % de quartz.

Les variations chimiques importantes présentées par ces roches, qui apparaissent par exemple sur le diagramme FeO/MgO versus SiO_2 (figure III-9) où elles se répartissent indifféremment dans les champs tholéiitique et calco-alcalin, ainsi que la présence systématique de quartz normatif ne sont pas sans rappeler les caractères des volcanites des zones orogéniques. Leurs faibles teneurs en TiO_2 les déplacent vers la droite, par rapport aux tholéiites du premier groupe ou de la formation Pinon, dans le diagramme TiO_2 versus (Mg) (figure III-10). D'autre part elles ne présentent pas de variations significatives en titane au cours de la différenciation (figure III-10) ce qui est l'un des traits des magmas émis en contexte orogénique.

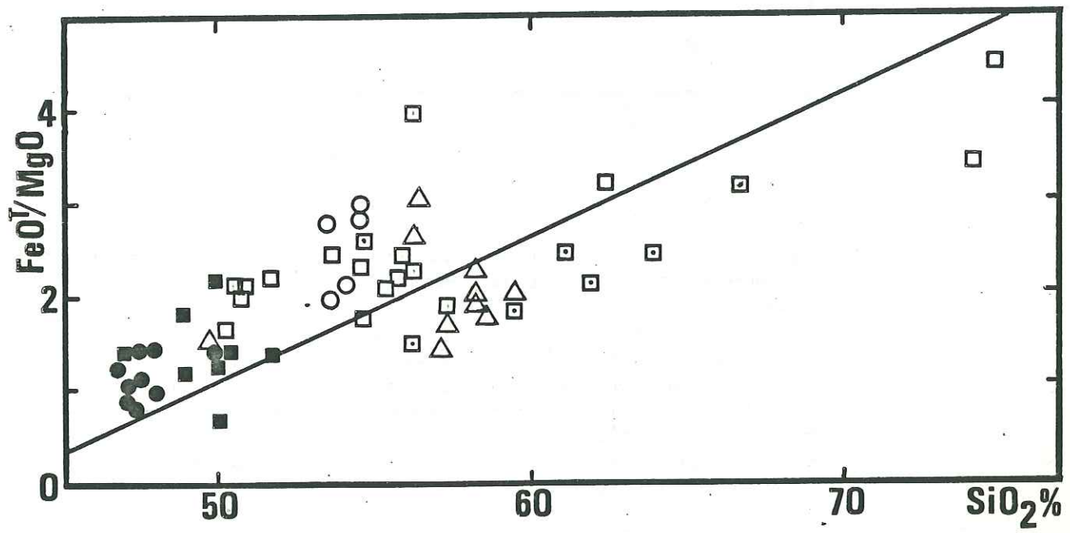


Figure III-9: Diagramme FeO/MgO vs SiO_2 regroupant l'ensemble des formations volcaniques anté-orogéniques de l'Equateur.
- points: MORB N de la formation Piñon.
- carrés pleins: MORB T de la formation Macuchi.
- cercles: andésites basiques de la formation San Lorenzo.
- triangles: basalte et andésites de la formation Celica.
- carrés: laves d'arc intra-océanique de la formation Macuchi.
- carrés pointés: andésites attribuées au Macuchi mais développées sur croûte continentale.

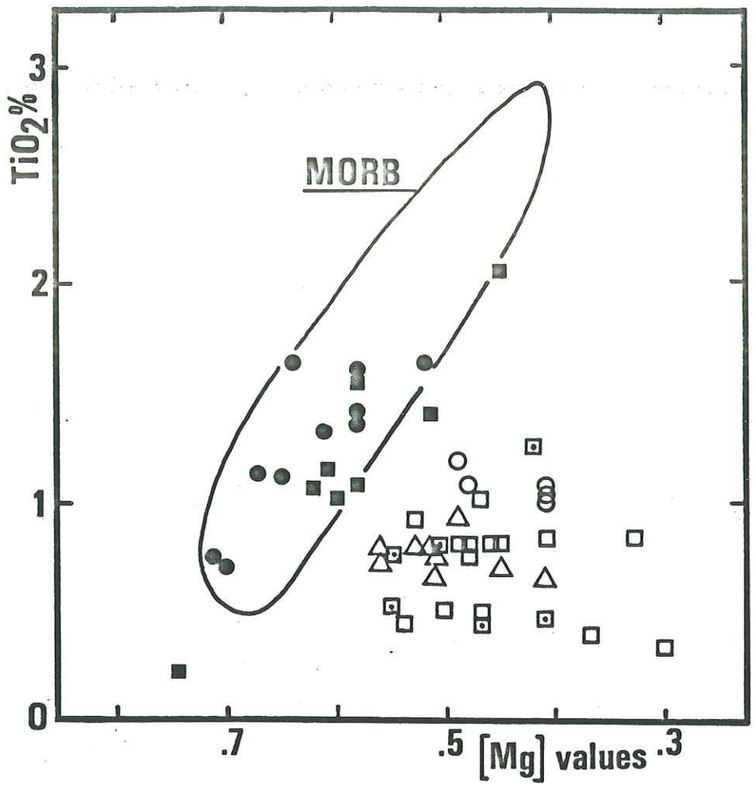


Figure III-10: Diagramme TiO2 (poids %) vs (Mg) regroupant l'ensemble des formations volcaniques anté-orogéniques de l'Equateur.
- points: MORB N de la formation Piñon.
- carrés pleins: MORB T de la formation Macuchi.
- cercles: andésites basiques de la formation San Lorenzo.
- triangles: basalte et andésites de la formation Celica.
- carrés: laves d'arc intra-océanique de la formation Macuchi.
- carrés pointés: andésites attribuées au Macuchi mais développées sur croûte continentale.

En fait deux sous-groupes peuvent être individualisés et ce, en particulier, sur la base de leurs spectres de terres rares et de leurs teneurs en potassium et éléments incompatibles.

IV - 2 - 1 LE PREMIER SOUS-GROUPE: LES TEMOINS D'UN ARC INTRA-OCEANIQUE

Les analyses chimiques des échantillons de ce premier sous-groupe sont reportées dans le tableau III-3.

N°Ech.	8223	Pi61	Pi51d	8221	8243
SiO2	50.28	50.72	50.53	50.79	51.63
Al2O3	14.90	15.10	16.00	18.45	14.63
Fe2O3	8.78	10.57	10.64	10.02	12.62
MnO	0.15	0.17	0.17	0.16	0.24
MgO	4.71	4.68	4.45	4.19	5.17
CaO	11.90	6.96	7.90	7.05	4.65
Na2O	0.90	4.86	4.64	3.79	5.55
K2O	1.40	1.13	1.07	1.81	0.21
TiO2	0.93	0.88	0.82	0.76	1.02
P2O5	0.13	0.18	0.17	0.13	0.32
H2O+	0.81	0.80	0.52	0.44	0.22
H2O-	5.11	4.11	3.57	2.57	3.45
Somme	100.00	100.16	100.48	100.23	99.71
Li	14	8	11	7	12
Rb	26	18	15	38	2
Sr	141	173	367	370	216
Ba	238	190	410	290	125
Sc	34	38	36	32	37
V	304	341	346	298	401
Cr	43	26	18	12	7
Co	31	31	32	28	36
Ni	26	21	19	14	16
Cu	78	132	140	136	92
Zn	63	112	95	75	104
La	4.38	5.12	5.03	4.25	6.79
Ce	10.37	12.11	11.15	9.87	15.40
Sm	2.24	2.91	2.65	2.17	3.23
Eu	0.86	0.93	0.87	0.76	1.10
Tb	0.36	0.56	0.54	0.46	0.59
Yb	1.52	2.25	1.96	1.72	2.38
Lu	0.26	0.36	0.30	0.29	0.39
Hf	1.23	1.82	1.48	1.25	1.90
Th	0.95	0.97	0.93	0.76	0.90
Y	19			18	25
Zr	51			46	72
Nb	3			2	3
(Mg)	0.53	0.49	0.48	0.48	0.47
Ti/V	18.3	15.5	14.2	15.3	15.3
La/Yb	2.9	2.3	2.6	2.5	2.9
La/Sm	1.07			1.07	1.15
La/Th	4.6	5.2	5.4	5.6	7.5
La/Hf	3.6	2.8	3.4	3.4	3.6
La/Nb	1.5			2.1	2.3
Th/Hf	0.77	0.53	0.63	0.61	0.47

Tableau III-3: Analyses chimiques des roches du groupe des tholéiites d'arc intra-océanique de la formation Macuchi: (1) Basaltes.

N°Ech.	Pi59a	8249	82110	8290	82108	8289	8237	82114
SiO2	53.57	54.52	54.54	55.25	55.72	55.90	56.11	56.32
Al2O3	16.89	19.34	16.56	14.38	16.89	14.62	17.05	14.08
Fe2O3	9.52	7.56	7.69	10.78	7.76	9.53	6.97	10.02
MnO	0.16	0.15	0.14	0.18	0.15	0.14	0.10	0.09
MgO	3.50	2.87	3.81	4.57	3.18	3.46	2.75	2.23
CaO	5.35	8.41	6.05	7.43	7.30	8.08	3.35	4.93
Na2O	6.00	3.25	3.14	2.48	3.10	3.07	5.20	5.13
K2O	1.05	0.78	0.21	1.00	0.16	0.26	0.51	1.09
TiO2	0.82	0.82	0.67	0.43	0.52	0.54	0.83	0.87
P2O5	0.18	0.23	0.10	0.10	0.13	0.12	0.19	0.30
H2O+	0.41	0.15	0.29	0.14	0.41	0.20	0.36	0.28
H2O-	2.97	0.72	5.96	2.39	4.05	3.12	5.78	4.15
Somme	100.42	99.09	99.16	99.13	99.37	99.04	99.20	99.49
Li	7	10	33	7	20	5	55	19
Rb	19	16	4	17	2	3	10	20
Sr	371	480	332	179	427	200	593	212
Ba	172	260	150	290	210	95	300	175
Sc	29	25	22	44	22	32	17	33
V	273	214	196	250	183	255	190	254
Cr	11	14	25	14	9	88	88	22
Co	26	22	27	35	21	27	22	16
Ni	16	14	20	22	9	34	42	6
Cu	98	140	56	100	59	46	62	65
Zn	81	70	84	85	73	77	82	81
La	6.07	6.70	4.49	2.47	4.87	3.83	7.75	9.71
Ce	13.75	14.51	9.02	5.11	11.02	8.78	16.87	19.90
Sm	3.00	3.00	1.77	1.46	2.20	1.94	2.33	4.02
Eu	0.91	0.99	0.62	0.48	0.67	0.70	0.74	1.13
Tb	0.53	0.56	0.37	0.36	0.42	0.44	0.35	0.73
Yb	2.17	2.03	1.40	1.81	1.82	1.90	0.81	2.88
Lu	0.35	0.34	0.24	0.33	0.30	0.32	0.13	0.47
Hf	1.89	2.03	1.32	0.87	1.37	1.23	1.79	3.11
Th	1.04	0.81	0.86	0.69	0.81	0.91	1.19	1.82
Y			15	17	19		12	
Zr			49	29	52		74	
Nb			2	2	3		4	
(Mg)	0.45	0.49	0.51	0.48	0.47	0.44	0.46	0.33
Ti/V	18.0	22.5	20.5	10.3	17.0	12.7	26.2	20.5
La/Yb	2.8	3.3	3.2	1.4	2.7	2.0	9.6	3.4
La/Sm			1.39	0.93	1.21	1.08	1.82	
La/Th	5.8	8.3	5.2	3.6	6.0	4.2	6.5	5.3
La/Hf	3.2	3.3	3.4	2.8	3.6	3.1	4.3	3.1
La/Nb			2.3	1.2	1.6		1.9	
Th/Hf	0.55	0.40	0.65	0.79	0.59	0.74	0.66	0.59

Tableau III-3 (suite): (2) Andésites basiques.

N°Ech.	82111	82107	82115	82112	8245	8287	8288
SiO2	57.29	57.69	61.03	62.25	62.31	73.80	74.35
Al2O3	16.13	16.16	17.02	14.41	16.61	10.65	11.03
Fe2O3	6.47	6.20	5.18	6.65	8.77	4.82	4.12
MnO	0.13	0.11	0.08	0.12	0.10	0.08	0.05
MgO	3.02	3.36	1.90	3.09	2.42	1.25	0.80
CaO	5.20	4.19	5.00	4.72	1.43	3.21	2.20
Na2O	3.65	3.82	4.45	2.90	2.16	2.62	3.83
K2O	0.27	1.49	1.17	0.61	1.39	0.95	0.71
TiO2	0.53	0.46	0.55	0.65	0.85	0.40	0.38
P2O5	0.10	0.12	0.23	0.15	0.17	0.11	0.12
H2O+	0.23	0.41	0.18	0.34	0.15	0.25	0.21
H2O-	6.29	6.01	2.43	3.87	3.13	1.80	1.41
Somme	99.31	100.02	99.22	99.76	99.49	99.94	99.21
Li	38	23	13	25	54	5	6
Rb	5	59	20	22	61	13	9
Sr	323	222	639	245	130	101	130
Ba	200	190	565	325	245	230	380
Sc	17			19	31		
V	172	145	103	163	227	71	32
Cr	13	43	13	48	153	8	6
Co	18	17	12	22	27	10	8
Ni	13	22	10	21	61	7	6
Cu	45	8	12	14	48	54	68
Zn	75	68	63	67	136	60	37
La	4.25			9.21	14.85		
Ce	8.89			18.06	29.77		
Sm	1.50			3.12	4.25		
Eu	0.50			0.76	0.96		
Tb	0.28			0.52	0.69		
Yb	1.10			2.00	3.05		
Lu	0.19			0.33	0.47		
Hf	1.30			2.57	3.38		
Th	0.96			2.38	4.32		
Y	13	11					
Zr	49	44					
Nb	2	3					
(Mg)	0.50	0.54	0.45	0.50	0.41	0.37	0.30
Ti/V	18.5	19.0	32.0	23.9	22.5	33.8	71.2
La/Yb	3.9			4.6	4.9		
La/Sm	1.55			1.62			
La/Th	4.4			3.9	3.4		
La/Hf	3.3			3.6	4.4		
La/Nb	2.1						
Th/Hf	0.74			0.93	1.28		

Tableau III-3 (suite): (3) Andésites acides et tufs associés.

Les roches qui le constituent représentent l'essentiel de la formation Macuchi. Elles évoluent depuis des termes basiques jusqu'à des andésites acides ; des tufs acides, intercalés entre les coulées d'andésites, leur sont associés. Sur le diagramme FeO/MgO versus SiO2 (figure III-9) ces échantillons se répartissent essentiellement dans le champ des roches tholéiitiques.

Les basaltes présentent des rapports Ti/V compris entre 14 et 18 qui sont plus faibles que ceux des MORB et caractérisent les tholéiites des arcs insulaires (Shervais, 1982).

Les faibles valeurs du rapport (Mg) (0.54 à 0.33) ne présentant pas de variations significatives en fonction des concentrations en silice de ces roches, la faiblesse des teneurs en Ni et Cr, les valeurs du rapport Ni/Co généralement inférieur à 1 et du rapport V/Cr (>7) dans les échantillons les moins altérés, sont autant de caractères des volcanites des arcs insulaires (e.g. Perfit & al., 1980).

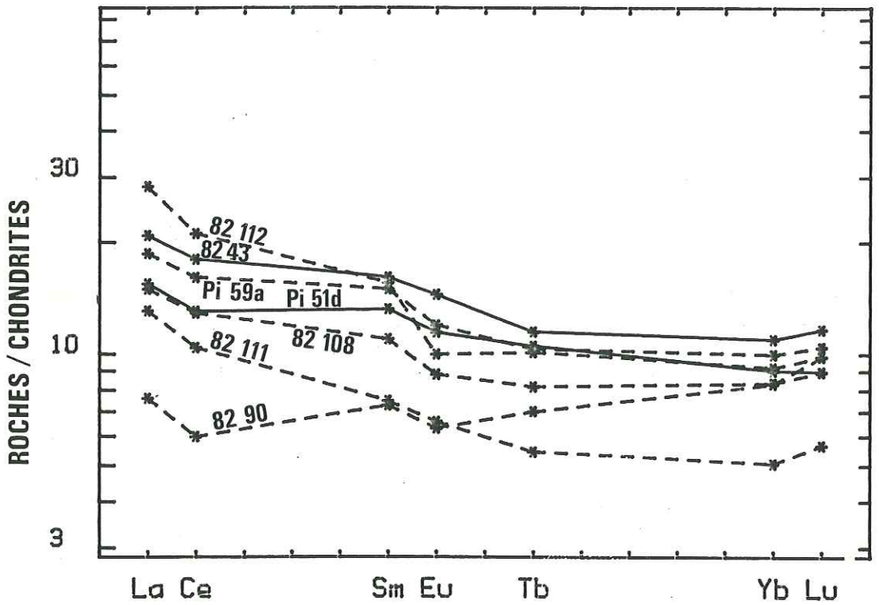


Figure III-11: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des roches de l'arc insulaire de la formation Macuchi. Les spectres des basaltes sont en traits pleins, ceux des andésites en traits discontinus.

Les concentrations en éléments incompatibles tendent à augmenter dans les termes les plus différenciés mais peuvent montrer des teneurs, dans les andésites basiques, qui sont parfois inférieures à celles des basaltes qui leur sont associés ; cette observation, typique des séries des zones orogéniques, est particulièrement bien illustrée par leurs spectres de terres rares (figure III-11). Ces spectres se caractérisent, le plus souvent, par un enrichissement en terres rares légères mais ne présentent pas de fractionnement des terres rares lourdes. Une anomalie négative de l'europium apparait dans les andésites. A l'exception des termes altérés, les rapports La/Yb restent à peu près constants et compris entre 2 et 4.

A côté de la constance des teneurs en titane, de la diminution de V dans les termes différenciés et des rapports Ti/V inférieurs à 20 dans les basaltes, un certain nombre d'observations permettent de rattacher la plupart de ces roches au groupe des tholéiites des arcs insulaires. C'est la cas en particulier:

- Des faibles teneurs en éléments à forte charge tels que Zr, Hf ou encore Nb.

- Des enrichissements en Rb, Sr, Ba, Th.

- Des valeurs des rapports présentés dans le tableau III-4.

	Formation San Lorenzo	Formation Macuchi	Nouvelles Hébrides (Dupuy & al., 1982)
La/Yb	4.7	3.0	3.2
Y/Tb	35	44	48
Th/La	0.11	0.19	0.11
Zr/Hf	35	38	34
Zr/Nb	44	20	22
La/Hf	4.1	3.5	4.1
La/Nb	5.2	1.9	2.6
Th/Hf	0.47	0.67	0.45

Tableau III-4: Valeurs moyennes de quelques rapports entre éléments incompatibles des formations d'arc insulaire de l'Equateur. Comparaison avec l'arc des Nouvelles Hébrides.

Comparées à d'autres séries d'arc insulaire, les teneurs en éléments incompatibles des roches de ce groupe sont plus élevées que pour les laves de l'arc des Tonga (Ewart & al., 1977) mais comparables à celles de l'arc des Nouvelles Hébrides (Dupuy & al., 1982) dont les caractères sont intermédiaires entre ceux des tholéiites de Tonga et ceux des séries calco-alcalines.

Par ailleurs les roches de ce groupe ne sont pas sans rappeler celles de la formation San Lorenzo dont elles se rapprochent par les caractères suivants:

- Leurs spectres de terres rares qui ont des allures similaires avec des rapports La/Yb voisins (figure III-11).

- Leurs concentrations en Rb, Sr et Ba sont comparables ainsi que leurs teneurs en éléments de transition à l'exception du cuivre beaucoup plus élevé dans les andésites basiques de la formation San Lorenzo.

- Les valeurs de rapports entre éléments incompatibles qui sont comparables dans ces deux séries (tableau III-4).

IV - 2 - 2 LE DEUXIEME SOUS-GROUPE
LES TEMOINS DE L'EXTENSION VERS L'OUEST DE L'ARC CELICA

Les analyses chimiques des échantillons de ce deuxième sous-groupe sont présentées dans le tableau III-5.

Ces roches présentent une gamme beaucoup plus limitée de compositions (56% < SiO2 < 67%) et ce groupe se caractérise par l'absence de termes basiques. Le caractère calco-alcalin de ces magmas apparait clairement et se traduit:

- Sur le diagramme FeO/MgO versus SiO2 (figure III-9) où, à l'exception de l'échantillon 82-113, ces roches se répartissent dans le domaine des magmas calco-alcalins.

- Par des teneurs élevées en potassium et éléments associés dans les échantillons les moins altérés.

- Par leurs concentrations en éléments de transition qui sont typiques des andésites (Taylor, 1969 ; Taylor & al., 1969).

- Par des enrichissements en terres rares légères beaucoup plus marqués que dans le groupe précédent (figure III-12) avec des rapports La/Yb compris entre 6 et 9.

N°Ech.	82113	8297	84012	84013	8296	8294
SiO2	54.60	56.30	59.46	61.74	63.83	66.49
Al2O3	16.17	16.82	17.43	15.82	14.75	14.70
Fe2O3	7.95	6.30	5.35	6.25	3.89	4.17
MnO	0.13	0.23	0.09	0.10	0.07	0.07
MgO	2.72	3.58	2.58	2.58	1.41	1.16
CaO	7.15	6.64	5.23	6.66	5.08	3.10
Na2O	3.20	3.72	3.94	3.19	4.26	4.36
K2O	0.63	0.36	1.58	1.80	1.37	2.18
TiO2	1.26	0.54	0.77	0.80	0.45	0.47
P2O5	0.30	0.20	0.19	0.25	0.27	0.17
H2O+	0.12	0.46	0.15	0.17	0.13	0.17
H2O-	5.00	4.10	2.80	0.90	2.17	2.51
Somme	99.23	99.25	99.57	100.26	97.68	99.38
Li	22	5	42	24	11	16
Rb	8	8	60	53	28	99
Sr	351	602	356	494	694	198
Ba	410	325	725	565	620	660
Sc	22	15	18	18	6	12
V	222	138	108	167	68	63
Cr	4	46	15	53	11	8
Co	19	11	13	19	8	8
Ni	6	24	8	26	9	6
Cu	51	40	14	26	9	6
Zn	97	137	71	78	42	66
La	12.83	11.57	14.06	16.16	16.41	21.57
Ce	27.84	23.84	28.05	32.48	30.45	42.47
Sm	4.14	2.76	3.75	4.00	2.73	4.51
Eu	1.16	0.78	1.18	1.03	0.79	0.95
Tb	0.65	0.30	0.53	0.46	0.31	0.40
Yb	1.99	1.29	2.25	1.84	0.90	2.37
Lu	0.34	0.21	0.37	0.29	0.15	0.38
Hf	2.85	2.26	9.07	3.22	3.06	4.78
Th	3.35	3.97	5.97	5.29	2.78	8.37
Y	24	15				
Zr	106	86				
Nb	6	4				
(Mg)	0.42	0.55	0.55	0.51	0.47	0.41
Ti/V	34.0	23.5	39.7	28.7	39.7	44.7
La/Yb	6.4	9.0	6.2	8.8	18.2	9.1
La/Sm	1.70	2.30				
La/Th	3.8	2.9	2.4	3.1	5.9	2.6
La/Hf	4.5	5.1	1.6	5.0	5.4	4.5
La/Nb	2.1	2.9				
Th/Hf	1.18	1.76	0.66	1.64	0.91	1.75

Tableau III-5: Analyses chimiques des andésites de la formation Macuchi développées sur croûte continentale.

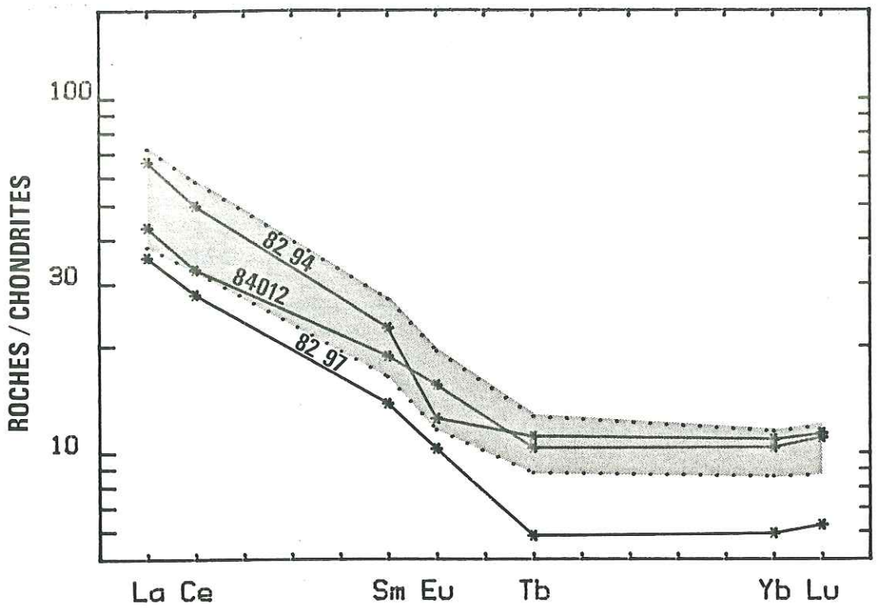


Figure III-12: Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des andésites de la formation Macuchi comparés à leurs équivalents de la formation Celica (figuré gris).

L'ensemble de ces caractéristiques associées aux valeurs des rapports reportés dans le tableau III-7 sont typiques des andésites développées sur une croûte continentale mince (Déruelle, 1979, 1982 ; Bailey, 1981).

D'autre part les compositions chimiques de ces roches, qui apparaissent uniquement dans le sud de la cordillère occidentale (au sud de 2°S), et toujours à l'est des séries tholéiitiques de la formation Macuchi, sont très semblables aux compositions des andésites de la formation Celica. En effet:

- A l'exception des échantillons altérés, les teneurs en potassium et éléments associés sont comparables dans les deux groupes.

- Les allures de leurs spectres de terres rares sont similaires et leurs rapports La/Yb sont voisins.

- Les valeurs de leurs rapports d'éléments incompatibles sont du même ordre de grandeur (tableau III-6).

	Formation CELICA	Formation MACUCHI	Andésites (Bailey, 1981)	Andésites (Déruelle, 1982)
La/Yb	7.4	7.9	8.9	7.6
Y/Tb	44	44	39	---
Th/La	0.35	0.29	0.32	0.19
Zr/Hf	37	38	42	---
Zr/Nb	21	20	13	---
La/Hf	4.7	4.4	4.9	3.8
La/Nb	2.3	2.5	1.8	---
Th/Hf	1.66	1.32	1.56	0.64

Tableau III-6: Valeurs moyennes de quelques rapports d'éléments incompatibles des andésites, développées sur la bordure continentale, provenant des formations Celica et Macuchi. Comparaison avec les données de la littérature sur les séries andésitiques des marges continentales amincies.

V DISCUSSION

En définitive on retrouve au sein de la formation Macuchi, qui à l'affleurement représente la plus grande partie du volcanisme anté-orogénique de l'Equateur, trois associations magmatiques différentes. Chacune d'entre elles peut être rapprochée de l'un des trois types de volcanites mis en évidence dans les chapitres précédents.

L'essentiel de la formation est constitué de basaltes et d'andésites qui appartiennent à une série volcanique d'arc insulaire en grande partie de nature tholéiitique. Certains termes de cette série ne sont pas sans rappeler les andésites basiques de la formation San Lorenzo développée sur la côte équatorienne.

D'autres échantillons provenant du sud de la formation, et toujours situés à l'est des assemblages d'arc insulaire, présentent les caractères des magmas calco-alcalins mis en place sur une croûte continentale. Ils affichent de grandes similitudes avec les andésites de la formation Celica. En fait ils doivent être rattachés à cette dernière car leur attribution sur les cartes géologiques à la formation Macuchi est imputable à la seule méconnaissance de la limite entre ces deux formations.

Enfin, certains basaltes qui apparaissent au pied de la cordillère ou au sein de compartiments chevauchant les assemblages de l'arc insulaire présentent les caractéristiques des tholéiites des fonds océaniques. On peut alors les rapprocher des tholéiites de la formation Piñon mais également des assemblages du compartiment ophiolitique de la Quebrada San Juan au sud-ouest de Quito mis en évidence par Juteau & al. (1977). L'interprétation proposée par ces auteurs en termes d'écaillage du soubassement de l'arc insulaire sera discutée dans le chapitre suivant.

VI CONCLUSION

L'étude géochimique des échantillons du Macuchi confirme l'hypothèse généralement admise selon laquelle cette formation représente un arc volcanique intra-océanique accolé au continent sud américain.

La géochimie montre également que, parmi les échantillons analysés, certains ne peuvent pas être rattachés à ce volcanisme d'arc insulaire intra-océanique.

- C'est le cas de certaines andésites qui font à l'évidence partie du magmatisme développé, au Crétacé, sur la bordure du continent. Ces andésites doivent être considérées comme traduisant l'extension extrême, vers l'ouest, de la formation Celica.

- C'est également le cas des MORB qui apparaissent localement dans la cordillère occidentale et qui, du point de vue chimique, présentent des analogies avec les basaltes de la formation Piñon.

CHAPITRE 4

CHAPITRE 4

CONSEQUENCES STRUCTURALES ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Ce chapitre a pour but d'intégrer les données acquises dans les chapitres précédents aux informations déjà disponibles sur la géologie de l'Equateur afin d'en mieux comprendre la structure actuelle ainsi que les processus qui en sont la cause.

I INTRODUCTION

L'étude géochimique des formations volcaniques anté-orogéniques de l'Equateur a permis de mettre en évidence la grande diversité des types magmatiques en présence. Il est toutefois possible de regrouper l'ensemble de ces roches en deux populations principales, cette distinction traduisant deux contextes géodynamiques différents de genèse de ces magmas:

1 - Des tholéiites qui présentent les caractéristiques des basaltes des grands fonds océaniques. Elles prédominent sur la côte, dont elles constituent en partie le substratum, mais on les rencontre également dans la cordillère des Andes.

2 - Des roches de nature orogénique qui constituent l'essentiel du volcanisme crétacé à éocène des Andes de l'Equateur mais que l'on retrouve accessoirement sur la côte.

Cette division, intéressante du point de vue génétique, n'apporte pas d'informations nouvelles sur la structure des Andes de l'Equateur. A cet égard, l'individualisation de magmas mis en place en domaine continental d'une part et d'un volcanisme généré en domaine purement océanique d'autre part apparait beaucoup plus intéressante. Elle permet de distinguer:

- Un volcanisme anté-orogénique de nature calco-alcaline développé sur le substratum sialique de la bordure crétacée du continent sud-américain. Dans le cadre de la chaîne andine ce volcanisme, représenté

par la formation Celica, peut être qualifié d'autochtone.

- Un volcanisme anté-orogénique essentiellement tholéiitique formé exclusivement en domaine océanique qui est représenté par les formations Piñon, San Lorenzo et Macuchi. Ce magmatisme n'a été impliqué dans l'orogenèse andine que bien aprés avoir pris naissance et s'être développé en dehors du système andin ce qui lui confère le qualificatif d'allochtone.

Cette distinction permet d'aborder l'un des grands problèmes de la géologie de l'Equateur à savoir celui de la position de la limite entre le domaine à substratum sialique et le domaine à substratum océanique.

II SUTURE ENTRE LE DOMAINE CONTINENTAL ET LES BLOCS ALLOCHTONES

Les données de terrain (cf infra) montrent que la limite entre l'arc insulaire Macuchi et le continent sud américain est une limite tectonique qui présente les caractéristiques d'une suture. Cette suture entre l'arc insulaire et les formations continentales pourra être assimilée à la frontière entre le domaine à substratum sialique à l'est et le domaine à substratum océanique à l'ouest.

Malheureusement ce contact a été largement recouvert par les produits de l'importante activité volcanique qui s'est poursuivie au long de la cordillère occidentale depuis le début du Tertiaire jusqu'à nos jours. Cependant, un certain nombre de données permettent de préciser la position de cette suture.

II - 1 LES DONNEES DE TERRAIN

Le compartiment ophiolitique de la Quebrada San Juan décrit par Juteau et al. (1977) appartient aux terrains allochtones. Il affleure à l'ouest-sud-ouest de Quito jusqu'à moins d'une vingtaine de kilomètres de la capitale. Là, il disparait sous les coulées andésitiques du volcan Pichincha qui domine la ville. C'est dans ces mêmes andésites que s'ouvraient dans la ville coloniale les carrières de Quito déjà explo tées dans les temps précolombiens. Dans ces carrières, aujourd'hui disparues, Bruet (1949) fit l'inventaire des enclaves remontées par ces laves C'est ainsi qu'il mit en évidence des gneiss à cordiérite-sillimanite qui montrent qu'à l'aplomb de Quito existe une croûte continentale.

La suture est donc située, à l'équateur, entre la ville de Quito et les formations allochtones qui affleurent à l'ouest, ce qui permet de la positionner à quelques kilomètres près.

Vers 2°30'S le long de la route El Triunfo-Cañar affleurent des schistes épimétamorphiques appartenant au substratum continental. Ils

apparaissent à l'est des séries allochtones du Macuchi et sont surmontés à l'est par les andésites autochtones du Celica. Cette bande de terrains métamorphiques semble se poursuivre vers le sud de manière à peu près continue sur le flanc pacifique de la cordillère occidentale comme cela avait été indiqué sur la première édition de la carte géologique de l'Equateur au 1 : 1 000 000 (SNGM, Quito, 1969). Ils sont plus déformés et plus métamorphiques que les andésites de la série volcanique Celica qui les recouvrent. La présence à l'affleurement de ces schistes qui représentent le soubassement des séries Celica témoignerait du développement vers l'est du domaine continental.

La suture doit donc être placée à l'ouest de ces schistes, entre ces derniers et les formations allochtones du Macuchi.

Les observations de terrain, bien que fragmentaires, permettent d'avoir une bonne idée de la position de la suture en Equateur. Cependant certaines d'entre elles n'auraient pas pu être totalement exploitées en l'absence des nouvelles données chimiques dont nous disposons.

II - 2 L'APPORT DE LA GEOCHIMIE

En ce qui concerne le problème de la suture en Equateur la contribution de la géochimie procède principalement de la mise en évidence du volcanisme allochtone à caractère océanique et surtout de son extension. En effet on peut dire que, si les données de terrain, mettant en évidence le développement vers l'occident du domaine continental, permettaient de contraindre à l'est la position de la suture, les données de la géochimie vont la contraindre à l'ouest dès que l'on y reconnaitra les terrains allochtones. La combinaison de ces deux types de données conduisant à proposer dans le sud du pays une localisation précise de cet accident majeur.

Mais, localement, seules les données géochimiques permettent de positionner la suture. C'est le cas sur la coupe effectuée au long de la route El Triunfo-Huigra. D'est en ouest, en escaladant la cordillère, on rencontre, les tholéiites à quartz de l'arc insulaire, puis les MORB de type T et enfin les andésites et dacites attribuées à l'arc Celica. Sur cette coupe, qui résume assez bien la structure de la cordillère occidentale de l'Equateur, aucun accident majeur n'est visible et aucune roche schisteuse qui pourrait représenter le substratum continental n'apparait à l'affleurement. C'est donc grâce à l'étude chimique qu'il est possible, d'une part de montrer que l'accident du Km 109 se poursuit au sud-ouest de Multitud jusqu'au pied de la cordillère, et d'autre part de placer la suture à cinq kilomètres environ à l'ouest de Huigra.

Les données géologiques et géochimiques permettent de cerner correctement la position de la suture entre la limite méridionale d'extension des terrains allochtones (3°20'S) et 2°S. Mais entre l'équateur, où l'on sait que la suture se situe légèrement à l'ouest de Quito, et 2°S, soit sur plus de 200 kilomètres, aucune donnée de terrain

ou géochimique ne permet de préciser sa localisation de façon satisfaisante.

II - 3 UTILISATION DES DONNEES DE LA CARTE GRAVIMETRIQUE

Malgré la pauvreté des données géologiques, l'étude des anomalies gravimétriques permet d'envisager une continuité de la structure de la cordillère occidentale de l'Equateur et de proposer une localisation plausible de la suture entre Quito et 2°S.

Si l'on considère les secteurs où l'on dispose de suffisamment d'informations, permettant d'avoir une bonne idée de sa structure transversale, on constate que la cordillère occidentale est constituée d'ouest en est par:

- Les séries volcaniques de l'arc insulaire Macuchi.
- Les assemblages de roches basiques attribués à une croûte de type océanique qui chevauchent l'arc Macuchi.
- Les formations continentales qui sont séparées des précédentes par la zone de suture.

Ce schéma est celui de la coupe El Triunfo-Huigra et de la coupe de la Quebrada San Juan à l'ouest de Quito. Il apparait donc qu'en deux endroits on retrouve, coincés entre l'arc insulaire et le continent, les témoins d'une croûte océanique. L'une de ses caractéristiques est une densité supérieure à la fois à celle des roches de l'arc insulaire et à celle des formations continentales. Le contraste de densité ainsi créé sera d'autant plus marqué si les parties inférieures, plus denses, de cette croûte sont également chevauchées sur l'arc.

La carte des anomalies de Bouguer (Feininger, 1977) montre un fort gradient négatif d'ouest en est sur la cordillère occidentale. L'anomalie négative maximale coïncide à peu près avec la bordure occidentale de la dépression interandine. Surimposées à ce gradient négatif apparaissent localement des anomalies résiduelles positives, de faible amplitude, d'allongement sub-méridien, situées dans le prolongement du compartiment ophiolitique de la Quebrada San Juan. On peut donc raisonnablement penser que ce compartiment ophiolitique se poursuit vers le sud parallèlement à la suture et que les anomalies résiduelles positives marquent les endroits où la quantité de roches ultrabasiques impliquées dans le chevauchement est particulièrement importante. Par voie de conséquence la suture est probablement sub-méridienne entre Quito et Riobamba et située immédiatement à l'est des anomalies résiduelles positives observées, c'est à dire voisine du bord ouest de la vallée interandine.

Le tracé de la suture entre le continent sud-américain et les formations volcaniques allochtones du Macuchi qui est localement déterminée avec précision peut être matérialisé dans les Andes de l'Equateur (figure IV-1).

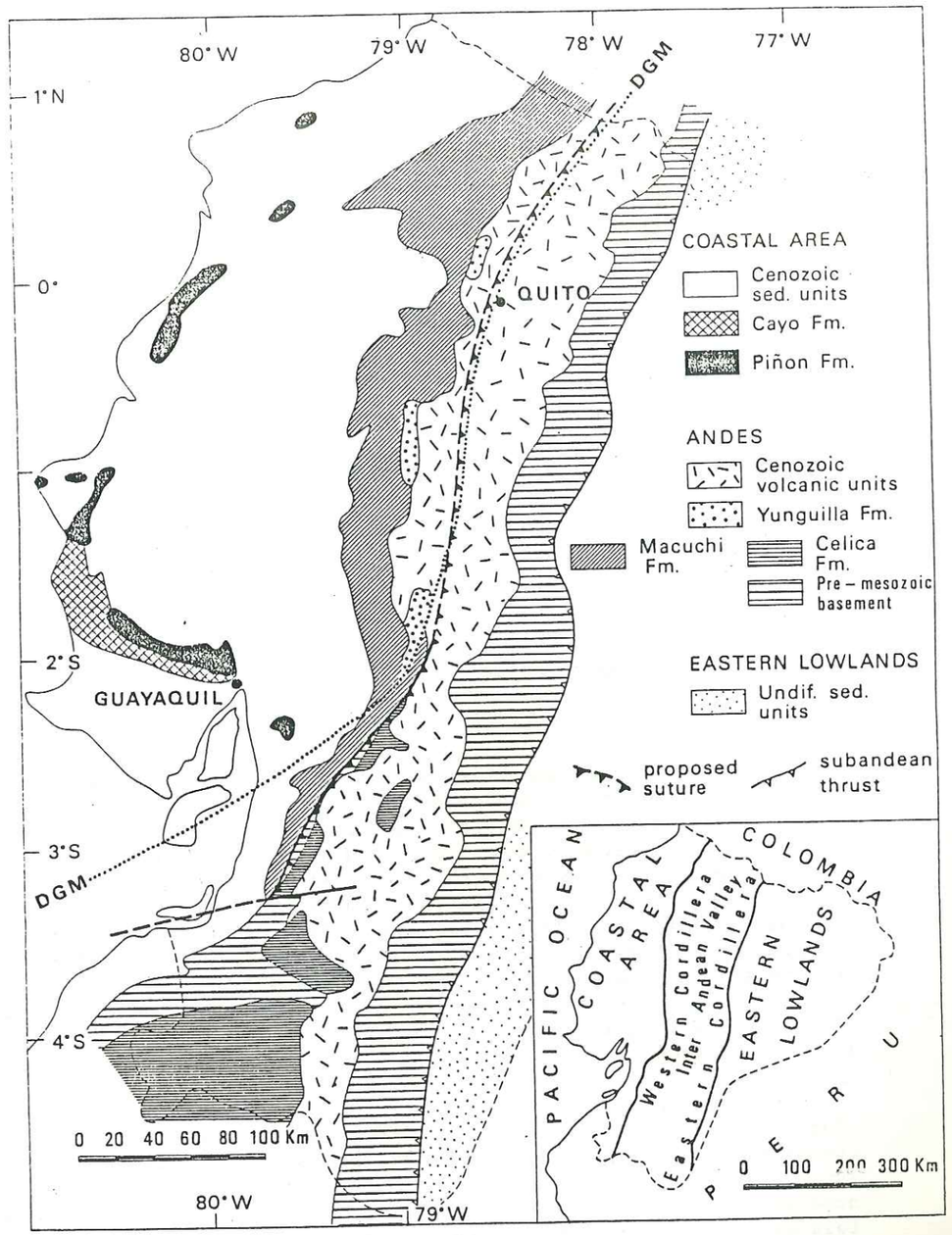


Figure IV-1: Carte géologique simplifiée de l'Equateur (modifiée d'après les cartes géologiques de l'Equateur au 1:1,000.000, SNGM Quito, 1969 ; DGGM Quito, 1982) mettant en évidence la position de la suture entre le domaine continental et les terrains allochtones.

Antérieurement on admettait communément que la suture était représentée en Equateur par le décrochement dextre Dolores-Guayaquil (Case & al., 1971 ; Campbell, 1974 ; Moberly & al., 1982). Or, si entre la frontière colombienne et Riobamba cet accident est pratiquement confondu avec la suture il n'en va pas de même plus au sud où il prend une direction NE pour gagner la zone côtière et le golfe de Guayaquil (figure IV-1). En fait, le décrochement dextre Dolores-Guayaquil est un accident plus jeune que la suture qui s'est surimposé à cette dernière au nord de Riobamba.

III SYNTHESE DES DONNEES GEOLOGIQUES

Avant toute tentative de reconstitution de l'évolution géodynamique des Andes de l'Equateur il convient de faire la synthèse des données disponibles permettant de contraindre le modèle qui sera proposé.

La première question qui se pose est de connaître l'âge du début des processus d'accrétion des blocs allochtones au continent sud-américain.

III - 1 L'INITIATION DU PHENOMENE D'ACCRETION

L'existence d'un important volcanisme andésitique dans le sud du pays nous a montré que la marge pacifique y était active au Crétacé, au moins depuis l'Albien, et qu'une partie du plancher du Pacifique subductait alors sous l'Amérique du sud au niveau de l'Equateur. C'est le blocage de cette zone de subduction et par conséquent l'arrêt du volcanisme andésitique qui marquent le début de l'accrétion de l'arc Macuchi au continent. En effet, compte tenu de sa légèreté relative et de son volume important, ce dernier n'a pas pu être subducté sous le continent et a provoqué le blocage de l'ensemble du système. On peut donc penser que vers la fin du Campanien (75 Ma) la fin de l'activité de l'arc Celica traduit le début de l'accrétion des blocs allochtones dans le sud de l'Equateur.

Cette hypothèse est confirmée par l'apparition à la base des flyschs Yunguilla, c'est à dire au début du Maestrichtien, de passées conglomératiques à galets décimétriques de roches métamorphiques du substratum continental (Mégard, communication personnelle). Cette observation montre que l'arc Macuchi était alors proche du continent, de tels galets ne pouvant être transportés sur de grandes distances.

Sur la foi de ces deux arguments on peut donc admettre que le phénomène d'accrétion a débuté, dans le sud de l'Equateur, vers la limite Campanien-Maestrichtien c'est à dire il y a environ 75 Ma.

Maintenant que l'on connait l'âge de l'entrée en contact de l'arc

Macuchi avec le continent, reste à savoir quel a été le comportement du fragment de croûte océanique Piñon avant et pendant la collision de l'arc Macuchi. Autrement dit, le Piñon était-il solidaire ou indépendant de l'arc Macuchi?

III - 2 LES RELATIONS ENTRE LES TERRAINS ALLOCHTONES

La présence dans l'occident équatorien de deux types de magmatisme allochtone pose le problème de leurs relations dans l'espace au cours du temps et deux hypothèses peuvent être envisagées.

- 1) L'arc insulaire Macuchi est venu seul s'accoler le premier au continent sud américain et ce n'est que plus tard que le fragment de croûte océanique Piñon s'est collé à l'ensemble continent + Macuchi.

Cette première hypothèse a été proposée par Kennerley (1980) qui l'explique par le saut vers l'ouest d'une zone de subduction. Ce saut, depuis une position située immédiatement à l'ouest de l'arc Macuchi vers une position voisine de celle de la subduction actuelle, se serait produit au cours de l'Eocène (figure IV-2).

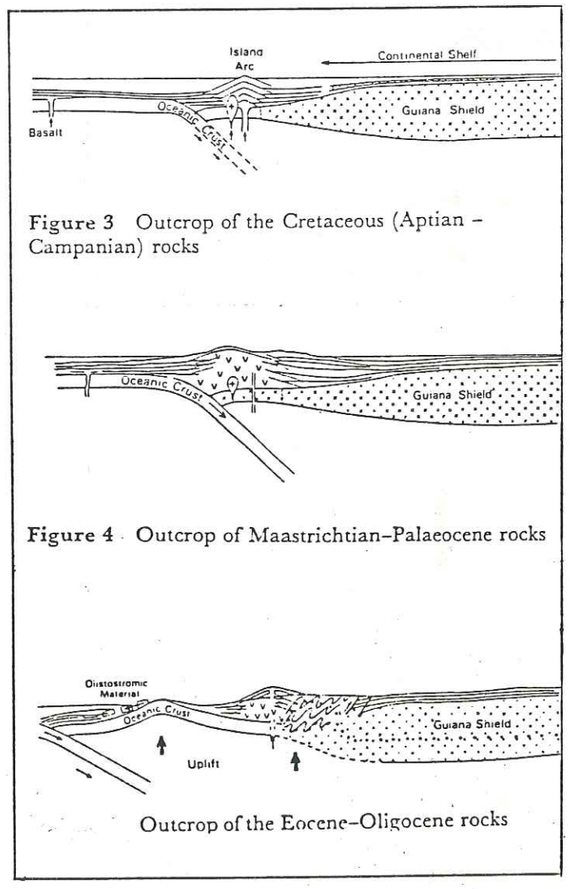


Figure IV-2: Modèle d'évolution géodynamique de l'occident équatorien depuis le Crétacé jusqu'à l'Oligocène d'après Kennerley (1980).

- 2) L'arc Macuchi et la croûte océanique Piñon ont toujours été solidaires, le premier reposant en partie sur la seconde, et se sont accolés d'un seul bloc au continent sud américain.

Cette seconde possibilité a été retenue par Feininger et Bristow (1980) (figure IV-3).

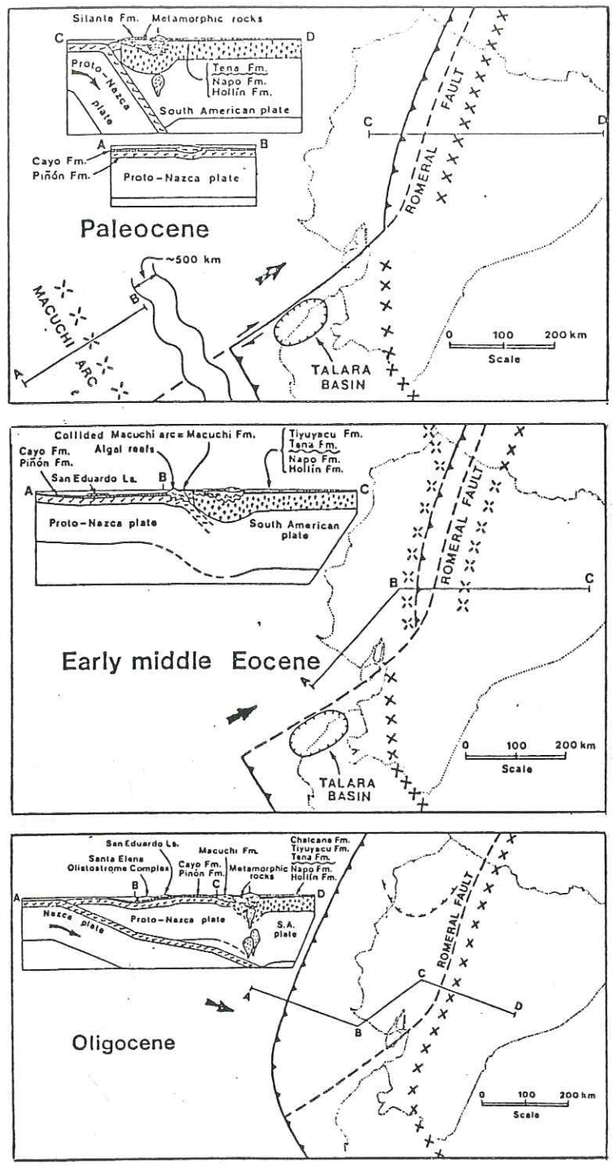


Figure IV-3: Modèle d'évolution géodynamique de l'occident équatorien depuis le Paléocène jusqu'à l'Oligocène d'après Feininger et Bristow (1980).

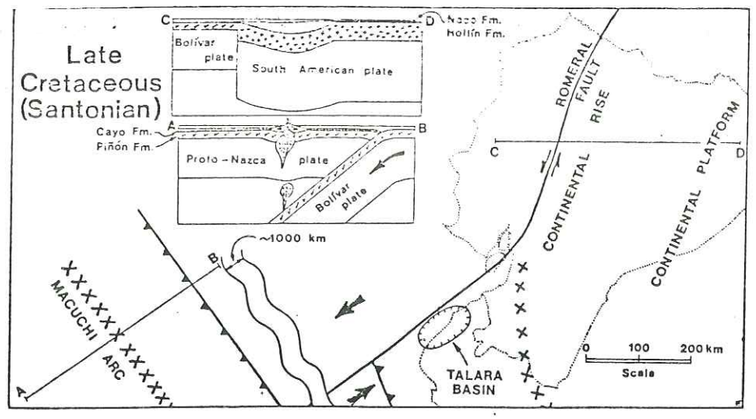
Ces auteurs considèrent que, après le blocage de la zone de subduction située contre le continent vers le début de l'Eocène suite à la collision de l'arc Macuchi, une autre zone de subduction a pris naissance à la fin de l'Eocène à l'ouest de l'arc. Cette nouvelle zone de subduction ne se serait pas installée contre l'arc mais environ 300 Km à l'est de celui-ci, préservant entre elle et l'arc le fragment de croûte océanique Piñon (figure IV-3).

L'étude géochimique a permis de déceler sur la côte équatorienne un volcanisme de type orogénique d'âge maestrichtien à danien. Ceci suggère qu'à cette époque la croûte océanique Piñon était en relation avec un système de subduction intra-océanique. L'essentiel de ce volcanisme s'est mis en place au sein de la formation Cayo d'âge turonien à maestrichtien. Cette formation qui repose sur le Piñon atteint dans la région de Guayaquil une épaisseur de 2500 mètres. Elle est principalement constituée par une alternance de bancs décimétriques d'argiles à radiolaires et de gros bancs de microbrèches à éléments de roches volcaniques à passées conglomératiques (Faucher & Savoyat, 1973). Les niveaux à éléments volcaniques semblent correspondre à des dépôts de courants gravitaires capables de transporter des blocs basaltiques dont certains sont de dimension métrique. L'importance volumétrique de ces séries de couverture ainsi que la nature de cette sédimentation montrent que au Crétacé supérieur le fragment de croûte océanique Piñon était peu éloigné d'importants reliefs, constitués de roches d'arc insulaire, largement entamés par l'érosion. La seule source possible pour ces apports détritiques était l'arc insulaire Macuchi.

Nous pensons donc que le fragment de croûte océanique Piñon et sa couverture Cayo étaient solidaires de l'arc insulaire Macuchi et que l'ensemble s'est accolé d'un seul bloc au continent sud américain. Il reste cependant à préciser la position de l'ensemble Piñon-Cayo dans le système de subduction intra-océanique, qui pouvait être situé en avant ou bien en arrière de l'arc.

III - 3 L'ENSEMBLE PIÑON-CAYO: FORE-ARC OU BACK-ARC?

En effet, si la subduction sous le continent sud américain, responsable du volcanisme Celica, était obligatoirement à pendage est, la subduction intra-océanique qui a généré l'arc Macuchi pouvait soit se trouver à l'ouest de l'arc et être comme la précédente à pendage est, soit se situer à l'est de l'arc et plonger vers l'ouest. Cette dernière possibilité étant celle que préconisent Feininger et Bristow (figure IV-4).



Schematic map and cross sections showing the proposed plate-tectonic regime of the area of Ecuador in late Cretaceous (Santonian) time. Maps: Heavy arrows, sense of movement of oceanic plates with respect to the South American plate; heavy line, transform fault (dashed where inactive); heavy harbed lines, trenches with barbs on upper plate (dashed where inactive); crosses, volcanic arcs (open where inactive); arcuate ticked lines, deep sedimentary basins (dashed where approximately located); curved arrow in fig. 6, path of the Santa Elena Olistostrome Complex; dight dots, outline of Ecuador and the modern Pacific shore. Cross sections: Checks, oceanic crust; crosses, continental crust; heavy arrows, active subduction.

Figure IV-4: Reconstitution du régime tectonique de l'Equateur et du domaine pacifique voisin au cours du Crétacé supérieur (Santonien) d'après Feininger et Bristow (1980).

Les données dont nous disposons pour résoudre ce problème sont très fragmentaires. On sait cependant que, si l'activité de l'arc Celica a pris fin au Campanien, l'arc Macuchi a lui continué seul à fonctionner jusque dans l'Eocène (Henderson, 1979 ; Feininger & Bristow, 1980), c'est à dire bien après sa collision avec le continent. Cette collision a causé la disparition totale d'une mer marginale qui s'étendait entre l'arc Macuchi et le continent. Si cette mer marginale qui subductait vers l'est sous le continent disparaissait également vers l'ouest sous l'arc insulaire Macuchi, l'activité magmatique de ce dernier aurait dû cesser à peu près en même temps que l'activité de l'arc Celica à moins que, immédiatement après la collision, une nouvelle zone de subduction se soit créée à l'ouest de l'arc. Une telle hypothèse conduit à envisager un scénario bien improbable où la géométrie de la nouvelle zone de subduction serait telle que l'activité volcanique qui en résulte se soit surimposée, au sein de la formation Macuchi, à celle, plus ancienne, produite par la subduction de la mer marginale sous l'arc.

La continuité de l'activité de l'arc Macuchi est à notre avis le meilleur argument en faveur d'une zone de subduction à pendage est située à l'ouest de l'arc. De plus nous pensons qu'elle est le précurseur direct de la zone de subduction actuelle.

Nous considérons donc que les terrains allochtones de l'occident équatorien étaient en relation avec une zone de subduction à pendage est responsable de l'activité magmatique de l'arc Macuchi. Cet arc était fortement entamé par l'érosion dont les produits se déposaient, au sein de la formation Cayo, sur le fragment de croûte océanique Pinon située entre la zone de subduction et l'arc insulaire.

Maintenant que la géométrie des blocs allochtones est précisée un dernier point doit être discuté avant de tenter la reconstitution de l'histoire de leur accrétion au continent. En effet, l'origine des péridotites, gabbros lités, diabases ou MORB de type T chevauchant les assemblages de l'arc insulaire Macuchi au long de contacts raides n'est pas connue avec exactitude.

III - 4 ORIGINE DES BLOCS CHEVAUCHANT L'ARC MACUCHI

Dans le cas du bloc chevauchant délimité par l'accident du Km 109, comme dans celui de l'assemblage ophiolitique de la Quebrada San Juan (Juteau & al., 1977), les analogies présentées par ces roches avec celles des divers niveaux d'une croûte de type océanique ne permettent cependant pas de préciser leur position avant la collision des blocs allochtones. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées:

- 1) La première proposée par Juteau & al. (1977) considère que les accidents chevauchants qui délimitent ces blocs représentent un écaillage de l'arc insulaire lors de la collision. Cet écaillage pourrait localement affecter l'ensemble de l'édifice et faire chevaucher, sur l'arc insulaire, des lambeaux de son substratum constitué par une croûte océanique. Cette hypothèse admet implicitement que la croûte océanique située sous un arc insulaire est peu affectée par l'activité magmatique génératrice de ce dernier. Or, dans un tel contexte il semblerait logique de rencontrer, pour le moins, un important système filonien nourrissant le magmatisme de l'arc, recoupant les différents termes de cette croûte océanique ; ce n'est pas le cas dans le bloc chevauchant du Km 109, ni dans celui de la Quebrada San Juan. Cependant, devant le manque d'informations sur la structure du soubassement des arcs insulaires et compte tenu de la faible dimensions des affleurements étudiés, qui pose en outre le problème de leur représentativité, cette hypothèse demeure envisageable. Mais d'autres observations nous permettent de penser qu'elle ne constitue pas la bonne solution dans le cas de l'Equateur. En effet, il est important de noter que ces blocs, qui chevauchent à l'ouest l'arc Macuchi, butent à l'est contre les formations continentales le long de la suture sans que l'on n'observe jamais entre les deux les assemblages de l'arc insulaire qui devraient logiquement les surmonter dans l'optique d'un écaillage de l'arc Macuchi.

Cette constatation nous permet de mettre en doute cette première hypothèse et nous incite à rechercher l'origine de ces lambeaux de croûte océanique dans l'espace qui séparait l'arc du continent avant la collision.

- 2) Il est possible que ces fragments de croûte océanique proviennent du plancher de la mer marginale qui s'étendait en arrière de l'arc Macuchi et le séparait de l'Amérique du sud avant la collision. Cependant il est difficile de concevoir par quel processus des panneaux crustaux appartenant à cette mer marginale, qui a totalement disparu dans la zone de subduction Celica, auraient pu être chevauchés sur l'arc insulaire.

- 3) Une troisième alternative consiste à considérer que ces blocs sont les vestiges d'une croûte océanique qui était, avant la collision, accolée au continent. Cette croûte océanique aurait alors constitué une bande de quelques dizaines de kilomètres de large isolée entre la zone de subduction Celica et le continent (figure IV-6). Dans une telle position, des fragments de cette croûte océanique ont aisément pu être obductés sur l'arc insulaire lors de la collision. Une telle configuration présente en outre l'avantage d'expliquer que le volcanisme Celica se soit développé très près de la bordure du continent. On constate en effet que la formation Celica n'est séparée de la zone de suture que par un fin liséré de terrains métamorphiques du substratum continental qui peut par endroits être très réduit, voire absent (figure IV-1). Or dans le cas où la zone de subduction Celica se serait développée directement contre le bord du continent, le front volcanique Celica aurait dû se trouver beaucoup plus éloigné, vers l'est, de la limite occidentale de l'Amérique du sud. Aussi, à moins d'invoquer une hypothétique "érosion" de la bordure continentale, il est nécessaire d'envisager que la zone de subduction Celica n'était pas située au voisinage immédiat du continent mais en était éloignée d'une distance au moins égale à quelques dizaines de kilomètres.

Pour les raisons développées ci-dessus nous tendons à privilégier la dernière hypothèse quant à l'origine des blocs chevauchant l'arc insulaire dans la cordillère occidentale de l'Equateur et d'en faire les vestiges d'une croûte océanique, qui s'étendait au Crétacé entre la fosse et le continent, obductés sur l'arc lors de la collision et finalement coincés entre ce dernier et le continent sud américain.

IV MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE

La synthèse des données géologiques présentée ci-desssus ainsi que la chronologie de mise en place des différentes formations volcaniques et des formations sédimentaires qui leur sont associées (figure IV-5) permettent de proposer, pour l'histoire de ces terrains, le scénario suivant:

IV - 1 115 - 95 Ma : DEBUT DE L'ACTIVITE DE L'ARC CELICA ET FORMATION DE LA CROUTE OCEANIQUE PIÑON

L'activité volcanique de l'arc Celica prend naissance sur la bordure occidentale de l'Amérique du sud au cours de l'Aptien. Elle est la conséquence de la subduction du plancher pacifique sous le continent.

A peu près en même temps, quelque part à l'ouest du continent, prend également naissance la croûte océanique Piñon, probablement au niveau de la ride Pacifique-Farallon.

Si l'activité de l'arc Celica se poursuit durant le Crétacé inférieur et même bien au-delà, la totalité de la croûte océanique Piñon est formée dès le Cénomanien.

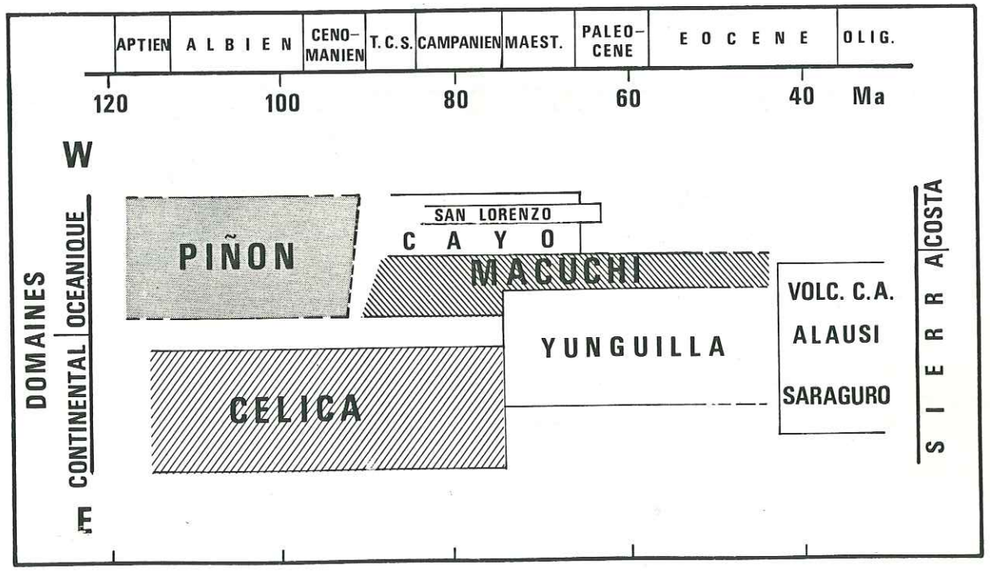


Figure IV-5: Ages et relations entre les différentes formations volcaniques anté-orogéniques de l'occident équatorien et les principales unités sédimentaires qui leur sont associées.

IV - 2 LA FORMATION DE L'ARC MACUCHI

Dès la fin du Cénomanien, une zone de subduction intra-océanique se met en place à l'ouest du Piñon, provoquant un magmatisme qui donne naissance à l'arc Macuchi. En effet dès le Coniacien apparaissent au sein de la formation Cayo d'importants niveaux détritiques à éléments volcaniques (Faucher & Savoyat, 1973) ; il est donc nécessaire que, dès cette époque, l'arc insulaire soit suffisamment développé pour que les produits de son érosion puissent alimenter une importante sédimentation sur la croûte Piñon située en avant de l'arc. Pendant ce temps, sur la bordure du continent, l'arc Celica continue de fonctionner.

Au Santonien ces deux arcs fonctionnent toujours simultanément et l'on peut proposer pour cette époque la reconstitution géodynamique suivante (figure IV-6) où:

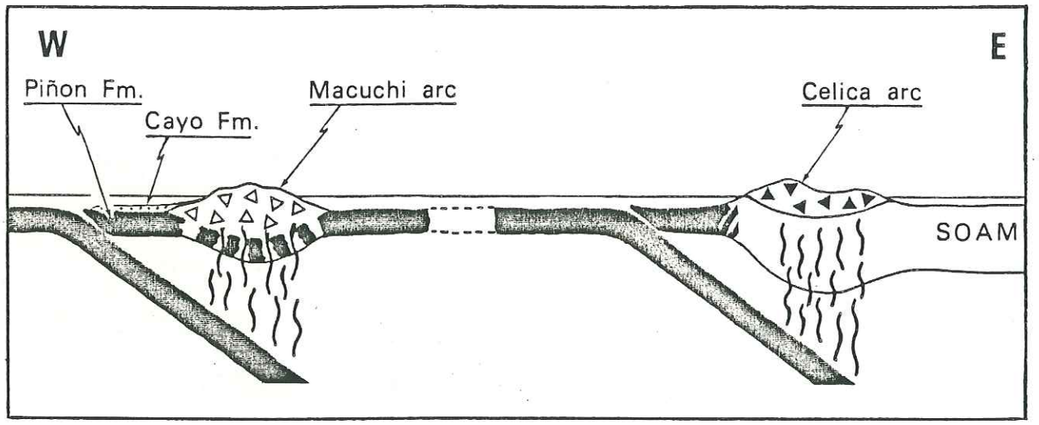


Figure IV-6: Coupe schématique W-E montrant le régime tectonique proposé pour le Santonien (d'après Lebrat & al., 1985a).

- L'arc volcanique Macuchi se développe dans le Pacifique, à une distance inconnue du continent, en relation avec une zone de subduction à pendage est. Les produits de l'érosion de cet arc se déposent, au sein de la formation Cayo, sur le fragment de croûte océanique Piñon situé entre l'arc et la zone de subduction.

- En arrière de l'arc Macuchi s'étend une mer marginale isolée entre ce dernier et le continent sud américain.

- Vers l'est cette mer marginale disparait sous l'Amérique du sud dans la zone de subduction Celica située à l'ouest de la bordure du continent dont elle est séparée par un fragment de croûte à caractère océanique. L'activité volcanique de l'arc Celica est à relier à la subduction de cette mer marginale sous le continent.

Cette géométrie qui est valable pour le Santonien, mais qui existe depuis le Turonien, disparaitra au cours du Campanien lors de l'abordage de l'arc Macuchi au continent.

Le schéma de tectonique des plaques que nous proposons est voisin de celui présenté actuellement par la mer des Philippines dans l'ouest Pacifique (Uyeda & Miyashiro, 1974 ; Hirakara, 1981). On y retrouve deux zones de subduction plongeant dans la même direction. Dans la première, intra-océanique, le plancher du Pacifique subducte sous la mer des Philippines et l'activité volcanique qui en résulte a construit sur cette dernière l'arc des Philippines. Cette même mer des Philippines disparait à l'ouest, dans une seconde zone de subduction, sous le continent asiatique sur lequel se développe un magmatisme calco-alcalin.

IV - 3 LA COLLISION DE L'ARC MACUCHI

L'abordage de l'arc Macuchi au continent se produit lorsque la totalité de la mer marginale qui le séparait du continent a disparu sous ce dernier dans la zone de subduction Celica, phénomène qui a lieu vers 75 Ma. Le début de cette collision est schématisé sur la figure IV-7.

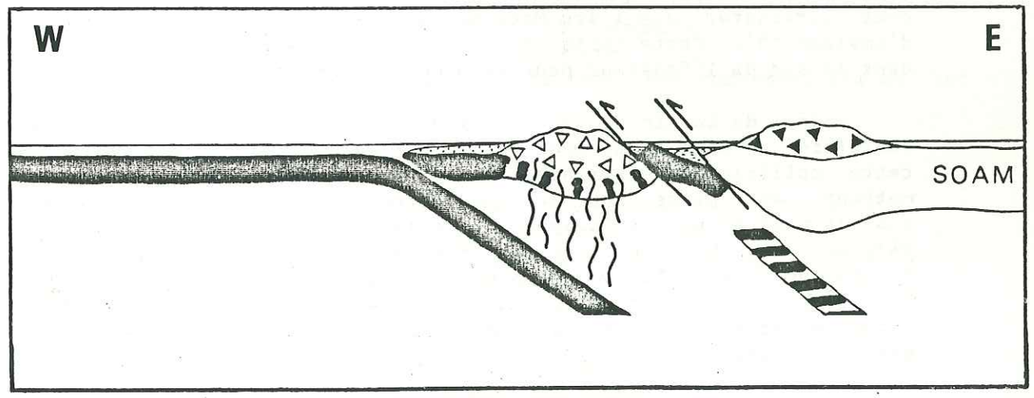


Figure IV-7: Coupe schématique W-E montrant le régime tectonique proposé lors de l'abordage de l'arc Macuchi au continent vers la fin du Campanien. Même légende que figure IV-6.

- L'entrée de l'arc Macuchi dans la zone de subduction Celica désactive cette dernière et provoque l'arrêt du volcanisme andésitique sur la bordure du continent.

- Cet arc insulaire est alors chevauché par les lambeaux de la croûte océanique qui s'étendait auparavant entre le continent et la zone de subduction Celica.

- L'une des conséquences de cette collision est la surrection de la cordillère orientale de l'Equateur, phénomène qui se traduit localement par l'apparition de conglomérats renfermant des galets métamorphiques du socle dans les flyschs de la formation Yunguilla qui recouvrent en partie l'arc insulaire.

- Contrairement à celle de l'arc Celica, l'activité de l'arc Macuchi se poursuit, en relation avec la zone de subduction Macuchi, après le début de sa collision avec le continent.

Certains indices permettent de penser que la collision de l'arc Macuchi a d'abord commencé dans le sud de l'Equateur pour se poursuivre ensuite vers le nord. En effet l'étude de fossiles provenant des flyschs Yunguilla qui le recouvrent donnent des âges qui se rajeunissent vers le nord (Henderson, 1979). Ceci suggère que l'arc insulaire n'a pas abordé le continent de front mais plutôt de façon oblique. Les reconstitutions de la tectonique des plaques du Pacifique au Crétacé supérieur (Whitmann & al., 1983) montrent que la ride est-Pacifique avait à cette époque une direction voisine de N340. Compte-tenu de la position de l'Amérique du sud à la fin du Campanien par rapport à cette ride (Whitmann & al., 1983), le vecteur déplacement du plancher océanique n'était pas orthogonal à la limite du continent au niveau des Andes septentrionales, mais faisait avec celles-ci un angle d'environ 60°. La subduction de la plaque Farallon sous l'Equateur était donc oblique lors du début de la collision de l'arc Macuchi. Si l'on admet que la zone de subduction Macuchi était plus ou moins parallèle à la ride est-Pacifique, on peut considérer que l'arc Macuchi faisait avec le continent un angle d'environ 30°. Cette obliquité expliquerait que la collision ait débuté dans le sud de l'Equateur pour se propager ensuite vers le nord.

L'âge de la fin de la collision n'est pas connu avec exactitude. Toutefois on peut considérer que la phase orogénique compressive liée à cette collision est terminée à l'Eocène supérieur. A cette époque se mettent en place sur la cordillère occidentale les formations andésitiques Alausi et Saraguro qui elles n'ont pratiquement pas subi de déformations. On peut donc admettre qu'à la fin de l'Eocène l'épisode orogénique lié à la collision de l'arc Macuchi est terminé et que la structure de l'occident équatorien est alors voisine de la structure actuelle schématisée sur la figure IV-8 par une coupe interprétative effectuée vers 2° S.

Sur cette coupe l'arc Macuchi, accolé au continent, est localement écaillé le long d'accidents fortement pentés vers l'est. Une partie de cet arc ou de la croûte océanique qui était située en arrière de l'arc est incorporé à la racine crustale. Entre les formations de l'arc et la suture avec les formations continentales apparaissent des écailles de

matériel océanique, vestiges de la croûte océanique qui séparait la zone de subduction Celica du continent. Le substratum de la zone côtière est constitué par la croûte océanique Piñon qui se trouvait en avant de l'arc Macuchi. A l'ouest de ce système se développe la zone de subduction responsable du volcanisme andésitique actuel des Andes de l'Equateur. Nous considérons que la position de cette zone de subduction a peu varié depuis l'Eocène et qu'elle est le descendant direct de la zone de subduction Macuchi. Sur la coupe apparait, recoupant les formations de l'arc insulaire, le décrochement dextre Guayaquil-Dolores qui a joué au cours du Tertiaire et qui, plus au nord s'est surimposé à la suture (figure IV-1).

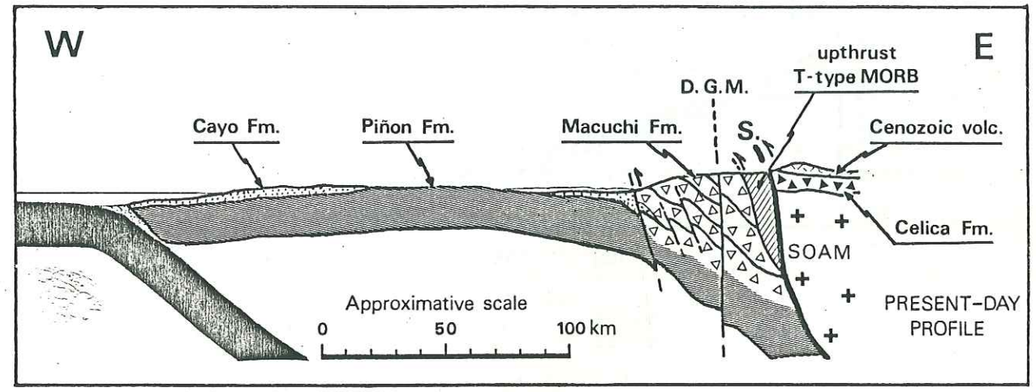


Figure IV-8: Coupe schématique W-E effectuée vers 2°S à travers la plaque de Nazca, la côte et la cordillère occidentale de l'Equateur, montrant la structure actuelle de l'occident équatorien (d'après Lebrat & al., soumis).
D.G.M.: Dolores-Guayaquil Megashear.
S.: Zone de suture entre le continent sud-américain et les blocs allochtones.
Exagération verticale: x 2.

Nous avons vérifié si ce contexte structural était compatible avec les données gravimétriques disponibles en Equateur. Sur le profil W-E effectué à 1°20'S (figure IV-9) on voit que les anomalies gravimétriques peuvent être interprétées en accord avec le modèle proposé. Cette interprétation diffère fondamentalement de celle de Feininger et Seguin (1980) mais présente, par rapport à cette dernière, l'avantage de proposer pour le Piñon une épaisseur beaucoup plus réaliste, en accord avec celles généralement admises pour les croûtes océaniques.

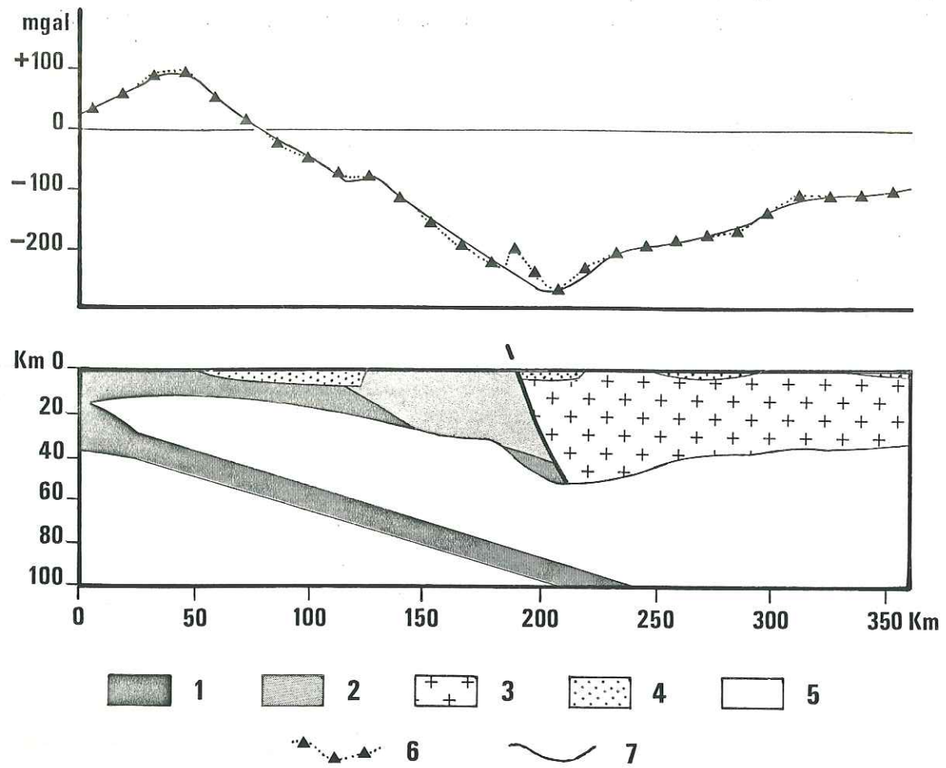


Figure IV-9: Modélisation de la structure crustale de l'occident équatorien, réalisée à partir des données gravimétriques (Feininger, 1976). Coupe E-W, effectuée vers 1°20'S, tenant compte des observations géologiques de surface.
1) croûte océanique: d=2.9 ; 2) arc insulaire: d=2.7 ; 3) croûte continentale: d= 2.8 ; 4) bassins sédimentaires: d= 2.4 5) manteau supérieur: d=3.3 ; 6) anomalie observée ; 7) anomalie calculée.

Des contextes structuraux similaires ont déjà été décrits dans la littérature et ce notamment dans l'ouest des Etats-Unis. C'est le cas par exemple en Californie où l'extrémité occidentale de la Sierra Nevada ressemble beaucoup à l'Equateur ; elle est formée par un assemblage volcanique, attribué à un arc insulaire, plongeant vers le nord-est et limité vers l'est par une zone de suture à pendage est qui le sépare du bord occidental du continent nord-américain. Pour expliquer cette structure, Jones et al. (1976) ont proposé un modèle similaire à celui que nous présentons pour l'Equateur. Une variante de ce modèle présente cette structure comme résultant de la disparition d'une mer marginale

subductant à la fois vers l'est sous un arc insulaire et vers l'ouest sous le continent (Schweikert & Cowan, 1975 ; Schweikert, 1981), ce schéma aboutissant, comme le précédent, à l'accrétion de l'arc au continent par blocage de la zone de subduction à pendage est. Un autre modèle faisant intervenir deux zones de subduction parallèles à pendage est a également été proposé pour expliquer l'évolution du Franciscain dans le nord de la Californie (Roure & Blanchet, 1983).

IV - 4 DOMAINE DE VALIDITE DU MODELE

Le modèle d'évolution géodynamique pour la marge Pacifique de l'Equateur depuis le Crétacé est défini dans le sud du pays, là où l'on dispose sur une même coupe de l'ensemble des formations anté-orogéniques qui y sont impliquées. Il peut toutefois être étendu vers le nord bien que, à partir de 2°S, la formation Celica n'apparaisse semble-t-il plus à l'affleurement. Deux possibilités peuvent être envisagées pour expliquer l'absence de ces terrains. Soit ils on été largement recouverts par les produits de l'importante activité volcanique tertiaire et dans ce cas leur mise en évidence est rendue difficile par la faible dimension ou l'absence des affleurements. Soit le volcanisme Celica était limité à la partie méridionale du pays, les conditions de la subduction du plancher du Pacifique plus au nord ne permettant pas le développement d'une activité magmatique. Cependant, dans aucun des deux cas l'absence du volcanisme Celica n'est incompatible avec le modèle proposé.

Par contre la validité du modèle est tributaire de l'existence de l'arc Macuchi et ceci pose la question de l'extension de ce dernier. Or, si la limite méridionale de l'arc est bien connue, on ne sait par contre pas avec exactitude jusqu'où il se poursuit vers le nord. Les données disponibles permettent de suivre cet arc de manière à peu près continue depuis 3°20'S jusqu'à la latitude de Quito soit sur environ 350 kilomètres. Plus au nord on ne dispose pas de données suffisantes jusque vers 4°N où des travaux récents (Marriner & Millward, 1984 ; Millward & al., 1984) ont permis de mettre en évidence l'absence de volcanisme caractéristique d'un arc insulaire à cette latitude. Il faudra donc à l'avenir rechercher la limite septentrionale de l'arc Macuchi dans la cordillère occidentale des Andes entre Quito et Cali et, même si cet arc s'interrompt en Colombie immédiatement au sud de Cali, son extension maximale n'excède pas 600 à 700 kilomètres.

L'hypothèse du prolongement en Colombie de l'arc Macuchi a été prise en considération par de nombreux auteurs. Récemment, Mc Court et al. (1984) proposaient, pour expliquer la structure de l'occident colombien, un modèle faisant intervenir plusieurs épisodes d'accrétion de terrains allochtones au continent. L'un de ces épisodes était, pour ces auteurs, l'abordage au cours du Paléocène de l'arc Macuchi qui se prolongeait selon eux vers le nord en Colombie, selon un schèma voisin de celui que l'on a pu proposer pour l'Equateur. Mc Court et al. se basaient sur les ressemblances entre les analyses chimiques d'éléments majeurs disponibles alors sur la formation Macuchi (Henderson, 1979) et sur la formation diabasique de Colombie (Millward & al., 1982). Les

études géochimiques récentes menées en Colombie (Marriner & Millward, 1984 ; Millward & al., 1984) montrent qu'un tel scénario n'est pas applicable en Colombie et donc que le modèle proposé en Equateur ne peut pas être étendu à l'ensemble des Andes septentrionales.

Millward et al. (1984) considèrent que les terrains crétacés de la cordillère occidentale de Colombie représentent des épanchements basaltiques mis en place sur une croûte océanique plus ancienne selon un schéma identique à celui du bassin de Nauru dans l'ouest Pacifique. le surépaississement de la croûte océanique résultant de la mise en place de ces basaltes aurait pu, selon ces auteurs, empêcher l'ensemble de subducter sous l'Amérique du sud, provoquant l'accrétion de ces terrains au continent. Un modèle similaire, faisant intervenir l'accrétion de rides asismiques, produites par l'activité du point chaud des Galapagos au cours du Jurassique, a également été proposé par Flüh (1983) pour expliquer l'évolution géodynamique de l'occident colombien.

Un modèle fondamentalement différent, ne faisant pas intervenir, comme les précédents, un quelconque épaississement du plancher océanique capable de bloquer une zone de subduction, a récemment été proposé par Bourgois et al. (1982 ; 1985). Ces auteurs considèrent que les terrains allochtones de l'occident colombien ont été obductés au cours de deux phases datées respectivement entre 90 et 140 Ma et entre 80 et 75 Ma. Les produits de cette dernière obduction se seraient formés, au Crétacé supérieur, dans un bassin marginal situé en bordure du continent.

Quelle que soit l'interprétation adoptée quant à l'origine des blocs allochtones en Colombie, il n'en demeure pas moins que les basaltes de la formation diabasique de la cordillère occidentale de Colombie présentent des caractéristiques voisines de celles des tholéiites du compartiment chevauchant de l'accident du Km 109 en Equateur et, comme ces dernières, montrent des analogies avec les MORB de type transitionnel. A partir de ces ressemblances, il serait tentant de faire des formations volcaniques de la cordillère occidentale de Colombie les équivalents latéraux du lambeau de croûte océanique qui, en Equateur, séparait la zone de subduction Celica de l'Amérique du sud. L'arc Macuchi n'ayant pas percuté le continent en Colombie, ces terrains n'auraient pas été, comme en Equateur, chevauchés sur l'arc. Mais il est bien évident qu'en l'absence de données plus précises notamment sur la structure et l'âge de ces formations tant en Colombie qu'en Equateur cette hypothèse demeure hautement spéculative. De plus, en l'absence d'une structure capable, comme l'arc Macuchi, de bloquer une zone de subduction ou pour le moins de modifier sa géométrie, il est difficile d'imaginer par quels processus ces terrains auraient pu s'empiler contre la bordure du continent.

En résumé, on peut dire que la grande diversité des modèles proposés en Colombie, pour expliquer le mode de mise en place des terrains allochtones d'âge crétacé, traduit le manque d'informations sur la structure de l'occident colombien et sur la nature véritable des formations volcaniques qui y sont développées. Le point le plus important à prendre en considération est que, les modèles suggérant une évolution semblable à celle de l'occident équatorien sont en contradiction avec les données géochimiques récentes obtenues sur ces formations. En conséquence il semble difficile d'envisager qu'un

scénario unique, à quelques variantes près, puisse expliquer l'évolution crétacée à éocène de l'ensemble des blocs allochtones des Andes septentrionales.

V CONCLUSION

La synthèse des données disponibles et des analyses chimiques effectuées sur le volcanisme anté-orogénique de l'Equateur conduit à proposer un modèle d'évolution géodynamique qui permet d'expliquer les processus ayant abouti à la structure actuelle des Andes de l'Equateur. Le modèle retenu fait intervenir au Crétacé supérieur deux zones de subduction parallèles à pendage est, l'une intra-océanique, l'autre située contre le continent. La mer marginale qui séparait ces deux zones de subduction disparait totalement sous le continent au cours du Campanien et l'arc insulaire lié à la subduction intra-océanique et ses dépendances sont alors incorporés à la chaîne andine par subduction/accrétion le long de la marge continentale.

Il est évident que le schéma proposé n'est pas le seul envisageable et qu'il pourrait être modifié par l'apport d'éléments nouveaux. D'autres modèles peuvent également être proposés à partir des mêmes données, les points les plus discutables de l'argumentation étant la position de la zone de subduction Macuchi et la signification des blocs chevauchants l'arc insulaire. Toutefois ce scénario présente l'avantage d'être relativement simple et réaliste car différents stades de son évolution correspondent à des situations connues actuellement en divers points du globe ; en outre il est en accord avec la majorité des données disponibles.

Certaines des données qui permettent de contraindre ce modèle sont fondamentalement différentes en Colombie. Ceci montre qu'il n'est valable qu'en Equateur et qu'il ne permet pas d'expliquer l'histoire de l'ensemble des blocs allochtones des Andes septentrionales.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

NATURE DU VOLCANISME ANTE-OROGENIQUE

L'étude géochimique du volcanisme anté-orogénique, d'âge Crétacé à Eocène, développé en Equateur permet de préciser la nature et l'extension des différentes unités qui le composent. Ces résultats conduisent à proposer une nouvelle définition de ces formations, non plus basée sur des critères purement géographiques, mais s'appuyant sur leurs caractéristiques géochimiques qui sont le reflet de leurs origines diverses.

- Tout d'abord, la formation Piñon, qui se développe dans la zone côtière dont elle constitue le substratum, doit définitivement être considérée comme le vestige d'une ancienne croûte océanique. Son extension diffère peu de celle admise antérieurement. Il faut toutefois se garder d'y inclure un magmatisme plus jeune qui apparait localement sur la côte, et ce notamment dans la zone de Montecristi, et qui doit, lui, être rattaché à l'activité d'un arc insulaire plus largement développé vers l'est.

- La formation Macuchi représente cet arc insulaire intra-océanique qui s'étend largement sur le flanc pacifique de la cordillère occidentale de l'Equateur. L'étude géochimique permet de le mettre en évidence depuis la latitude de Quito jusque vers 3°S et montre qu'il ne s'interrompt pas vers 2°S, là où le systême faillé Guayaquil-Dolores recoupe la cordillère occidentale. Cependant, au sud de 2°S, l'arc insulaire Macuchi ne constitue plus, à lui seul, la totalité du volcanisme anté-orogénique de la cordillère occidentale. Il lui est en effet associé une formation andésitique dont il est séparé par une bande de terrains épimétamorphiques.

- Cette série andésitique constitue la formation Celica. Elle représente un arc volcanique développé sur la bordure pacifique du continent sud-américain. Il était généralement admis que son extension se limitait aux parties méridionales du pays, au sud de 3°S. En fait on le retrouve plus au nord à l'ouest de Cuenca, de Cañar et de Huigra et sur une partie du versant ouest de la cordillère occidentale.

Ces trois principales formations constituent l'essentiel du volcanisme anté-orogénique Crétacé à Eocène de l'Equateur. Mais, l'étude géochimique a permis de mettre en évidence, dans la cordillère occidentale un type de volcanisme qui n'y avait pas été antérieurement reconnu. Il s'agit de tholéiites océaniques qui rappellent les MORB de la formation Piñon. Il est toutefois difficile, de par leur position géographique, de les relier directement à la formation Piñon et leurs caractéristiques chimiques interdisent de les identifier à la formation Macuchi à laquelle elles sont cependant associées sur le terrain.

IMPLICATIONS

Les données chimiques et géologiques montrent qu'une discontinuité majeure sépare les blocs allochtones, de nature océanique, du domaine continental. Le tracé de cette suture, qui peut être matérialisé dans la cordillère occidentale de l'Equateur, diffère sensiblement de celui du système faillé Dolores-Guayaquil, considéré jusqu'alors comme représentant la limite entre les unités allochtones et le continent.

Les terrains allochtones se sont formés au cours du Crétacé dans le Pacifique à l'ouest de l'Equateur. On peut penser que, au début du Sénonien, ce domaine présentait une configuration voisine de celle de l'actuelle mer des Philippines dans le Pacifique ouest. La subduction sous l'Amérique du sud de cet équivalent crétacé de la mer des Philippines a provoqué, à terme, la collision de l'arc Macuchi et, par voie de conséquences, l'accrétion des blocs allochtones au continent. Ce phénomène a débuté au cours du Campanien et s'est poursuivi selon un schéma similaire à ceux proposés pour l'accrétion des blocs allochtones de la côte ouest de l'Amérique du nord.

PERSPECTIVES

Ce modèle d'évolution géodynamique pourrait être sensiblement affiné si l'on disposait d'informations sur la position des blocs allochtones par rapport à l'Amérique du sud au cours du Crétacé. Ce problème pourrait éventuellement être abordé par des études paléo-magnétiques associées à des déterminations précises de l'âge de ces formations. En ce qui concerne ces datations, l'étude paléontologique des intercalations sédimentaires associées aux formations volcaniques, serait plus facile à mettre en oeuvre que des datations radiométriques toujours délicates sur ce type de roches. En outre, si l'âge des tholéiites qui chevauchent l'arc Macuchi dans la cordillère occidentale pouvait être précisé, ceci contribuerait à préciser l'origine probable de ces formations.

Toutefois, le modèle proposé en Equateur ne semble pas pouvoir être modifié de façon fondamentale et les seuls points encore susceptibles d'être discutés et/ou précisés ne remettront pas en cause le schéma principal. Ce n'est pas le cas en Colombie où certains des modèles qui ont été proposés sont totalement contradictoires.

En fait, les problèmes posés par les blocs allochtones des Andes septentrionales doivent être considérés globalement. Comme le suggèrent les données disponibles, leurs évolutions ont certainement été différentes en Colombie et en Equateur. Les idées de modèles pouvant les intégrer dans un schéma d'ensemble sont peut-être à rechercher dans le Pacifique ouest, là où des situations actuelles, complexes, peuvent être prises en exemple.

De plus il ne faut pas oublier la proximité de la plaque Caraïbe qui, comme les blocs allochtones des Andes septentrionales, est née dans le Pacifique. On devra donc envisager que ces derniers aient pu être, au Crétacé, parties ou dépendances de cette plaque Caraïbe et en tenir compte dans les reconstitutions de l'histoire mésozoïque du Pacifique est.

B I B L I O G R A P H I E

BIBLIOGRAPHIE

AITKEN, B.G. & ECHEVERRIA, L.M. (1984). Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona island, Colombia. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 94-105.

AUGE, T. (1983). Etude minéralogique et pétrographique de roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du nord Oman. Relations avec les chromitites, comparaison avec deux complexes d'Arabie Saoudite. Thèse, université d'Orléans, série Documents du B.R.G.M., n° 65.

BAILEY, J.C. (1981). Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. Chem. Geol., 32, 139-154.

BALDOCK, J.W. (1982). Geologia del Ecuador. Boletin de la explicacion del mapa geologico de la republica del Ecuador escala 1:1,000.000. Direccion General de Geologia y Minas, Quito, 66 p.

BATIZA, R., OESTRIKE, R. & FUTA, K. (1982). Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise at 10° S, the fossil Galapagos Rise and the Nazca Plate. Marine Geology, 49, 115-132.

BOURGOIS, J., CALLE, B., TOURNON, J. & TOUSSAINT, J.F. (1982). The ophiolitic Andes megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western cordillera - Valle Colombia). Tectonophysics, 82, 207-229.

BOURGOIS, J., TOUSSAINT, J.F., GONZALES, H., ORREGO, A., AZEMA, J., CALLE, B., DESMET, A., MURCIA, A., PABLO, A., PARRA, E. & TOURNON, J. (1985). Les ophiolites des Andes de Colombie: Evolution structurale et signification géodynamique. In: Symposium Géodynamique des Caraïbes (A. Mascle ed.), éditions Technip, Paris, pp. 475-493.

BRASS, G.W., MATTES, B.W., REID, R.P. & WHITMANN, J.M. (1983). Mesozoic interaction of the Kula Plate and the western margin of North America. Tectonophysics, 99, 231-239.

BRIQUEU, L. & LANCELOT, J.R. (1979). Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 43, 385-396.

BRISTOW, C.R. & HOFFSTETTER, R. (1977). Lexique stratigraphique international (2nd Ed.). Vol. 5 : Amérique Latine ; fasc. 5a. 2 : Ecuador. Paris : Centre national de la Recherche Scientifique,410 p..

BRUET, E. (1949). Les enclaves des laves des volcans de Quito. République de l'Equateur. Bull. Soc. Géol. Fr., 19, 477-491.

CAMPBELL, C.J. (1974). Ecuadorian Andes. In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies. Geol. Soc. London Spec. Publ., 4, 725-732.

CASE, J.E., DURAN, S.L.G., LOPEZ, R. & MOORE,W.R. (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2685-2712.

COLONY, R.J. & SINCLAIR, J.H. (1928). The lavas of the volcan Sumaco, eastern Ecuador, south America. Am. J. Sci., 16, 299-312.

CONDIE, K.C., VILJOEN, M.J. & KABLE, E.J.D. (1977). Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. Contrib. Mineral. Petrol., 64, 75-89.

DERUELLE, B. (1979). Pétrologie d'un volcanisme de marge active: Atacama et Andes méridionales. Thèse d'Etat, université Paris XI, 417 p.

DERUELLE, B. (1982). Petrology of the Plio-Quaternary volcanism ot the south central and meridional Andes. J. Volc. Geotherm. Res., 14, 77-124.

DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA y MINAS (1978). Mapa geologico de la Republica del Ecuador, 1 : 100 000, hoja Machachi. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.

DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA y MINAS (1980). Mapa geologico de la Republica del Ecuador, 1 : 1 000 000, hoja Cuenca. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.

DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA y MINAS (1982). Mapa geologico de la Republica del Ecuador, 1 : 1 000 000. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito.

DOSTAL, J., ZENTILLI, M., CAELLES, J.C. & CLARK, A.H. (1977). Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°-28°S). Contrib. Mineral. Petrol., 63, 113-128.

DOSTAL, J., DUPUY, C., CARRON, J.P., LE GUEN DE KERNEIZON, P. & MAURY, P.C. (1983). Partition coefficients of trace elements: Application to volcanic rocks of St Vincent, West Indies. Geochim. Cosmochim. Acta, 9[illegible], 525-533.

DUPUY, C., DOSTAL, J., MARCELOT, G., BOUGAULT, H., JORON, J.L. & TREUIL, M. (1982). Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: Implications for their source composition. Earth Planet. Sci. Lett., 60, 207-225.

DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1984). Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth Planet. Sci. Lett., 67, 61-69.

EWART, A., BROTHERS, R.N. & MATEEN, A. (1977). Mineralogical and chemical evolution of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2, 205-250.

FAUCHER, B. & SAVOYAT, E. (1973). Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., série 2, 15, 115-142.

FEININGER, T. (1977). Mapa gravimetrico Bouguer del Ecuador,1: 000 000. Instituto Geografico Militar, Quito.

FEININGER, T. & BRISTOW, C.R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. Geol. Rundsch., 69, 849-874.

FEININGER, T. & SEGUIN, M.K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. Geology, 11, 40-44.

FLOYD, P.A. (1977). Rare earth element mobility and geochemical characterization of spilitic rocks. Nature, 269, 134-137.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1983). Element mobility associated with meta shear zones within the Ben Hope amphibolite suite, Scotland. Chem. Geol., 39, 1-15.

FLUH, E.R. (1983). The Basic Igneous Complex - Trace of an ancient Galapagos hot spot aseismic ridge? Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 3/4, 291-303.

FRANCIS, P.W., ROOBOL, M.J., WALKER, G.P.L., COBBOLD, P.R. & COWARD, M.P. (1974). The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. Geol. Rdsch., 63, 357-388.

FREY, F.A., BRYAN, W.B. & THOMPSON, G. (1974). Atlantic ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project. J. Geophys. Res., 79, 5507-5527.

GILL, J. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 390 p.

GILL, R.C. & BRIDGWATER, D. (1979). Early Archean basic magmatism in West Greenland: The geochemistry of the Ameralik dyke. J. Petrol., 20, 695-726.

GOOSSENS, P.J. (1968). La geologia de la costa ecuatoriana entre Manta y Guayaquil. Bol. Estud. Geol. Serv. Nac. Geol. Miner., 1, 5-17.

GOOSSENS, P.J. & ROSE, W.I. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 1043-1052.

GOOSSENS, P.J., ROSE, W.I. & FLORES, D. (1977). Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1711-1720.

GOOSSENS, P.J. (1979). Cenozoic immature island-arc and accreted oceanic crust in northwestern South America: A new ophiolite suite in Ecuador, Colombia and Panama. Proc. Int. Symp. on Ophiolites, Geol. Surv. Dep., Nicosia Cyprus.

GORTON, M.P. (1977). The geochemistry and origin of quaternary volcanism in the New Hebrides. Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1257-1270.

GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1967). The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 15, 103-190.

HAMELIN, B., DUPRE, B. & ALLEGRE, C.J. (1984). The lead isotope systematics of ophiolite complexes. Earth Planet. Sci. Lett., 67, 351-366.

HART, S.R. (1976). LIL element geochemistry, leg 34 basalts. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 34, 283-288.

HELLMAN, P.L., SMITH, R.E. & HENDERSON, P. (1979). The mobility of the Rare Earth elements: Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 23-44.

HENDERSON, W.G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. J. Geol. Soc. London, 136, 367-378.

HERRON, E.M. (1972). Seafloor spreading and Cenozoic history of the East Central Pacific. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1671-1691.

HIRAKARA, K. (1981). Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: The subducting Philippine Sea plate. Tectonophysics, 79, 1-44.

HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978a). Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 107-126.

HUMPHRIS, S.E. & THOMSON, G. (1978b). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 127-136.

IRVING, A.J. (1978). A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 743-770.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 513-548.

JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENTZ, V. & VANKE, H. (1979). The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 10, 2031-2050.

JAKES, P. & GILL, J. (1970). Rare Earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28.

JAKES, P. & WHITE, A.J.R. (1972). Major and trace element abundances in the volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 29-40.

JONES, D.L., BLAKE, M.C. & RANGIN, C. (1976). The four Jurassic belts of northern California and their significance to the geology of the southern California borderland. In, Howell, ed., "Aspects of the geologic history of the California continental borderland". Pac. Sect., Am. Ass. Pet. Geol., Mix. Pub., 24, 343-362.

JUTEAU, T., MEGARD, F., RAHARISON, L. & WHITECHURCH, H. (1977). Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: Nature pétrographique et position structurale. Bull. Soc. Geol. Fr., 19, 1127-1132.

KAY, R., HUBBARD, N.J. & GAST, P.W. (1970). Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. J. Geophys. Res., 75, 1585-1613.

KENNERLEY, J.B. (1973). Geology of the Loja province. Rep. Inst. Geol. Sciences, n° 23.

KENNERLEY, J.B. (1980). Outline of the geology of Ecuador. Overseas Geol. & Miner. Resour., 55, 17 p.

LEBRAT, M., MEGARD, F. & DUPUY, C. (1985a). Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the south American continent in Ecuador. Zbl. Geol. Paläont., in press.

LEBRAT, M., MEGARD, F., JUTEAU, T. & CALLE, J. (1985b). Pre-orogenic volcanic assemblages and structure in the western cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. Geol. Rdsch., 74 (2), in press.

LEBRAT, M., DUPUY, C. MEGARD, F. & DOSTAL, J. Geochemistry of the Cretaceous volcanic rocks of Ecuador: Geodynamic implications. Geol. Soc. Am. Bull., submitted.

LEFEVRE, C. (1973). Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. Contrib. Mineral. Petrol., 41, 259-272.

LONSDALE, P. (1978). Ecuadorian subduction system. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 62, 2454-2477.

LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F.A. & VERGARA, M. (1976). Andesite from central-south Chile: Trace element abundances and petrogenesis. In Proceeding of the Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems, Santiago, Chile, 1974 (O. Gonzales-Ferran, ed.), pp. 725-761.

LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F.A. & VERGARA, M. (1977). Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile high Andes. Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol., 63, 199-228.

LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. (1979). An evaluation of the behavior of the Rare Earth elements during the weathering of sea floor basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 43, 85-92.

MAMMERICKX, J., HERRON, E. & DORMAN, L. (1980). Evidence for two fossil spreading ridges in the Southeast Pacific. Geol. Soc. Am. Bull., 91, 263-271.

MARRINER, G.F. & MILLWARD, D. (1984). The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. J. Geol. Soc. London, 141, 473-486.

McCOURT, W.J., ASPDEN, J.A. & BROOK, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. J; Geol. Soc. London, 141, 831-845.

MILLWARD, D., MARRINER, G.F. & VERDUGO, G. (1982). La geoquimica del Grupo Diabasico en la Cordillera Occidental al Oeste de Cali, Valle Colombia. Geol. Norandia, 5, 39-45.

MILLWARD, D., MARRINER, G.F. & SAUNDERS, A.D. (1984). Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the western cordillera of Colombia. J. Geol. Soc. London, 141,847-860.

MITCHELL, W.S. & AUMENTO, F. (1976). Fission track chronology and uranium content of basalts from DSDP leg 34. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 34, 451-453.

MIYASHIRO, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J. of Sci., 274, 321-355.

MOBERLY, R., SHEPHERD, G.L. & COULBOURN, W.T. (1982). Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 10, 171-189.

NAKAMURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757-775.

PEARCE, J.A. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in: Continental basalts and mantle xenoliths (C.J. Hawskesworth and M.J. Norry ed.). Shiva geology series, Nantwich, pp. 230-249.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973). Tectonic setting, of basic volcanic rocks determined using trace eleme t analyses. Earth. Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.

PEREZ-TELLEZ, J. (1980). Evolucion geologica de la cuenca pacifica (geosinclinal de Bolivar), sector noroccidental de suramerica. Bol. Geol. Bucaramanga (Colombia), 14 (2), 25-44.

PERFIT, M.R., GUST, D.A., BENCE, A.E., ARCULUS, R.J. & TAYLOR, S.R. (1980). Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. Chemical Geology, 30, 227-256.

PICHLER, H., STIBANE, F.R. & WEYL, R. (1974). Basischer Magmatismus in Südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador. Neues Jahrb. Geol. Paläontol., 2, 102-106.

PICHLER, H., HORMANN, P.K. & BRAUN, A.F. (1976). First petrologic data on lavas of the volcano El Reventador (eastern Ecuador). Münster. Forsch. Geol. Paläont., 38/39, 129-141.

REYNOLDS, P.H. (1976). 40Ar/39Ar dating of leg 34 basalts. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 34, 449-450.

ROURE, F. & BLANCHET, R. (1983). A geological transect between the Klamath mountains and the Pacific ocean (southwestern Oregon): A model for paleosubduction. Tectonophysics, 91, 53-72.

SAUER, W. (1950). Mapa geologico del Ecuador, 1 : 1 500 000. Universidad Central, Quito, Ecuador.

SAUER, W. (1965). Geologia del Ecuador. Edit. del Ministerio de Educacion Publica, Quito, 383 p.

SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. & WOOD, D.A. (1979). Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. Proc. Int. Symp. on Ophiolites, Geol. Surv. Dep., Nicosia, Cyprus, 193-204.

SAVOYAT, E., VERNET, R., SIGAL, J., MOSQUERA, C., GRANJA, J. & GUEVARA, G. (1970). Formaciones sedimentarias de la Sierra tectonica andina en el Ecuador. Institut Français du Pétrole ; Serv. Nac. Geol. Min., Quito.

SAVOYAT, E. (1971). Leyenda explicativa de la hoja de Montecristi, 1: 100 000. Ministerio de Recursos Naturales y Turismo, Quito, 6 p.

SCHEIDEGGER, K.F. & CORLISS, J.B. (1981). Petrogenesis and secondary alteration of upper layer 2 basalts of the Nazca plate. Geol. Soc. Am., Memoir 154, 77-107.

SCHILLING, J.G. (1973). Iceland mantle plume: Geochemical evidence along Reykjanes Ridge. Nature, 242, 565-571.

SCHILLING, J.G., SIGURDSSON, H. & KINGSLEY, R.H. (1978). Skagi and western neovolcanic zones in iceland. 2: Geochemical variations. J. Geophys. Res., 83, 3983-4002.

SCHWEIKERT, R.A. (1981). Tectonic evolution of the Sierra Nevada range. In W.G. Ernst, ed., "The geotectonic development of California", Rubey vol. 1, 87-131. Prentice-Hall, Englewoods Cliffs N.J.

SCHWEIKERT, R.A. & COWAN, D.S. (1975). Early Mesozoic tectonic evolution of the western Sierra Nevada. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1329-1336.

SERVICIO NACIONAL de GEOLOGIA y MINERIA (1969). Mapa geologico de la Republica del Ecuador, 1 : 1 000 000. Ministerio de Industria y Comercio, Quito.

SHERVAIS, J.W. (1982). Ti V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 59, 101-118.

SIGAL, J. (1968). Estratigrafia micropaleontologica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Institut Français du Pétrole ; Serv. Nac. Geol. Min., Quito.

SNELLING, N.J. (1970). K/Ar age determinations on samples from Ecuador. Rep. Geochem. Div., Inst. Geol. Sci., n° 70-10.

SUN, S.S., NESBITT, R.W. & SHARASKIN, A.Y. (1979). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 44, 119-138.

TAYLOR, S.R. (1969). Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In: Proceeding of the andesite conference. Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull., 65, 43-63.

TAYLOR, S.R., KAYE, M., WHITE, A.J.R., DUNCAN, A.R. & EWART, A. (1969). Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc, and V in andesites. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 275-286.

TAYLOR, S.R. (1980). Refractory and moderately volatile element abundances in the earth, moon and meteorites. Proc. 11th Lunar Sci. Conf., 333-348.

THORPE, R.S. & FRANCIS, P.W. (1979). Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance. Tectonophysics, 57, 53-70.

THORPE, R.S., FRANCIS, P.W., HAMMILL, M. & BAKER, M.C.W. (1982). The Andes. In Andesites: Orogenic andesites and related rocks. (R.S. Thorpe ed.) John Wiley & Sons, p. 187-205.

TSCHOPP, H.J. (1948). Geologische skizze von Ekuador. Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Pét., 15, 14-45.

UYEDA, S. & MIYASHIRO, A. (1974). Plate tectonics and the Japanese islands: A synthesis. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1159-1170.

WHITMANN, J.M., HARRISON, C.G.A. & BRASS, G.W. (1983). Tectonic investigation of the pacific ocean since 74 Ma. Tectonophysics, 99, 241-249.

WOLF, T. (1892). Geografia y geologia del Ecuador. Brockhaus, Leipzig, 671 p.

WOOD, D.A., TARNEY, J., VARET, J., SAUNDERS, A.D., BOUGAULT, H., JORON, J.L., TREUIL, M. & CANN, J.R. (1979). Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity. Earth Planet. Sci. Lett., 42, 77-97.

DOCUMENTS ET TRAVAUX

DU CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE

DE MONTPELLIER

N° 1 - R. BAYER : Interprétation des anomalies du champ de gravité et du champ géomagnétique : méthodes et applications géologiques. 173 p. ; ill. ; 1984. (100 Francs).

N° 2 - V. RICHARD : Exploration par la gravimétrie de cibles minières profondes : applications de deux techniques inverses. Exemple de Néves Corvo (Portugal). 199 p. ; ill. ; 1984. (100 Francs).

N° 3 - J. VAN DE MEULEBROUCK : Reconnaissance géophysique de structures crustales de deux segments de chaîne de collision : le Haut Allier (Massif Central Français) et le Sud du Tibet (Himalaya). 108 p. ; ill. ; 1984. (80 Francs).

N° 4 - Rapport d'activité du CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DE MONTPELLIER. 1980-1984. 164 p.

N° 5 - L. BRIQUEU : Etude du magnétisme associé aux zones de subduction à l'aide de traceurs géochimiques multiples : éléments traces et rapports isotopiques 87 Sr/86 Sr - 143 Nd/144 Nd. 154 p. ; ill. ; 1985 (100 Francs).

N° 6 - M. LEBRAT : Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident équatorien : implications géodynamiques. 120 p. ; ill. ; 1985 (100 Francs).

N° 7 - A. BONNEVILLE : Analyse des températures de surface de deux volcans actifs (Etna et Piton de la Fournaise).

Commandes à adresser à :

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE - Service Documentation
Université des Sciences et Techniques du Languedoc
34060 MONTPELLIER CEDEX
FRANCE

Tél. : (67) 63.49.83.
Télex : USTMONT 490944 f

Dépôt légal

Juillet 1985