HAL
open science

Les formations orogéniques mésozoiques du Guerrero (Mexique méridional) : Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines

Oscar Talavera Mendoza

To cite this version:

Oscar Talavera Mendoza. Les formations orogéniques mésozoiques du Guerrero (Mexique méridional) : Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT : . tel-00726204

HAL Id: tel-00726204

https://theses.hal.science/tel-00726204v1

Submitted on 29 Aug 2012

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

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

Géologie Alpine, 1994, t. 70, p. 47-242

Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines

par Oscar TALAVERA MENDOZA*

RÉSUMÉ. — Dans le secteur de Taxco-Zihuatanejo (Mexique méridional) affleurent six séquences volcano-sédimentaires et/ou volcano-plutoniques d'arc datées du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur qui se sont accrétées au craton nord-américain à la fin du Crétacé inférieur.

La **séquence de Taxco-Taxco Viejo** comprend des andésites, des dacites et des rhyolites calco-alcalines interstratifiées dans une sédimentation exclusivement détritique. Elle est affectée par un métamorphisme syncinématique de basse température (221-276°C). Cette formation représente vraisemblablement le témoin d'un arc insulaire édifié sur un substratum continental. La **séquence de Teloloapan** comprend des pillow lavas basiques surmontés en concordance par des dépôts volcanoclastiques à lentilles de calcaires récifaux de l'Aptien et des calcaires récifaux de Aptien-Albien. Elle est affectée par deux métamorphismes de bas degré : (1) hydrothermal océanique et (2) syn-cinématique. Le volcanisme comprend surtout des basaltes et des andésites calco-alcalins avec de rares roches acides (andésites et rhyolites tholéïtiques). Comparées aux séries calco-alcalines d'arc intra-océanique, les basaltes et andésites sont enrichis en HFSE et LREE. **Les basaltes et andésites présentent des différences géochimiques et un εNd compris entre +4,6 et +1,6.** Cette séquence s'est développée dans un environnement d'arc insulaire intra-océanique. La **séquence plutono-volcanique d'Arcelia** comprend un ensemble plutonique qui repose en klippe sur des basaltes en coussins recoupés par des filons basiques. La sédimentation est soit micritique au sein de la pile volcanique soit pélitique à radiolaires au sommet et datée de l'Albien-Cénomanien. Laves et filons sont affectés par un métamorphisme statique et hydrothermal prehnite-pumpellyite. Les roches basiques d'Arcelia, y compris les rhyolites, montrent des affinités de tholéïte typique d'arc insulaire intra-océanique (εNd compris entre +8 et +6). La **séquence de Huetamo** représente le comblement d'un bassin fortement subsident qui se développe entre des îles volcaniques appartenant à un environnement d'arc insulaire. La séquence **volcano-sédimentaire de Zihuatanejo** albo-cénomanienne est composée de pyroclastites et de laves calco-alcalines déjà différenciées, associées à des calcaires récifaux et/ou des couches rouges continentales. Le **complexe de subduction de Las Ollas** comprend des blocs de roches basiques et ultrabasiques enchassés dans une matrice de serpentine ou de flysch. Ces blocs sont affectés par un métamorphisme HP-BT. Les roches basiques montrent des affinités de tholéïtes d'arc, appauvries en terres rares légères. Leurs caractères géochimiques communs suggèrent qu'elles représentent des fragments dissociés d'un croûte supérieure d'un arc insulaire intra-océanique, formée aux tous premiers stades de l'activité de l'arc.

Les affinités magmatiques des séries d'arc mésozoïques du «Guerrero terrane» sont très diversifiées à la fois d'une séquence à l'autre et à l'intérieur d'une même séquence. Cependant, deux ensembles peuvent être reconnus : (1) des **tholéïtes d'arc appauvries à légèrement enrichies en LREE,** composées exclusivement de basaltes et de leurs filons nourriciers et présentes à Arcelia et Las Ollas; quelle que soit la séquence, des cumulats ultrabasiques et basiques sont tectoniquement associés aux laves; leur source mantellique appauvrie (εNd compris entre +8 et +5,5) est du type Lherzolite à spinelles; (2) **des séries calco-alcalines enrichies ou appauvries en HFS.** Les roches basiques prédominent dans la série calco-alcaline enrichie en HFS (Famille I), représentée par les basaltes et les andésites de l'Aptien-Albien de Teloloapan qui dérivent d'une source enrichie de «Type Lherzolite à grenat». La série appauvrie en HFS (εNd compris entre +9 et +7,5) est représentée par les andésites de Zihuatanejo et les galets de l'Aptien-Albien de Huetamo (Famille II) qui dérivent d'une source mantellique appauvrie, identique à celle des tholéïtes mais avec des taux de fusion partielle moins élevés. Enfin la famille III regroupe les laves de Taxco et présente des caractères intermédiaires entre les familles I et II.

---

* Institut Dolomieu, Rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cédex, France.

1. Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université de Grenoble, soutenue le 16 Février 1993, pour l'obtention du Diplôme de Doctorat Spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen :

G. MASCLE	Président
H. LAPIERRE	Directeur
B. DUPRÉ	Rapporteur
C. RANGIN	Rapporteur
M. TARDY	Examinateur
L. AGUIRRE	Examinateur
M. F. CAMPA	Examinateur

Ainsi, les séquences magmatiques orogéniques du «Guerrero terrane» reflètent la complexité de cet arc ou de ces arcs qui, néanmoins, ont fonctionné pratiquement en même temps.

Mots clés. — Arc, magmatisme, géochimie, Mésozoïque, géodynamique.

The Mezosoic Arc Formations of the Guerrero terrane (southern Mexico). Implications in the geodynamic evolution of the Mexican Cordillera

Abstract. — In the Teloloapan-Zihuatanejo area (southern Mexico), are exposed six volcano-sedimentary and/or volcano-plutonic arc sequences ranging in age from Late Jurassic to Early Cretaceous which accreted to the North American plate at the end of the Cretaceous.

The Taxco-Taxco Viejo is composed of calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites interbedded in detrital sediments. This sequence is affected by a syn-kinematic low grade metamorphism (221-276°C). This sequence likely represents the remnants of an island arc built on a continental crust. ***The Telolopan sequence*** consists of a highly deformed succession of Tithonian to Albian basalts and andesites of calc-alkaline affinity, which are highly enriched in LREE [(La/Yb)N=5.5-10.5] and HFSE. Their εNd = +1.6 to +4.6 ratios, rather low for intra-oceanic calc-alkaline melts, suggest that they derive from an enriched mantle source. Sedimentary cover includes volcaniclastic turbidites, reefal and bioclastic limestones and sandstones and shales of Aptian-Albian age. ***The Arcelia sequence*** is a deformed succession of Albian-Cenomanian mafic pillow basalts and dykes of tholeiitic affinity [(La/Yb)N=1.0-2.6, εNd = +5.5 to +8.0]. Sedimentary cover consists of radiolarian cherts and black shales. Locally plutonic rocks are thrusted on the volcanic rocks. ***The Huetamo sequence*** is formed of a more than 5000 m thick, slightly deformed succession of: (1) Tithonian volcaniclastic conglomerates and turbidites, which contain at the base uncommon intra-oceanic tholeiitic pillow basalts [(La/Yb)N = 1.0-1.2; εNd = +7.5]; (2) Neocomian volcaniclastic turbidites; (3) Aptian-Albian reefal limestones and volcanic conglomerates; and, (4) upper Cretaceous red beds. Geochemical characteristics of volcanic pebbles within conglomerates vary from tholeiitic [(La/Yb)N = 1.9] basalts in the Jurassic levels through calc-alkaline [(La/Yb)N = 2.6-3.5] andesites and dacites in the Neocomian strata to shoshonitic [(La/Yb)N = 10.3-10.4] andesites and dacites in the Aptian-Albian levels. ***The Zihuatanejo sequence*** includes an undeformed succession of calc-alkaline [$(La/Yb)_N$ = 2.5-9.8] andesites and dacites, volcaniclastic turbidites and Albian-Cenomanian limestones. Andesites are uncommonly depleted in HFSE and enriched in isotopic Nd (εNd = +7.4 to +9.7). ***The Las Ollas subduction complex*** contains a variety of exotic including limestones, quartzites and island-arc tholeiitic [(La/Yb)N = 0.7-1.4; εNd = +7.9 to +8.1] mafic and ultramafic rocks recristallized under medium to high P/T conditions which are included in a sheared matrix of flysch and serpentine.

The magmatic affinities of these aforementioned arc sequences which belong to the Guerrero terrane are diversified from one sequence to another and within each sequence. However, two main suites can be recognized : (1) a tholeiitic suite composed of basalts and their feeder dykes, depleted to slightly enriched in LREE which is exposed at Arcelia and Las Ollas; (2) a calc-alkaline suite enriched or depleted in High Field Srengh Elements. In the tholeiitic suite, ultramafic and mafic cumulates are tectonically associated with the basalts and all these igneous rocks derived from the partial melting of depleted source (εNd ranging between +5.5 to +8; Spinel Lherzolite). In the HFS-enriched calc-alkaline suite of Teloloapan, basalts and mafic andesites predominate and likely derived from the partial melting of an enriched source (εNd ranging between +1.6 to +4.6; Garnet Lherzolite). The HFS-depleted calc-alkaline suite (εNd ranging between 7.5 to +9) is represented by the Zihuatanejo andesites and the Aptian-Albian pebbles from Huetamo. These rocks derived probably from the a Spinel Lherzolite depleted source but with a partial melting ratio lower than in the tholeiites.

These constrasting arc suites suggest that during the Late Jurassic-Early Cretaceous, the western margin of Mexico was characterized by an intense and diversified magmatic activity likely produced in more than one arc-trench system.

Key words. — Arc, magmatism, geochemistry, Mesozoic, geodynamic.

L'étude des Cordillères mexicaines et, en particulier, celles affleurant au sud du Mexique («Sierrra Madre del Sur») est un sujet des plus passionnants non seulement,du point de vue géologique mais aussi du point de vue historique. L'étude des formations géologiques est d'autant plus agréable à aborder que cette région renferme les derniers bastions de la culture pré-colombienne du Mexique.

Au début de 1987, les géologues de l'Université Autonome de Guerrero à Taxco entreprennent un projet de recherche axé sur l'évolution géologique des séries volcanogènes du Mexique méridional le long de la géotraverse Taxco-Zihuatanejo. Un travail de détail entrepris à la suite des études de reconnaissance à grande échelle (1/100.000) réalisées précédemment par une autre équipe de l'Université mexicaine sous la direction de M. F. Campa et qui avait produit, entre autres, une cartographie régionale et des résultats significatifs sur la stratigraphie et l'évolution tectonique de la région concernée. Cependant, beaucoup de questions demeuraient sans réponse, notamment sur la pétrologie et l'affinité magmatique des séries volcaniques, d'une part, et sur la sédimentologie et la structure des formations sédimentaires associées aux laves, d'autre part. Les buts de ce projet étaient donc une étude pluridisciplinaire faisant appel à la stratigraphie, la sédimentologie, la structure, la pétrologie et la géochimie des séries volcaniques sur une transversale de Taxco à Zihuatanejo. Les résultats de cette étude devraient permettre de préciser l'évolution géodynamique du Mexique occidental au cours du Mésozoïque.

Parallèlement, une autre équipe, dirigée par H. Lapierre et O. Monod, basée alors à l'Université d'Orléans, réalisait une étude pétrologique et géochimique des séries volcaniques de Guanajuato et de Zacatecas en collaboration avec les géologues du «Consejo de Recursos Minerales» (Mexique). A la suite d'un entretien, en janvier 1988, entre H. Lapierre et M. F. Campa, les Universités d'Orléans et de Guerrero signent un accord de coopération scientifique qui comportait l'étude pétrologique et géochimique des séries volcaniques du Mexique méridional et la venue en France d'un géologue de l'Université du Guerrero qui devait approfondir ses connaissances en géochimie.

Un travail préliminaire axé sur les caractères pétrologiques et géochimiques des séries de Teloloapan fut réalisé en 1990 dans le cadre du DEA à l'Université d'Orléans. Par la suite, une étude pétrologique et géochimique plus vaste et plus détaillée incluant toutes les séries volcanogènes des secteurs de Taxco, Teloloapan, Huetamo et Zihuatanejo fut entreprise, cette fois dans le cadre d'un doctorat à l'Université Joseph Fourier (Grenoble I), toujours sous la direction de H. Lapierre, devenue professeur dans cette même université.

Ainsi, dans ce mémoire nous ne présentons qu'une partie des résultats de ce projet multi-disciplinaire, entrepris depuis 1987. Il concerne essentiellement les caractères pétrologiques et géochimiques des séries volcaniques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur des secteurs de Taxco, Teloloapan, Arcelia, Huetamo et Zihuatanejo situées au Mexique méridional. Cette étude s'appuie et reprend une partie des résultats cartographiques, stratigraphiques et structuraux obtenus parallèllement par les chercheurs de l'Université du Guerrero.

CHAPITRE I : INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. – Introduction

Géologiquement parlant, le Mexique est divisé en deux grands domaines [*p.e.* Tardy, 1980; Carfantan, 1986; Tardy *et al.*, 1986] :

(1) à l'Est, le domaine téthysien, formé de séries sédimentaires du Paléozoïque au Cénozoïque qui reposent sur du Précambrien métamorphique (Greenville) ou du Paléozoïque métamorphisé (Appalaches) et dont l'évolution est classiquement rattachée à la partie orientale du craton nord-américain;

(2) à l'Ouest, le domaine dit «cordillérain», formé d'un puzzle de blocs ou «terranes» pour la plupart allochtones et accrétés à la marge mexicaine du Paléozoïque au Cénozoïque (fig. 1).

Les Cordillères du Mexique sont formées par des séquences volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques mésozoïques d'arc. A cause de leur distribution géographique et leurs caractéristiques stratigraphiques et tectoniques, ces formations d'arc furent regroupées par Campa et Coney [1983] et Campa [1985] en trois grands ensembles ou «terranes» qui sont (fig. 1) du Nord au Sud :

(1) le bloc de Vizcaïno (ou «Vizcaino terrane») qui affleure dans la Péninsule de Vizcaïno et l'île de Cedros, en Basse Californie. Il est formé d'un empilement de nappes qui incluent des séries d'arc, des mélanges à matrice de serpentine et des ophiolites dont les âges s'échelonnent du Trias au Jurassique supérieur [Campa et Coney, 1983; Moore, 1985; Coney, 1989].

(2) le bloc de Guerrero (ou «Guerrero terrane») qui est présent le long de la côte pacifique depuis la Basse Californie (Alisitos) jusqu'au Guerrero (Zihuatanejo) et au Mexique central. Il comprend des séries d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Campa *et al.*,

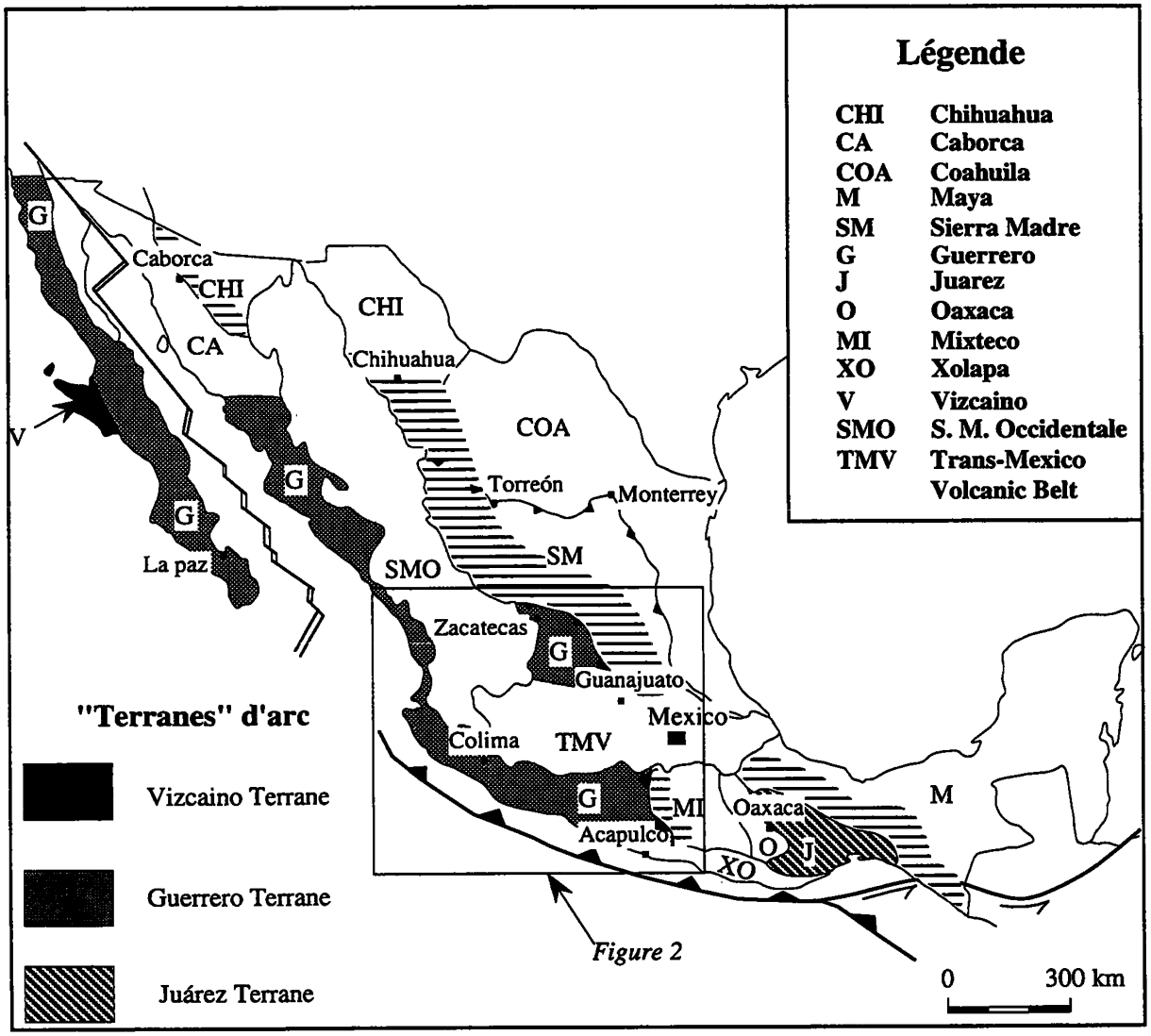


FIG. 1. – Carte de «Tectonostratigraphic Terranes» du Mexique montrant la distribution des séries volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques d'arc du Mésozoïque du domaine cordillérain ainsi que les séries carbonatées du domaine téthysien [adaptée de Campa et Coney, 1983].

FIG. 1. – Carta de Terrenos tectonoestratigráficos de México mostrando la distribución de las séries volcáno-sedimentarias y volcano-plutónicas de arco mesozoicas del dominio cordillerano así como las series carbonatadas del dominio tethysiano (en lineas horizontales) [adaptado de Campa y Coney, 1983].

1981; Campa et Coney, 1983; Tardy *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992a et b];

(3) le bloc de Juárez (ou «Juárez terrane») qui affleure dans la Sierra de Juárez. Il comprend une séquence volcano-plutonique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur peu connue [Tardy, 1980; Campa et Coney, 1983; Carfantan, 1986].

Contrairement aux Cordillères de l'ouest américain (Etats Unis et Canada), l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines est encore mal connue. Malgré les nombreuses études de cartographie et de tectonique régionale, les relations tectoniques entre les différents blocs demeurent imprécises et les caractérisations magmatiques des séries volcaniques au sein des «terranes» sont préliminaires.

De plus, les études stratigraphiques et paléontologiques détaillées, en particulier, au sein des séries volcaniques sont peu nombreuses. Les études comparatives entre la stratigraphie et les affinités magmatiques des séries volcaniques des différents blocs sont encore plus rares. L'absence de corrélations stratigraphiques et tectoniques entre les différentes séries d'arc a conduit à la prolifération de modèles géodynamiques essayant d'expliquer l'évolution du système cordillérain mexicain (*cf.* historique des travaux antérieurs).

Le «Guerrero terrane», compte tenu de sa large extension (fig. 1), et de la diversité des séries volcaniques et plutoniques qui le forment, est considéré par la plupart des auteurs comme un élément clé dans l'évolution géodynamique de l'ouest mexicain [Campa et Coney, 1983; Coney, 1989; Tardy *et al.*, 1992]. Les séries d'arc qui le constituent sont comparées aux séries

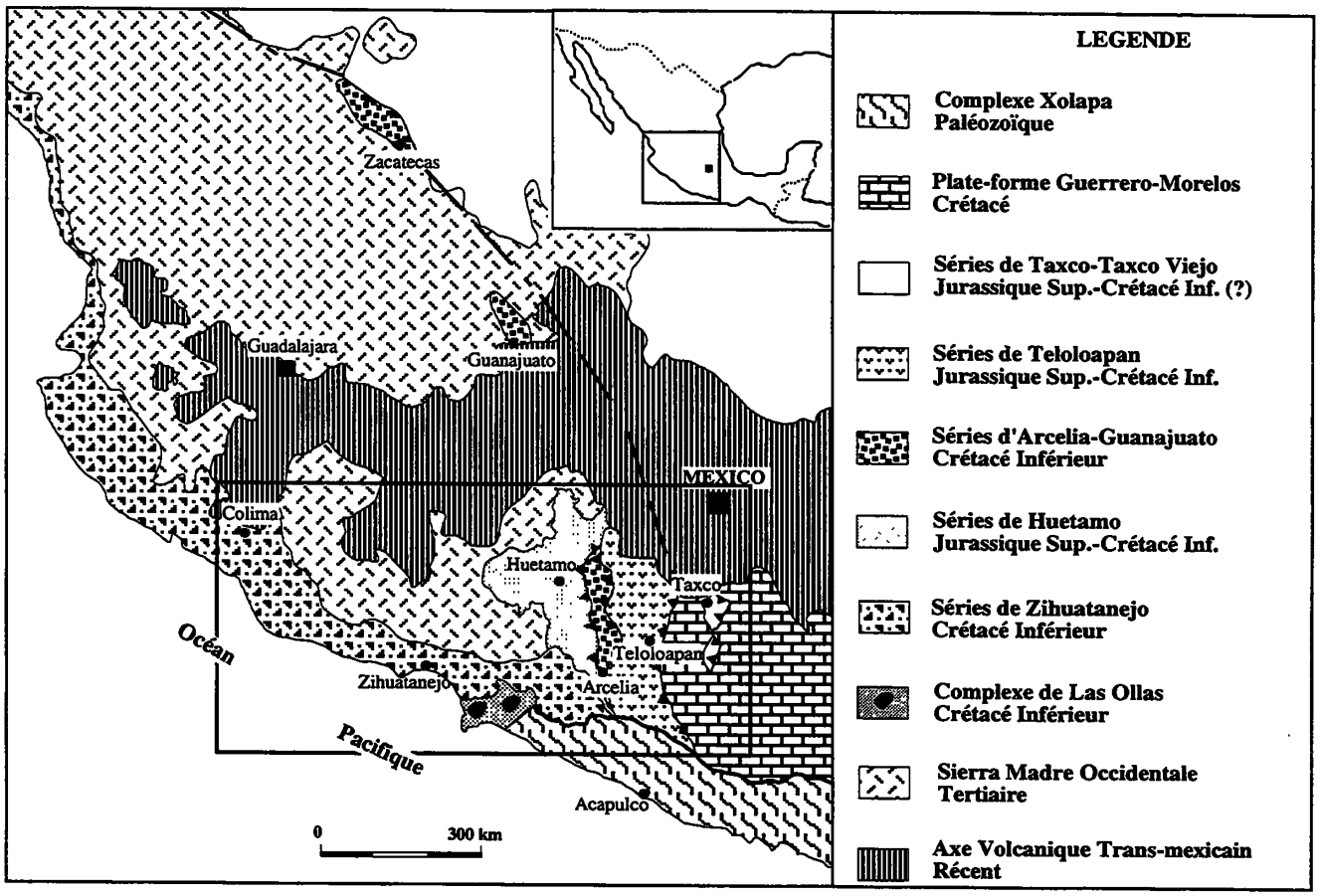


FIG. 2. – Carte structurale schématique du Mexique centro-méridional montrant la distribution et les relations des séries volcanogènes étudiées dans la partie sud du «Guerrero Terrane» [d'après Campa *et al.*, 1981]. Le carré indique la région détaillée dans la figure 3.

FIG. 2. – *Carta estructural esquemática del centro y sur de México mostrando la distribución y relaciones de las séries volcánicas en la porción sur del Terreno Guerrero. [Según Campa et al., 1981]. El recuadro indica la región detallada en la figura 3.*

volcanogènes contemporaines affleurant dans les chaînes des Caraïbes (Grandes Antilles) et dans la partie nord de l'Amérique du Sud (Vénézuela, Colombie, Equateur). Par conséquent, l'évolution géodynamique de ce terrane est considérée comme indicative de l'évolution de la marge pacifique de l'Amérique Centrale et du Sud pendant le Mésozoïque [Tardy *et al.*, 1991; Ruiz *et al.*, 1991; Tardy *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994].

L'étude systématique et complète des séries d'arc au sein du «Guerrero terrane» s'avère difficile car ces séries volcaniques mésozoïques d'arc sont largement recouvertes au Nord par les dépôts volcaniques tertiaires de la Sierra Madre Occidentale et au centre par les volcanites plio-quaternaires de l'Axe volcanique trans-mexicain (fig. 1-2). Les séries volcaniques mésozoïques affleurent de façon discontinue et parfois isolées de part et d'autre des plastrons volcaniques.

Sous la direction de H. Lapierre, nous avons entrepris une étude minéralogique, pétrologique et géochimique des séquences volcano-sédimentaires du «Guerrero terrane» affleurant au Mexique central dans les secteurs de Taxco, Teloloapan, Huetamo et Zihuatanejo. La pétrologie et la géochimie des secteurs de Guanajuato et d'Arcelia ont été étudiées par E. Ortiz, dont les principaux résultats sont publiés [Ortiz *et al.*, 1991; Ortiz et Lapierre, 1991; Lapierre *et al.*, 1992a et b; Ortiz *et al.*, 1992]. Le secteur de Zacatecas a été étudié par M. Yta [Yta *et al.*, 1990; Yta, 1992]. La partie nord-occidentale du «Guerrero terrane» est actuellement étudiée par C. Freydier sous la direction de H. Lapierre et M. Tardy en collaboration avec C. Coulon (Marseille), L. Briqueu et J. Lancelot (Montpellier).

2. – LOCALISATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Le secteur étudié se situe au sud de l'Axe volcanique trans-mexicain entre les villes de Taxco et de Zihuatanejo et correspond essentiellement au segment méridional du «Guerrero terrane» (fig. 2 et 3). Il est compris entre les latitudes 18° 00' à 18° 50' et les longitudes 99° 50' à 104° 00' et couvre une surface d'environ 25000 km^2. D'après la classification du Mexique en provinces physiographiques par Raitz

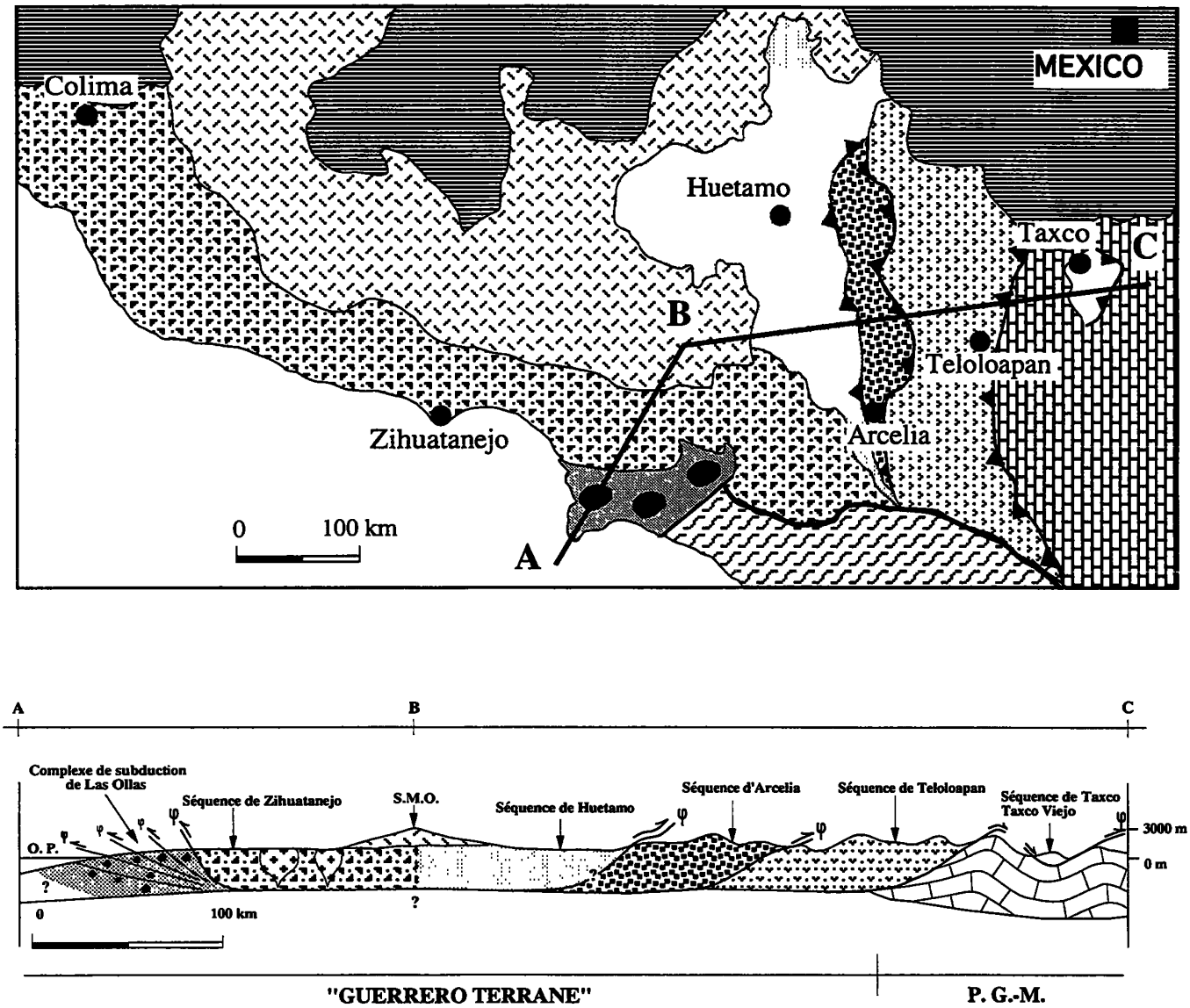


FIG. 3. – Carte et coupes structurales schématiques de la région étudiée. **P. G.-M.** : plate-forme Guerrero-Morelos.

FIG. 3. – *Carta y sección estructurales esquemáticas de la région estudiada. P. G.-M. : Plataforma Guerrero Morelos.*

[1954], le secteur étudié occupe la partie nord de la province de la «Sierra Madre del Sur», à son point de rencontre avec la province de l'Axe volcanique transmexicain.

Dans la région de Taxco-Zihuatanejo, on peut reconnaître six grands ensembles volcano-plutoniques et/ou volcano-sédimentaires affleurant au sein de ceintures orientées N-S, bordées par des accidents tectoniques majeurs (fig. 2 et 3). Ces ensembles sont d'Est en Ouest:

(1) la séquence volcano-sédimentaire de Taxco-Taxco Viejo du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (?) [Campa et Ramírez, 1979];

(2) la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Campa *et al.*, 1974];

(3) la séquence volcano-plutonique d'Arcelia du Crétacé inférieur [Davila et Guerrero, 1990; Ortiz *et al.*, 1991; Delgado *et al.*, 1991];

(4) la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Pantoja, 1959; Campa, 1977];

(5) l'ensemble volcano-sédimentaire de Zihuatanejo du Crétacé inférieur [Bonneau, 1976; Campa et Ramírez, 1979; Vidal *et al.*, 1984];

(6) le complexe de subduction de Las Ollas du Crétacé inférieur [Delgado *et al.*, 1990].

Ces formations magmatiques et sédimentaires sont

limitées à l'Est par le Mésozoïque de la plate-forme de Guerrero-Morelos et à l'Ouest par l'Océan Pacifique. Au Nord, elles sont recouvertes par les volcanites plio-quaternaires de l'Axe volcanique trans-mexicain tandis qu'au Sud, elles sont limitées par l'ensemble métamorphique paléozoïque du complexe de Xolapa (fig. 2 et 3).

3. – Historique des travaux antérieurs

Les premières études géologiques concernant la région de Taxco-Zihuatanejo datent du début du siècle et furent entreprises par Hall [1903] qui réalisa la première traversée géologique d'Iguala à Cd. Altamirano, en décrivant surtout les roches carbonatées. La région fut explorée par la suite pour une prospection minière. Dans ce cadre, les travaux de Flores [1918, 1933] sur les gisements de la région de Campo Morado et de Santillana [1929] sur les gisements connus à cette époque dans la région de Teloloapan-Cd. Altamirano méritent d'être cités. L'expropiation pétrolière du début des années 40 entraîna une prolifération d'études géologiques régionales et stratigraphiques et, entre autre, dans la région de Taxco-Zihuatanejo. Parmi les rares publications connues, on peut citer celles de Jenny [1933] et de Guzmán [1950] qui décrivent la stratigraphie de la région de Teloloapan-Ixtapan de la Sal et de la plate-forme de Guerrero-Morelos.

Les études paléontologiques commencent aussi au début du siècle avec les travaux de Burckhardt [1919, 1927] qui attribue aux formations carbonatées de la plate-forme Guerrero-Morelos un âge Mésozoïque. Presque 40 ans après, Fries [1960] et De Cserna [1965] établissent la colonne lithostratigraphique de cette plate-forme. La stratigraphie des séries volcano-détritiques de la région de Huetamo fut essentiellement déterminée par Pantoja [1959] qui, sur des bases paléontologiques, date l'ensemble volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé moyen. Puis Campa [1977] réalise une cartographie détaillée et confirme l'âge déterminé par Pantoja pour l'ensemble des séries de Huetamo.

Campa *et al.* [1974], Campa et Ramírez [1979] réalisent une étude stratigraphique des séries volcanogènes des régions d'Ixtapan de la Sal-Teloloapan-Taxco et décrivent des ammonites dans des couches volcano-détritiques interstratifiées avec des laves datant, pour la première fois, cet ensemble volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Parallèlement, Bonneau [1976] date de l'Albo-Cénomanien les calcaires sub-récifaux interstratifiés dans des volcanites affleurant entre Zihuatanejo et Ixtapa. Il propose de voir dans cette séquence la prolongation occidentale des séries volcaniques de la région de Teloloapan. Par la suite, Vidal [1984] distingue dans cette même région deux ensembles tectoniques représentés par une séquence volcano-sédimentaire de l'Albien-Cénomanien qui chevauche vers l'Ouest une formation à blocs très tectonisée, considérée comme formée dans un prisme d'accrétion (complexe de subduction). Les blocs sont constitués de roches volcaniques et plutoniques cimentés par des sédiments pélitiques et/ou des serpentines. La pétrographie des roches basiques-ultrabasiques du secteur de Papanoa est détaillée par Delgado et Morales [1983] et Nuñez *et al.* [1981] qui les interprètent comme une partie d'un complexe ophiolitique. Les datations radiométriques réalisées par Delgado et Morales [1983] et Delgado *et al.* [1990] sur des amphiboles des plutonites basiques permettent de dater l'ensemble basique-ultrabasique du Crétacé inférieur (90-110 Ma) et de les rattacher à la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo.

Ainsi, si les différents géologues sont relativement d'accord sur la stratigraphie et les âges de ces séries, il n'en est pas de même pour leur environnement et leur évolution géodynamique.

De Cserna [1965] voit dans les roches volcaniques de la région de Taxco-Teloloapan la prolongation méridionale des ensembles volcaniques de Zacatecas et leur assigne un âge du Paléozoïque au Trias. Campa et Ramírez [1979] sur des critères stratigraphiques et structuraux considèrent que les ensembles volcaniques du Mexique méridional représentent différentes portions d'un arc insulaire intra-océanique qui serait développé par la subduction du paléo-Pacifique, pentée vers l'Est, sous une croûte océanique. Cet arc se serait accrété au Crétacé supérieur. D'après ce modèle, les séries volcaniques de Zihuatanejo et le complexe de subduction représenteraient respectivement l'arc et l'avant-arc. Les laves de Teloloapan et les dépôts volcanoclastiques de Huetamo représenteraient les zones de transition entre l'arc et le continent. Tardy [1980] et Carfantan [1986] interprètent ces séries volcaniques comme les témoins d'un arc produit par la subduction du paléo-Pacifique sous le craton nord-américain.

Le concept de «suspect terranes» créé par Coney *et al.* [1980] apporte une vision nouvelle sur l'édification et l'évolution des Cordillères nord-américaines. Campa *et al.* [1981], Campa et Coney [1983] regroupent les séries volcanogènes du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur affleurant à l'ouest du Mexique dans un grand ensemble appelé «Guerrero terrane». Au sud de l'Axe volcanique trans-mexicain, ce terrane est subdivisé sur des critères stratigraphiques et tectoniques en trois grands ensembles ou «sub-terranes» qui sont : (1) le «Teloloapan sub-terrane» qui inclut les séquences de Teloloapan, Arcelia, Guanajuato et Zacatecas; (2) le «Huetamo sub-terrane» formé par la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo; et, (3) le «Zihuatanejo sub-terrane» formé par les séries volcano-sédimentaires de Zihuatanejo et les «mélanges de subduction de Papanoa-Las Ollas». D'après Campa et Coney [1983] ces sub-terranes représentent des témoins de différents arcs insulaires accrétés au craton nord-américain pendant le Crétacé supérieur. La disposition de ces arcs entre eux et

par rapport à la marge continentale demeure, cependant, encore inconnue.

Récemment, sur la base de nouvelles données acquises par Ortiz *et al.* [1991], Lapierre *et al.* [1992a et b], Tardy *et al.* [1992 et 1994] et Talavera et Lapierre [1992], les séries d'arc du «Guerrero terrane» appartiendraient à un arc insulaire intra-océanique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, édifié pour partie sur croûte continentale et pour partie sur croûte océanique. Les séries d'arc édifiées sur un substratum continental affleurent au Nord (Sinaloa, Basse Californie) et au Sud le long de la côte Pacifique entre Playa Azul et Zihuatanejo. Elles sont représentées par des laves calco-alcalines de composition intermédiaire à acide. Les séries d'arc à substratum océanique sont présentes au centre et au sud du Mexique. Elles comprennent des ensembles plutono-volcaniques et/ou volcano-sédimentaires tholéïtiques (Guanajuato, Arcelia, Zacatecas) ou calco-alcalins (Teloloapan, Zihuatanejo). Le développement de cet arc insulaire intra-océanique serait lié à la subduction d'un bassin océanique (bassin d'Arperos) sous le paléo-Pacifique. On retrouve des témoins de ce bassin dans la région de Guanajuato.

4. – Buts de l'étude

Au Mexique méridional, dans la région de Taxco-Zihuatanejo, les séquences d'arc du «Guerrero terrane» affleurent de manière relativement continue, ce qui nous a permis d'une part d'étudier les relations stratigraphiques et tectoniques entre les différentes séquences, et d'autre part de réaliser une analyse pétrologique et géochimique exhaustive de toutes les associations magmatiques présentes dans ces séquences.

Dans cette étude nous nous sommes attachés à :

- caractériser les affinités magmatiques à l'aide de la pétrographie, de la minéralogie et de la géochimie des différentes séquences d'arc mésozoïques présentes au sud du Mexique afin de préciser l'environnement géodynamique du «Guerrero terrane»;

- comparer ces séquences avec celles qui affleurent au Mexique central (Guanajuato, Zacatecas) et occidental (Colima et Alisitos);

- discuter les modèles proposés antérieurement à la lumière des données obtenues afin de dresser la paléogéographie et l'évolution géodynamique des séquences volcaniques du «Guerrero terrane» à l'échelle, d'abord, du secteur étudié, puis ensuite à celle des Cordillères mexicaines;

- replacer les séries d'arc du «Guerrero terrane» dans un contexte géodynamique plus vaste en les comparant avec celles de même âge présentes dans les Grandes Antilles et dans les Cordillères du nord de l'Amérique du Sud.

5. – Moyens et méthodes

Les successions lithostratigraphiques, les caractéristiques sédimentologiques et le style des déformations des séries volcaniques étudiées furent déterminés à partir de l'étude systématique d'un grand nombre de coupes réalisées dans la région concernée, pour la plupart en compagnie des géologues de l'Université de Guerrero, mais aussi de H. Lapierre, O. Monod, M. Tardy et J. L. Bourdier, lors de leurs missions sur le terrain. Cette étude s'est appuyée en grande partie sur les cartes géologiques (1/50.000 et 1/25.000 dans certains secteurs), réalisées par J. Ramírez (Teloloapan-Arcelia), M. F. Campa (Huetamo) et R. Vidal (Zihuatanejo-Papanoa-Las Ollas). Les levers lithostratigraphiques et structuraux présentés dans ce mémoire furent réalisés en compagnie de J. Ramírez et de M. Guerrero.

Au laboratoire, les échantillons représentatifs des différents faciès pétrographiques volcaniques et sédimentaires recensés sur le terrain furent taillés en lame mince pour l'analyse au microscope polarisant. Au total, plus de 700 lames minces dont plus de 500 correspondant à des faciès volcaniques et plutoniques ont été étudiées. Trente lames minces représentatives des différents faciès pétrographiques furent sélectionnées pour l'étude chimico-minéralogique à la microsonde électronique automatisée et 45 échantillons pour les analyses en éléments majeurs, en traces et en terres rares afin de déterminer l'affinité magmatique des associations volcaniques et/ou plutoniques. Dans certaines régions, les roches volcaniques étant recoupées par de nombreuses intrusions granitiques tertiaires, seuls 13 échantillons de roches volcaniques les moins affectées par le métamorphisme de contact induit par ces granites furent sélectionnés pour des analyses isotopiques.

L'âge des séries volcaniques étudiées est dans l'ensemble bien établi. Cependant, l'âge de certaines roches plutoniques dont les relations avec l'encaissant demeuraient obscures, a été déterminé grâce à des datations par la méthode K/Ar.

6. – Présentation des résultats

Ce mémoire comporte cinq chapitres :

- Dans le premier chapitre intitulé «Introduction générale», nous présentons un résumé des grands traits géologiques des formations d'arc du système cordillérain mexicain ainsi que la problématique géologique générale. Puis nous replaçons le secteur étudié dans ce contexte. Une bref historique des travaux antérieurs et les différents modèles proposés afin d'expliquer l'origine et l'évolution des séries d'arc du secteur étudié sont présentées. Nous exposons ensuite les buts de l'étude et enfin les moyens et les méthodes utilisés.

- Dans le deuxième chapitre intitulé «Cadre structural des formations étudiées» nous présentons la distribution géographique des séries d'arc étudiées et leurs relations tectoniques. Nous y incluons une brève description des caractéristiques structurales.

- Le troisième chapitre intitulé «Etude du magmatisme du «Guerrero terrane» dans les secteurs de Taxco-Zihuatanejo» représente la partie importante de ce mémoire. Dans ce chapitre, nous développons les caractères stratigraphiques, pétrographiques, minéralogiques (minéralogies magmatiques et métamorphiques) et géochimiques des séquences recensées. Une conclusion partielle est présentée à la fin des descriptions de chacune des séquences.

- Dans le quatrième chapitre intitulé «Evolution du Guerrero terrane méridional», nous discutons les résultats obtenus du point de vue pétrogénétique et géodynamique à l'échelle du secteur étudié.

- Dans le cinquième chapitre intitulé «Considérations géodynamiques et conclusions», nous présentons un modèle d'évolution géodynamique des séries étudiées en les plaçant par rapport aux autres séries du «Guerrero terrane» et aux séries volcanogènes des Caraïbes et de nord de l'Amérique du Sud. Ce chapitre s'achève avec la présentation des conclusions générales de cette étude.

- Enfin, les analyses de minéraux réalisées à la microsonde automatisée et de roches totales (éléments majeurs, traces et terres rares), complétées par les données isotopiques sont présentées en annexes. Les conditions et les précisions analytiques des différents appareils utilisés y sont également résumées. Finalement, une liste bibliographique résumant les articles et les communications publiés à la suite de ces travaux complète l'ensemble.

CHAPITRE II : CADRE STRUCTURAL DES FORMATIONS ETUDIEES

1. – Présentation des grands ensembles tectono-magmatiques

Ce chapitre est consacré au cadre structural des séries volcano-plutoniques mésozoïques d'arc du «Guerrero terrane» affleurant au Mexique méridional (Taxco-Zihuatanejo). Nous présenterons d'abord la distribution des séries d'arc en précisant leurs relations géométriques et stratigraphiques à l'aide de cartes géologiques et de coupes. Ensuite, nous décrirons brièvement les déformations ayant affecté ces séries. Une carte géologique simplifiée du secteur étudié est présentée en figure 3. Elle montre la distribution spatiale des séries d'arc du «Guerrero terrane». Une coupe générale illustrant les relations entre ces différentes séries d'arc complète cette illustration.

Dans la région de Taxco-Zihuatanejo, le «Guerrero terrane» est représenté par six séquences volcano-plutoniques et/ou volcano-sédimentaires mésozoïques d'arc (fig. 2 et 3). Soit d'Est en Ouest, les séquences volcano-sédimentaires ou volcano-plutoniques :

(1) de Taxco-Taxco Viejo du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Campa et Ramírez, 1979];

(2) de Teloloapan du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Campa *et al.*, 1974];

(3) d'Arcelia du Crétacé inférieur [Davila et Guerrero, 1990; Ortiz *et al.*, 1991; Delgado *et al.*, 1991];

(4) de Huetamo du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Pantoja, 1959; Campa, 1977; Guerrero *et al.*, 1992];

(5) de Zihuatanejo du Crétacé inférieur [Boneau, 1976; Campa et Ramírez, 1979; Vidal, 1984]; et enfin,

(6) le complexe de subduction de Papanoa-Las Ollas du Crétacé inférieur (?) [Delgado et Morales, 1983; Vidal, 1984; Delgado *et al.*, 1991].

La séquence de Taxco-Taxco Viejo représente les affleurement les plus orientaux (internes) du «Guerrero terrane». Elle forme deux écailles kilométriques associées aux calcaires crétacés de la plate-forme de Guerrero-Morelos (fig. 4). A Taxco Viejo, elle chevauche vers l'ENE des calcaires récifaux à sub-récifaux (fig. 5), rapportés à la formation Morelos de l'Albo-Cénomanien [De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980; Elias et Zavala, 1992]. A Taxco et à Taxco Viejo, l'ensemble volcano-sédimentaire et les calcaires albo-cénomaniens sont recouverts en discordance par un flysch gréso-pélitique connu dans la littérature comme la formation Mexcala du Turonien-Sénonien [Fries, 1960; De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980]. Ce dernier contact est localement conservé, mais le plus souvent il est repris par des chevauchements tardifs (voir ci-dessous).

La série volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de Teloloapan forme une ceinture longue de plus de 350 km et large d'environ 80 km en bordure ouest de la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos (fig. 3a et 6). Dans la partie orientale, elle chevauche vers l'Est les calcaires de l'Albo-Cénomanien (formation Morelos) de Guerrero-Morelos [Campa *et al.*, 1974, 1976; De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980]. Dans certains endroits, par exemple au nord d'Ixcateopan (fig. 4 et 6),

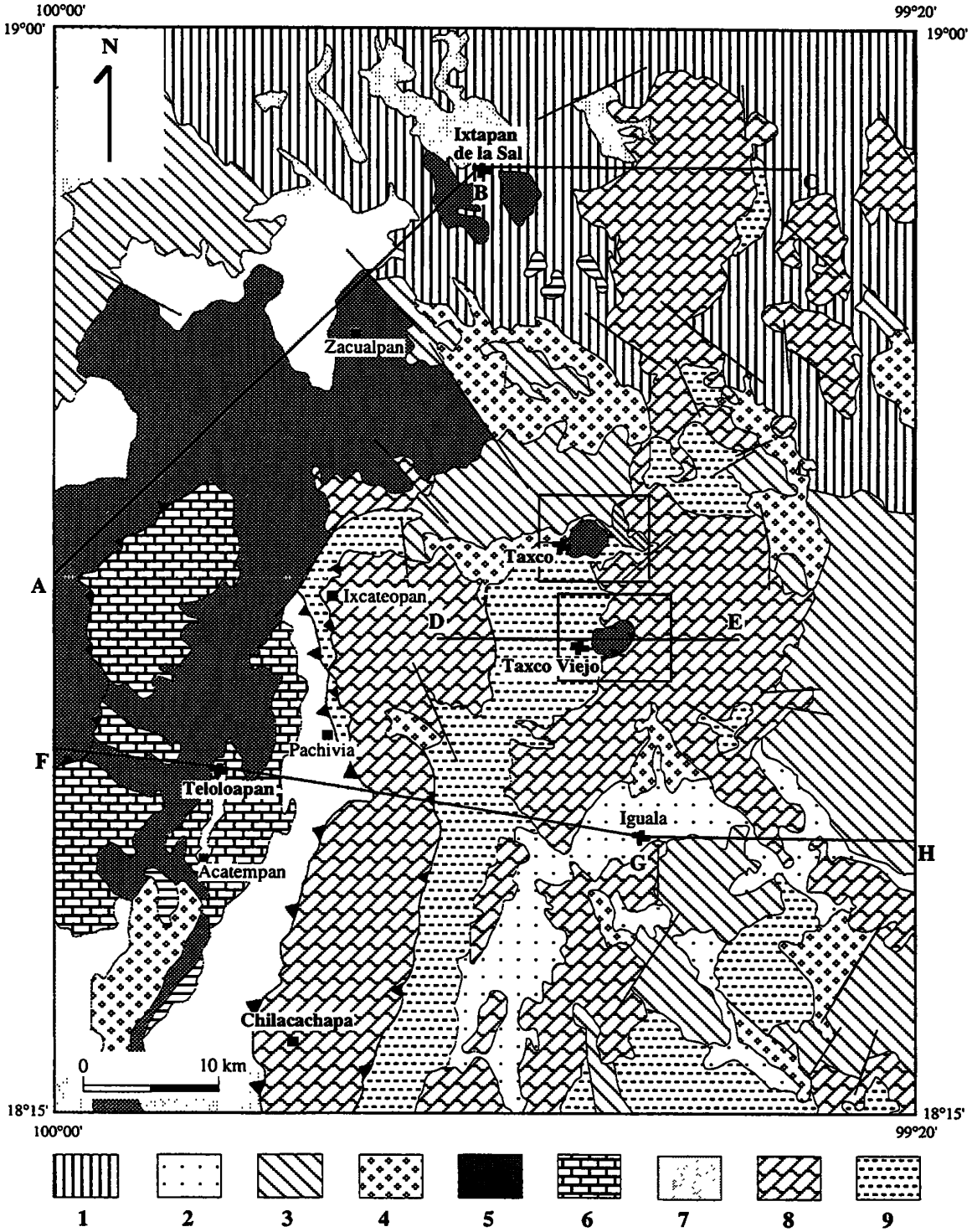


FIG. 4. – Carte structurale de la région de Teloloapan-Taxco montrant les relations des séries d'arc du «Guerrero terrane» avec les séries carbonatées de la plate-forme de Guerrero-Morelos [d'après Campa et Ramírez, 1979] et la localisation des coupes de la figure 5 . Les encadrés représentent les régions de la figure 14.

1, Dépôts volcaniques récents de l'axe volcanique trans-mexicain. 2, Dépôts détritiques récents. 3, Ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre occidentale. 4, Couches rouges de la Formation Balsas du Tertiaire moyen. 5, Séquences volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de Taxco-Teloloapan. 6 et 7, Calcaires et pélites de l'Aptien-Albien représentant la couverture sédimentaire de la séquence volcano-sédimentaire d'arc de Teloloapan. 8, Calcaires récifaux albiens-cénomaniens de la plate-forme de Guerrero-Morelos. 9, Flysch du Turonien-Sénonien de Mexcala.

FIG. 4. – *Mapa estructural de la región de Teloloapan-Taxco mostrado las relaciones entre las series de arc del terreno Guerrero y las carbonatadas de la plataforma Guerrero-Morelos [según Campa y Ramírez, 1979]. Los recuadros indican las regiones detalladas en la figura 14. Las lineas A-B-C, D-E, y F-G-H indican la localización de la secciones presentadas en la figura 5.*

1, Depósitos volcánicos recientes del Eje Volcánico Trans-mexicano. 2, Depósitos detríticos recientes. 3, Ignimbritas terciarias de la Sierra Madre Ocidental. 4, Capas Rojas del Terciario medio de la Formación Balsas. 5, Series volcánico-sedimentarias de arco del Jurásico superior-Cretácico inferior de Taxco-Teloloapan. 6 y 7, Calizas y lutitas del Aptiano-Albiano (cubierta sedimentaria de Teloloapan. 8, Calizas arrecifales de plataforma del Albiano-Cenomaniano (formación Morelos). 9, Flysch del Turoniano-Seniano (formación Mexcala).

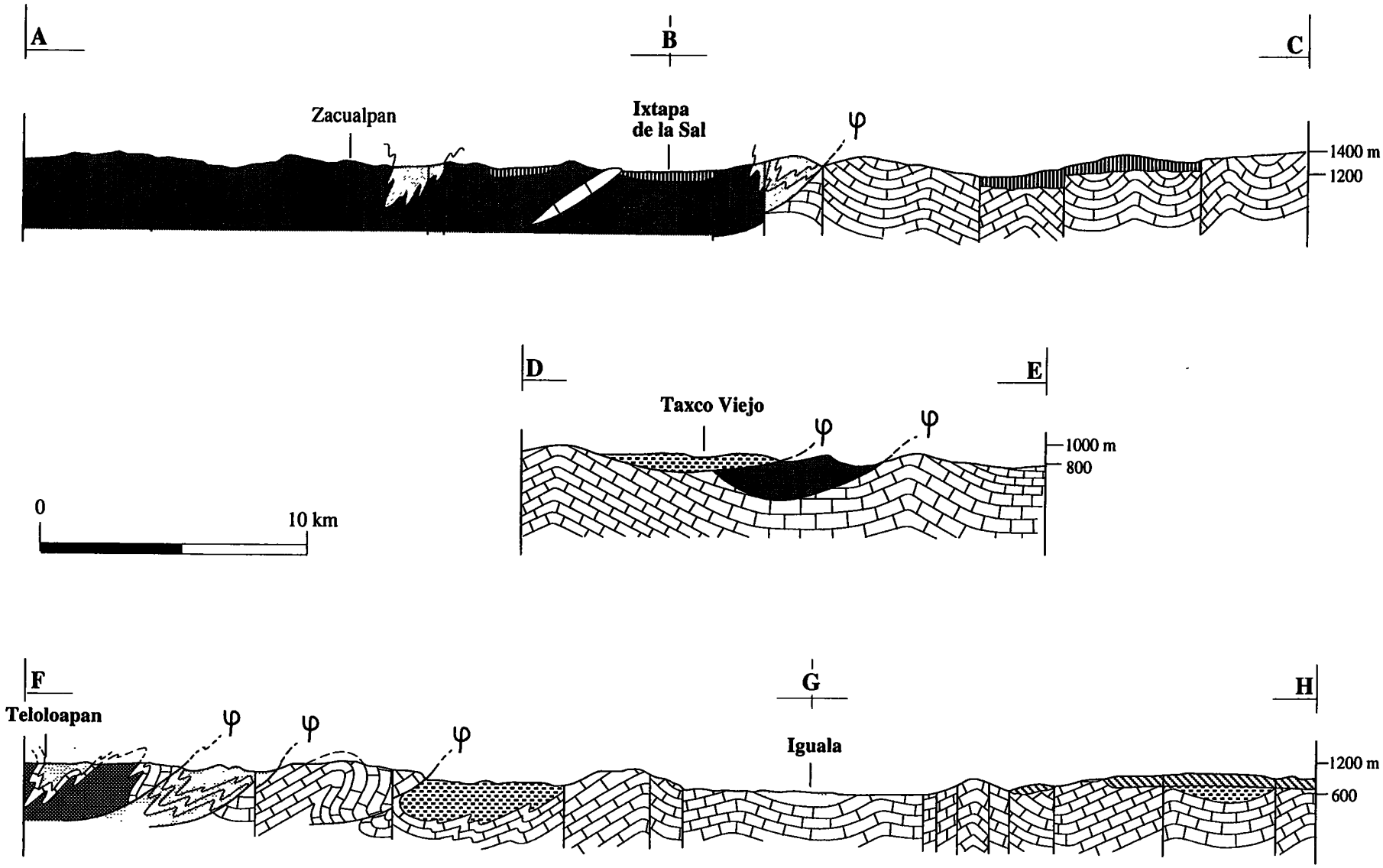


FIG. 5. – Coupes structurales schématiques des secteurs de Teloloapan-Ixtapa de la Sal, de Taxco-Viejo et de Teloloapan-Iguala montrant les relations des séquences volcaniques d'arc du «Guerrero terrane» avec les les séries carbonatées de la plate-forme de Guerrero-Morelos et du flysch crétacé supérieur de Mexcala. Même légende que dans la figure 4.

FIG. 5. – *Secciones estructurales esquemáticas de las regiones de Teloloapan-Ixtapa de la Sal, Taxco-Viejo y Teloloapan-Iguala mostrado las relaciones de las series volcánicas de arco del terreno Guerrero con las series carbonatadas de la plataforma Guerrero-Morelos y el flysch cretácico superior. Legenda igual que la figura 4.*

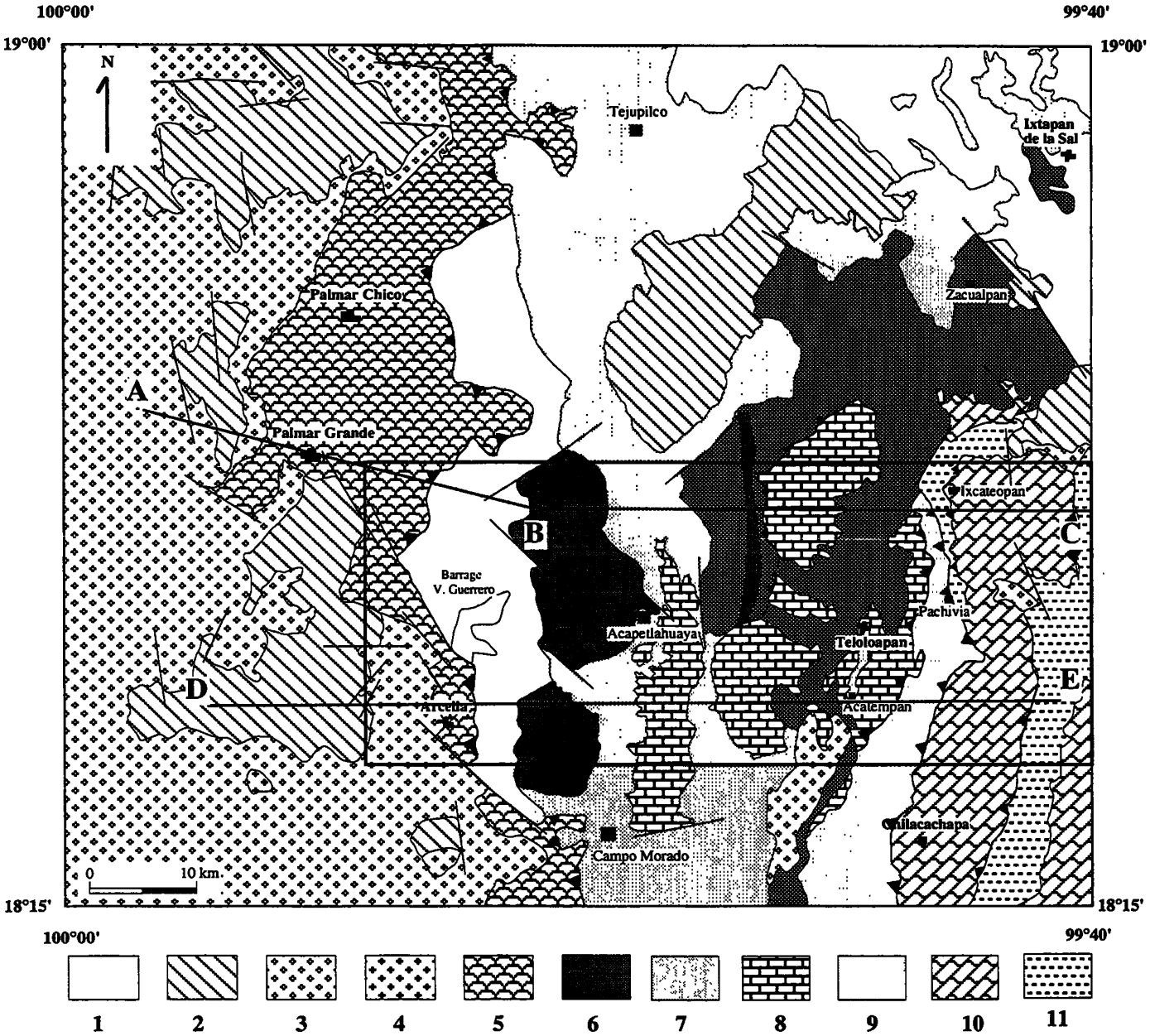


FIG. 6. – Carte géologique simplifiée des séquences volcaniques d'arc d'Arcelia et de Teloloapan-Taxco [d'après Campa et Ramirez, 1979].

1, Dépôts volcaniques récents de l'axe volcanique trans-mexicain. 2, Ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre occidentale. 3, Couches rouges de la Formation Balsas du Tertiaire moyen. 4, Intrusions basiques et acides tertiaires. 5, Séquence volcano-plutonique d'arc d'Arcelia. 6, Séquence volcanique de Teloloapan. 7, 8 et 9, Couverture sédimentaire aptienne-albienne de la séquence d'arc de Teloloapan. 7, Turbidites volcanoclastiques. 8, Calcaires détritiques. 9, Pélites. 10, Calcaires récifaux albiens-cénomaniens de la plate-forme de Guerrero-Morelos. 11, Flysch du Turonien-Sénonien de Mexcala.

FIG. 6. – *Mapa geológico simplificado de las secuencias volcánicas del Arcelia y Teloloapan-Taxco [según Campa y Ramirez, 1979].*

1, Depósitos volcánicos recientes del Eje Volcánico Trans-mexicano. 2, Ignimbritas terciarias de la Sierra Madre Ocidental. 3, Capas Rojas del Terciario medio de la Formación Balsas. 4, Intrusivos básicos a ácidos terciarios. 5, Secuancia volcánico-plutónica de Arcelia. 6, Rocás volcánicas de Teloloapan. 7, 8 y 9, Cubierta sedimentaria Aptiano-Albiano de Teloloapan. 7, Turbiditas volcaniclásticas. 8, Calizas detríticas. 9, Lutitas. 10, Calizas arrecifales de plataforma del Albiano-Cenomaniano (formación Morelos). 11, Flysch del Turoniano-Seniano (formación Mexcala).

la séquence de Teloloapan et les calcaires de Guerrero-Morelos sont recouverts en discordance par le flysch gréso-pélitique de Mexcala du Crétacé supérieur [De Cserna, *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980; Talavera, 1990]. A l'Ouest, la séquence de Teloloapan est chevauchée à son tour par l'ensemble volcano-plutonique d'Arcelia (fig. 7). Au Nord, elle disparaît sous les volcanites plio-quaternaires de l'Axe volcanique trans-mexicain tandis qu'au Sud, elle est limitée par l'ensemble métamorphique paléozoïque du

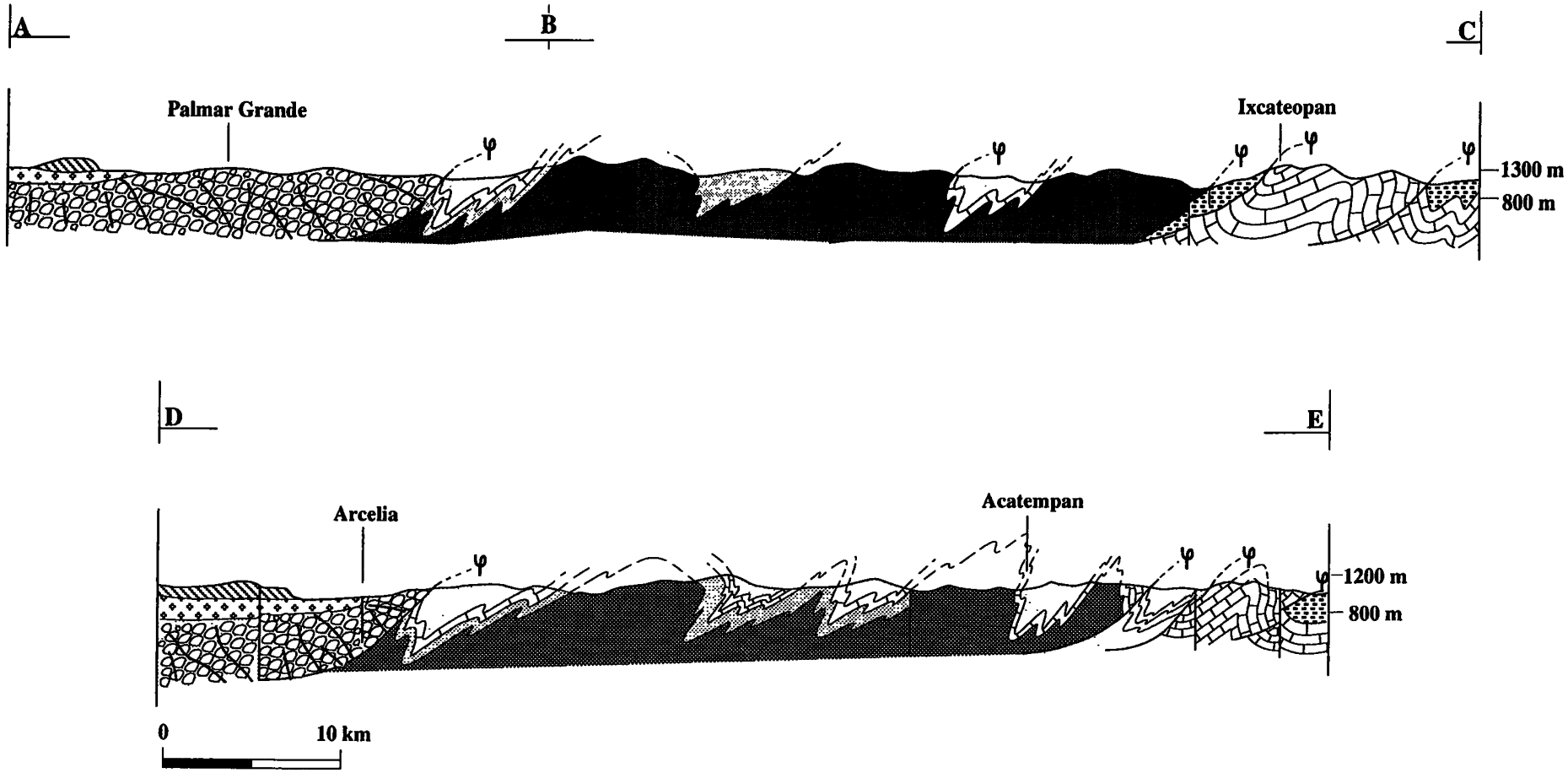


FIG. 7. - Coupes schématiques des séquences d'arc de Teloloapan et d'Arcelia montrant les relations structurales entre ces séquences et la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos. Même légende que dans la figure 6.

FIG. 7. - *Secciones estructurales esquemáticas de las secuencias de arco de Teloloapan y de Arcelia mostrando las relaciones entre ellas y con la plataforma carbonatada Guerrero-Morelos. Leyenda igual que la figura 6.*

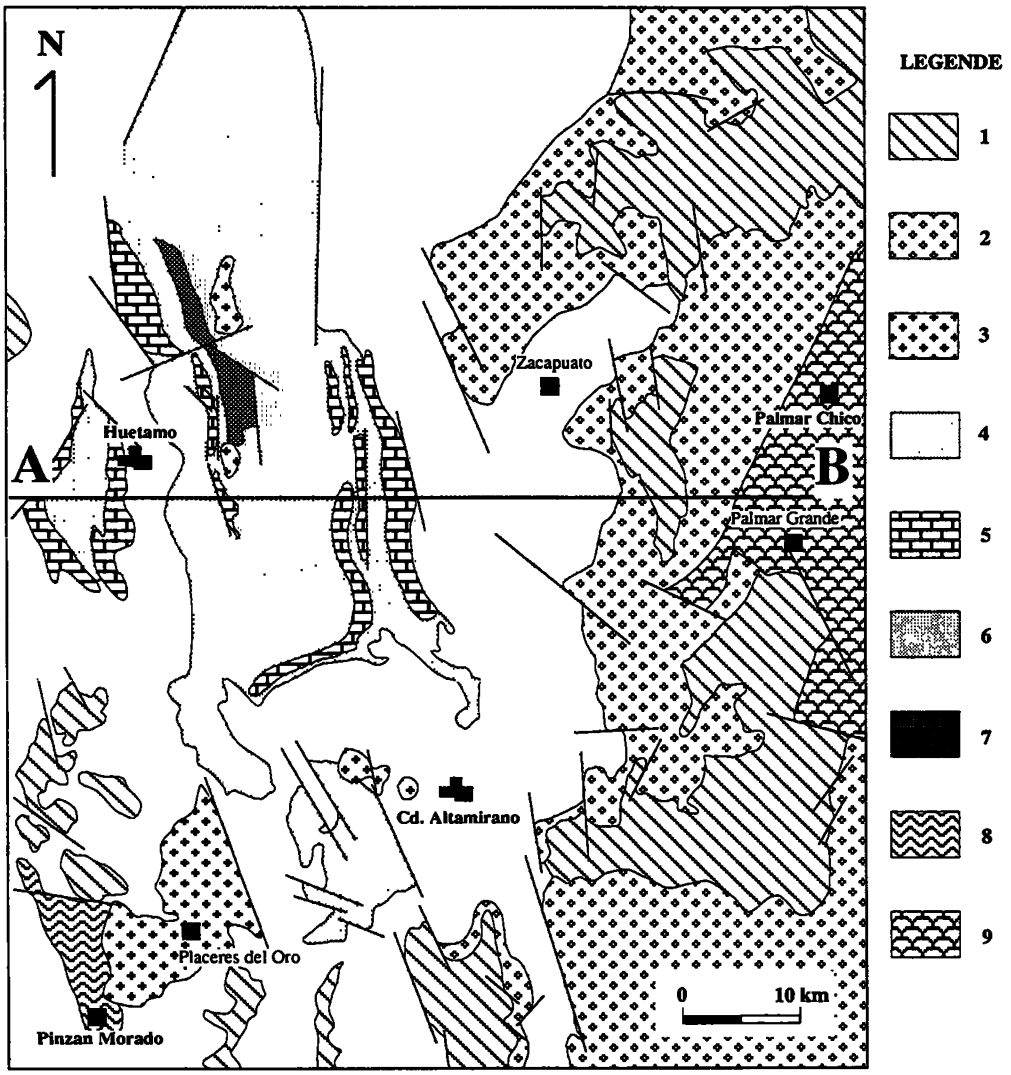


FIG. 8. – Carte structurale simplifiée de la région de Huetamo [d'après Campa et Ramirez, 1979].

1, Ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre occidentale. 2, Couches rouges de la Formation Balsas du Tertiaire moyen. 3, Intrusions crétacées et tertiaires de gabbro et de granite. 4, Couches rouges de la Formation Cutzamala du Crétacé supérieur. 5, Calcaires de la Formation El Cajón de l'Aptien-Albien. 6, Turbidites volcanoclastiques de la Formation néocomienne de San Lucas. 7, Sédiments volcanoclastiques et laves de la Formation jurassique supérieure d'Angao. 8, Roches métamorphiques anté-jurassiques de Pinzan Morado.

FIG. 8. – *Carta estructural simplificada de la región de Huetamo [según Campa y Ramirez, 1979].*

1, Ignimbritas terciarias de la Sierra Madre Ocidental. 2, Capas rojas del Tertiario Medio (formación Balsas). 3, Intrusiones de gabbro a granito del Cretácico al Terciario. 4, Capas rojas del Cretácico superior (Formación Cutzamala). 5, Calizas del Aptiano-Albiano (Formación El Cajón). 6, Turbiditas volcánoclásticas del Neocomiano (Formación San Lucas). 7, Sedimentos volcánoclásticos y lavas del Jurásico superior (Formación Angao). 8, Rocas metamórficas pre-jurásicas (secuencia de Pinzan Morado).

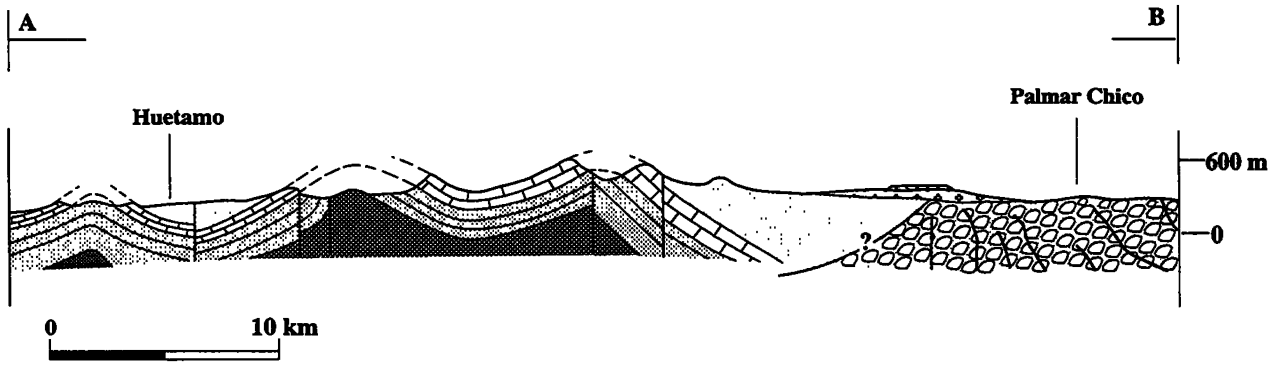


FIG. 9. – Coupe structurale schématique de la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo.

FIG. 9. – *Sección estructural esquemática de la secuencia volcano-sedimentaria de Huetamo.*

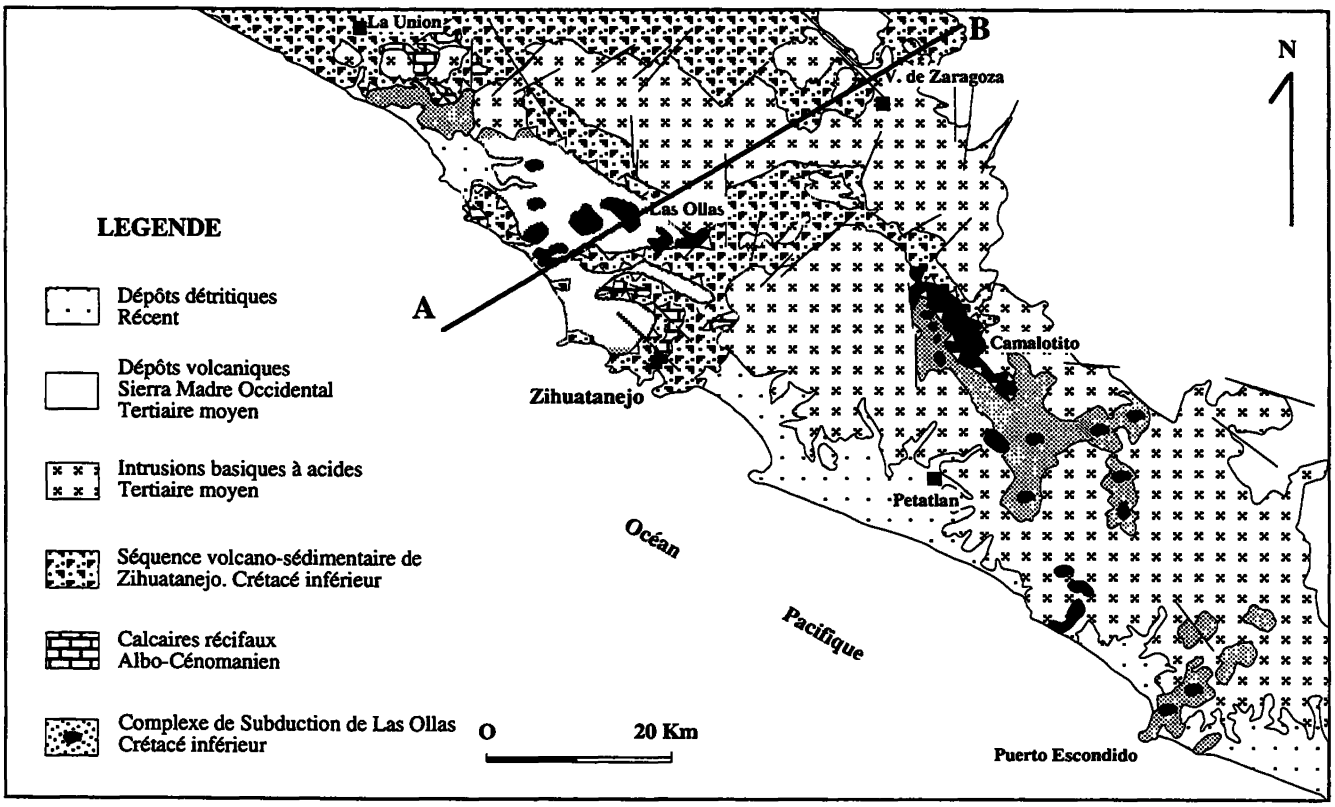


FIG. 10. - Carte structurale simplifiée de la région de la région de Zihuatanejo-Las Ollas [d'après Vidal, 1984].

FIG. 10. - *Carta estructural simplificada de la región de Zihuatanejo-Las Ollas [según Vidal, 1984].*

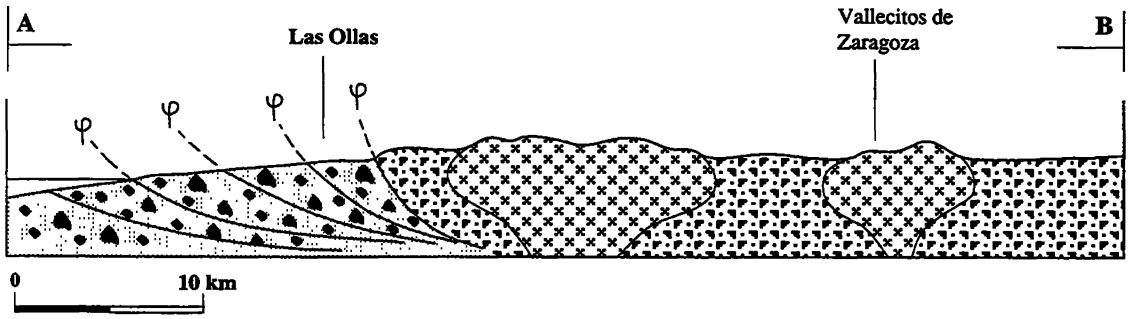


FIG. 11. - Coupe structurale schématique montrant les relations entre la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo et le complexe de subduction de Las Ollas. Légende identique à celle de la figure 10.

FIG. 11. - *Sección estructural esquemática mostrando las relaciones entre la secuencia volcano-sedimentaria de Zihuatanejo y el complejo de subducción de Las Ollas. Leyenda igual que la figura 10.*

Complexe de Xolapa.

La séquence volcano-plutonique d'Arcelia du Crétacé inférieur affleure à l'ouest de celle de Teloloapan sur environ 150 km de long et 30 km de large. Elle chevauche vers l'Est un ensemble gréso-pélitique du Crétacé inférieur appartenant à la couverture sédimentaire de la séquence de Teloloapan (fig. 7). Ce contact est largement visible le long du chemin menant au barrage «Vicente Guerrero» (fig. 6). Vers l'Ouest, elle est bordée par la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo mais le contact entre ces deux séquences est masqué par des couches rouges tertiaires. Cependant, certains auteurs [Campa *et al.*, 1981; Carfantan, 1986] signalent que, localement, ce contact serait visible et jalonné par une zone intensement déformée. L'ensemble d'Arcelia est recouvert au Nord

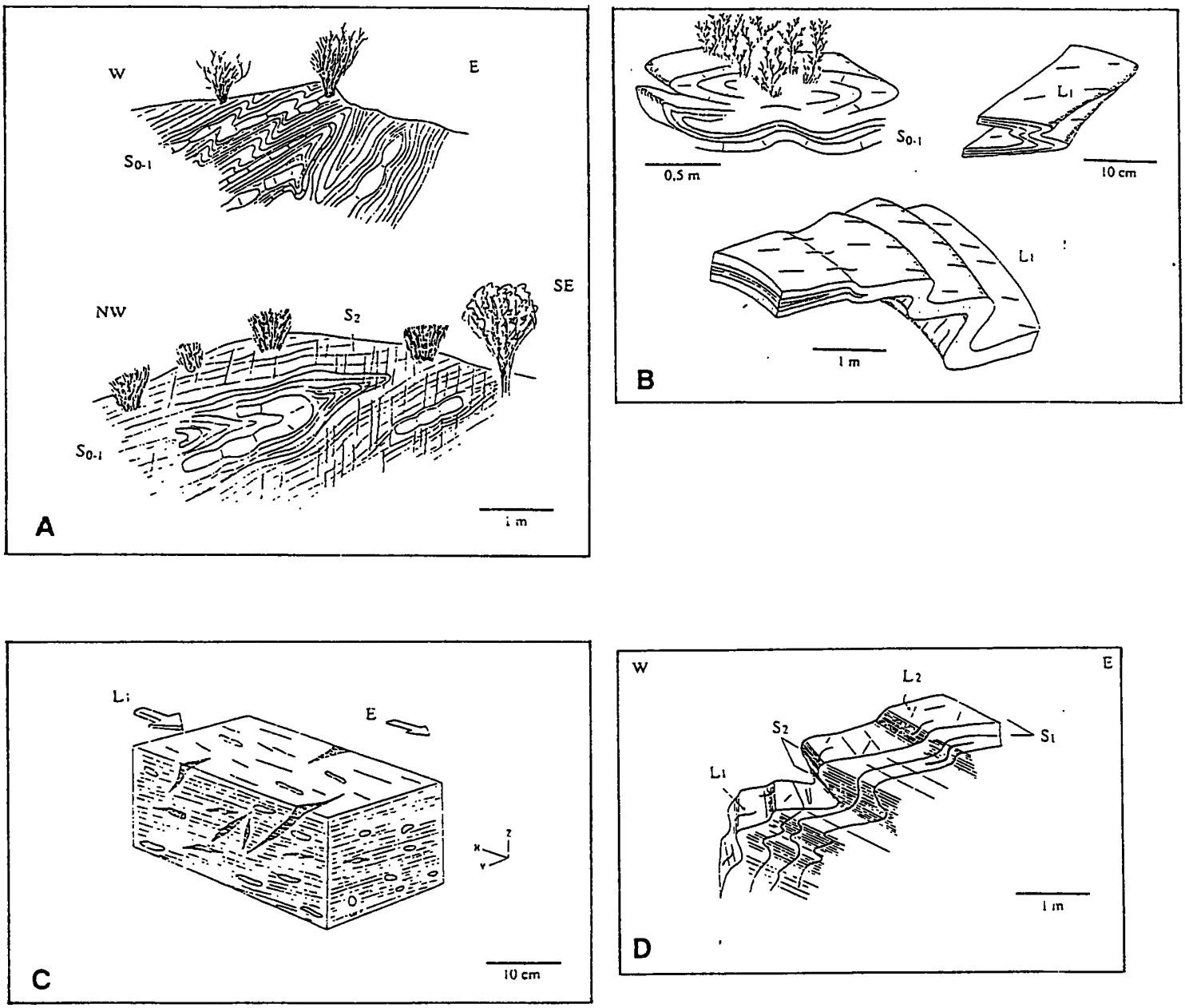


FIG. 12. – Dessins schématiques des structures observées dans les séquences de Taxco-Taxco Viejo, de Teloloapan et d'Arcelia [d'après Salinas, 1994]. **A, B,** et **C** : structures de la déformation D1; **D** : structures de la déformation D2.
A : Plis isoclinaux métriques à schistosité axiale (S1) montrant des structures de boudinage.
B : Types de plis: en fourreau, isoclinal couché, isoclinal à axe courbe.
C : Bloc diagramme montrant les relations entre la linéation d'étirement (L1) et la schistosité (S1).
Les lames minces illustrant les déformations (cf. planche 1) ont été taillées parallèlement à la linéation et perpendiculairement à la schistosité (plan XZ).
D : Relations géométriques entre les plis «kink band» et la schistosité (S2) et la linéation de crénulation (L2), superposés à la schistosité (S1) et à la linéation (L1) antérieures.

FIG. 12. – *Dibujos esquemáticos de las estructuras observadas en las secuencias de Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan y Arcelia [Tomados de Salinas, 1994]. **A, B,** y **C** : estructuras de la deformación D1. **D** : estructuras de la deformación D2.*
***A** : Pliegues isoclinales métricos con esquistosidad axial (S1) mostrando estructuras de boudinage.*
***B** : Tipos de pliegues: en «calcetín», isoclinal recostado, isoclinal con eje axial curvo.*
***C** : Bloque diagramático mostrando las relaciones entre la lineación de estiramiento (L1) y la esquistosidad (S1).*
Las láminas delgadas para el análisis microestructural (cf. pl.1) fueron realizadas paralelas à la lineación y perpendiculares a la esqitosidad (plano XZ).
***D** : Relaciones geométricas entre los pliegues «kink band», la esquistosidad (S2) y la linéación (L2), superpuestas à la esquitosidad (S1) y la lineación (L1) anteriores.*

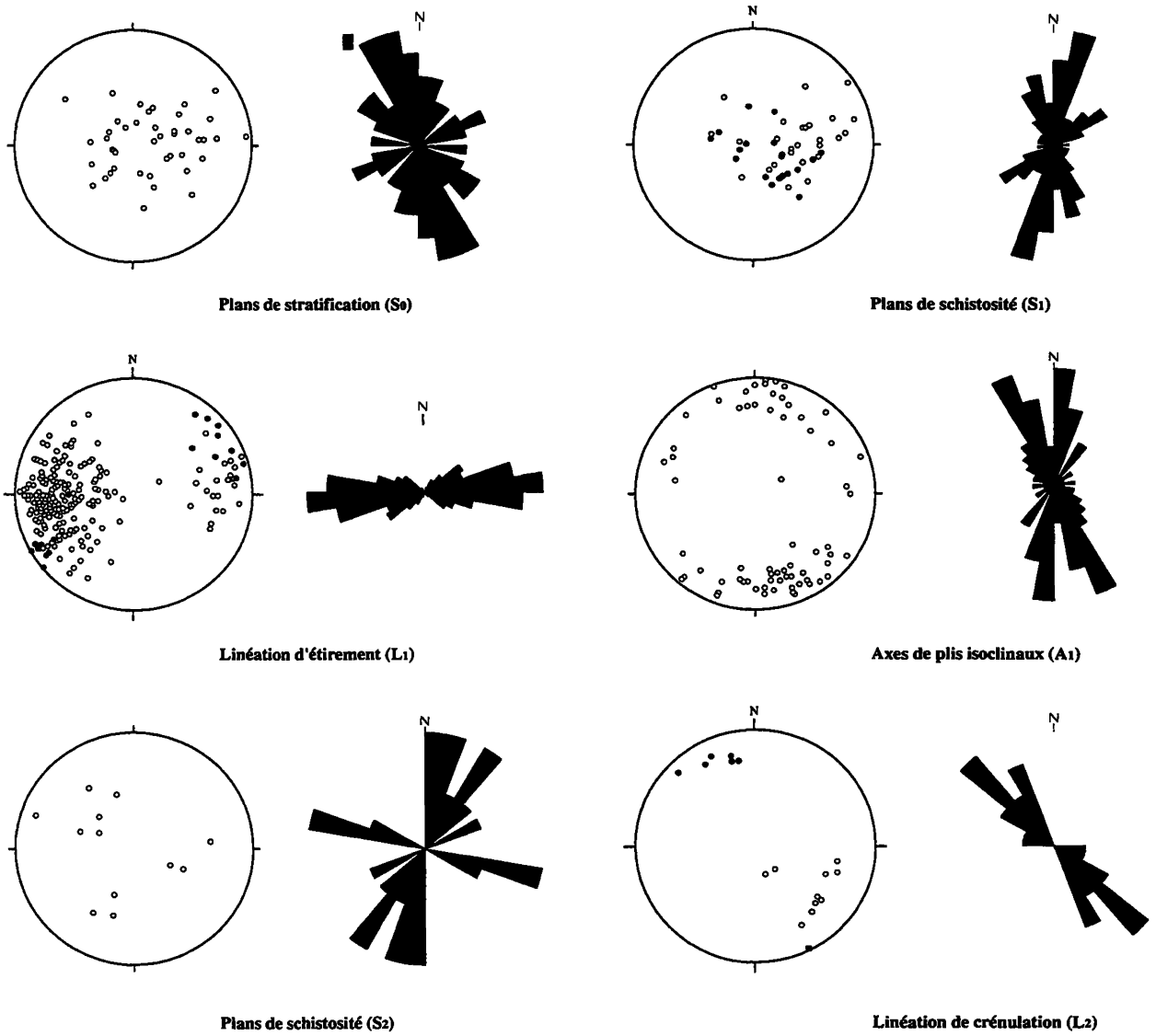


FIG. 13. – Stéréogrammes et rosettes des données structurales des séquences d'arc de taxco-Taxco Viejo et Teloloapan. Canevas isoaires, hémisphère inférieur. Données de linéation L1 et L2 d'après Salinas [1994]. Cercles vides : Teloloapan. Cercles pleins : Taxco-Taxco Viejo. Secteur unitaire des rosettes : 10°.

FIG. 13. – *Estereogramas y rosetas de los datos estructurales de las secuencias de arco de Taxco-Taxco Viejo y Teloloapan. Canevas de igual área, hemisferio inferior. Datos de la lineación L1 y L2 según Salinas [1994]. Círculos blancos : Teloloapan. Círculos negros : Taxco-Taxco Viejo. Sector unitario de las rosetas : 10°.*

par des volcanites plio-quaternaires et au Sud par les ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale.

La séquence volcano-sédimentaire de Huetamo du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur affleure à l'ouest de celle d'Arcelia (fig. 8). Cette séquence est recouverte respectivement au Nord par les volcanites de l'Axe volcanique trans-mexicain et et à l'Ouest et au Sud par les rhyolites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale. Les relations structurales avec les séries d'arc voisines sont donc inconnues, à l'exception du contact avec la séquence d'Arcelia mentionné précédemment (fig. 9).

Dans la région de Zihuatanejo (fig. 10) affleurent deux ensembles lithostratigraphiques distincts. Un ensemble volcanogène du Crétacé moyen connu sous le nom de Zihuatanejo qui chevauche la formation chaotique de «Las Ollas» [Campa et Ramírez, 1979; Vidal *et al.*, 1984]. Des dépôts volcanogènes considérés comme comparables à ceux de Zihuatanejo affleurent plus au Nord vers Playa Azul (fig. 2). Au Sud, les séries volcanogènes de Zihuatanejo sont en contact par décrochement avec les roches métamorphiques paléozoïques du Complexe de Xolapa.

2. – LES DÉFORMATIONS DES FORMATIONS DU «GUERRERO TERRANE» DANS LE SECTEUR DE TAXCO-ZIHUATANEJO

Du point de vue structural, les séries d'arc affleurant au Mexique méridional forment deux groupes : 1) un

groupe oriental incluant les séries volcanogènes de Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan et Arcelia caractérisés par une très forte déformation; et, 2) un groupe occidental regroupant les séries volcano-sédimentaires de Huetamo et de Zihuatanejo, qui, au contraire, sont peu déformées. Le complexe de subduction de Las Ollas présente des caractéristiques structurales différentes des deux groupes précédents, considérées comme typiques des prismes d'accrétion et sera traité séparément.

2.1. Les séries de Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan et Arcelia

Les séries volcano-sédimentaires de Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan et Arcelia présentent deux types de déformation parfaitement distinctes.

La première déformation est caractérisée par :

- des plis isoclinaux très aigus (A_1) associés à des schistosités axiales subhorizontales (S_1) et une linéation d'étirement (L_1) très marquée (fig. 12). Cette dernière est soulignée dans les volcanoclastites et les laves par des cristallisations de minéraux, soit orientés et syn-métamorphiques (chlorite, mica blanc et parfois amphibole), soit en zones abritées autour des porphyroclastes et dans les niveaux conglomératiques, par un étirement très important des galets.
- de nombreux chevauchements généralement N-S à vergence Est (fig. 5 et 7).

Les données structurales des plans de stratification S_0 et de schistosité S_1 montrent dans l'ensemble une dispersion importante (fig. 13). Malgré cette dispersion, on observe un maximum de plans S_0 suivant une direction moyenne N150-170° à pendage vers le SW tandis que les plans de schistosité S_1 sont répartis préférentiellement dans une direction N30-40° à pendage vers l'W et une autre, moins nette, au N150° à pendage vers le SW. De la même manière, les données structurales des axes de plis montrent une dispersion considérable. Ils présentent néanmoins deux directions plus marquées : N10° et N150°. Inversement, la linéation d'étirement L_1, plus homogène, montre une direction moyenne N60-70°.

Les microstructures observées sur lames minces orientées (parallèles à la linéation L_1 et perpendiculaires à la schistosité S_1) telles que les structures porphyroblastiques sigmoïdes, l'assymétrie des cristallisations en zones abritées autour des porphyroclastes (planche 1) et les surfaces S-C dans des niveaux mylonitiques indiquent un sens de cisaillement vers l'E-ENE, très homogène dans les trois séquences (Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan et Arcelia) en accord avec le sens déduit par d'autres critères tels que la direction et la vergence des chevauchements. Ces types de structures mettent en évidence, entre autre, le caractère non-coaxial de la déformation D_1.

Cette première phase de déformation est vraisemblablement liée à l'orogénèse orégonienne du Crétacé moyen (Cénomanien-Turonien) qui est à l'origine du charriage des séries d'arc du «Guerrero terrane» sur la plate-forme Guerrero-Morelos [Tardy, 1980; Carfantan, 1986; Ortiz *et al.*, 1991; Tardy *et al.*, 1992]. En effet, (1) le chevauchement à Taxco Viejo des séries d'arc sur les calcaires albo-cénomaniens de plate-forme; et, (2) le dépôt discordant du flysch du Turonien-Sénonien à la fois sur les séries d'arc et les calcaires de plate-forme indiquent que la mise en place tectonique des séries d'arc et, donc la déformation associée, s'est produite entre le Cénomanien supérieur et le Turonien supérieur.

La deuxième phase de déformation (D_2) affecte à la fois les séries d'arc et les formations du Crétacé moyen (formation Morelos) et supérieur (formation Mexcala) de la plate-forme de Guerrero-Morelos. Elle est caractérisée par des plis ouverts pluri-kilométriques à plan axial vertical ou légèrement déversé vers l'Est qui affectent à la fois la schistosité (S_1) et les plis isoclinaux (A_1) antérieurs. Ces structures sont à l'origine des dispersions observées dans les pôles des plans de schistosité S_1 et en partie dans les axes des plis A_1. Dans le détail, cette déformation produit des plis en «kink-band» et, dans certains endroits, une schistosité (S_2) et une linéation (L_2) cette fois de crénulation (fig. 12). La linéation de crénulation est orientée N140-150°; elle est parallèle à la fois aux axes des plis ouverts et «kink-band» et à la direction des plans axiaux S_2. Cette phase de déformation est responsable de la plupart des contacts chevauchants observés. Elle est attribuée par la majorité des auteurs à l'orogénèse laramienne du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur [Campa *et al.*, 1974, 1976; De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980; Campa et Coney, 1983; Tardy *et al.*, 1992].

2.2. Les séries de Huetamo et Zihuatanejo

Les structures tectoniques, relativement simples, qui caractérisent les séries d'arc de Huetamo et de Zihuatanejo contrastent fortement avec celles observées dans les séries de Taxco, de Teloloapan et d'Arcelia précédemment décrites.

Les séries volcano-sédimentaires de Huetamo se caractérisent par la présence de plis ouverts, droits ou légèrement déversés vers l'Est (fig. 9). Ces plis correspondent à des synclinaux et anticlinaux que l'on peut suivre de manière continue sur plusieurs kilomètres et qui dominent largement le paysage. Aucune schistosité ni linéation minérale n'ont été observées.

Les séries volcano-sédimentaires de Zihuatanejo présentent une structure encore plus simple. En effet, on n'observe qu'une légère inclinaison régionale des couches vers l'Est (fig. 11). Aucune structure telle que des plis ou des schistosités n'ont été observées à l'exception de la zone du contact inférieur chevauchant

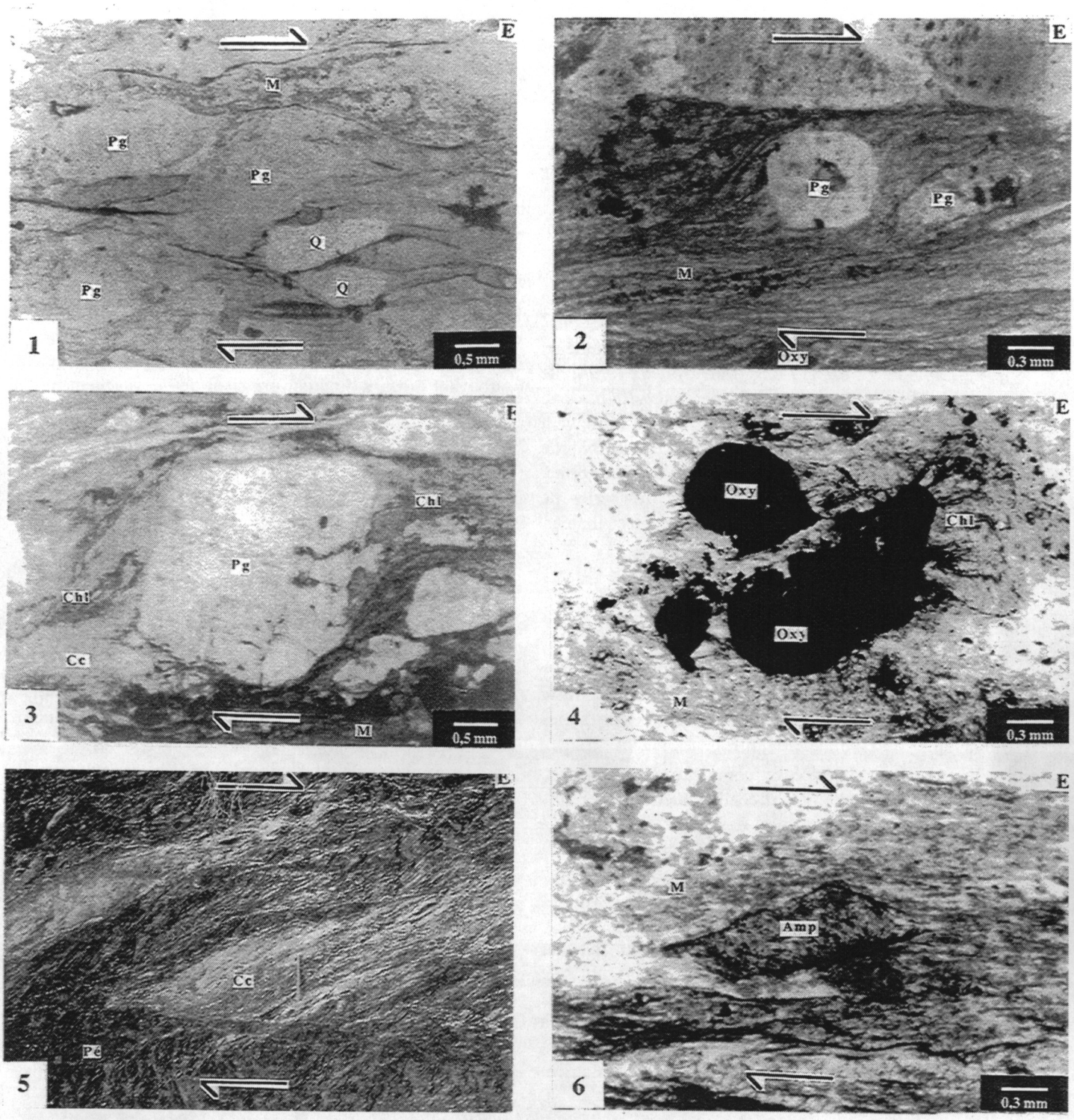


PLANCHE 1. – Indicateurs cinématiques des séries de Taxco et Teloloapan

Fig. 1. – Porphyroclastes asymétriques de plagioclase (Pg) et de quartz (Q) dans une dacite de Taxco indiquant un sens de cisaillement le haut vers l'Est (*AT-22A*). L. N.

Fig. 2. – Porphyroclaste arrondi de plagioclase (Pg) dans une andésite de Taxco montrant des ombres de pression asymétriques qui indiquent un sens de cisaillement le haut vers l'Est (*AT-23*). L. N.

Fig. 3. – Porphyroclaste asymétrique de plagioclase (Pg) dans une andésite de Taxco Viejo montrant un sens de cisaillement le haut vers l'Est (*ATV-16*). L. N.

Fig. 4. – Cristaux d'oxydes ferro-titanés montrant des recristallisations en zones abritées dans une andésite de Taxco (*AT-23*). L'asymétrie des zones abritées indiquent un sens de cisaillement le haut vers l'Est. L. N.

Fig. 5. – Sigmoïde de calcaires détritiques dans la couverture sédimentaire de Teloloapan montrant un sens de cisaillement le haut vers l'Est.

Fig. 6. – Cristal asymétrique d'amphibole dans un grauwacke de la couverture sédimentaire de Teloloapan (*T-219*). L. N.

le complexe de subduction de las Ollas, où la déformation, plus intense, est matérialisée par une schistosité subhorizontale à pendage Est et parfois par des plis aigus à déversement Ouest.

Les styles structuraux contrastants entre les séries de Taxco, Teloloapan et Arcelia, d'une part, et les séries de Huetamo et Zihuatanejo, d'autre part, ont donné lieu à plusieurs hypothèses. Pour certains auteurs [Campa *et al.*, 1981; Campa et Coney, 1983; Ramírez *et al.*, 1991], ces différences témoignent d'une histoire tectonique totalement différente et que ces deux ensembles, Taxco, Teloloapan et Arcelia d'une part et Huetamo et Zihuatanejo, d'autre part ont évolué probablement dans les contextes totalement distincts. Pour d'autres auteurs [*p.e.*, Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994], le caractère plus déformé des séries de Taxco, Teloloapan et Arcelia correspond au fait que ces séries se trouvent dans le voisinage immédiat du contact tectonique majeur des séries d'arc avec les calcaires de plate-forme. La déformation diminuant vers l'ouest, les séries de Huetamo et Zihuatanejo, éloignées du contact majeur, sont donc peu déformées.

2.3. Le complexe de subduction de las Ollas

La complexité des structures tectoniques observées dans le complexe de subduction de Las Ollas contraste également avec la nature peu déformée des séries volcaniques de Zihuatanejo qui les surmontent.

D'une façon générale, ce complexe de subduction, est formé d'un empilement d'écailles métriques à pluri-kilométriques séparées par des chevauchements à vergence Ouest (fig. 11). La matrice clastique et serpentineuse montre une déformation extrême caractérisée par des plis isoclinaux cassés à vergence Ouest et par une schistosité subhorizontale à subverticale très développée, parfois à pendage Est, sur laquelle on observe parfois une linéation minérale soulignée par l'orientation des minéraux phylliteux. Dans les blocs, la déformation se manifeste par la présence de bandes de cisaillement centimétriques à métriques en continuité avec la schistosité de la matrice.

3. – Conclusions

Dans la région de Taxco-Zihuatanejo, le «Guerrero terrane» est représenté par six séquences volcano-sédimentaires et/ou volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Ces séries dessinent des ceintures pluri-kilométriques orientées N-S et sont séparées par des accidents tectoniques majeurs.

Elles sont affectées par deux phases de déformation. La première phase de déformation d'âge Crétacé moyen (orogénèse orégonienne), à l'origine du charriage des séries d'arc du «Guerrero terrane» sur les séries carbonatées de la plate-forme Guerrero-Morelos, n'est visible que dans les séquences les plus internes, celles se trouvant proches du front principal de chevauchement (Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan et Arcelia). Elle produit un plissement isoclinal à schistosité axiale subhorizontale et une linéation d'allongement très développée. Elle s'accompagne d'un métamorphisme schiste vert. Des chevauchements régionaux N-S à vergence Est sont associés à cette déformation. Les indicateurs cinématiques montrent un sens de cisaillement très constant vers l'E-NE.

La deuxième phase de déformation du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (orogénèse laramienne) est visible dans toutes les séries d'arc. Elle produit des plis kilométriques à plan axial vertical ou légèrement incliné vers l'Est. Cette phase est à l'origine de la plupart de chevauchements observés dans les régions étudiées.

Le complexe de subduction de Las Ollas montre une déformation typique des prismes d'accrétion. Il présente une structure interne caractérisée par la présence d'un ensemble d'écailles métriques à pluri-kilométiques. A l'intérieur des écailles, la matrice clastique présente un plissement isoclinal et des schistosités subhorizontales à subverticales à pendage Est sur lesquelles on observe, parfois, une linéation minérale soulignée par l'orientation des minéraux phylliteux. Les blocs, en particulier ceux de taille réduite, sont affectés par une mylonitisation intense. Les blocs de grande taille montrent des bandes de cisaillement en continuité avec la matrice.

Géologie Alpine, 1994, t. 70

CHAPITRE III : ÉTUDE DU MAGMATISME DU «GUERRERO TERRANE» DANS LES SECTEURS DE TAXCO-ZIHUATANEJO

Ce chapitre est consacré aux caractères stratigraphique, pétrographique, minéralogique et géochimique des six séquences d'arc du «Guerrero terrane» affleurant au Mexique méridional.

1. – La séquence volcano-sédimentaire de Taxco-Taxco Viejo

1.1. La succession lithostratigraphique

Dans la région de Taxco-Taxco Viejo (fig. 14), la séquence volcano-sédimentaire d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur chevauche vers l'Est la puissante succession (environ 2000 m; fig. 15) de calcaires récifaux à subrécifaux de l'Albo-Cénomanien de la formation Morelos [plate-forme Guerrero-Morelos; Fries, 1960; De Cserna, 1965]. Elle est constituée de 800 à 1000 m de laves andésitiques, dacitiques et rhyolitiques, toujours massives, interstratifiées avec des conglomérats volcaniques, des sédiments volcanoclastiques et de rares niveaux de quartzites (fig. 16). Les coulées laviques de 1 à 3 m d'épaisseur sont abondantes à la base de la séquence où elles sont intercalées dans des conglomérats et des brèches à éléments volcaniques et des sédiments siliceux en lits de 2 à 3 m. Vers le sommet, les laves sont de plus en plus rares; la séquence apparaît alors formée presque entièrement d'une alternance de conglomérats volcaniques, de grauwackes et de pélites tuffacées. Dans certains niveaux, les conglomérats contiennent des fragments de roches granitiques à amphibole, de quartzites et de schistes à chlorite et muscovite. Certaines laves renferment aussi des enclaves de roches granitiques et métamorphiques. Les niveaux supérieurs sont dominés par des pyroclastites acides et des sédiments volcano-détritiques fins.

La pile volcanique et sédimentaire est recoupée à différents niveaux par des filons métriques à décamétriques de gabbro à amphibole, de microdiorite, de basalte, d'andésite et de rhyolite. Les amphiboles des gabbros ont fourni un âge K/Ar de 54,2 ± 2,3 Ma (Eocène) tandis que les filons de rhyolite sont vraisemblablement les conduits nourriciers des dépôts ignimbritiques du Tertiaire supérieur (fig. 15).

Les roches volcano-sédimentaires d'arc et les calcaires de la plate-forme de Guerrero-Morelos sont recouverts en discordance par un flysch gréso-pélitique de plus de 2000 m d'épaisseur d'âge Turonien-Sénonien [formation Mexcala; Fries, 1960; De Cserna, 1965; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980].

Le Mésozoïque est recouvert en discordance par des dépôts continentaux du Tertiaire moyen (Eocène-Oligocène) rapportés à la formation Balsas [Fries, 1960] et les ignimbrites du Tertiaire supérieur couramment corrélés avec les dépôts volcaniques de la Sierra Madre Occidentale (fig. 15).

1.2. Caractères pétrographiques et minéralogiques des laves de Taxco-Taxco Viejo

1.2.1. Pétrographie

Les laves d'arc de Taxco-Taxco Viejo constituent une série différenciée andésite-dacite-rhyolite. Les basaltes sont absents. Les andésites (53% < SiO_2 < 63%) et les dacites (63 % < SiO_2 < 68%) prédominent dans les niveaux inférieurs de la succession alors que les rhyolites (SiO_2> 68%) sont abondantes au sommet. Les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques (magmatique et métamorphique) et géochimiques des laves analysées sont résumées dans le tableau I.

Les andésites et les dacites sont très porphyriques (30-40 % de phénocristaux; planche 2) et peu vésiculaires. Les minéraux ferromagnésiens sont complétement absents. Les phases phénocristallines sont représentées par les plagioclases, les oxydes ferrotitanés, et le quartz dans les dacites (pl. 2). Les phénocristaux montrent le plus souvent une forme asymétrique avec des cristallisations en zones abritées très développées, dues à la déformation D_1 (pl. 1 et 2). La mésostase, originellement vitreuse, est maintenant formée de grains millimétriques de plagioclase et d'agrégats de chlorite.

Les faciès rhyolitiques sont représentés par des pyroclastites fortement déformées qui renferment des fragments de cristaux de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz inclus dans une mésostase constituée essentiellement d'agrégats de mica blanc et de grains microscopiques de quartz et de plagioclase et/ou de feldspath potassique. Les oxydes et les fragments ponceux applatis apparaissent dans quelques niveaux ignimbritiques.

1.2.2. Minéralogie magmatique et métamorphique des laves

Nous n'avons analysé à la microsonde que deux andésites où la minéralogie primaire est largement oblitérée par les recristallisations syn-cinématiques. Les phases secondaires reconnues sont l'albite, la chlorite, le mica blanc, les oxydes de Fe et le quartz (pl. 2).

* Institute of Geology and Geophysics,1, Caransebes str., R-78344 Bucharest, Rumania.

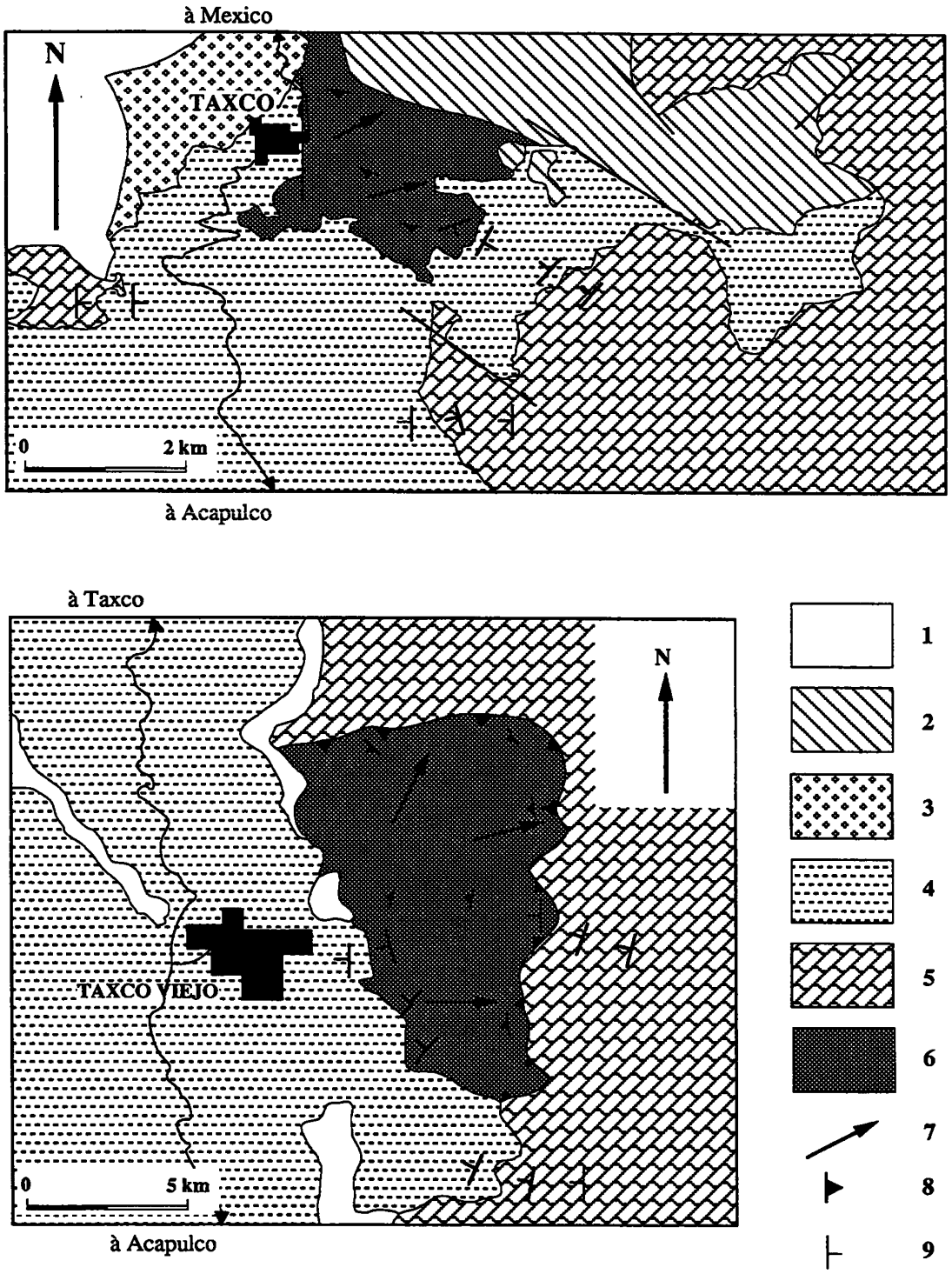


FIG. 14. – Cartes structurales simplifiées des secteurs de Taxco (A) et de Taxco Viejo (B) montrant les relations entre les séquences d'arc et les calcaires de plate-forme. A, d'après Salas [1991]. B, d'après Elias et Zavala [1992].

1, Dépôts détritiques récents. 2, Ignimbrites du Tertiaire moyen. 3, Couches rouges de la Formation Balsas du Tertiaire moyen. 4, Flysch du Turonien-Sénonien de Mexcala. 5, Calcaires récifaux albiens-cénomaniens de plate-forme. 6, Séquences volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. 7, Linéation d'étirement. 8, Schistosité S1. 9, Stratification (S0).

FIG. 14. – *Cartas estructurales simplificadas de las regiones de Taxco (A) y Taxco Viejo (B) mostrando las relaciones entre las series de arco y las series carbonatadas de la plataforma. A, según Salas [1991]. B, según Elias y Zavala [1992].*

1, Depósitos detríticos recientes. 2, Ignimbritas del Terciario medio. 3, Capas rojas del Terciario medio (Formación Balsas). 4, Flysch del Turoniano-Senoniano (Formación Mexcala). 5, Calizas arrecifales de plataforma del Albiano-Cenomaniano. 6, Secuencias volcánico-sedimentaria de arco del Jurásico superior-Cretácico inferior. 7, Lineación de estiramiento. 8, Esquistosidad S1. 9, Estratificación (S0).

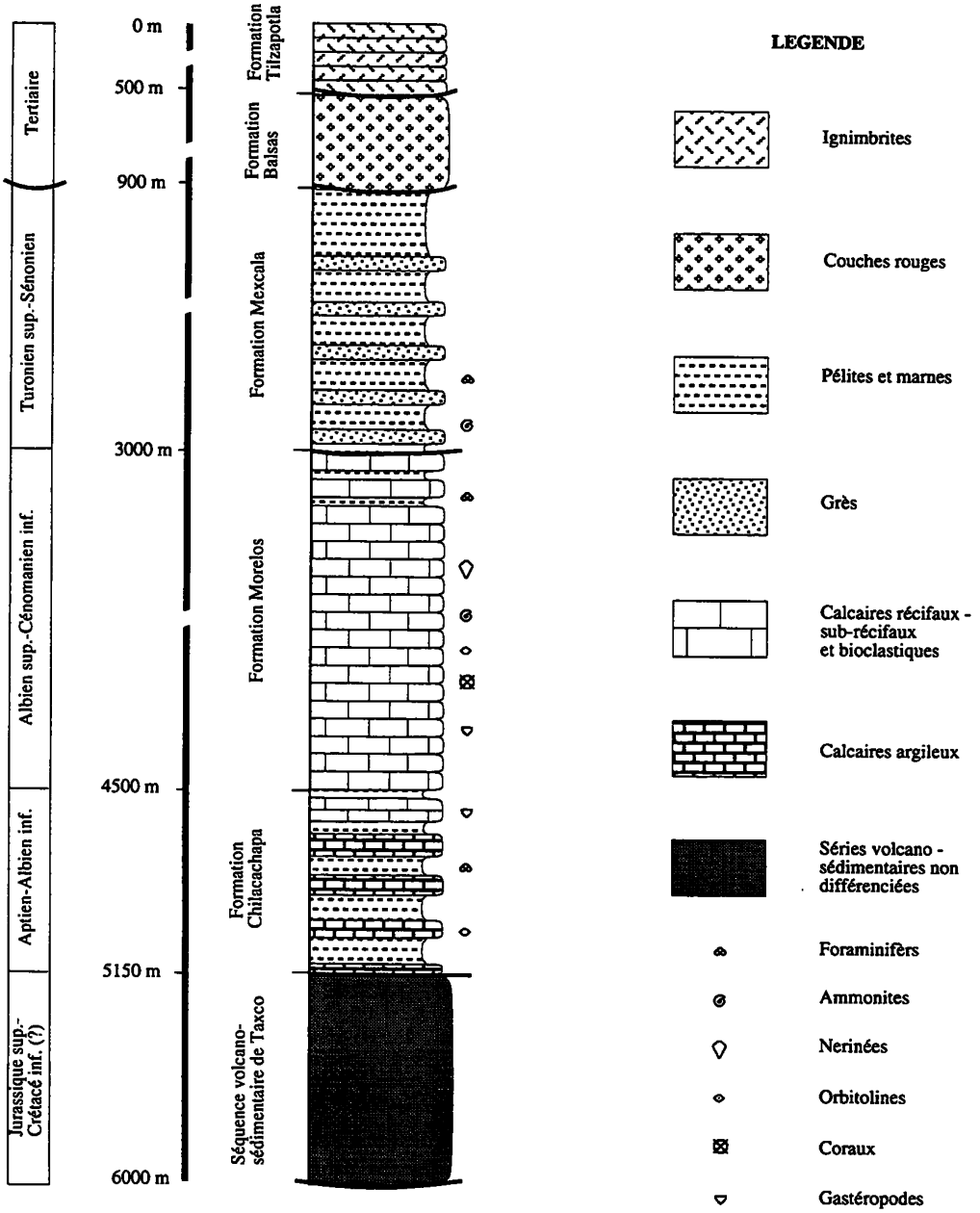


FIG. 15. – Colonne lithostratigraphique synthétique de la séquence d'arc de Taxco-Taxco Viejo illustrant les relations structurales et stratigraphiques de cette séquence avec les calcaires de plate-forme de Guerrero-Morelos d'une part et la formation crétacée supérieure de Mexcala d'autre part.

FIG. 15. – *Columna litoestratigráfica sintética de la secuencia de Taxco-Taxco Viejo mostrando las relaciones de este secuencia con la plataforma carbonatada Guerrero-Morelos y el Flysche Cretácico de Mexcala.*

Le **plagioclase** est la phase phénocristalline dominante des andésites et des dacites (pl. 2, fig. 1 et 2) et il présente une composition d'albite presque pure (Ab_{95-100}; fig. 17) sauf dans quelques andésites où il est préservé et montre une composition de labrador (An_{55}).

Les **oxydes ferrotitanés** se trouvent dans certaines andésites et dacites (pl. 2, fig. 4). On en reconnaît deux types :

- (1) des oxydes formant des phénocristaux automorphes à sub-automorphes qui sont vraisemblablement d'origine magmatique et qui présentent des compositions de titanomagnétite riches en TiO_2 (5,8-7,1 %);
- (2) des oxydes microgranulaires se trouvant soit dans la mésostase, soit dans les zones abritées d'origine probablement métamorphique qui montrent des compositions de magnétite pauvres en TiO_2 (0,8-1,4%). Quelque soit le type d'oxyde, leurs teneurs en Al_2O_3 (<0,3 %), MgO (<0,01 %), Cr_2O_3 (<0,1 %) et MnO (<0,2 %) sont très faibles.

La chlorite apparaît dans toutes les laves andésitiques et dacitiques. Elle s'aligne parallèlement à la foliation ou se concentre à l'intérieur des zones abritées (pl. 2, fig. 1, 4, 5 et 6). Elle montre des compositions très homogènes à l'intérieur d'un même échantillon volcanique et nous n'avons pas observé de

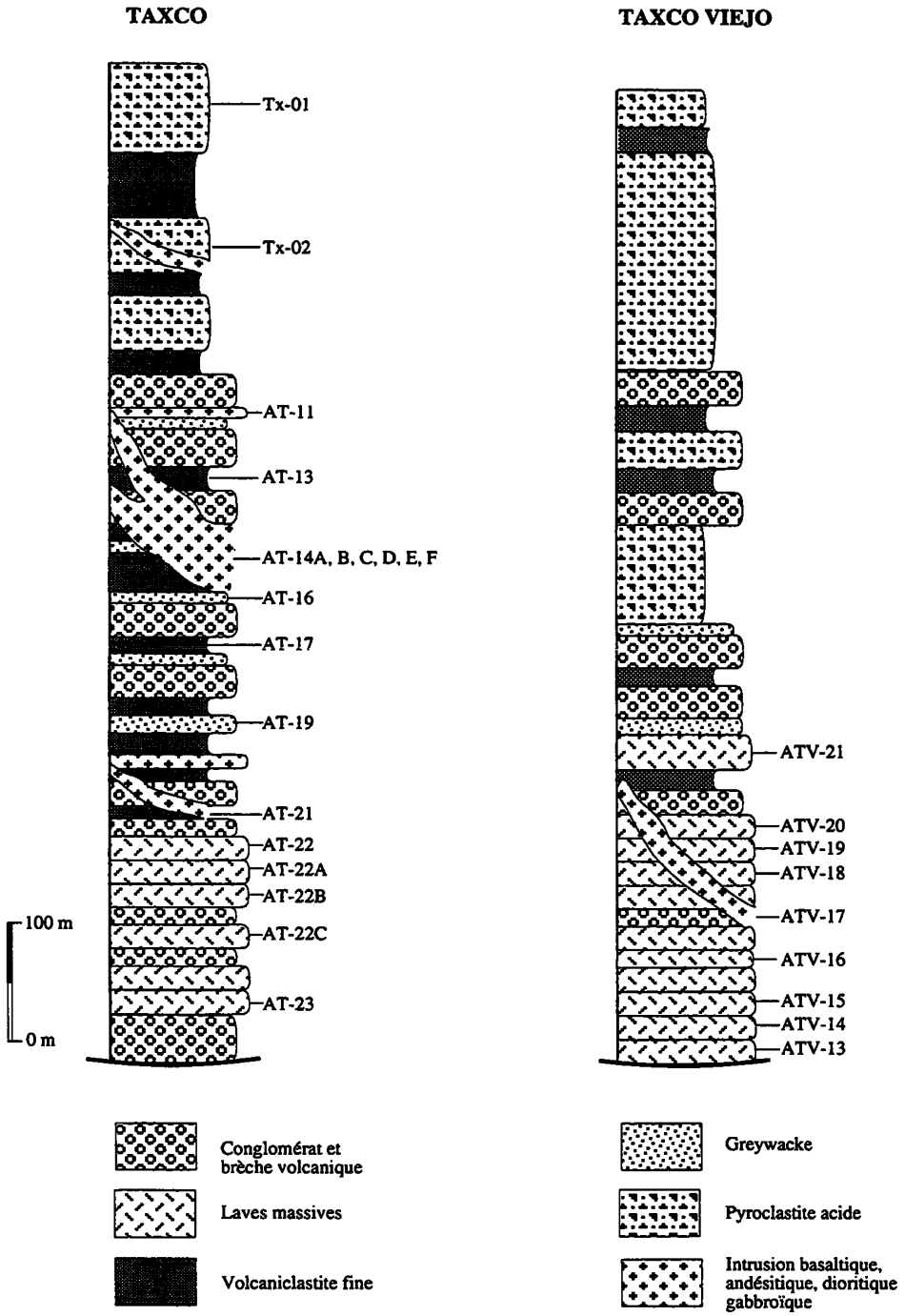


FIG. 16. – Colonnes lithostratigraphiques des séquences volcano-sédimentaires de Taxco et de Taxco-Viejo montrant la localisation des échantillons étudiés. Les numéros soulignés se rapportent aux laves analysées chimiquement.

FIG. 16. – *Columnas litoestratigráficas de las secuencias volcano-sedimentarias de Taxco y Taxco-Viejo mostrando la posición estratigráfica de las muestras estudiadas. Los números de las muestras subrayadas indican los lavas analizadas.*

différences de composition entre les chlorites de la mésostase et celles des zones abritées (tableau I). Dans le diagramme de classification de Hey [1954], les chlorites de Taxco se répartissent dans les champs des pycnochlorites et des diabantites tandis que celles des laves de Taxco Viejo, plus ferrifères, se placent dans le champ des brunsvigites (fig. 18). Ces chlorites sont riches en smectites interstratifiées (tableau II).

Le mica blanc apparaît dans la quasi totalité des laves mais il est particulièrement abondant dans les roches acides. Il se concentre dans la mésostase où associé à la chlorite et au quartz, il forme des agrégats phylliteux alignés parallèllement à la foliation. Chimiquement, les compositions du mica blanc sont relativement homogènes. Les variations importantes en SiO_2 (49,32-53,79%) sont vraisemblablement dues à des imprécisions analytiques. Les teneurs en Al cationique sont élevées (4,205-4,780) suggérant la

Echantillon	AT-23	AT-22C	AT-22A	ATV-16	ATV-18	ATV-21
Localité	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco Viejo	Taxco Viejo	Taxco Viejo
Nature	Andésite acide	Andésite acide	Dacite	Andésite Acide	Dacite	Dacite
SiO2 %	58,29	59,59	66,18	57,09	64,31	65,56
TiO2 %	1,85	0,93	0,60	0,68	0,45	0,56
Fe2O3 %	7,44	7,25	5,57	9,16	7,60	5,50
MgO %	4,87	4,34	2,22	3,00	1,62	1,92
K2O %	1,85	1,01	2,41	2,37	2,62	2,16
Cr ppm	76	86	10	20	15	11
Zr ppm	168	180	218	327	195	219
Eu/Eu*						
(La/Yb)N						
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
Minéralogie Ignée	Pg, Ox-Fe-Ti	Pg, Ox-Fe-Ti	Pg, Ox-Fe-Ti Q	Pg, Ox-Fe-Ti	Pg, Ox-Fe-Ti	Pg, Ox-Fe-Ti
Minéralogie Sécodaire	Chl, Sé, Ox-Fe Q, Cc	Chl, Sé, Ox-Fe Q, Cc	Chl, Sé, Ox-Fe Q, Cc	Chl, Sé, Ox-Fe Q, Cc	Chl, Sé, Ox-Fe Q, Cc	Chl, Sé, Ox-Fe Q, Cc

(Pg) Plagioclase; (Ox-Fe-Ti) Oxydes ferrotitanés; (Q) Quartz
(Chl) Chlorite; (Sé) Séricite; (Ox-Fe) Oxyde de Fe; (Cc) Calcite.

TABLEAU I.– Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des laves analysées de Taxco-Taxco Viejo.
TABLA I.– *Tabla recapitulativa de las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las lavas analizadas de Taxco-Taxco Viejo.*

Echantillon	AT-23	AT-23	AT-23	AT-23	AT-23	AT-23	AT-23	AT-23	ATV-18	ATV-18	ATV-18
Localité	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco	Taxco Viejo	Taxco Viejo	Taxco Viejo
N° Anal	2	4	5	7	12	14	16	17	1	5	11
Si	5,931	6,158	6,091	5,993	6,246	5,904	6,046	6,197	5,657	5,650	5,936
AlIV	2,069	1,842	1,909	2,007	1,754	2,096	1,954	1,803	2,343	2,350	2,064
Ca	0,002	0,035	0,036	0,021	0,021	0,027	0,044	0,008	0,020	0,020	0,062
Na	0,000	0,046	0,000	0,016	0,050	0,033	0,002	0,010	0,037	0,003	0,000
XFe	0,367	0,401	0,399	0,408	0,397	0,396	0,363	0,372	0,712	0,720	0,792
% Chl	0,92	0,86	0,85	0,89	0,78	0,95	0,88	0,84	0,79	0,78	0,61
T (°C)	271	235	245	261	221	276	253	228	315	316	270

TABLEAU II.– Tableau récapitulatif des compositions et températures des chlorites de Taxco-Taxco Viejo. % Chl calculé avec la méthode de Bettison et Schiffman [1988]. Températures calculées avec le géothermomètre de Cathelineau [1988].

TABLA II.– *Tabla recapitulativa de las composiciones y temperaturas de las cloritas de Taxco-Taxco Viejo. % Chl calculado seguiendo el método de Bettison y Schiffman [1988], temperaturas calculadas con el geotermómetro de Cathelineau [1988].*

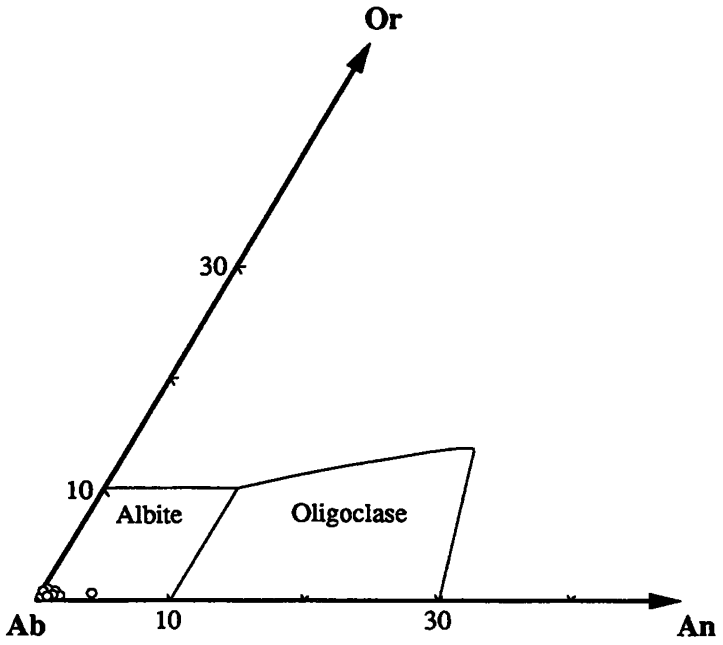


FIG. 17. – Composition des plagioclases secondaires des laves de Taxco-Taxco Viejo dans le diagramme Or-Ab-An.

FIG. 17. – *Composición de las plagioclases secundarias de los lavas de Taxco-Taxco Viejo en el diagrama Or-Ab-An.*

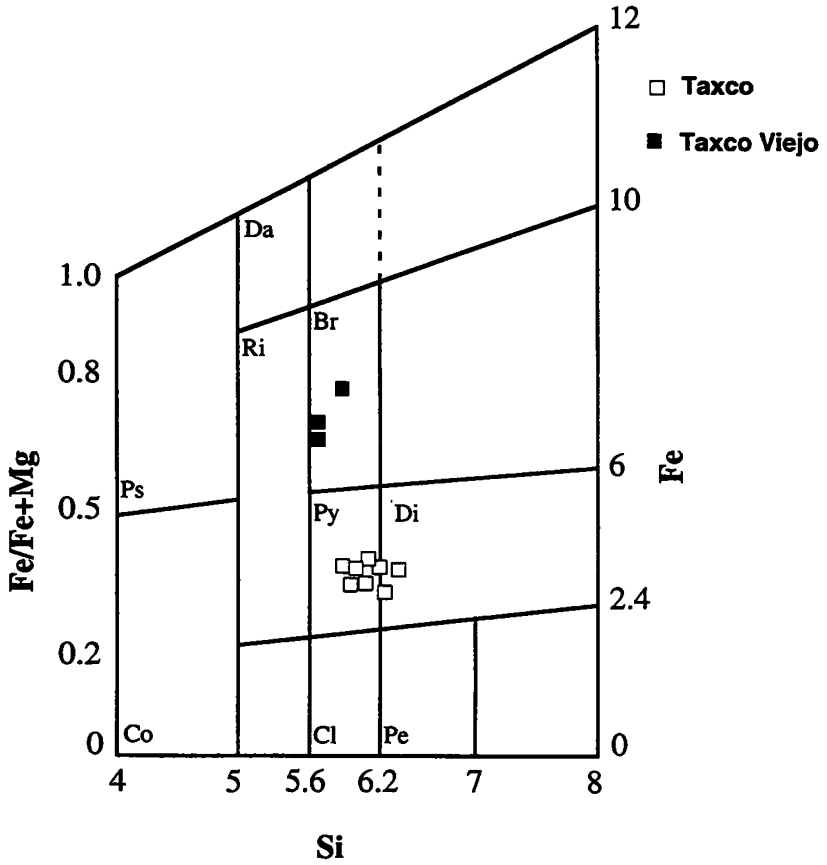


FIG. 18. – Diagramme de classification des chlorites montrant les compositions des chlorites des laves de Taxco-Taxco Viejo [d'après Hey, 1954].

FIG. 18. – *Diagrama de clasificación de las cloritas mostrando las composiciones de las cloritas de los lavas de Taxco-Taxco Viejo [según Hey, 1954].*

présence de faibles quantités de céladonite. Les teneurs en K sont, par contre, relativement faibles (0,935-1,617) suggérant des compositions d'illite plutôt que de vraies muscovites.

1.3. Métamorphisme

Les séries volcaniques de Taxco-Taxco Viejo ont été classiquement décrites comme des méta-volcanites affectées par un métamorphisme régional de faciès schiste vert [Fries, 1960; De Cserna, 1965; Campa *et al.*, 1974; De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Elias et Zavala, 1992]. L'analyse pétrographique des laves et volcanoclastites ainsi que les analyses chimico-minéralogiques réalisées à la microsonde automatisée révèlent des associations métamorphiques très limitées. Dans les roches acides du sommet de la succession lithostratigraphique, les paragenèses secondaires

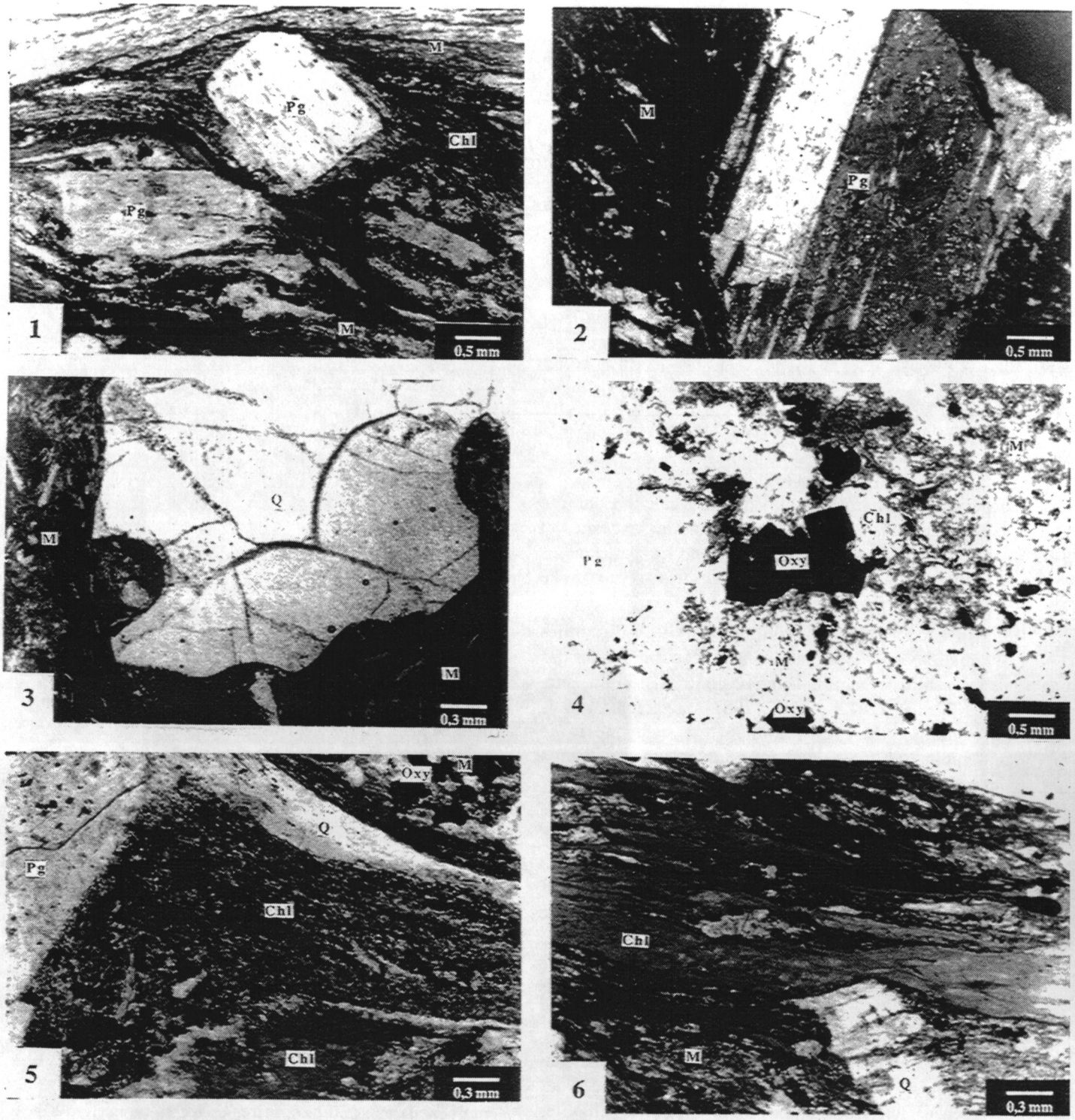


PLANCHE 2. – Textures et minéralogie des laves de Taxco-Taxco Viejo

Fig. 1. – Andésite à texture porphyrique relique formée de porphyroclastes asymétriques de plagioclase (Pg) inclus dans une matrice schisteuse de chlorite (Chl), quartz (Q) et mica blanc (Mb). (*AT-23*). L. N.

Fig. 2. – Détail d'un porphyroclaste asymétrique de plagioclase (Pg) dans une andésite (*AT-22A*). L. P.

Fig. 3. – Xénocristal de quartz (Q) dans une rhyolite montrant des golfes de corrosion (*Tx-01*). L. N.

Fig. 4. – Phénocristaux automorphes d'oxydes ferro-titanés (Oxy) montrant des ombres de pression de chlorite (Chl) dans une andésite (*AT-23*). L. N.

Fig. 5. – Vue détaillée d'une ombre de pression autour d'un porphyroclaste de plagioclase (Pg) dans une dacite (*ATv-21*). L'ombre de pression contient des rubans de quartz (Q) et des feuillets de chlorite (Chl) de néoformation.

Fig. 6. – Vue générale de la matrice schisteuse des laves de Taxco-Taxco Viejo (*AT-21*). Remarquer les traces d'extension dans le cristal de quartz en bas de la photo.

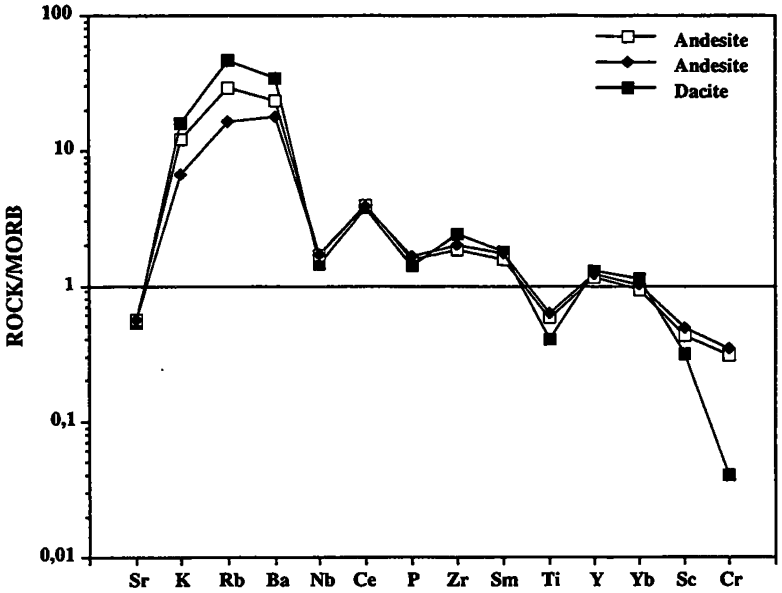


FIG. 19. - Spectres étendus des éléments traces des laves de Taxco-Taxco Viejo normalisés aux N-MORB [Pearce, 1983].

FIG. 19. - *Diagramas de elementos normalizados con respecto a N-MORB [Pearce, 1983] de las lavas de Taxco-Taxco Viejo.*

observées sont à mica blanc + quartz + calcite ± chlorite ± albite ± feldspath potassique. Dans les andésites et dacites de la base de la succession, les paragenèses métamorphiques sont à chlorite + albite + oxydes de Fe ± quartz ± calcite.

En accord avec Winkler [1979], de telles associations métamorphiques sont courantes dans les faciès zéolite à schiste vert (100-350° C). D'un autre côté, Gapais et Le Corre [1981] suggèrent que la déformation ductile entraînant la néogénèse de minéraux phylliteux, de quartz et de calcite se produit à des températures voisines de 400° C.

Cathelineau [1985] et Cathelineau et Nieva [1988] ont developpé un géothermomètre à partir de la distribution des cations d'Al^{IV} dans les chlorites produites par métamorphisme hydrothermal de bas degré dans des systèmes géothermiques. Le type de métamorphisme des séries de Taxco-Taxco Viejo est lié à d'autres processus tectoniques, les conditions d'application de ce géothermomètre ne sont donc pas satisfaites. Toutefois, nous avons insisté à utiliser ce géothermomètre afin de tester son application à des roches métamorphiques de bas degré produites par des contraintes tectoniques autres que les fluides hydrothermaux. Les résultats obtenus pour les chlorites des séries de Taxco et de Taxco Viejo sont présentés dans le tableau II.

Les températures calculées pour les chlorites des deux échantillons s'échelonnent entre 221° et 276° C, exception faite pour deux chlorites donnant des températures plus élevées (315-316° C). Ces températures sont comprises dans la fourchette de température caractéristique des métabasites métamorphisées au-dessous du faciès schiste vert [Winkler, 1979]. Toutefois, ces températures sont nettement inférieures aux températures suggérées par Gapais et Le Corre [1981] pour la néoformation de minéraux phylliteux dans les zones de cisaillement.

1.4. Géochimie des laves

Les andésites et les dacites sont géochimiquement très comparables. Les andésites sont plus alumineuses (Al_2O_3 = ≈16 %) que les dacites (Al_2O_3 = 13-14 %). On observe aussi une diminution des teneurs en TiO_2 (1,85 à 0,60 %), Fe_2O_3 (7,44 à 5,57 %) et V (122 à 57 ppm) depuis les andésites jusqu'aux dacites. Les teneurs en MgO (4,87 à 2,22 %), Cr (86 à 10 ppm) et Ni (25 à 9 ppm) sont faibles, indiquant que ces laves sont déjà fractionnées (tableau I).

Ces laves sont fortement enrichies en éléments lithophiles comme K_2O (1,01-2,41 %), Rb (33-94 ppm) et Ba (357-694 ppm). Cet enrichissement, visible dans les diagrammes d'éléments lithophiles normalisés aux MORB's [Pearce, 1983; fig. 19) est vraisemblablement lié au métamorphisme de bas degré qui affecte ces laves plutôt qu'une caractéristique magmatique.

Les concentrations de terres rares sont élevées (La = 62-86; Yb = 18-23 fois les chondrites). Elles sont comprises dans la fourchette des valeurs de séries calco-alcalines évoluées d'arc insulaire et de marge continentale active. Les spectres de terres rares (fig. 20) normalisés aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978] montrent que les laves sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes avec des rapports $(La/Yb)_N$, relativement élevés (2,7 à 5,3). Toutes les laves analysées montrent une anomalie négative marquée en Eu (Eu/Eu* = 0,51-0,63), liée au fractionnement du plagioclase.

Nous n'avons pas réalisé d'analyses isotopiques des laves de Taxco. Toutefois, Ruiz *et al.* [1990, 1991] montrent que les laves acides de Taxco sont caractérisées par des εNd négatifs (-2). Ces données suggèrent :

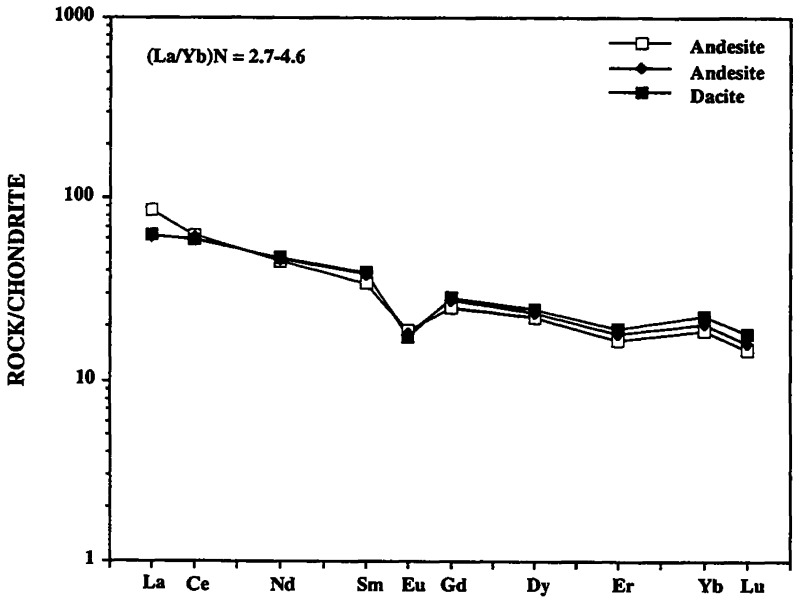


FIG. 20. – Spectres des terres rares des laves de Taxco-Taxco Viejo normalisés aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978].

FIG. 20. – *Espectros de tierras raras normalizadas con respecto a las condritas [Evensen et al., 1978] de las lavas de Taxco-Taxco Viejo.*

- (1) que les rhyolites cristallisent à partir d'une source mantellique contaminée par un composant crustal;
- (2) qu'elles ont assimilé du matériel crustal au cours de leur différenciation;
- (3) qu'elles sont issues de la fusion anatectique de la croûte inférieure.

1.5. Conclusions de l'étude sur la séquence volcano-sédimentaire de Taxco-Taxco Viejo

Les séries volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de Taxco-Taxco Viejo reposent par contact tectonique sur les calcaires albo-cénomaniens de la plate-forme de Guerrero-Morelos. Elles sont recouvertes, comme les calcaires de la plate-forme de Guerrero-Morelos, en discordance par un flysch gréso-pélitique du Turonien-Sénonien (formation Mexcala).

L'ensemble volcano-sédimentaire est constitué d'une série différenciée andésite-rhyolite. Les andésites et les dacites sont à phénocristaux de plagioclases et d'oxydes ferro-titanés. La paragenèse secondaire est formée par l'association mica blanc + chlorite + albite + oxydes de Fe + calcite + quartz. Les fabriques des roches ainsi que la distribution et la chimie des phases métamorphiques suggèrent une recristallisation syn-cinématique de basse température (au-dessous du faciès schiste vert) pendant la mise en place tectonique de ces séries. Les températures calculées sur les chlorites en utilisant le géothermomètre de Cathelineau [1988] varient entre 221° et 276° C, en accord avec les températures suggérées par Winkler [1979] mais sont nettement inférieures à celles déduites par Gapais et Le Corre [1981] dans les zones de cisaillement.

Les caractéristiques géochimiques et isotopiques des andésites et des dacites indiquent qu'elles appartiennent à une série calco-alcaline. L'absence de basaltes et la prédominance de laves différenciées et les rapports ε_{Nd}. négatifs des rhyolites suggèrent la présence d'une contamination crustale (sédiments subductés ou substratum continental). La présence de blocs de roches métamorphiques (schistes à muscovite-chlorite) et de granites à amphibole dans les laves et dans les niveaux conglomératiques de la séquence suggèrent que cette séquence s'est édifiée vraisemblablement sur une croûte continentale.

2. – SÉQUENCE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE TELOLOAPAN

2.1. Succession lithostratigraphique

Il est difficile de trouver sur le terrain une coupe complète montrant tous les niveaux lithostratigraphiques des formations qui constituent la séquence volcano-sédimentaire d'arc de Teloloapan en raison des tectoniques polyphasées qui ont affecté cette séquence. Dans cette première partie, nous allons décrire quelques coupes représentatives des différentes associations lithostratigraphiques qui composent cette séquence afin de montrer leur nature et leur diversité lithologique ainsi que leurs variations latérales et verticales. A partir des données bibliographiques antérieures et des descriptions des coupes, une colonne lithostratigraphique synthétique sera présentée en conclusion. La localisation des coupes stratigraphiques est indiquée dans la figure 21.

2.1.1. Succession lithostratigraphique de l'arc

Les dépôts volcaniques formant la succession lithostratigraphique proprement dite de l'arc affleurent largement dans toute la région étudiée (fig. 21). Nulle

part nous n'avons observé le substratum des laves. Nous avons sélectionné quatre coupes qui illustrent la composition et l'évolution lithologique des composants volcaniques et sédimentaires qui leur sont associés. Pour faciliter cette description, nous avons subdivisé cette succession lithostratigraphique d'arc en trois termes : inférieur, médian et supérieur.

2.1.1.1. Le terme inférieur (coupe au NW d'Acapetlahuaya)

L'extrême base visible de la séquence de Teloloapan affleure au NW du village d'Acapetlahuaya (fig. 23). Cette coupe (coupe 1, fig. 22) offre à l'affleurement sur environ 1000 m une succession volcanique à rares intercalations de hyaloclastites et de sédiments siliceux. On y observe de bas en haut :

- Deux alternances de basaltes en coulées massives et en coussins qui vers le haut s'autobréchifient et forment des brèches à matrice hyaloclastitique et des hyaloclastites franches. Ces brèches sont recouvertes en concordance par des sédiments tuffacés à interlits de pélites siliceuses renfermant des radiolaires.

- Des coulées basaltiques massives surmontées par une coulée en coussins de même nature mais nettement moins épaisse qui passe vers le haut à des brèches de coussins et des hyaloclastites sur lesquelles repose un mince horizon radiolaritique.

- Le sommet de cette coupe est formé de coulées basaltiques mais dans lesquelles s'interstratifient des grès volcanoclastiques et des pélites siliceuses en lits ne dépassant pas 10 à 15 cm d'épaisseur.

Les basaltes sont porphyriques et peu vésiculaires. La taille moyenne des phénocristaux est de l'ordre de 1-2 mm, mais dans certaines coulées, les phénocristaux atteignent jusqu'à 5 mm. On distingue des cristaux de clinopyroxène, de plagioclase et dans certaines coulées, de l'olivine. Tous ces minéraux sont inclus dans une mésostase microcristalline verdâtre. Les vésicules, de petite taille (<2 mm), sont remplies soit par de la chlorite, soit par du quartz, soit par de la calcite, soit enfin par des minéraux secondaires fibreux.

2.1.1.2. La base du terme médian (coupe de Villa de Ayala)

La base du terme médian peut être facilement observée non loin du village de Villa de Ayala (fig. 21). Cette coupe (coupe 2, fig. 22), levée le long d'un petit ruisseau, diffère de la précédente par la prédominance des pillow lavas sur les coulées massives. Cependant la nature des laves est toujours basaltique. A la base, les coussins sont de petite taille (30-80 cm) tandis que dans la partie médiane de la coupe, ils atteignent plus de 1,50 m de diamètre (pl. 3, fig. 1). La matrice intra-coussin est parfois très abondante. Elles est essentiellement formée de hyaloclastites et de radiolarites. Les laves sont très porphyriques et l'on peut reconnaître à l'oeil nu des phénocristaux de clinopyroxène, d'olivine et de plagioclase (*p.e*, Tx-30, T-242).

Les niveaux sédimentaires, rares à la base de la coupe, deviennent très abondants vers les niveaux supérieurs. Ce sont des pélites tuffacées et siliceuses à radiolaires, disposées en minces lits (5-10 cm) qui s'intercalent entre les coulées (pl. 3, fig. 2). Les tests des radiolaires, mal conservés, ne permettent pas une datation plus précise que le Crétacé inférieur (M. Guerrero, communication orale).

2.1.1.3. Le sommet du terme médian

Le sommet du terme médian peut être facilement étudié près d'Acatempan et de Teloloapan. Ces deux coupes illustrent la diversité de la succession lithologique et les variations latérales de faciès quand cesse le volcanisme et commence le démantèlement des laves.

Coupe d'Acatempan (le long de la route entre Laguna Seca et Acatempan)

La coupe, orientée NW-SE (coupe 3, fig. 21 et 22) présente trois associations lithologiques, soit de bas en haut :

- Basaltes massifs, extrêmement porphyriques et très vésiculaires, sur environ 600 m, dans lesquels s'interstratifient d'abord des tufs, surmontés de conglomérats volcanoclastiques, puis des calcaires bioclastiques. Dans certains niveaux, les laves sont intimement associées aux calcaires bioclastiques (pépérites) et aux sédiments volcanoclastiques (pl. 3, fig. 6). Les proportions lave/matériel sédimentaire varient considérablement d'un niveau à l'autre. Les calcaires ont livré une faune abondante de *Nerinella dayi* et *Nerinea (Plesioptygmatis) tomasensis* de l'Aptien-Albien inférieur [Guerrero *et al.*, 1990, 1991]. Les coulées volcaniques sont peu épaisses (30-60 cm). On distingue dans les laves des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase dans une mésostase verdâtre partiellement cristallisée (*p.e.*, Tx-54, Tx-61, Tx-250A). Les vésicules, parfois de grande taille, sont remplies soit par de la calcite, soit par de la chlorite, soit enfin par un mélange de phases secondaires, non reconnaissables à l'oeil nu.

- Horizons de pillow lavas associées à des brèches de coussins, des hyaloclastites et des tufs. Au contact entre les laves et les sédiments volcanoclastiques sommitaux s'insèrent des filons métriques de basalte et de diorite à amphibole.

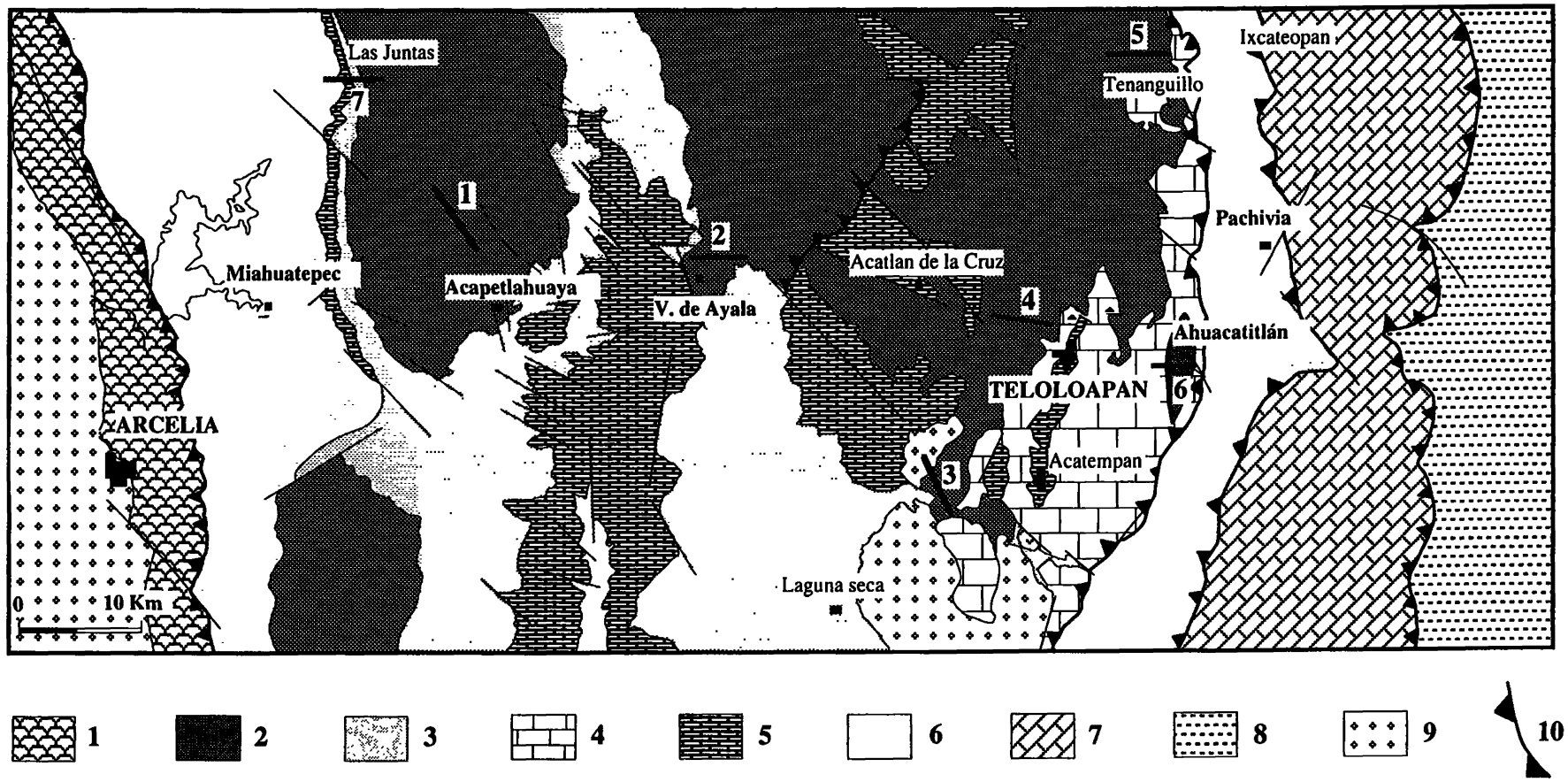


FIG. 21. – Carte géologique détaillée de la région de la Teloloapan-Arcelia montrant la localisation des coupes échantillonnées [d'après Ramirez, 1990]. Les coupes structurales sont présentées dans la figure 22.

1, Séquence volcano-plutonique d'Arcelia. 2, Dépôts volcaniques et débris flows. 3, Grauwackes et pélites tuffacées de l'Aptien. 4, Calcaires récifaux-subrécifaux de l'Aptien-Albien. 5, Calcaires détritiques de l'Albien supérieur. 6, Flysch gréso-pélitique de l'Aptien-Albien. 7, Calcaires récifaux de plate-forme de l'Albo-Cénomanien (formation Morelos). 8, Flysch gréso-pélitique du Turonien-Sénonien (formation Mexcala). 9, Couches rouges du Tertiaire moyen (formation Belsas). 10, Chevauchements majeurs.

Fig. 21. – *Mapa geológico detellado de la región de Telolopan-Arcelia mostrando la localization de las secciones muestreadas [según Ramírez, 1990]. Las secciones estructurales se presentan en la figura 22.*
1, Secuencia volcano-plutónica de Arcelia. 2, Rocas volcánicas y «debris flow». 3, Grauwacas y lutitas tobaceas del Aptiano. 4, Calizas arrrecifales-subarrecifales del Aptiano-Albiano. 5, Calizas detríticas del Albiano superior. 6. Flysch del Aptiano-Albiano. 7, Calizas arrecifales de plateforma del Albiano-Cenomaniano (formation Morelos). 8, Flysch del Turoniano-Senoniano (formation Mexcala). 9, Capas rojas del Terciaro Medio (formation Balsas. 10. Cabalgaduras principales.

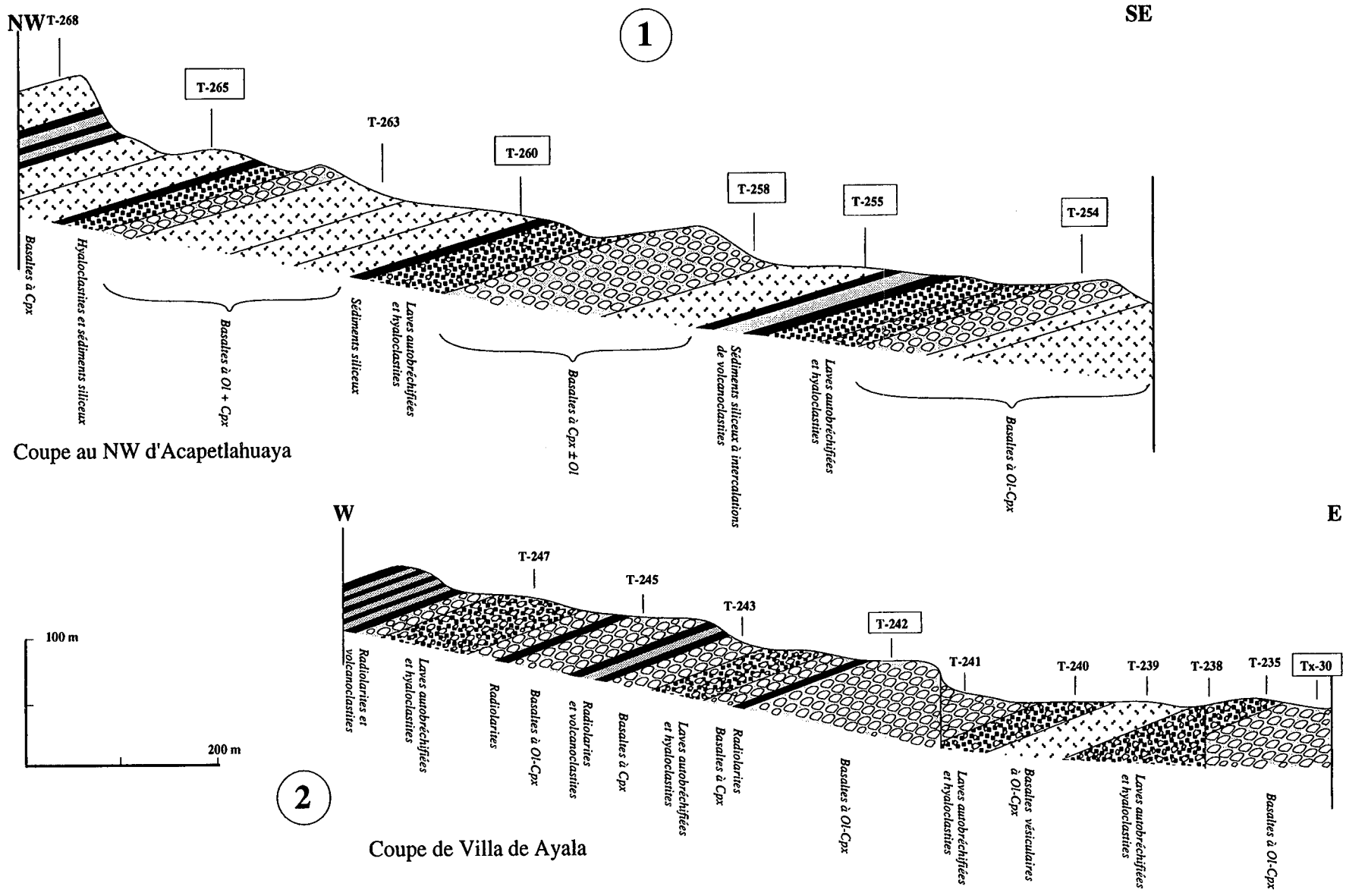


FIG. 22. – Coupes structurales schématiques représentatives montrant les différents niveaux lithostratigraphiques de la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan (cf. fig. 21 pour la localisation des coupes). Les numéros encadrés indiquent les échantillons analysés à la microsonde et/ou en roche totale.

FIG. 22. – *Secciones estructturales esquemáticas representativas mostrando los differentes niveles litoestratigráficos de la secuencia volcano-sedimentaria de Teloloapan (cf. fig. 21 pour la localización de las secciones). Los números enmarcados indican las muestras analizadas en las microzonda ylo en roca total.*

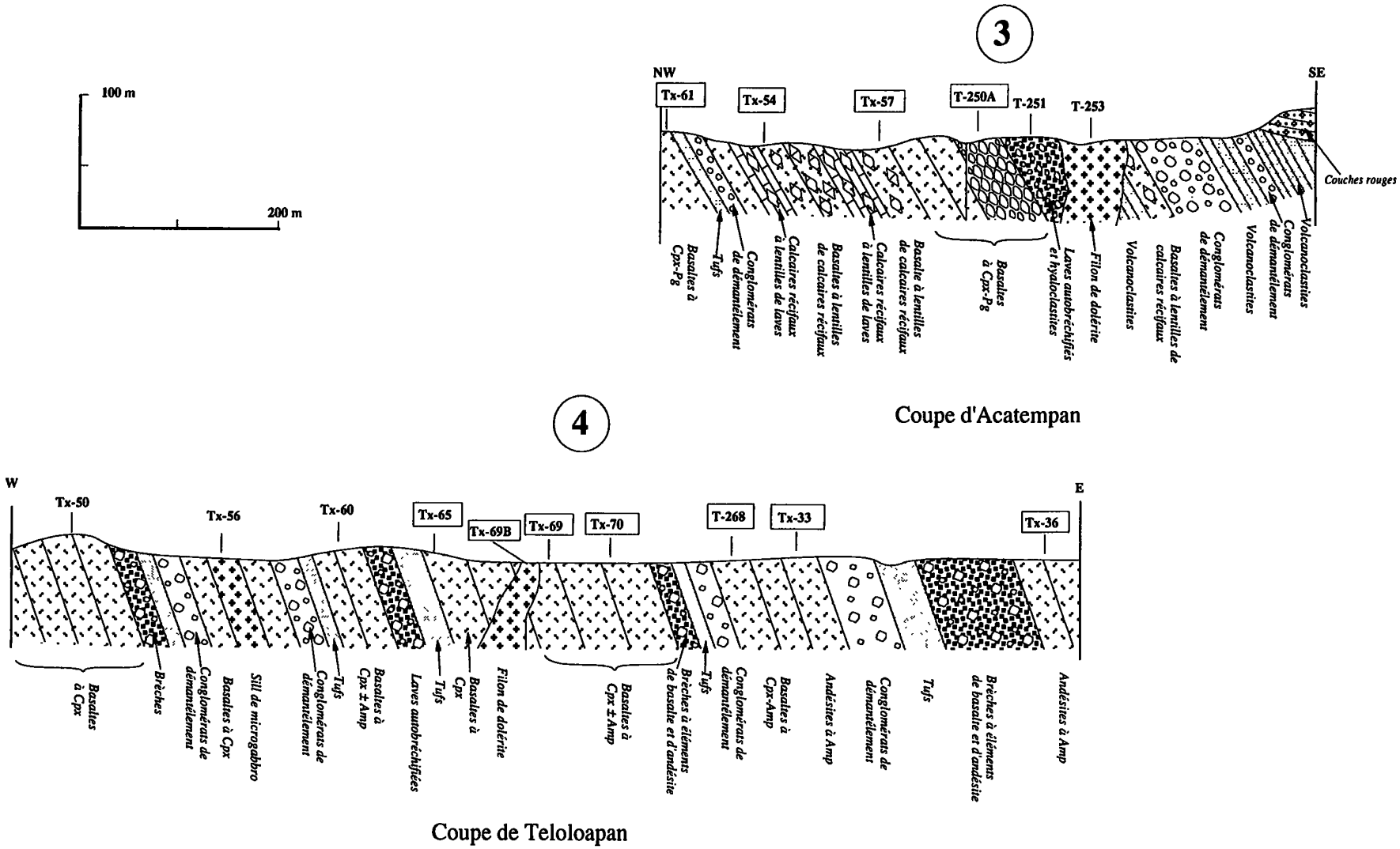


FIG. 22. - (Suite) Coupes structurales schématiques représentatives montrant les différents niveaux lithostratigraphiques de la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan (cf. fig. 21 pour la localisation des coupes). Les numéros encadrés indiquent les échantillons analysés à la microsonde et/ou en roche totale.

FIG. 22. - *(Continuación) Secciones estructturales esquemáticas representativas mostrando los differentes niveles litoestratigráficos de la secuencia volcano-sedimentaria de Teloloapan (cf. fig. 21 pour la localización de las secciones). Los números enmarcados indican las muestras analizadas en las microzonda ylo en roca total.*

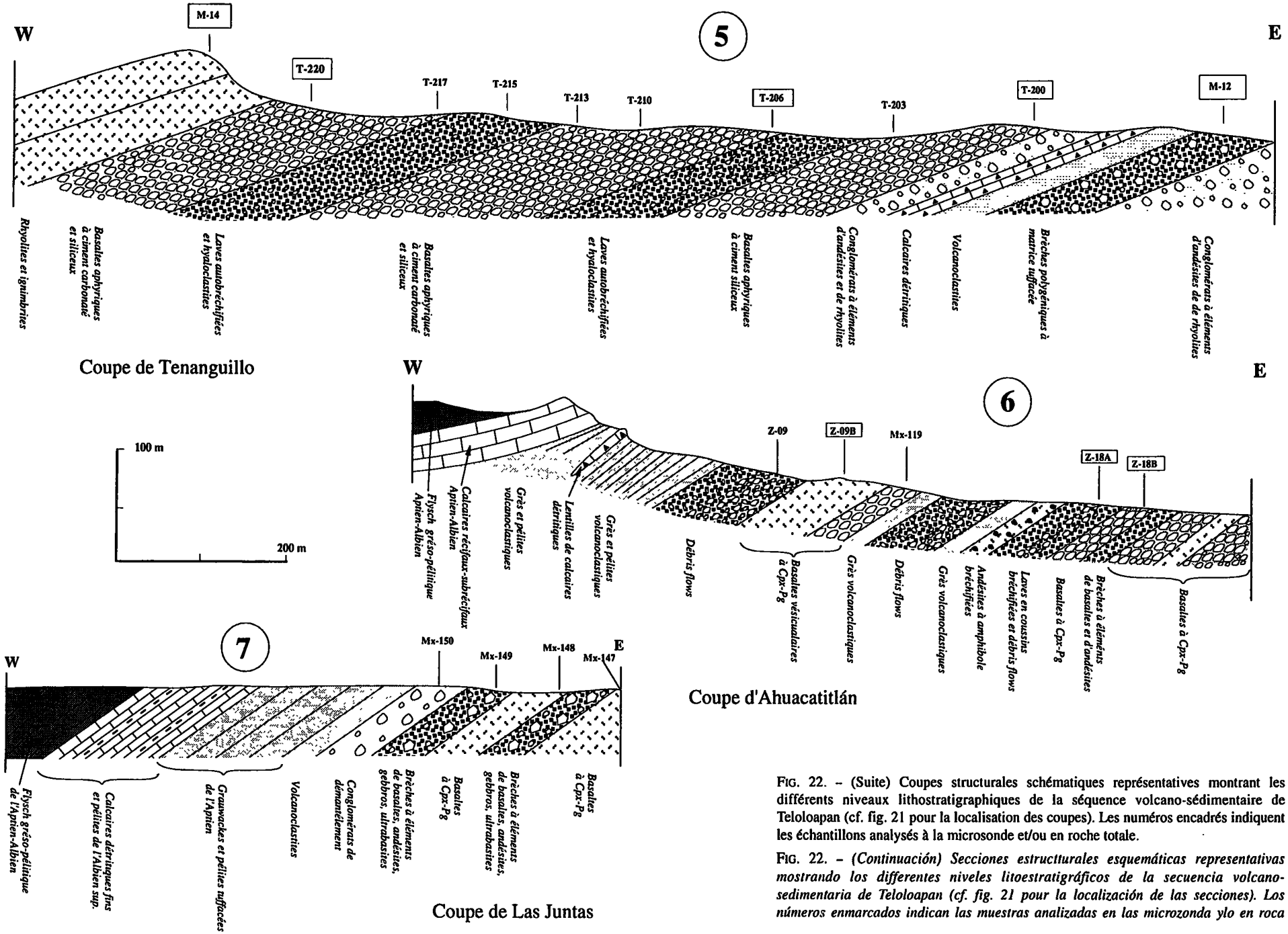


FIG. 22. – (Suite) Coupes structurales schématiques représentatives montrant les différents niveaux lithostratigraphiques de la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan (cf. fig. 21 pour la localisation des coupes). Les numéros encadrés indiquent les échantillons analysés à la microsonde et/ou en roche totale.

FIG. 22. – *(Continuación) Secciones estructturales esquemáticas representativas mostrando los differentes niveles litoestratigráficos de la secuencia volcano-sedimentaria de Teloloapan (cf. fig. 21 pour la localización de las secciones). Los números enmarcados indican las muestras analizadas en las microzonda ylo en roca*

- Le sommet est formé d'une alternance de pyroclastites (brèches et tufs), de conglomérats volcanoclastiques et de calcaires fins disposés en lits d'épaisseur très variable (10 cm-1 m).

Les laves et les sédiments de l'Aptien-Albien sont recouverts en discordance, à l'extrême nord-ouest de la coupe, par les couches rouges tertiaires constituées de bancs centimétriques à métriques de limolites rougeâtres alternant avec des grès quartzo-feldsphatiques verdâtres. Rhyolites et ignimbrites calco-alcalines s'intercalent à tous les niveaux.

Coupe à l'ouest de Teloloapan (le long de la route menant à Arcelia)

Les couches monoclinales (coupe 4, fig. 22), pentées vers l'Est, sont formées sur plus de 1000 m de basaltes et d'andésites, intercalés avec des pyroclastites et des volcanoclastites. Tout cet ensemble est recoupé par quelques filons et sills métriques de dolérite et de microgabbro.

- La base de cette coupe est constituée de basaltes, de brèches, de conglomérats volcaniques et de tufs fins. Les basaltes, massifs, apparaissent en coulées d'épaisseur variant entre 2 et 4 m. Brèches et conglomérats forment des strates de 1 à 5 m d'épaisseur et contiennent des éléments de basalte et d'andésite cimentés par une matrice gréseuse et tuffacée. Les niveaux de tufs, très altérés, sont finement lités.

- Au milieu de la coupe, les coulées volcaniques prédominent sur les niveaux de brèches et de conglomérats.

- Vers le sommet, les pyroclastites basiques (brèches-tufs) augmentent mais parfois on observe quelques intercalations d'ignimbrites dacitiques ou rhyolitiques.

Les laves sont extrêmement porphyriques et relativement vésiculaires. Dans les basaltes, les minéraux visibles correspondent à des clinopyroxènes et à des plagioclases (*p.e.*, Tx-65, Tx-70, T-268). Les andésites se distinguent par la présence d'amphibole brune (*p.e.*, Tx-33, Tx-36). Certains faciès contiennent de l'amphibole et du clinopyroxène. Les vacuoles (0,1 à 2 mm de diamètre) sont remplies par des minéraux secondaires où l'on peut reconnaître macroscopiquement des chlorites, de la céladonite et du quartz.

2.1.1.4. Le terme supérieur (coupe de Tenanguillo)

Les niveaux supérieurs de la succession volcanique de l'arc affleurent aussi vers l'ouest, aux alentours de Tenanguillo (fig. 21). Dans cette coupe (coupe 5, fig. 22), levée le long d'un petit ruisseau, on voit, sur environ 1500 m, des pillow lavas basaltiques, surmontés par des rhyolites et interstratifiés dans une sédimentation calcaire et volcanoclastique.

- La base de la coupe est représentée par une succession gréso-conglomératique et carbonatée d'environ 300 m d'épaisseur. Elle comporte des conglomérats volcaniques, des grauwackes, des pélites tuffacées et des calcaires bioclastiques. Les conglomérats, en bancs plurimétriques (environ 1-5 m) alternent avec des grauwackes (en bancs de 60 cm), de rares et minces (10-20 cm) interlits pélitiques et des lentilles décamétriques de biocalcarénites. Les conglomérats contiennent des galets et des graviers (quelques millimètres à plus de 10 cm) d'andésite et de rhyolite pris dans un ciment de grauwacke et de pélite.

- La partie médiane de la coupe (> 1000 m d'épaisseur) est formée de basaltes massifs et en coussins associés à des hyaloclastites et des grès volcanoclastiques. Les coussins sont en général de taille moyenne (50-60 cm). Le matériel intra-coussins, très abondant, est formé de calcaire micritique, plus rarement de sédiments siliceux et de hyaloclastites. Au premier regard, les laves, toujours aphyriques et très vésiculaires (*p.e.*, T-200, T-206, T-220) sont très homogènes en composition. Dans certains coeurs de coussins, on observe de sporadiques cristaux de plagioclase, moins souvent du clinopyroxène. Les vésicules sont petites (environ 1-5 mm), parfois amygdalaires, et remplies par du quartz, de la calcite ou des agrégats verdâtres de chlorites et/ou de céladonite.

- Au sommet, les volcanoclastites et hyaloclastites, très développées, renferment quelques coulées massives, peu épaisses (environ 1 m), de lave basique, surmontées par des rhyolites alternant avec des ignimbrites (environ 3 m). Les ignimbrites montrent des structures «pseudo-fluidales» caractérisées par une disposition en lits formés de cristaux de plagioclases et d'oxydes qui alternent avec des niveaux aphyriques riches en verre. Les fragments lithiques sont rares. Les rhyolites massives, parfois boudinées, sont toujours porphyriques et l'on observe surtout des phénocristaux de plagioclase pris dans une mésostase siliceuse vert clair (*p. e.*, M-12, M-14).

2.1.2. La couverture sédimentaire de l'arc

Le passage entre la succession volcanique de l'arc et les roches sédimentaires qui la couronnent est facilement observable. Les deux coupes choisies montrent le passage stratigraphique et non tectonisé entre laves, pyroclastites et sédiments associés et leur couverture sédimentaire.

Coupe d'Ahuacatitlán

A proximité du village d'Ahuacatitlán (fig. 21), on observe sur plus de 1500 m le passage progressif entre les niveaux sommitaux de l'arc et la couverture

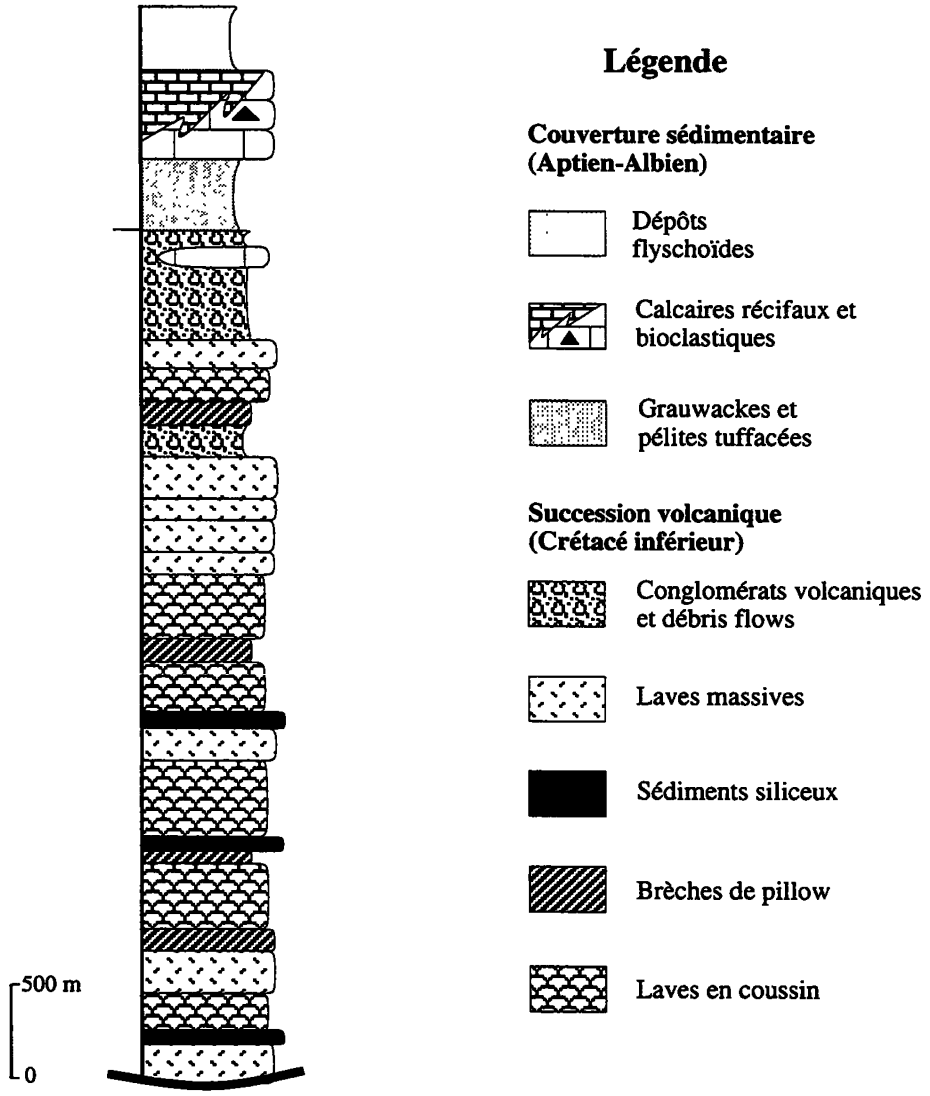


FIG. 23. – Colonne lithostratigraphique synthétique de la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan.

FIG. 23. – *Columna litoestratigráfica sintética de la secuencia volcánico-sedimentaria de Teloloapan.*

sédimentaire (coupe 6, fig. 22). Ce passage se fait ainsi, soit de bas en haut, et d'Est en Ouest :

- Les niveaux inférieurs sont représentés par des basaltes et des andésites en coussins qui alternent avec des coulées massives de même composition et des grès volcanoclastiques. La taille des coussins est assez homogène (20-30 cm); le matériel intra-coussins, généralement très abondant, est formé de hyaloclastites et de grès volcanoclastiques. Les laves sont très porphyriques et extrêmement vésiculaires (*p.e.*, Z-09B; Z-18A et B). Les basaltes contiennent des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase tandis que dans les andésites, les phénocristaux sont formés d'amphibole brune et de plagioclase. Les vésicules sont remplies par du quartz et/ou des agrégats micacés verts de chlorite et de céladonite. Fréquemment, et à tous les niveaux, ces coulées volcaniques se fragmentent et passent latéralement sur quelques mètres à des brèches monogéniques, non classées, formées d'éléments anguleux de même nature que les coulées. Ces éléments volcaniques sont cimentés d'abord par une purée de fragments minéraux ou volcaniques de même faciès que les coulées puis par des sédiments tuffacés ou carbonatés. Elles passent verticalement ou latéralement à des arénites volcanoclastiques grossières et/ou fines à granoclassement normal ou inverse. Ces brèches et arénites forment des horizons lenticulaires qui se suivent latéralement sur quelques centaines de mètres; elles présentent des structures sédimentaires classiques de sédiments déposés sur une topographie irrégulière comme des «slumps», des stratifications obliques et entrecroisées à très fort pendage, etc...

Elles résultent de la destruction de coulées volcaniques le long de pentes et correspondent à des dépôts de type «débris flows» ou «mass flows» [Fisher, 1984] (pl. 3, fig. 3).

- Vers le sommet de la coupe, la fréquence des coulées volcaniques diminue au profit des brèches et des arénites de type «débris flows» qui évoluent progressivement, latéralement et verticalement, vers des lentilles de biocalcarénites à ciment calcaire et fragments anguleux de lave et de calcaires récifaux. Puis, le composant effusif disparaît complètement; la succession est alors formée d'une alternance de bancs (épais de 1 à 5 m) conglomératiques et de grès volcanoclastiques à intercalations lenticulaires de biocalcarénite, surmontée en concordance par 400 m de calcaires récifaux à subrécifaux et bioclastiques (pl. 3, fig. 5). Ces calcaires forment des bancs à interlits marneux fins. Une abondante faune de nérinés (*Nerinella dayi*, *Nerinea (Plesioptygmatis) tomasensi*) de l'Aptien-Albien inférieur a été découverte à la base des calcaires tandis que leur sommet contient des ammonites (*Hamites sp.*, *Mortoniceras sp.*, *Mariella aff. camachoensis* et *Aysteroceras sp.*) et des foraminifères (*Bonetocardiella sp.*, *Bishopella onelasae* et *Bonetocardiella conoidea*) de l'Albien supérieur [Guerrero *et al.*, 1990, 1991]. Ces calcaires récifaux à subrécifaux et bioclastiques sont surmontés en concordance par des calcaires détritiques fins puis, par un flysch gréso-pélitique (pl. 3; fig. 8) daté de l'Aptien-Albien [Campa et Ramírez, 1979].

Coupe de Las Juntas

On observe le long de cette coupe, levée près du village de Las Juntas (fig. 21), longue d'environ 500 m (coupe 7; fig. 22), quatre associations lithologiques qui se succèdent dans le temps :

- des basaltes associés à des brèches, des conglomérats et des volcanoclastites;
- une unité de grauwackes et de pélites tuffacées (300 m; pl. 3, fig. 4);
- des calcaires détritiques fins à interlits marneux et pélitiques (pl. 3, fig. 7);
- un flysch gréso-pélitique, comparable à celui observé au sommet de la coupe d'Ahuacatitlán.

Les coulées de lave, massives et peu épaisses (1-3 m) sont très porphyriques et vésiculaires avec de nombreux phénocristaux de clinopyroxène et plagioclase. Les vésicules contiennent de la calcite, du quartz, de la chlorite et d'autres phases secondaires. Les brèches et conglomérats polygéniques sont formés de fragments de basalte (les plus nombreux), de gabbros et même de cumultats d'amphibole, cimentés par des épiclastites grossières et/ou des tufs fins. Dans la plupart des brèches, les fragments volcaniques sont auréolés au contact du ciment tuffacé par une bordure claire. La présence de cette bordure suggère que ces laves étaient encore chaudes au moment de leur dépôt. Par contre, dans les conglomérats, le contact entre galets et ciment est franc.

Dans l'unité grauwackes-pélites, le composant détritique grossier diminue vers le haut au profit des horizons pélitiques qui sont plus épais et plus nombreux. Dans le secteur de Campo Morado (fig. 6), ces mêmes horizons ont fourni une faune d'ammonites dont *Dufrenoya sp.*, *Parahoplites sp.* et *Acanthoplites sp.* qui datent ces niveaux de l'Aptien [Campa *et al.*, 1974; Lorenczi et Miranda, 1978; Campa et Ramírez, 1979].

Dans l'unité calcaire détritique, les calcaires, gris clair à foncé, forment des couches minces (environ 10 cm) interstratifiés avec des niveaux marneux et de pélites minces. Entre Villa de Ayala et Acapetlahuaya (fig. 24), ces calcaires ont livré une association microfaunistique de l'Albien supérieur [Guerrero *et al.*, 1990] dont *Calcisphaerula innominata*, *Bishopella ornelasi*, *Bishopella diazi*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella trejoi* et *Bonetocardiella sp.*

2.1.3. En conclusion

La succession lithostratigraphique de la séquence de Teloloapan, dans le secteur étudié comporte deux grands ensembles lithologiques (fig. 23) :

- (1) un ensemble basal, représentant la succession proprement dite de l'arc volcanique, composé d'une unité inférieure volcanique du Crétacé inférieur, surmontée en concordance par des turbidites volcanoclastiques de l'Aptien. Au nord de la région considérée dans cette étude, Campa *et al.* [1974] signalent la présence de dépôts volcaniques comparables d'âge Jurassique supérieur et donc l'âge de cet ensemble basal serait vraisemblablement du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Aptien);
- (2) un ensemble supérieur, représentant la couverture sédimentaire de l'arc, composé de calcaires récifaux à subrécifaux et bioclastiques de l'Aptien-Albien qui passent aussi bien latéralement que verticalement à un flysch gréso-pélitique de même âge.

Ces deux ensembles sont recouverts en discordance par du Tertiaire continental et sont recoupés par les filons nourriciers du volcanisme plio-quaternaire basaltique à andésitique.

A l'échelle régionale, plusieurs remarques se dégagent de l'analyse stratigraphique de la pile volcanique de Teloloapan. En majorité, les émissions volcaniques sont des basaltes et des andésites épanchés en milieu sous-marin. Les andésites acides et les rhyolites ne forment pas plus de 10 % de la totalité des laves émises. La nature des sédiments associés aux laves, la taille des coussins et leur degré de vésiculation montrent une très belle évolution du milieu de dépôt au cours du temps. Au moment où l'activité volcanique est à son maximum, la sédimentation est exclusivement pélitique et siliceuse. La prolifération des radiolaires est facilitée par l'activité volcanique. Les coussins sont bien

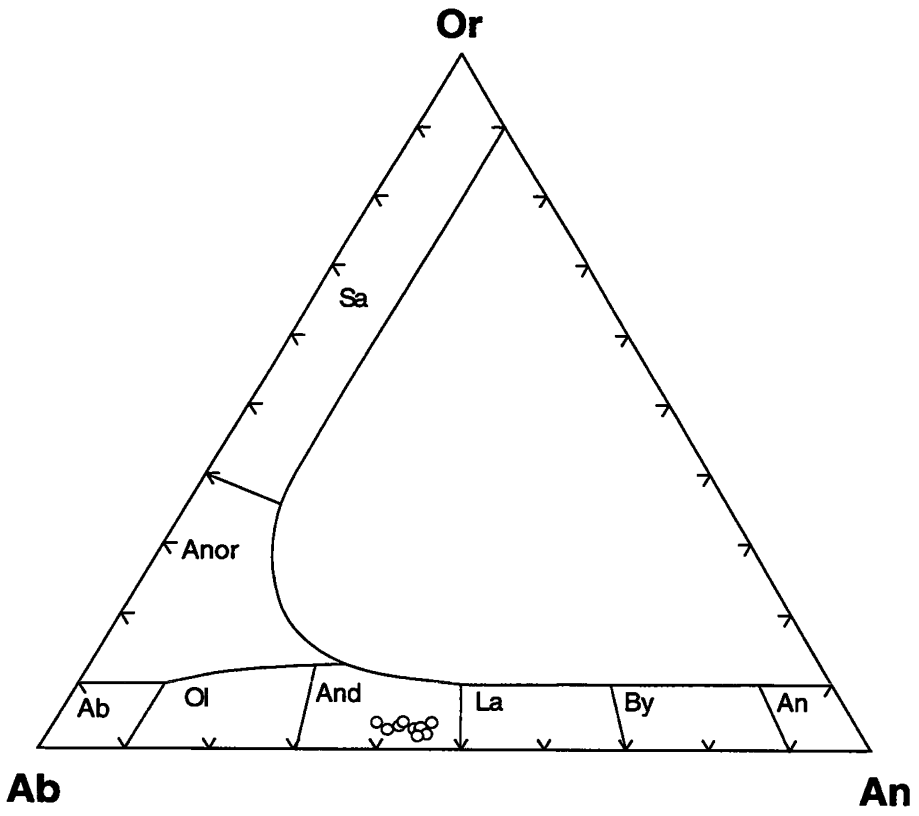


FIG. 24. – Compositions des plagioclases primaires dans une andésite (Tx-36) dans le diagramme Or-Ab-An.

FIG. 24. – *Composiciónes de las plagioclasas magmáticas de una andesita (Tx-36) en el diagrama Or-Ab-An*

développés et peu vésiculaires suggèrant que le milieu de dépôt des laves était relativement profond. A mesure que la pile volcanique s'épaissit, les composants détritiques et volcanoclastiques augmentent et les laves deviennent plus vésiculaires. La topographie à la fin de l'activité magmatique devient très irrégulière. En effet, la fragmentation des coulées volcaniques, les variations d'épaisseur, le gisement lenticulaire des brèches volcaniques et volcanoclastiques et la nature biocalcarénitique de leur ciment évoquent la présence de hauts-fonds séparés par des dépressions. Sur les points hauts commencent à s'édifier des récifs, qui du fait de l'instabilité du milieu liée aux éruptions volcaniques, se détruisent plus ou moins rapidement alors que dans les dépressions s'accumulent des produits de démantèlement des appareils volcaniques sous-marins (laves et pyroclastites). Les calcaires récifaux à périrécifaux et les dépôts gréso-pélitiques de l'Aptien-Albien marquent la fin du développement de l'arc.

PLANCHE 3. – Lithologies de la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan ►

Fig. 1. – Laves basaltiques en coussins typiques des niveaux inférieurs de la succession lithostratigraphique (*Coupe de Villa de Ayala*).

Fig. 2. – Radiolarites et pélites tuffacées associées aux laves en coussins dans les niveaux inférieurs de la pile volcanique (*Coupe de Villa de Ayala*).

Fig. 3. – Dépôts chaotiques de type «débris flows» dans les niveaux supérieurs de la succession volcanique. Le filonnet de calcite au centre de la photo est tardif par rapport à la déformation (*Coupe d'Ahuacatitlán*).

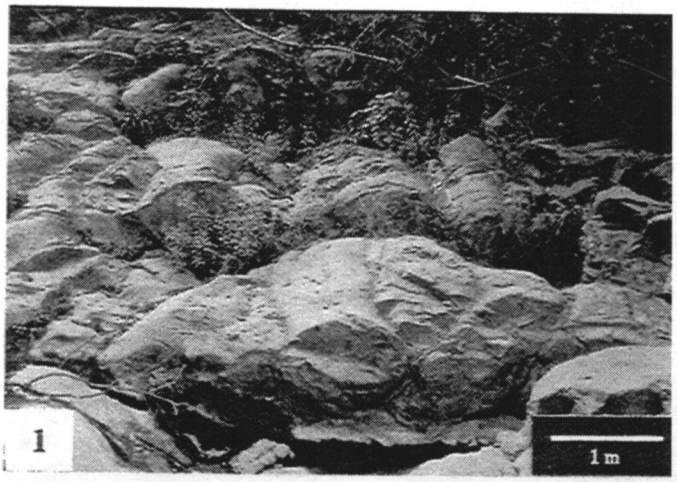
Fig. 4. – Grauwackes et pélites tuffacées de l'Aptien recouvrant les dépôts volcaniques (*Coupe de Las Juntas*).

Fig. 5. – Calcaires récifaux à faune de nérinées et rudistes de l'Aptien-Albien appartenant à la couverture sédimentaire de l'arc (*Coupe d'Ahuacatitlán*).

Fig. 6. – Mélange de calcaires subrécifaux de l'Albien inférieur et de basaltes dans les niveaux supérieurs de la pile volcanique (*Coupe d'Acatempan*).

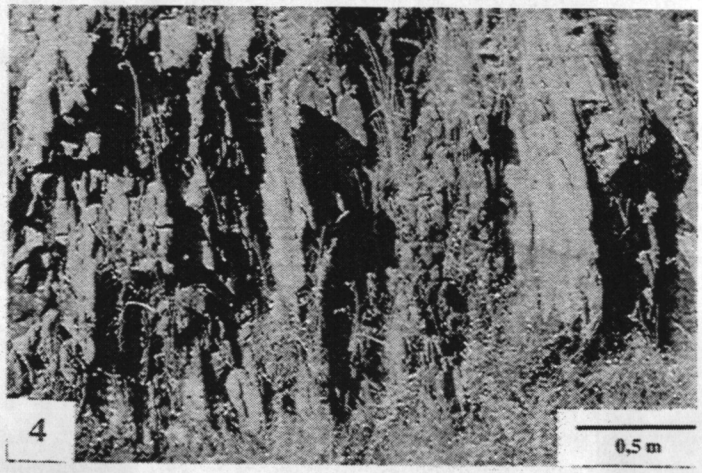
Fig. 7. – Calcaires détritiques fins et pélites de l'Albien supérieur, isoclinalement plissés, dans la couverture sédimentaire de l'arc (*Loc. Acapetlahuaya*).

Fig. 8. – Dépôts flyschoïdes de l'Aptien-Albien montrant un plissement isoclinal et schistosité axiale dans la couverture sédimentaire de l'arc (*Loc. Pachivia*).

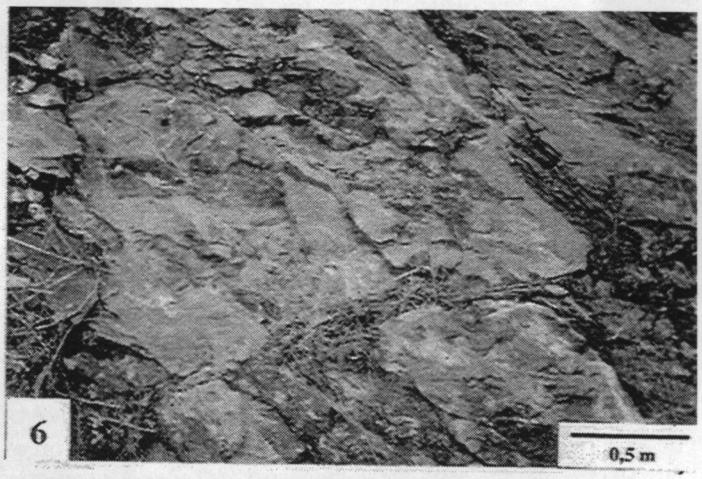

1
1 m

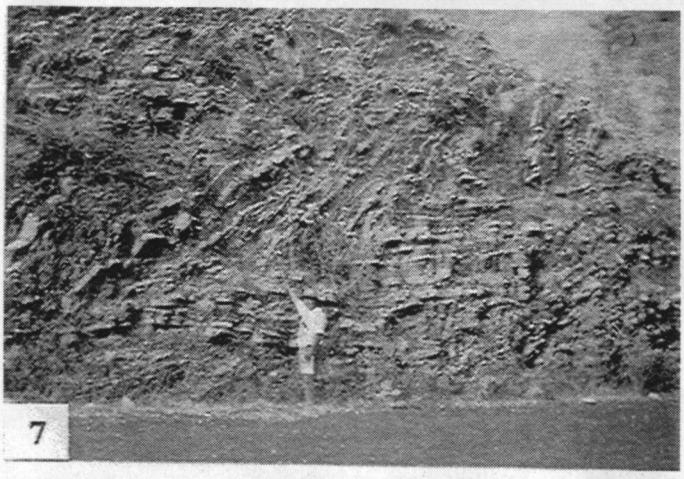
2

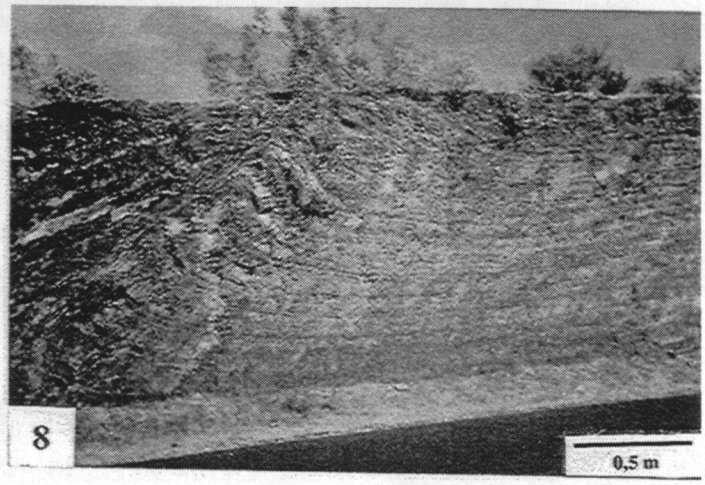
3


4
0,5 m

5


6
0,5 m


7


8
0,5 m

2.2. Caractères pétrographiques des roches ignées de Teloloapan

2.2.1. Pétrographie des laves

La séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan est constituée de basaltes avec quelques épanchements d'andésites acides et de rhyolites qui marquent la fin du magmatisme orogénique. La distinction entre basaltes et andésites acides est basée sur les teneurs en SiO_2, MgO et Ni. Les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques (minéraux magmatiques et métamorphiques) et géochimiques des laves analysées sont présentées dans le tableau III. Les olivines, orthopyroxènes et plagioclases sont presque toujours altérés alors que les clinopyroxènes demeurent systématiquement frais. Ces différentes altérations seront décrites dans le paragraphe consacré au métamorphisme.

Quatre principaux faciès pétrographiques peuvent être reconnus dans les **basaltes** sur des critères de texture et de composition minéralogique : (1) basaltes aphyriques; (2) basaltes porphyriques à olivine + clinopyroxène; (3) basaltes porphyriques à clinopyroxène et orthopyroxène; et, (4) basaltes porphyriques à orthopyroxène + amphibole ± clinopyroxène.

Les basaltes aphyriques (*p.e.*, T-200, T-206 et T-220) sont exceptionnels; ils n'ont été observé que dans la coupe de Tenanguillo (coupe 5, fig. 22). Ils sont caractérisés par des textures de trempe, variolitique ou intersertale. En effet, leur mésostase vitreuse et chloritisée inclut de très nombreux microlites de plagioclase et de clinopyroxène aux terminaisons fourchues (pl. 4, fig. 1). Quelques échantillons renferment des oxydes ferro-titanés aciculaires.

Les basaltes porphyriques à olivine + clinopyroxène (*p.e.*, T-242, Tx-30) sont restreints aux niveaux lithostratigraphiques inférieurs (coupe de Villa de Ayala; coupe 2, fig. 22). Ces laves extrêmement porphyriques (phénocristaux ≈ 20-40% modal) renferment des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase, isolés dans la mésostase ou plus rarement regroupés en agglomérats glomérophyriques (clinopyroxène seul ou associé à l'olivine; pl. 4, fig. 2). Les oxydes ferro-titanés en gros cristaux sont rares. La mésostase, partiellement vitreuse, renferme des microlites de plagioclase, de clinopyroxène trempé, des oxydes aciculaires et des agrégats de chlorite + épidote ± pumpellyite ± prehnite résultant de la déstabilisation du verre.

Les basaltes porphyriques à clinopyroxène + orthopyroxène (*p.e.*, Tx-61, Tx- 54, Tx-57, T-250A, Tx-65, Tx-70), dominent dans les termes médian et supérieur de la succession lithostratigraphique (coupes d'Acatempan et de Teloloapan; coupes 3 et 4, fig. 24). Ce sont des basaltes moyennement porphyriques (phénocristaux ≈ 30% modal) à phénocristaux de clinopyroxène + orthopyroxène + plagioclase + oxydes ferro-titanés. Le plagioclase et le clinopyroxène sont de loin les plus abondants L'orthopyroxène qui n'est reconnaissable que grâce à son habitus prismatique est entouré d'une auréole de clinopyroxène pl. 4, fig. 4; pl. 5, fig. 4). Les oxydes ferro-titanés, abondants, partiellement transformés en sphène + hématite, sont dispersés dans la mésostase ou inclus dans les pyroxènes (pl. 5, fig. 3); cette dernière relation indique que leur cristallisation est précoce. La mésostase, mésocristalline, contient des microlites de plagioclase albitisé, des petits grains d'oxydes ferro-titanés et des agrégats de chlorite + silicates de Fe-Al issus de la déstabilisation du verre.

Les basaltes porphyriques à orthopyroxène + amphibole (*p.e.*, T-268) sont restreints aux niveaux sommitaux de la succession lithostratigraphique (coupe de Villa de Ayala; coupe 2, fig. 22). Ils sont associés aux andésites et montrent, globalement, la même minéralogie. Ce sont des basaltes moyennement porphyriques (phénocristaux ≈ 25-30% modal) à phénocristaux d'orthopyroxène, oxydes ferro-titanés, plagioclase et amphibole (pl. 4, fig. 3). Les plagioclases prédominent. Les oxydes, particulièrement abondants dans ce faciès, sont dispersés dans la mésostase ou inclus dans les pyroxènes. A la différence des basaltes à deux pyroxènes et des andésites, ici l'orthopyroxène n'est jamais auréolé de clinopyroxène. Ce dernier n'est présent que sous la forme de microphénocristaux subautomorphes dispersés dans la mésostase. La mésostase anciennement vitreuse est riche en microlites trempés de plagioclase, en oxydes et amphibole aciculaires et en agrégats de minéraux secondaires produits lors de la transformation du verre.

***Les andésites* acides** (*p.e.*, Tx-33, Tx-36) sont restreintes aux niveaux sommitaux de la pile volcanique (coupes de Teloloapan et d'Ahuacatitlán; coupe 6, fig. 22). On distingue des andésites à orthopyroxène + clinopyroxène + amphibole (*p.e.*, Tx-33; pl. 4, fig. 4) et à orthopyroxène + amphibole (*p.e.*, Tx-36; pl. 4, fig. 5). Les deux faciès sont toujours porphyriques (phénocristaux ≈ 30% modal). A la différence des basaltes, l'amphibole et le plagioclase sont plus abondants que les clinopyroxènes. Les amphiboles sont en phénocristaux et microphénocristaux. Dans le faciès à deux pyroxènes + amphibole, l'amphibole auréole très souvent les cristaux de clinopyroxène qui se présentent en microphénocristaux automorphes à subautomorphes dispersés dans la mésostase. Parfois, le clinopyroxène borde les cristaux d'orthopyroxène comme dans les basaltes. La mésostase contient des baguettes de plagioclase, des oxydes ferro-titanés, des amphiboles aciculaires et des agrégats de chlorite ± silicates de Fe-Al ± céladonite.

Les rhyolites (*p.e.*, M-12, M-14) sont restreintes aux niveaux supérieurs de la pile volcanique. Elles peuvent être localement abondantes (*p.e.*, coupe de Tenanguillo; coupe 5, fig. 22) soit en galets dans les conglomérats et les brèches, soit en coulées associées à des ignimbrites de même composition. Elles sont essentiellement

Echantillon	Tx-242	Tx-30	T-200	T-206	Tx-54	T-220	Tx-61	T-268	T-250A	Tx-57	Tx-70	Tx-65	Tx-36	Tx-33	M-12	M-14
Localité	V. Ayala	V. Ayala	Tenanguillo	Tenanguillo	Acatempan	Tenanguillo	Acatempan	Teloloapan	Acatempan	Acatempan	Teloloapan	Teloloapan	Teloloapan	Teloloapan	Tenanguillo	Tenanguillo
Coupe	4	4	1	1	2	1	2	3	2	2	3	3	3	3	1	1
Nature	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Andesite	Andesite	Rhyolite	Rhyolite
SiO2 %	47,70	49,12	48,42	47,87	46,79	49,09	46,47	47,42	49,79	51,20	52,70	49,09	57,65	56,47	73,96	70,03
TiO2 %	1,41	1,29	1,26	1,25	1,23	1,20	1,18	1,18	1,16	1,12	1,11	1,03	0,81	0,80	0,26	0,12
Fe2O3 %	10,69	15,61	8,35	8,55	9,05	8,39	7,93	9,13	9,21	8,69	8,33	9,61	6,75	7,69	0,55	12,30
MgO %	5,47	6,61	5,62	6,24	5,72	4,82	4,99	4,87	5,50	5,47	4,80	6,71	1,75	3,66	0,10	1,20
K2O %	1,81	0,32	2,79	1,81	1,47	1,20	0,76	1,22	0,44	0,40	2,16	3,11	3,16	0,55	11,05	0,01
Cr ppm	36	159	177	233	159	194	189	104	194	205	120	118	9	217	5	7
Ni ppm	30	171	73	95	46	80	55	48	56	58	44	41	6	82	5	13
Y	36,29	33,31	25,78	24,89	34,32	23,6	31,3	28,71	29,82	29,11	27,47	26,31	23,78	23,66	22,5	30,1
Nb	-	3,4	20	29,7	7	11,6	-	-	5,6	8	-	6	7,9	10,1	5	5
Zr ppm	128	113	103	104	151	99	141	105	143	135	127	113	174	147	223	176
Zr/Yb	45,1	42,3	50,0	53,6	55,9	51,6	59,0	46,5	60,1	58,2	57,5	54,1	82,9	71,4	92,1	54,2
Ti/Zr	66,1	68,5	73,4	72,1	48,9	72,7	50,2	67,4	48,7	49,8	52,4	54,7	27,9	32,7	7,0	4,1
Zr/Y	3,5	3,4	4,0	4,2	4,4	4,2	4,5	3,7	4,8	4,6	4,6	4,3	7,3	6,2	9,9	5,8
Eu/Eu*	0,87	0,83	0,94	0,91	0,83	0,90	0,81	1,00	0,80	0,83	0,84	0,92	0,91	0,85	0,52	0,57
(La/Yb)N	6,38	5,57	10,08	9,76	6,01	9,37	6,09	5,73	5,84	5,77	6,30	6,73	9,24	9,01	3,92	3,08
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Aphyrique	Aphyrique	Porphyrique	Aphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
Minéralogie Ignée	Ol, Cpx Pg	Ol, Cpx Pg	Pg, Ox-Fe-Ti Cpx	Pg, Ox-Fe-Ti Cpx	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Pg	Pg, Ox-Fe-Ti Cpx	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Pg	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Amp, Pg	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Pg	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Pg	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Pg	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Amp, Pg	Ox-Fe-Ti, Opx Amp, Pg	Ox-Fe-Ti, Cpx Opx, Amp, Pg	Ox-Fe-Ti, Pg FK	Ox-Fe-Ti, Pg
Minéralogie Métamorphique	Pr, Pp, Ep, Chl, Q	Pr, Pp, Ep, Ab Chl, Q, Cc	Pr, Ep, Chl, Ab	Pr, Ep, Chl, FK, Q	Chl, Ab	Pr, Ep, Chl, Ad, Q	Pp,Chl, Ab	Pr, Ep, Ab Chl, Q	Pp, Ep, Ab Chl, Q	Pr, Pp, Ep, Sph Ab, Ad, Chl, Q	Lm, Ce, Pr, Ab Chl, Q, Cc	Ce, Pp, Ep, Sph Ab, Chl, Q	Ce, Pp, Ep, Chl, Q	Lm, Ep, Sph Ab, Chl, Q	Ad, Q, Cc	Q, Cc

(Ol) Olivine; (Cpx) Clinopyroxène; (Ox-Fe-Ti) Oxydes ferrotitanés; (Pg) Plagioclase; (Opx) Orthopyroxène; (Amp) Amphibole; (Q) Quartz.
(Lm) Laumontite; (Ce) Céladonite; (Pr) Prehnite; (Pp) Pumpellyite; (Ep) Epidote; (Sph) Sphène; (Ab) Albite; (Ad) Adulaire; (Chl) Chlorite; (Cc) Calcite.

TABLEAU III. – Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des laves analysées de Teloloapan.

TABLA III. – *Tabla recapitulativa de las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las lavas analizadas de Teloloapan.*

aphyriques et montrent des textures microgranulaires ou perlitiques (pl. 4, fig. 6). Elles incluent de rares microphénocristaux de plagioclase et des reliques d'amphibole pseudomorphosée par de l'hématite, de la chlorite et de l'épidote. La mésostase originellement riche en verre, est maintenant formée d'un mosaïque microcristalline de quartz, plagioclase et feldspath potassique.

2.2.2. *Pétrographie des filons*

Les intrusions filoniennes n'ont été observées que dans quelques coupes (*p.e.*, coupes d'Acatempan et de Teloloapan; coupes 3 et 4, fig. 22) et sont invariablement de faible épaisseur. Ce sont des filons et des sills de dolérite et de microgabbro.

Les **dolérites** sont à texture intersertale à subophitique tandis que les **microgabbros** sont beaucoup plus porphyriques (pl. 4, fig. 7). Les dolérites et les microgabbros présentent la même composition minéralogique : lattes de plagioclase disposées en rosettes, clinopyroxèns, oxydes ferro-titanés et minéraux secondaires intersitiels. Les clinopyroxènes présentent fréquemment des zonations complexes (pl. 4, fig. 7). Les oxydes ferro-titanés apparaissent en microcristaux interstitiels ou moins souvent en inclusions dans les clinopyroxènes.

2.2.3. *Pétrographie des roches pyroclastiques*

Des roches pyroclastiques andésitiques, plus rarement acides, sont associées aux laves, surtout dans les niveaux sommitaux de la pile volcanique (*p.e.*, coupes de Teloloapan, de Tenanguillo et Las Juntas; coupes 4, 5 et 7, fig. 22). Ce sont essentiellement des brèches, des ignimbrites et des tufs. Les brèches contiennent des fragments anguleux de basalte, d'andésite, d'ignimbrite et en faible proportion de dolérite et de microgabbro, cimentés par une matrice riche en verre complètement transformée en phases secondaires (pl. 4, fig. 8). Il est fréquent d'observer une auréole, figée entre les fragments et le ciment vitreux, marquée par un liseré de verre transformé en oxydes de Fe-Ti, chlorite et en silicates de Fe-Al. La présence de cette auréole indiquerait un déséquilibre thermique et chimique entre les fragments volcaniques et le verre.

Les **ignimbrites** présentent toujours des structures pseudo-fluidales. Elles contiennent des cristaux entiers ou cassés de plagioclase et de clinopyroxène, des échardes de verre et des fragments lithiques aplatis (flammes).

Les **tufs à cristaux** sont composés de minéraux brisés de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés dont la taille varie de moins d'un millimètre jusqu'à 3-5 mm.

2.2.4. *Ordre de cristallisation des laves*

La distribution et l'ordre d'apparition des phases minérales magmatiques dans les laves analysées sont représentés dans le tableau IV. La séquence de cristallisation des phénocristaux des laves de Teloloapan est la suivante : Olivine ———> (anorthite) ———> oxydes de Fe-Ti ———> clinopyroxène ———> orthopyroxène ———> plagioclase ———> clinopyroxène———> amphibole ———> ± feldspath K et quartz.

En effet, **l'olivine** cristallise en premier car elle s'observe :

- dans les basaltes les moins fractionnés, pauvres en plagioclases et enrichis en TiO_2, MgO, Cr et Ni (fig. 27);
- en inclusions dans des endiopsides qui, dans ces mêmes basaltes, cristallisent juste après les oxydes ferro-titanés (pl. 5, fig. 1).

Les **clinopyroxènes** (à l'exception des endiopsides) apparaissent peu après les péridots et les oxydes ferro-titanés précoces et continuent à cristalliser jusqu'aux andésites.

Les oxydes ferro-titanés cristallisent manifestement en deux temps. Ils représentent une phase cristalline très précoce puisqu'ils apparaissent déjà dans les basaltes les plus primitifs mais ils sont peu

---

PLANCHE 4. – Textures des roches ignées de Teloloapan ►

Fig. 1. – Texture de trempe dans un basalte aphyrique de la coupe de Tenanguillo (*T-200*). L. N.

Fig. 2. – Texture gloméroporphyrique dans un basalte à olivine + clinopyroxène de la coupe au NW d'Acapetlahuaya (*T-254*). L. N.

Fig. 3. – Texture porphyrique dans un basalte à orthopyroxène + amphibole de la coupe de Teloloapan (*T-268*). L. N.

Fig. 4. – Texture porphyrique dans une andésite à clinopyroxène + orthopyroxène + amphibole de la coupe de Teloloapan (*Tx-33*). L. N.

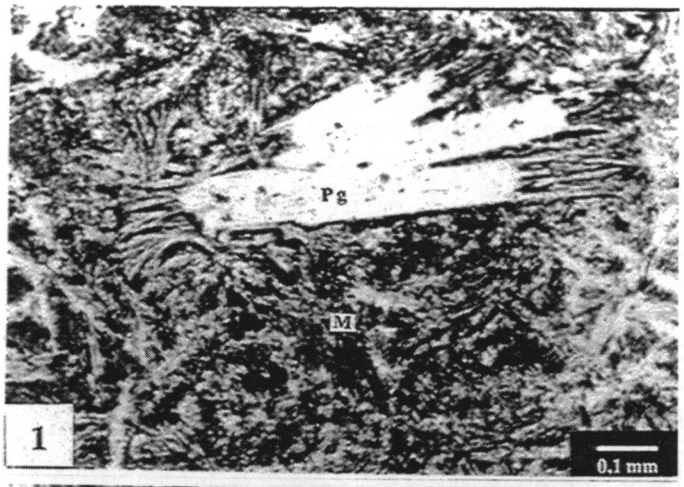
Fig. 5. – Texture porphyrique dans une andésite à orthopyroxène + amphibole de la coupe de Teloloapan (*Tx-36*). L. N.

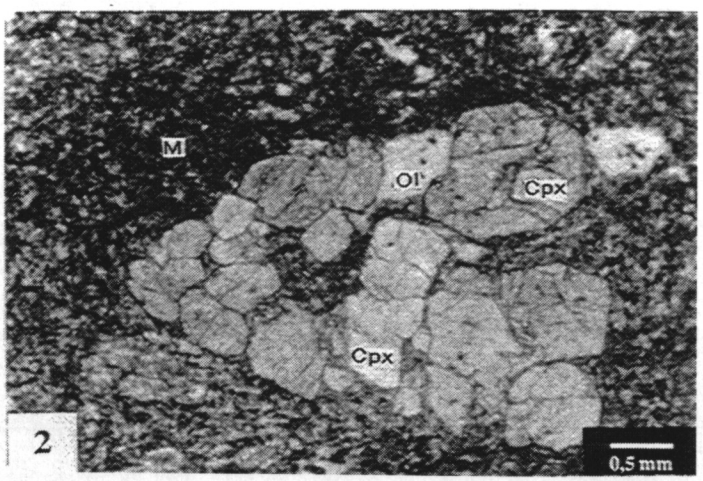
Fig. 6. – Texture perlitique dans une rhyolite aphyrique de la coupe de Tenanguillo (*M-14*). L. N.

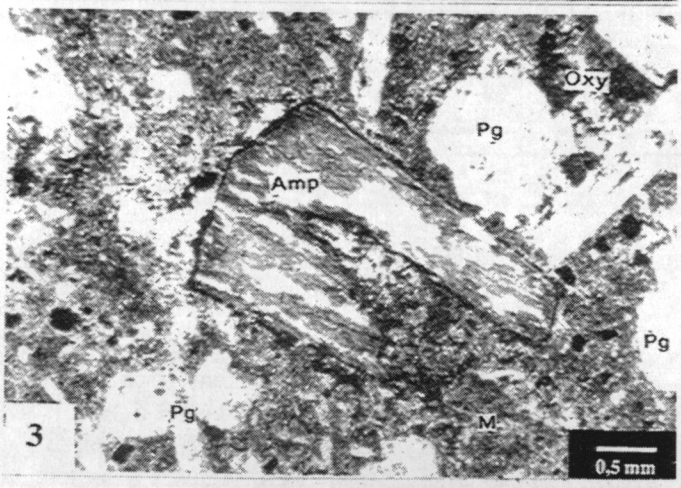
Fig. 7. – Texture microgranulaire dans un microgabbro à clinopyroxène + plagioclase de la coupe de Teloloapan (*Tx-69a*). L. N.

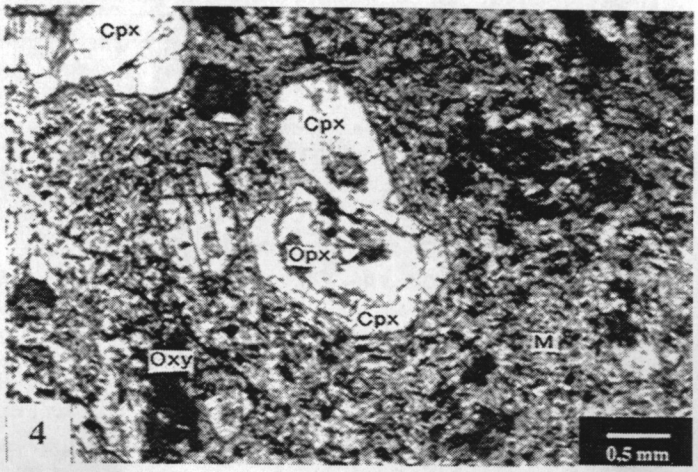
Fig. 8. – Brèche pyroclastique à fragments d'andésites, clinopyroxènes et plagioclases de la coupe de Teloloapan (*Tx-37*). L. N.

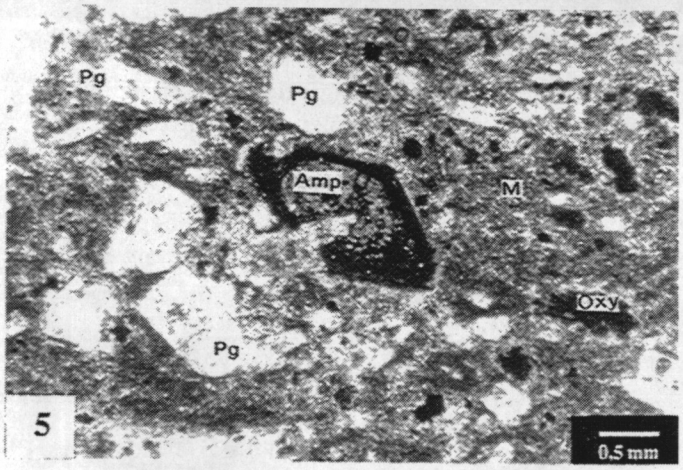
(Pg) Plagioclase; (Ol) Olivine; (Cpx) Clinopyroxène; (Opx) Orthopyroxène; (Amp) Amphibole; (Oxy) Oxydes ferro-titanés; (Sph) Sphène; (And) Andésite; (M) Mésostase.

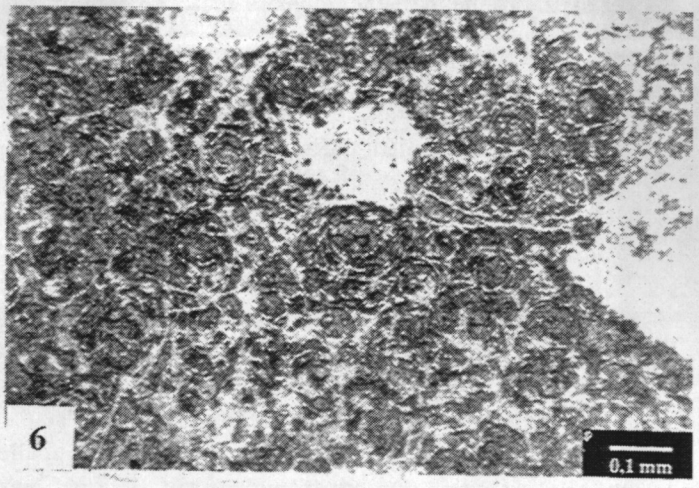

Pg
M
1
0,1 mm

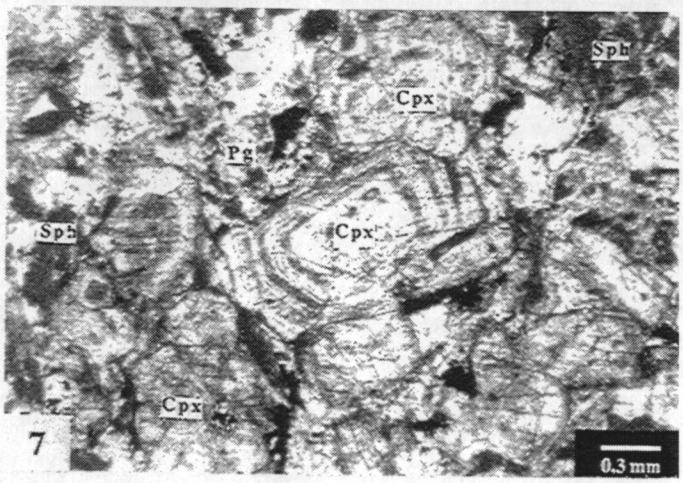

M
Ol
Cpx
Cpx
2
0,5 mm

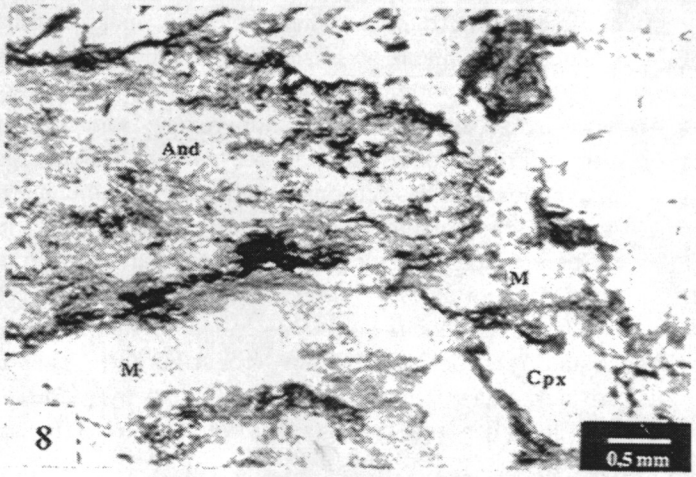

Oxy
Pg
Amp
Pg
Pg
M
3
0,5 mm


Cpx
Cpx
Opx
Cpx
M
Oxy
4
0,5 mm


Pg
Pg
Amp
M
Oxy
Pg
5
0,5 mm


6
0,1 mm


Sph
Cpx
Pg
Sph
Cpx
Cpx
7
0,3 mm


And
M
M
Cpx
8
0,5 mm

Echantillon / Minéralogie	Basaltes												Andésites		Rhyolites	
	Tx-242	Tx-30	T-200	T-206	Tx-54	T-220	Tx-61	T-268	T-250A	Tx-57	Tx-70	Tx-65	Tx-36	Tx-33	M-12	M-14
Olivine	—	—														
Oxydes Fe-Ti	- - -	- - -	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Clinopyroxène	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—		
Orthopyroxène					—		—	—	—	—	—	—	—	—		
Amphibole								—				—	—	—	- - -	- - -
Plagioclase	- - -	- - -	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABLEAU IV. – Distribution et ordre d'apparition des phases phénocristallines dans les laves analysées.
TABLA IV. – *Distribución y orden de aparición de los fenocristales en las lavas analizadas.*

abondants. Leur phase majeure de cristallisation a lieu dans les basaltes à deux pyroxènes où ils apparaissent en inclusions dans les orthopyroxènes et les clinopyroxènes et en microphénocristaux dans la mésostase (pl. 5, fig. 3).

Les **orthopyroxènes** n'apparaissent que dans les basaltes, déjà évolués, et les andésites. Ils semblent cristalliser tardivement par rapport aux clinopyroxènes. Cependant, dans certains basaltes à amphibole et dans les andésites à deux pyroxènes + amphibole, l'orthopyroxène est anormalement auréolé de clinopyroxène riche en Cr et MgO (pl. 5, fig. 4). Cette auréole suggère soit que les orthopyroxènes et les clinopyroxènes cristallisent presque simultanément, soit qu'une nouvelle génération de clinopyroxènes (plus chromifères et magnésiens que ceux en phénocristaux) apparaît peu après les orthopyroxènes. Cette nouvelle génération de clinopyroxènes serait liée à une réalimentation dans la chambre d'un magma plus basique au moment où cristallisent les basaltes et les andésites déjà fortement différenciés. Soit, en d'autres termes, que cette auréole de clinopyroxène magnésien et chromifère évoque des processus de mélanges magmatiques. Nous pensons, en effet, que des mélanges magmatiques interviennent au cours de la différenciation des laves de Teloloapan car on observe aussi d'importantes variations dans la composition des pyroxènes (coeur-bordure; phénocristaux-microcristaux) et des amphiboles (coeur-bordure; phénocristaux-microcristaux) des basaltes à deux pyroxènes et des andésites (cf., paragraphes suivants et Talavera [1990]).

L'amphibole n'est présente que dans les basaltes différenciés (à Opx et Cpx) et les andésites (pl. 5, fig. 5). Parfois, elle borde les cristaux de clinopyroxène (pl. 5, fig. 6). Les pargasites alumineuses, incluses dans les plagioclases, représentent vraisemblablement des xénocristaux.

Finalement, les **plagioclases** cristallisent manifestement après les premiers clinopyroxènes mais avant les amphiboles car : (1) ils sont peu abondants dans les basaltes les moins différenciés; (2) ils contiennent souvent des inclusions de clinopyroxène magnésien (diopside-endiopside); et (3) ils sont inclus dans les amphiboles (pl. 5, fig. 7).

2.2.5. Minéralogie magmatique

Le métamorphisme hydrothermal qui a affecté les laves a provoqué :

- l'altération de l'olivine et de l'orthopyroxène transformés par un mélange de chlorite + épidote + pumpellyite + quartz ou céladonite + chlorite + quartz,
- la transformation des oxydes ferro-titanés en sphène + hématite;
- la pseudomorphose des plagioclases en albite, adulaire, laumontite ou en une association formée d'albite + prehnite ± épidote ± pumpellyite.
- la recristallisation du verre en une mosaïque microcristalline de quartz, albite et adulaire.

Les clinopyroxènes et les amphiboles sont préservés ainsi que quelques plagioclases

Le plagioclase

Le plagioclase est le minéral le plus répandu et le plus abondant, sauf dans les basaltes à olivine. Il apparaît en phénocristaux automorphes à sub-automorphes isolés ou en agrégats gloméroporphyriques et en microlites (pl. 4, fig. 5; pl. 5, fig. 8). Certaines andésites renferment des phénocristaux préservés d'andésine (An_{40} à An_{45}; fig. 24) alors que microphénocristaux et microlites sont légèrement plus sodiques (An_{37-40}).

Le clinopyroxène

Le clinopyroxène est ubiquiste sauf dans certaines andésites et les rhyolites. Il apparaît en phénocristaux et microphénocristaux (> 0.1 mm), isolés et/ou regroupés en agglomérats gloméroporphyriques, (pl. 4, fig. 2; pl. 5, fig. 1) et en microlites trempés dans la mésostase.

Diopside (Ca_{45-47}; Fe_{6-9}; Mg_{45-48}) et augite (Ca_{37-45}; Fe_{10-25}; Mg_{37-47}) sont présents dans les basaltes, dolérites et microgabbros alors que l'endiopside (Ca_{41-45} Fe_{7-10} Mg_{47-50}) prédomine sur l'augite (Ca_{42-45} Fe_{10-18} Mg_{40-48}) dans les andésites. Les salites (Ca_{45-46} Fe_{10-19} Mg_{28-38}) sont présentes en bordure des phénocristaux et dans les microlites. La zonation fréquente du clinopyroxène est due à des variations chimiques entre coeur de diopside et endiopside riches en Cr et bordures de salite et d'augite enrichies en fer (fig. 25). Des zonations inverses ont été aussi observées essentiellement dans les clinopyroxènes des basaltes et des andésites à amphibole.

Dans les diagrammes discriminants de Leterrier *et al.* [1982], les coeurs des phénocristaux des laves montrent des affinités orogéniques (fig. 26). Dans le diagramme Ca + Na en fonction du Ti (fig. 26a), la majorité des points représentatifs se situe dans le champ des basaltes sub-alcalins. La somme Ti + Cr étant beaucoup plus variable, les points représentatifs des Cpx sont beaucoup plus dispersés et certains se placent dans le champ des basaltes anorogéniques. On remarquera, cependant, que la majorité des points se regroupe dans le champ des basaltes orogéniques (fig. 26b). Finalement, les teneurs en Al et Ti des clinopyroxènes des laves de Teloloapan sont caractéristiques des séries calco-alcalines (fig. 26c).

Il est maintenant unanimement admis que la répartition de l'Al dans les sites tétraédrique et octaédrique des clinopyroxènes est liée aux conditions de pression régnant au moment de leur cristallisation. Aoki et Kushiro [1968] signalent que les clinopyroxènes des éclogites cristallisant à des pressions élevées (>10 kb) ont de faibles rapports Al^{IV}/Al^{VI} (<0,6) tandis que les clinopyroxènes précipitant à de plus faibles pressions comme ceux des roches ignées ont des rapports Al^{IV}/Al^{VI} significativement plus élevés (> 4,5). Les clinopyroxènes des granulites et des xénolites de basaltes (≈ 4 à 10 kb) ont des rapports intermédiaires ($0,6<Al^{IV}/Al^{VI}<4,5$) entre pyroxènes cristallisant à basse et haute pressions.

Tous les clinopyroxènes des laves de Teloloapan ont des rapports Al^{IV}/Al^{VI} relativement élevés (>1,1; plus de 85% sont >2,4). Dans le diagramme Al^{IV} en fonction de Al^{VI} (fig. 27), leurs points représentatifs se situent dans les champs des roches ignées, des granulites et de leurs inclusions; ceci indique que ces minéraux ont cristallisé à de faibles pressions et que le fractionnement des laves hôtes s'est fait dans une chambre magmatique relativement superficielle (dans les niveaux supérieurs de la croûte d'un arc intra-océanique ?).

L'amphibole

Elle apparaît en phénocristaux et microphénocristaux dans les basaltes et les andésites. Elles sont rarement incluses dans les plagioclases. D'après la classification de Leake [1978], leur composition varie depuis des pargasites plus ou moins ferrifères jusqu'à des édénites en passant par des hornblendes pargasitiques ferrifères et des hornblendes édénitiques (fig. 28). Les formules structurales ont été calculées sur la base de 23 oxygénes et ne tiennent pas compte du partage du fer (Fe est exprimé sous forme de Fe^{2+}).

Les amphiboles des basaltes sont légèrement plus alumineuses et magnésiennes que les amphiboles des andésites. Elles auréolent parfois les clinopyroxènes. Cette relation suggère que ces amphiboles ont pu se développer par réaction entre le clinopyroxène et un magma résiduel relativement hydraté. Inversement, les compositions des amphiboles de certaines andésites (*p.e.* Tx-36) varient énormément puisque pargasites et édénites coexistent (fig. 28).

Les teneurs en Al^{IV} ($1,3< Al^{IV} <1,9$) des amphiboles analysées des laves de Teloloapan sont comparables à celles des amphiboles des andésites d'arc insulaire [Jakes et White, 1972]. Hammarstron et Zen [1986] et Hollister *et al.* [1987] ont montré que les amphiboles qui cristallisent à forte pression sont très alumineuses et ont systématiquement des fortes valeurs en Al^{IV}. Si l'on se base sur les teneurs en Al^{IV} des amphiboles (à l'exception des pargasites), les laves de Teloloapan ont cristallisé à des pressions relativement faibles, confirmant ainsi les conclusions déduites des rapports Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes. Les pargasites des basaltes et des andésites ont des teneurs en Al^{VI} élevées ce qui indique qu'elles ont cristallisé à de fortes pressions. On sait d'ailleurs que les pargasites sont les seules amphiboles qui demeurent stables dans les conditions thermodynamiques régnant dans le manteau. Ainsi, il n'est pas étonnant de voir que ces amphiboles alumineuses, présentes dans les basaltes andésitiques et les andésites de Teloloapan, sont en partie corrodées et légèrement déstabilisées (pl. 3, fig. 3). Ces pargasites représentent donc vraisemblablement des phases précoces de cristallisation du magma calco-alcalin dans

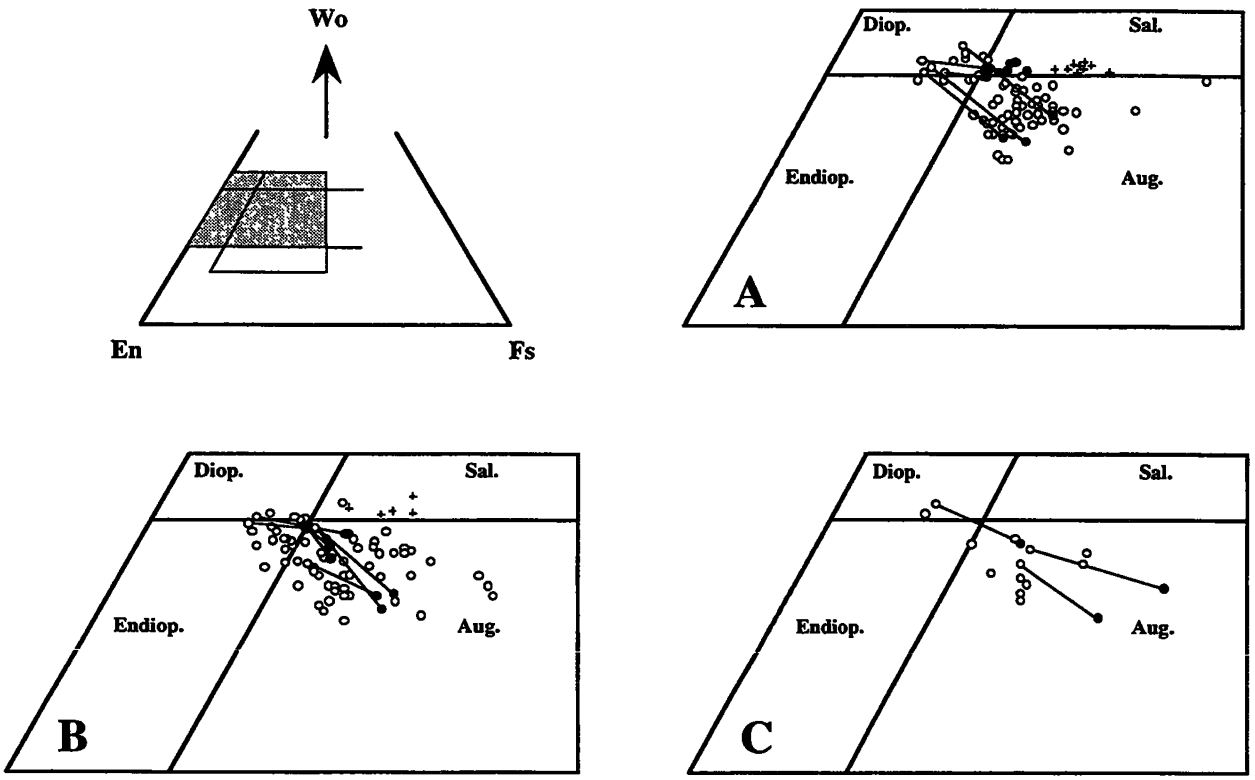


FIG. 25. – Classification et variations coeur-bordure des clinopyroxènes des basaltes (A), andésites - (B) et dolérites (C) de Teloloapan dans le diagramme Wo-En-Fs. Cercles vides : coeurs; Cercles pleins : bordures; croix : microlites.

FIG. 25.- *Clasificatión y variaciones centro-borde de los clinopiroxenos de los basaltos (A), andesitas (B) y deloeritas (C) de Teloloapan en el diagrama Wo-En-Fs. Circulos blancos : centros; circulos negros : bordes; cruces : microlitos.*

la chambre magmatique, ramonées par les basaltes et andésites. Ceci est d'ailleurs bien connu dans pratiquement toutes les séries calco-alcalines. Par exemple, des enclaves de diorite, correspondant à des cumulats formés lors des premières phases de cristallisation dans la chambre magmatique, trouvées en enclaves dans les ponces des nuées ardentes et dans les andésites de l'arc des Petites Antilles sont à pargasite et anorthite ± olivine [Fichaut, 1986]. Par ailleurs, la presque totalité des amphiboles en contact avec la mésostase vitreuse sont entourées d'une auréole millimétrique formée d'oxydes ou d'un mélange d'oxydes + plagioclase + actinote ± clinopyroxène. Etant donné que les plagioclase et des oxydes sont fréquemment transformés, il est difficile de déterminer si cette auréole est liée à la déstabilisation de l'amphibole à basse pression comme cela a été suggéré par Stewart [1975] ou tout simplement si elle représente une transformation partielle de l'amphibole due au métamorphisme.

2.3. Les métamorphismes de bas degré

Il n'existe pas, à notre connaissance, d'études systématiques des paragenèses métamorphiques des laves orogéniques du «Guerrero terrane» et, en particulier, sur celles de Teloloapan. Les associations minérales de faciès schiste vert (chlorite, épidote, actinote, mica blanc et sphène) ont souvent été décrites dans les laves de Teloloapan [*p.e.* Campa *et al.*, 1974; De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Talavera, 1990]. Récemment, Sánchez-Zavala et Elias-Herrera [1991] signalent la présence de pumpellyite dans certaines laves affleurant au nord-est de la région étudiée. Ils interprètent ce métamorphisme de bas degré comme lié à la mise en place tectonique de la séquence volcano-sédimentaire d'arc.

Des observations de terrain ainsi que des études détaillées portant sur les textures, les fabriques et les minéralogies secondaires des laves de Teloloapan montrent que ce métamorphisme de bas degré est polyphasé et on peut y reconnaître deux épisodes bien distincts :

- (1) un métamorphisme régional précoce, responsable des transformations métamorphiques appartenant aux faciès zéolites, prehnite-pumpellyite, pumpellyite-actinote et schiste vert, présentes uniquement dans la pile volcano-sédimentaire de l'arc et systématiquement absentes dans la couverture sédimentaire;

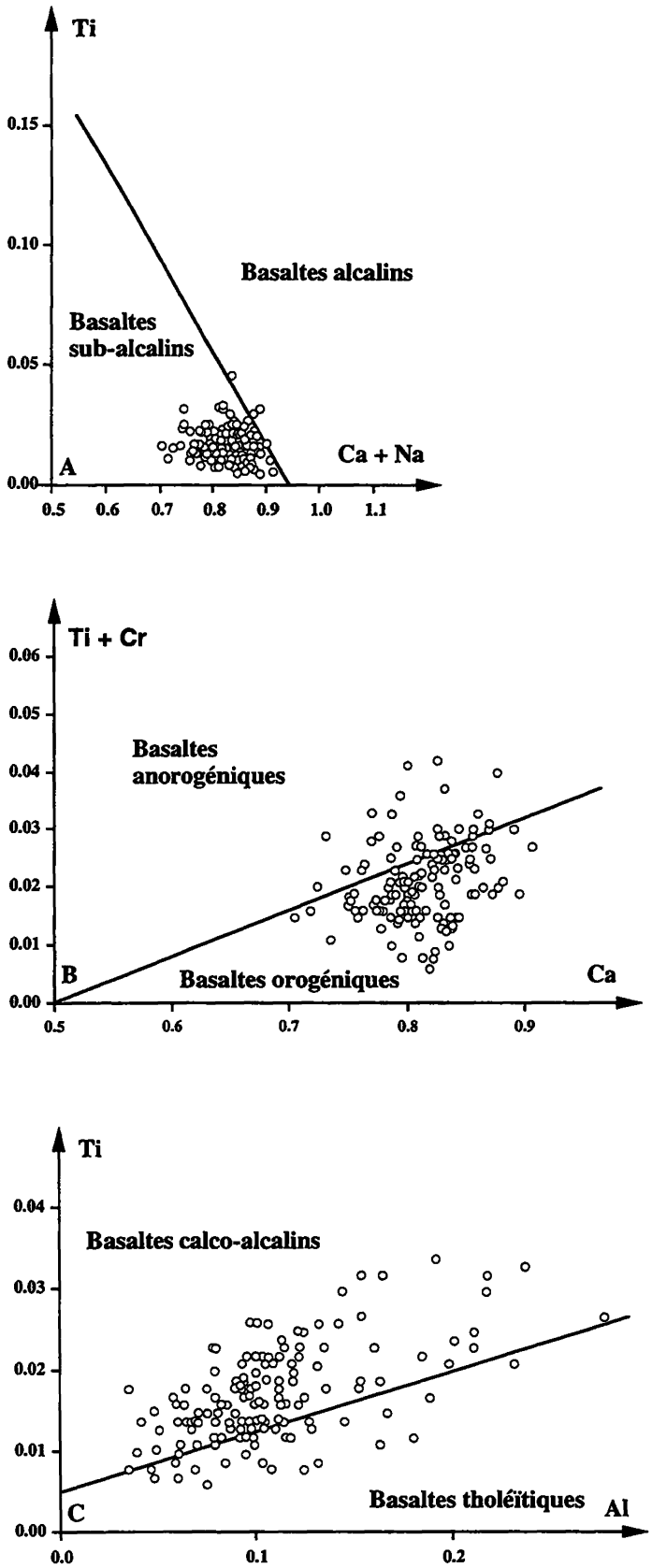


FIG. 26. - Diagrammes discriminants des environnements géotectoniques des laves utilisants les compositions des clinopyroxènes [d'après Leterrier *et al.*, 1982].

FIG. 26. - *Diagramas de discriminación de ambiantes geotectónicos de las lavas utilisando las composiciones de los clinopiroxenos [según Leterrier et al., 1982].*

- (2) un métamorphisme dynamique induisant une recristallisation locale dans des conditions du faciès schiste vert le long des grands accidents tectoniques affectant à la fois les laves d'arc et leur couverture sédimentaire.

Dans ce chapitre, nous nous proposons de décrire les caractéristiques texturales et minéralogiques liées aux deux types de métamorphisme reconnus. La distribution des phases métamorphiques à travers la succession lithostratigraphique de l'arc et de sa couverture sédimentaire sera précisée, complétée par les descriptions des phases minérales. Enfin, les différentes paragenèses seront décrites et les limites des faciès seront discutées afin de déterminer les conditions thermodynamiques du ou des métamorphismes.

2.3.1. Le métamorphisme océanique

2.3.2. Pétrographie et zonalité métamorphiques

Les phases métamorphiques de bas degré d'extension régionale présentes dans les laves, les pyroclastites et les sédiments volcanoclastiques s'observent :

- dans les vacuoles et les filonnets;
- en remplacement partiel ou total des minéraux magmatiques;
- en minéraux intersitiels dans la mésostase, produits par la recristallisation du verre.

250 roches volcaniques et pyroclastiques ont été étudiées au microscope afin de caractériser les principales associations minéralogiques secondaires. Puis, 33 échantillons ont été sélectionnés afin de déterminer les compositions chimiques des minéraux de métamorphisme de bas degré à la microsonde électronique automatisée. La position stratigraphique de ces roches est indiquée dans la figure 33.

Grossièrement, on remarque que les paragenèses métamorphiques et leur distribution varient en fonction de la position des laves dans la succession lithostratigraphique (tableau V).

La répartition se fait ainsi, de haut en bas :

- laumontite ± céladonite;
- prehnite-pumpellyite;
- pumpellyite-actinote
- actinote-épidote;

et suggère une zonalité métamorphique contrôlée par la profondeur.

2.3.3. Minéralogie métamorphique

Minéraux présents uniquement dans les niveaux sommitaux de la pile volcanique : laumontite, céladonite.

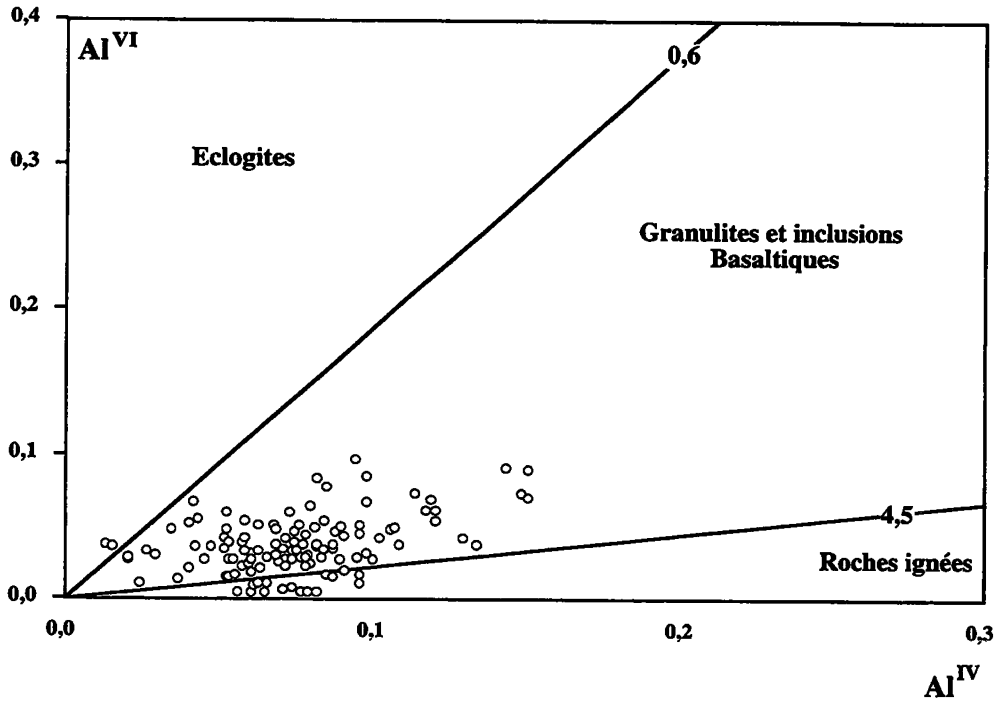


FIG. 27. – Diagramme Al^{IV} en fonction de l'Al^{VI} des clinopyroxènes des laves de Teloloapan [d'après Aoki et Kushiro, 1968].

FIG. 27. – *Diagramme Al^{IV} en función del Al^{VI} de los clinopyroxènes de las lavas de Teloloapan [según Aoki y Kushiro, 1968].*

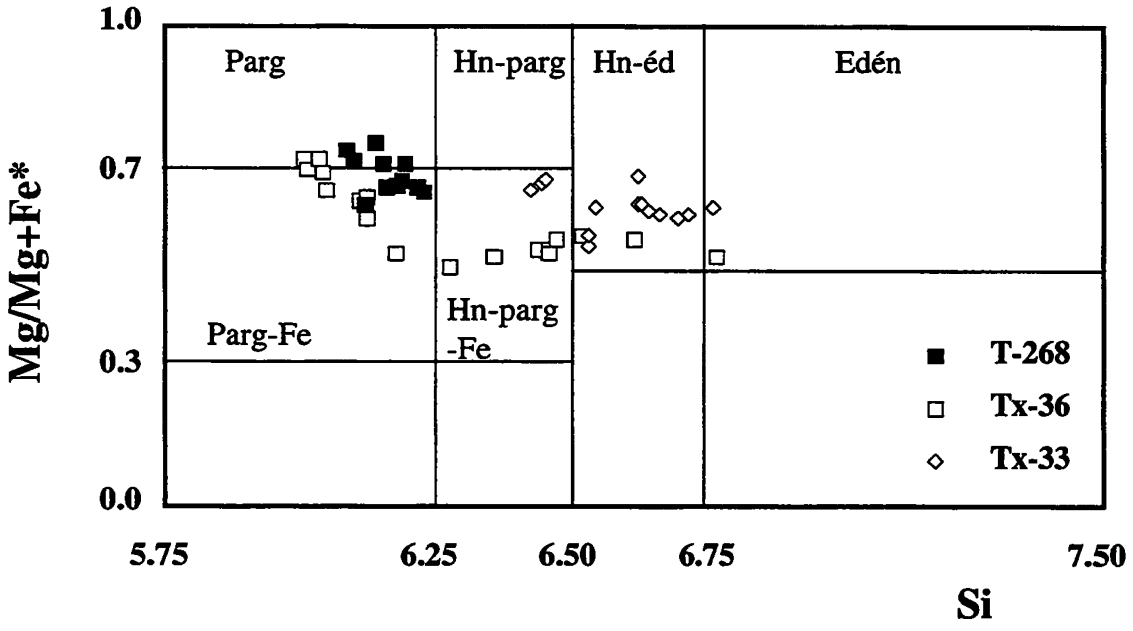


FIG. 28. – Composition des amphiboles des basaltes (T-268) et des andésites (Tx 33, Tx 36) de Teloloapan dans la classification de Leake [1978]. (Parg) Pargasite; (Hn-parg) Hornblende pargasitique ; (Hn-Ed) Hornblende édénitique; (Edén) Edénite; (Parg-Fe) Pargasite ferrifère; (Hn-parg.Fe) Hornblende pargasitique ferrifère.

FIG. 28. – *Composiciones de las anfíboles de los basaltos (T.268) y de las andesitas (Tx 33, Tx 36) de Teloloapan en la classificatción de Leake [1978]. (Parg) Pargasita; (Hn-parg.) Hornblende pargastica; (Hn-Ed) Hornblende edenitica; (Eden) Edenita; (Parg-Fe) Pargasita ferrifera; (Hn-parg-Fe) Hornblenda pargastica ferrifera.*

La laumontite

Elle apparaît:

- en petits cristaux (la plupart < 0,06 mm) automorphes en remplissage de vacuoles où elle est seule ou associée avec chlorite + épidote + pumpellyite (pl. 6, fig. 1).
- en plages irrégulières résultant de la déstabilisation du plagioclase cohabitant avec albite + pumpellyite + adulaire.

Elle a été analysée dans deux basaltes et une andésite. Elle est chimiquement très homogène et pauvre en Na_2O (0,02-0,32%). Ses teneurs en FeO et en MgO sont négligeables. Sa formule chimique et structurale ($Ca_{0.9-1.0}Al_{1.9-2.0}Si_{3.9-4.0}O_{12}$) (calculée sur la base de 12 oxygènes) est très proche de la formule chimique idéale ($CaAl_2Si_4O_{12}$). Cependant, ses teneurs en Al_2O_3 et K_2O dépendent de son gisement. Quand elle provient de la déstabilisation du plagioclase (*p.e.*, anal. 63 et 73), elle est nettement plus alumineuse que quand elle cristallise à l'intérieur des vacuoles (voir par exemple, anal. 65 et 28). Elle est systématiquement enrichie en K_2O quand elle cohabite avec la céladonite, le mica blanc et/ou de l'adulaire.

La céladonite

Elle est très répandue dans les laves et les volcanoclastites de Teloloapan. Elle appartient à la paragenèse du faciès zéolites. Elle présente deux habitus. Elle cristallise en rosettes polycristallines ou en sphérolites, colorés en vert clair ou foncé, dans les vacuoles et/ou la mésostase (pl. 6, fig. 2). Elle pseudomorphose l'orthopyroxène, plus rarement l'olivine et le plagioclase. Elle est couramment associée à la laumontite, la chlorite, l'épidote, la pumpellyite, la prehnite, le sphène et l'albite.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 22 oxygènes en considérant que tout le Fe est sous la forme Fe^{2+}. Les céladonites analysées présentent des teneurs en SiO_2, Al_2O_3 et K_2O comparables à celles décrites dans les systèmes géothermaux [Cathelineau et Izquierdo, 1988] mais nettement plus élevées que celles rencontrées dans les basaltes océaniques [Andrews, 1980].

Les points représentatifs des céladonites analysées dans le triangle MR3-2R3-3R2 (fig. 29) de Velde [1977] (MR3 = K+Na+2Ca; 2R3 = [Al-(K+Na+2Ca)]/2 et 3R2 = (Fe*+Mg+Mn/3) s'alignent plus ou moins parallèlement entre deux membres extrêmes : muscovite [K_2 (Al_2Si_6) (Al_4)O_{20} $(OH)_4$] et céladonite [K_2 (SiO_8 (Al_2FeMg_2)O_{20} $(OH)_4$]. Certains points, proches du pôle céladonite, montrent un net enrichissement en fer. Les céladonites des laves de Teloloapan sont donc formées d'un mélange en proportions variables de muscovite et de céladonite. Cependant, celles qui sont les plus enrichies en céladonite pure sont les plus riches en FeO. Cet enrichissement en Fe est peut être lié à la substitution de Mg par Fe dans les sites octaédriques ou tout simplement à un mélange submicroscopique de céladonite et de chlorite avec laquelle elle est étroitement associée.

La céladonite est un produit d'altération répandu des basaltes océaniques. Elle est produite par des fluides hydrothermaux riches en K dans les niveaux supérieurs de la croûte océanique [Andrews, 1980] et dans les systèmes géothermaux [Cathelineau et Izquierdo, 1988]. Dans ce cas, la céladonite est souvent associée à des minéraux interstratifiés et, dans quelques séquences, aux zéolites, plus rarement à la prehnite et la pumpellyite. La présence de céladonite a aussi été signalée dans certaines séquences de métabasites comme, par exemple dans les basaltes de la formation Macuchi en Equateur [Aguirre et Atherton, 1987]

Minéraux présents dans les termes supérieur et médian de la colonne lithostratigraphique : prehnite et pumpellyite

La prehnite

La prehnite a été trouvée en association avec la chlorite, la céladonite, la laumontite, l'épidote, la pumpellyite, le sphène et le quartz qui forment des paragenèses caractéristiques des faciès zéolite et prehnite-pumpellyite. Elle se présente en petits agrégats fibro-radiés millimétriques en remplissage des vacuoles et des filonnets où elle nait de la transformation des plagioclases et de la recristallisation du verre (pl. 6, fig. 1 et 4).

Les formules structurales sont calculées sur la base de 11 oxygènes en considérant tout le Fe comme du Fe^{3+}. Les compositions des prehnites sont très hétérogènes y compris pour les grains d'un même échantillon qui présentent des habitus identiques (basalte à Ol + Cpx - T-230 - caractérisé par des paragenèses typiques du faciès prehnite-pumpellyite). Les rapports des XFe^{3+} des prehnites présentes dans les vacuoles sont tout aussi variables puisqu'ils sont compris entre 0,02-0,06.

Cependant, on observe une petite variation des rapports XFe^{3+} qui diminue avec l'intensité du métamorphisme (fig. 30). Les prehnites du faciès zéolites sont légèrement plus ferrifères que celles du faciès prehnite-pumpellyite. Nous n'avons pas trouvé de corrélation entre les compositions des prehnites et celles des roches hôtes.

La pumpellyite

La pumpellyite a été recensée dans les laves et volcanoclastites qui contiennent des paragenèses

représentatives des faciès zéolites, prehnite-pumpellyite et pumpellyite-actinote. Elle apparaît soit en sphérolites dans la mésostase et les vacuoles, soit en cristaux millimétriques prismatiques en remplacement des phénocristaux d'amphibole et de clinopyroxène (plus rarement), soit enfin elle se forme aux dépens des plagioclases (pl. 6, fig. 2 à 5). Une bonne corrélation a été observée entre les compositions chimiques des pumpellyites et l'intensité de leur couleur et de leur pléochroïsme. En général, les pumpellyites riches en fer sont fortement colorées en vert sombre avec un pléochroïsme bien marqué tandis que les variétés pauvres en fer perdent leur couleur et le pléochroïsme est moins net ou absent.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 24,5 oxygènes en considérant que tout le Fe est sous la forme de Fe^{3+}. Les formules structurales ainsi obtenues furent ensuite normalisées à 16 cations en utilisant les méthode et formule chimique préconisées par Coombs *et al.* [1976].

Les teneurs en Si de toutes les pumpellyites analysées sont proches des six atomes contenus dans la formule chimique idéale. Ceci indique que Al est absent ou seulement présent en faibles quantités dans les sites Z alors qu'il est largement excédentaire dans le site Y où il apparaît comme le seul cation présent dans ce site. Par ailleurs, il y a une très bonne corrélation négative entre le Fe^{tot} et l'Al des sites X. Si l'on ajoute à ceci la corrélation moins évidente entre le Fe^{tot} et le Mg, on peut considérer que :

- (1) l'essentiel du Fe est sous forme Fe^{3+}; ce critère choisi pour le calcul des formules structurales apparait donc valable;
- (2) la substitution $Fe^{3+} \Leftrightarrow$ Al est dominante sur la substitution $Fe^{2+} \Leftrightarrow$ Mg et se réalise vraisemblablement seulement dans les sites X.

Les valeurs de $X_{Fe}{}^{3+}$ varient dans l'ensemble de 0,08 à 0,31 % et présentent en général une bonne corrélation avec l'intensité du métamorphisme comme cela a été observé dans plusieurs terrains métamorphiques de bas degré [Aguirre et Atherton, 1987; Cho *et al.*, 1986; Coombs *et al.*, 1976]. Les histogrammes présentés en figure 35B montrent que les pumpellyites du faciès zéolites sont significativement plus riches en Fe (XFe^{3+} varie de 0,14 à 0,31 % avec un maximum à 0,20 %) que celles du faciès pumpellyite-actinote (XFe^{3+} varie de 0,10 à 0,15 % avec un maximum à 0,11 %). Les pumpellyites du faciès prehnite-pumpellyite font exception puisqu'elles sont les plus riches en fer. En effet, leurs valeurs de XFe^{3+} comprises entre 0,08-0,178 %. recouvrent la fourchette des valeurs des pumpellyites des faciès zéolites et pumpellyite-actinote.

Les compositions des pumpellyites analysées et de leurs roches hôtes ainsi que les champs des pumpellyites de Passaglia et Gottardi [1973] ont été reportés dans le diagramme Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs *et al.* [1976] (fig. 31). L'étude de ces diagrammes soulève trois remarques.

Les compositions des pumpellyites des laves de Teloloapan varient depuis des termes alumineux (pumpellyites alumineuses) jusqu'aux termes ferrifères et magnésiens. Les pumpellyites ferrifères apparaissent essentiellement dans les roches du faciès zéolites tandis que les pumpellyites ferrifères et alumineuses sont typiques mais non restreintes au faciès pumpellyite-actinote.

Les champs des pumpellyites des différents faciès métamorphiques se superposent mais on observe une certaine relation entre la composition des pumpellyites et le degré d'intensité du métamorphisme. Les pumpellyites du faciès zéolite. donc du métamorphisme le plus léger. montrent une très nette tendance vers le pôle ferrifère; celles du faciès pumpellyite-actinote. c'est-à-dire du métamorphisme le plus fort. sont les plus alumineuses. Les pumpellyites du faciès prehnite-pumpellyite sont regroupées dans le champ des pumpellyites du faciès pumpellyite-actinote.

On note une corrélation entre la composition des pumpellyites et celle des roches hôtes car les champs des pumpellyites analysées ont tendance à se déplacer vers les points représentatifs des compositions chimiques des roches hôtes suivant la ligne de référence «bulk rock trend». Ceci est particulièrement évident

---

PLANCHE 5. – Minéralogie magmatique des laves de Teloloapan ►

Fig. 1. – Phénocristaux de clinopyroxène et d'olivine dans un basalte de la coupe de Villa de Ayala (*Tx-30*). L. N.

Fig. 2. – Microcristal de clinopyroxène inclu dans un phénocristal de plagioclase dans un basalte de la coupe d'Acatempan (*T-250A*). L. N.

Fig. 3. – Inclusions d'oxydes ferro-titanés dans un phénocristal de clinopyroxène dans un basalte de la coupe de Teloloapan (*Tx-70*). L. N.

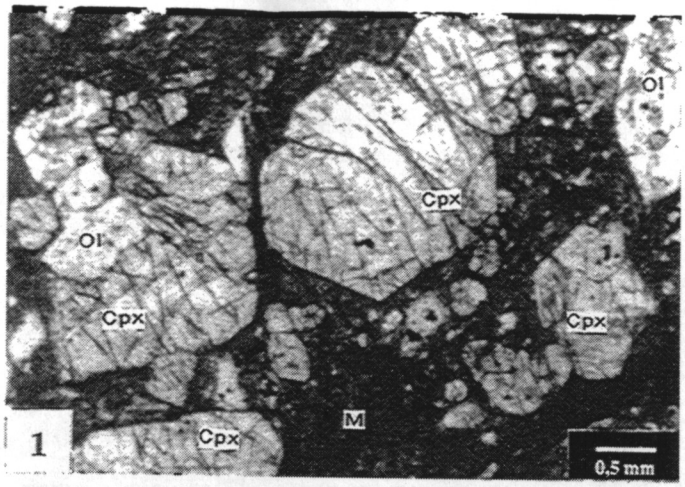
Fig. 4. – Phénocristal d'orthopyroxène entouré de clinopyroxène dans une andésite de la coupe de Teloloapan (*Tx-33*). L'orthopyroxène est transformé en un mélange de chlorite + sphène + silicates de Fe-Al. L. N.

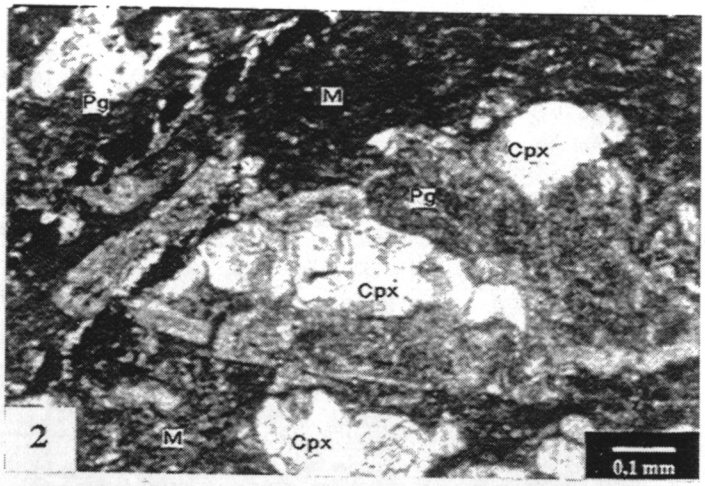
Fig. 5. – Phénocristaux d'amphibole entourés d'une auréole d'oxydes de Fe dans une andésite de la coupe de Teloloapan (Tx-36). L. N.

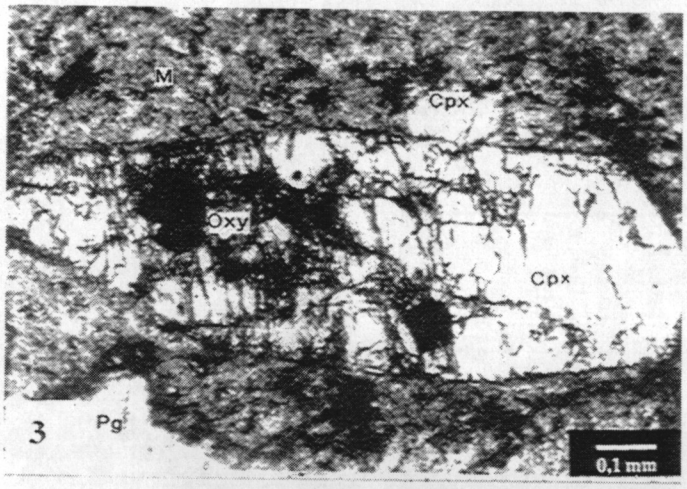
Fig. 6. – Cristal de clinopyroxène entouré d'amphibole magmatique dans une andésite de la coupe de Teloloapan (Tx-33). L. N.

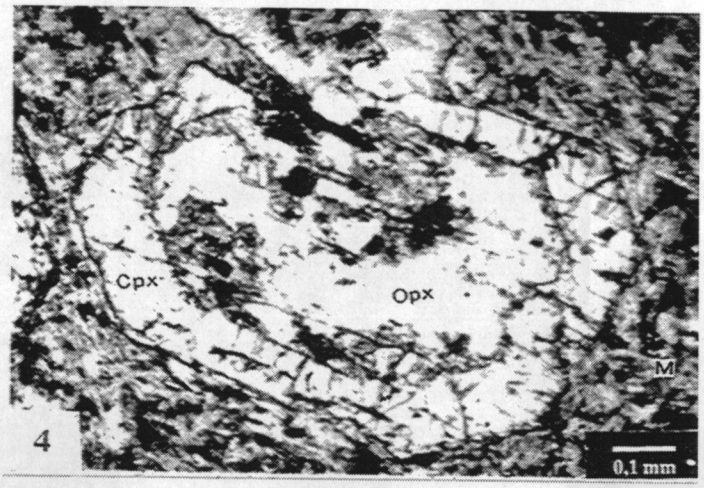
Fig. 7. – Phénocristal d'amphibole à inclusions de plagioclase dans une andésite de la coupe d'Ahuacatitlán (Z-18B). L. N.

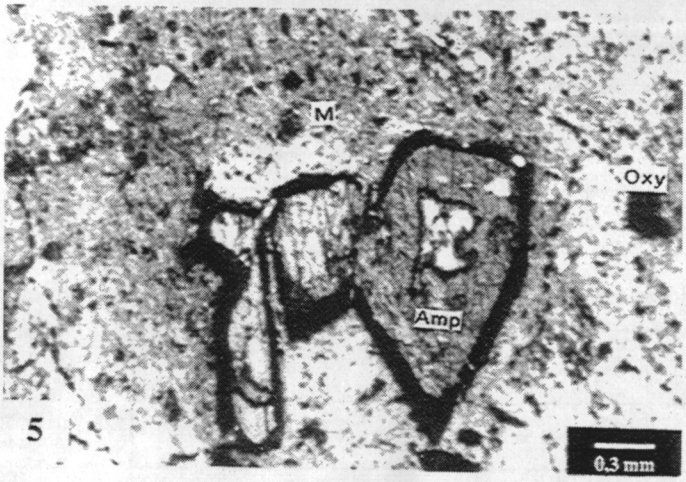
Fig. 8. – Phénocristal de plagioclase dans un basalte de la coupe de Teloloapan (T-268). L. N.

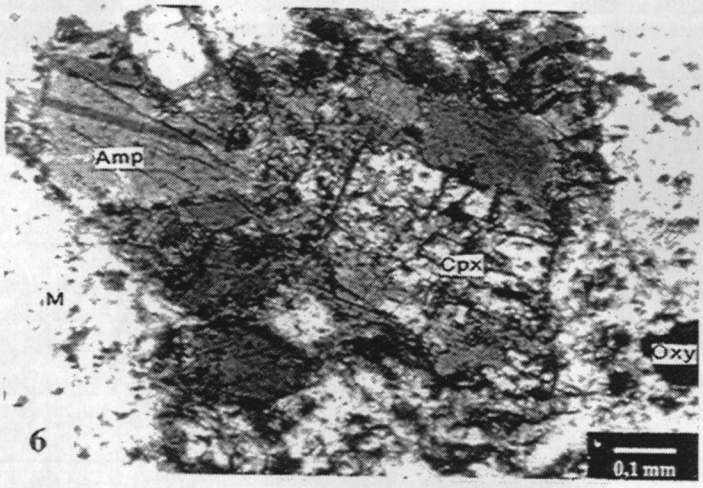

Ol
Cpx
Ol
Cpx
Cpx
M
Cpx
1
0,5 mm

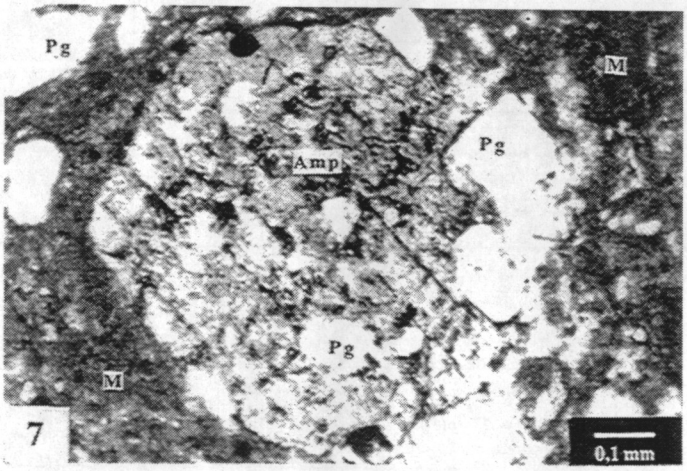

Pg
M
Cpx
Pg
Cpx
M
Cpx
2
0,1 mm

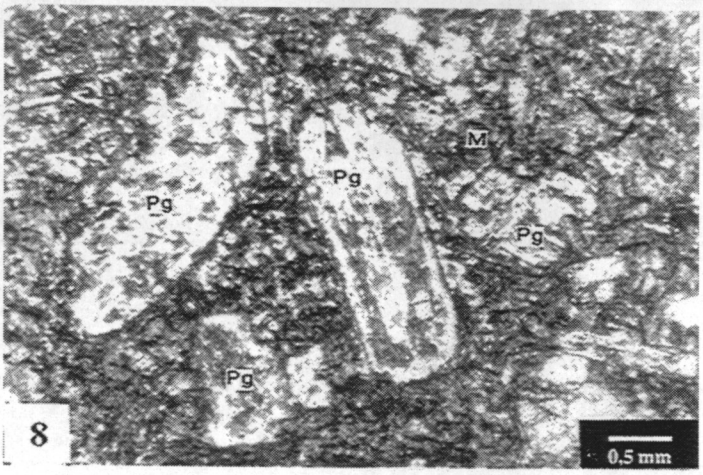

M
Cpx
Oxy
Cpx
Pg
3
0,1 mm


Cpx
Opx
M
4
0,1 mm


M
Oxy
Amp
5
0,3 mm


Amp
Cpx
M
Oxy
6
0,1 mm


Pg
M
Pg
Amp
Pg
M
7
0,1 mm


M
Pg
Pg
Pg
Pg
8
0,5 mm

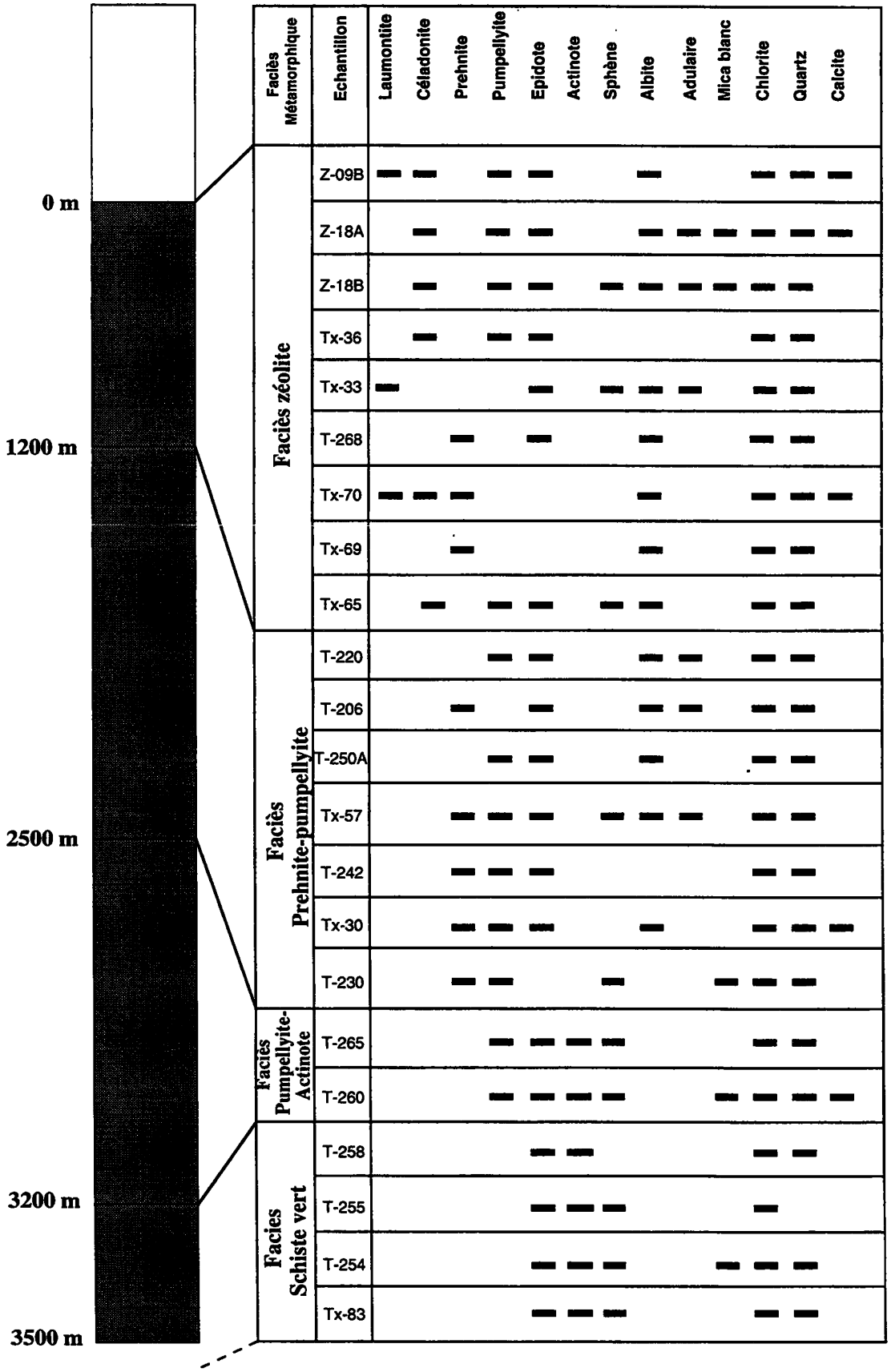


TABLEAU V. – Distribution des phases métamorphiques à travers la succession volcanique de Teloloapan. La partie pointillée de la colonne lithostratigraphique représente la couverture sédimentaire (cf. fig. 24).

TABLEAU V. – *Distribución de los minerales metamórficos através de la sucesión volcánica de Teloloapan. La porción punteada de la columna litoestratigráfica de la izquierda representa la unidad volcánica; la porción en blanco representa la cubierta sedimentaria (cf. fig. 24).*

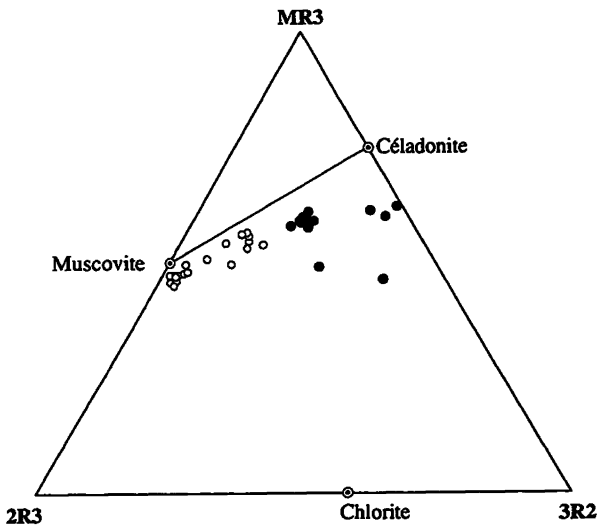


FIG. 29. – Diagramme triangulaire MR 3 - 2R3 - 3R2 d'après Velde [1977] montrant la composition des céladonites et micas blancs de Teloloapan. La composition globale de la chlorite a été également reportée.

FIG. 29. – *Diagrama triangular MR3 - 2R3 - 3R2 de Velde [1977] mostrando las composiciones de las celadonitas y de las micas blancas de Teloloapan. La composición global de la clorita es igualmente indicata.*

pour les champs des pumpellyites des faciès prehnite-pumpellyite et pumpellyite-actinote.

Minéraux métamorphiques présents uniquement dans le terme inférieur de la séquence d'arc : actinote

L'actinote

L'actinote est une phase courante dans les laves métamorphisées dans les faciès pumpellyite-actinote et schiste vert. Elle apparaît le plus souvent sous la forme d'aiguilles très allongées (0,05-0,8 mm), transparentes à légèrement verdâtres qui bordent les clinopyroxènes ou qui naissent dans les vacuoles et les filonnets ou encore sont dispersées dans la mésostase (pl. 6, fig. 5 et 6). Elle s'associe à l'épidote, la pumpellyite, la chlorite, le sphène, le mica blanc, l'albite et le quartz.

Quelque soit le faciès, la composition des actinotes est très homogène. Elles ont de faibles teneurs en Al_2O_3 (<2%), Na_2O (<0,6%), K_2O (<0,07%) et TiO_2 (<0,0%). Elles sont tout à fait comparables à celles décrites dans d'autres terrains métamorphiques de degré métamorphique proche [*p.e.* la zone de pumpellyite-actinote du Nord de Maine [Coombs *et al.*, 1970], la formation schiste vert de Taveyanne, [Coombs *et al.*, 1976], les schistes verts de Karmutsen [Cho *et al.*, 1987]. Coombs *et al.* [1976] ont montré que les teneurs en Al_2O_3 des actinotes des grès de Taveyanne étaient d'autant plus élevées que la pression augmentait. De plus, Brown [1977] suggère que les teneurs en Na_B («crossite component») augmentent avec la pression. Les actinotes des deux faciès (pumpellyite-actinote et schiste vert), présentes dans les laves de Teloloapan, montrent des teneurs en Al_2O_3 et en Na_B relativement faibles. Leur association avec la pumpelleyite suggère des pressions ≥ à 3 kb [Frey *et al.*, 1991].

Minéraux ubiquistes dans toute la séquence d'arc : épidote, chlorite, sphène, quartz etc ....

L'épidote

Epidotes et chlorites sont omniprésentes dans les laves et volcanoclastites de Teloloapan. La forme, la taille et la composition de l'épidote varient largement en fonction de sa distribution à travers la colonne lithostratigraphique et donc en fonction du degré de métamorphisme.

Dans les roches des niveaux supérieurs et intermédiaires de la colonne stratigraphique qui contiennent les associations caractéristiques des faciès zéolites et prehnite-pumpellyite, on trouve l'épidote en sphérolites et rosettes, de 0,05 à 0,5 mm de diamètre, à l'intérieur des vacuoles et dans la mésostase. Elle apparaît aussi en plages irrégulières dans le plagioclase et plus rarement dans le clinopyroxène (pl. 6, fig. 3).

Dans les roches de la base, elle forme des petits cristaux automorphes dans les vacuoles et dans la mésostase. Enfin, elle pseudomorphose le clinopyroxène en dessinant un feutrage de fibres désordonnées ou regroupées en sphérolites (pl. 6, fig. 5 et 6).

Les formules structurales calculées sur la base de 12,5 oxygènes considèrent tout le fer comme du Fe^{3+}. Quelque soit le degré de métamorphisme, les épidotes ont en commun des teneurs élevées en Si (2,9-3,1) qui approchent les trois atomes par formule structurale que l'on trouve dans la formule idéale. Elles sont pauvres en TiO_2 (Ti <0,01), MgO (Mg <0,03) et MnO (Mn <0,007). Les substitutions entre Fe^{3+} et Al sont restreintes à la fourchette de XFe^{3+} = 0,11 à 0,33 % (XFe^{3+} = Fe*/Fe* + Al) et diminuent systématiquement vers la base de la succession lithostratigraphique et donc avec le degré de métamorphisme. Des variations identiques, signalées dans les épidotes de même degré de métamorphisme sont interprétées comme liées à la diminution de la fO_2 avec l'augmentation de la profondeur et du degré métamorphique [Holdaway, 1972; Coombs *et al.*, 1976; Aguirre and Atherton, 1987; Cho and Liou, 1987]. La corrélation entre les valeurs en XFe^{3+} et le degré de métamorphisme est clairement montrée dans l'histogramme de la figure 35C. Les valeurs de XFe^{3+} des épidotes du faciès zéolites (0,17-0,33 %) et du faciès prehnite-pumpellyite (0,17-0,29 %) sont significativement plus élevées que celles retrouvées dans les

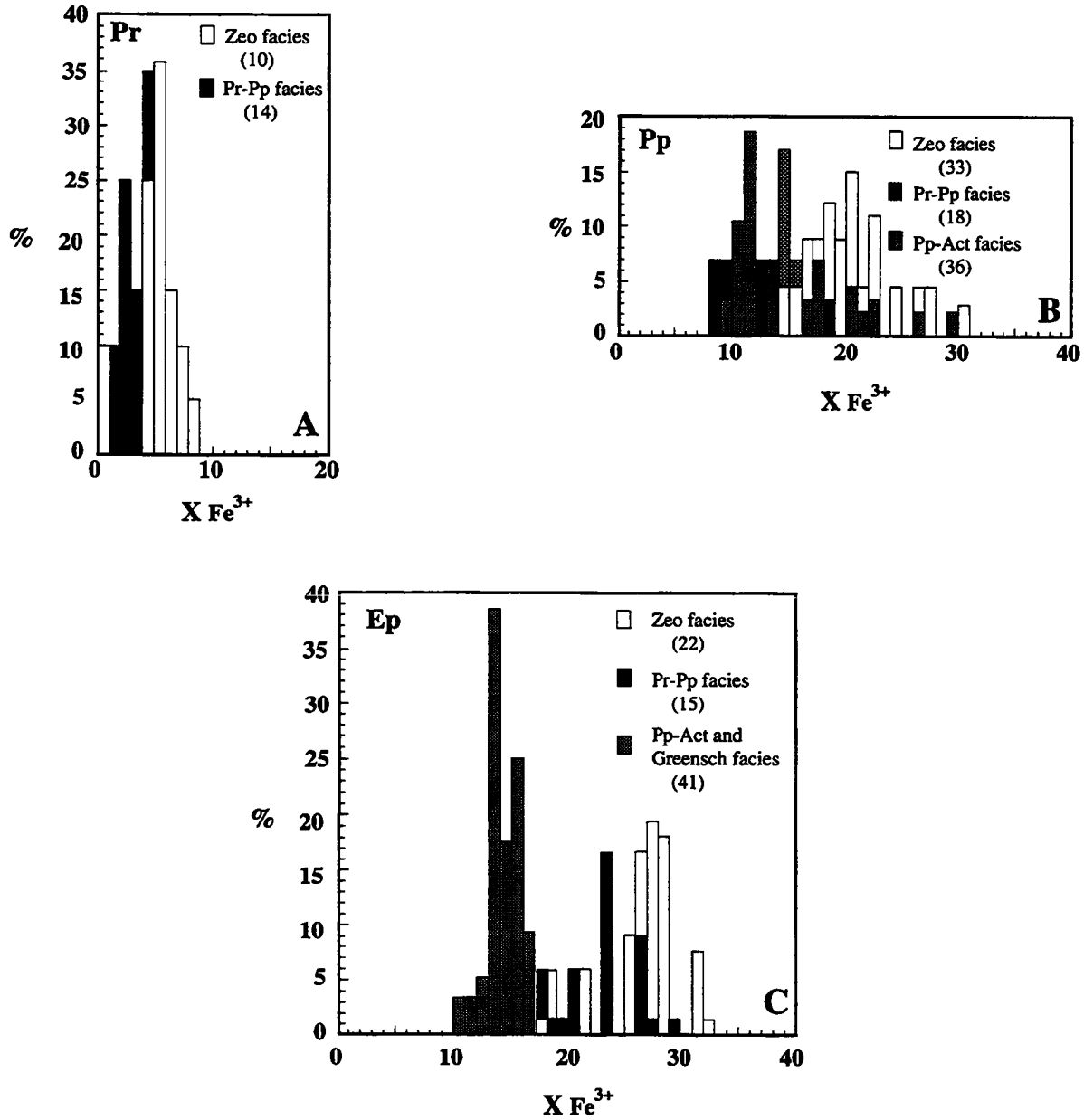


FIG. 30. – Histogrammes de fréquences des rapports X_{Fe}^{3+} des prehnites (A), pumpellyites (B) et épidotes (C) de Teloloapan en fonction du degré de métamorphisme. Les numéros entre parenthèses indiquent le nombre d'analyses considérées.

FIG. 30. – *Histogramas de frecuencias de las relaciones X_{Fe}^{3+} de las prehnitas (A), pumpellyitas (B) y epidotas (C) de Teloloapan en función del grado metamórfico. Los números entre paréntesis indican el número de análisis considerados.*

épidotes des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert (0,11-0,19 %). Une très bonne corrélation entre les valeurs de XFe^{3+} des épidotes et le rapport Fe/Al des roches hôtes a été observée indiquant que la composition de l'épidote est sensible aux variations de composition des roches totales et donc l'épidote doit être considérée comme une phase multivariante.

La chlorite

On les trouve en agrégats d'aspect micacé, jaune à vert clair, parfois légèrement pléochroïque tapissant les vacuoles et les filonnets ou comme produit de transformation de la majorité des phases ignées (pl. 6, fig. 1-3 et 6).

Les formules structurales ne tiennent pas compte du partage du fer; tout le fer étant exprimé sous la forme de Fe^{2+}. Les compositions des chlorites sont très variables. Dans le diagramme de classification de Hey [1954], elles occupent les champs des ripidolites, des pycnochlorites et des diabantites avec une nette prédominance des deux dernières (fig. 32).

Ces variations de compositions semblent liées aux proportions de smectites interstratifiées avec les

chlorites [Bettison et Schiffman, 1988; Schiffman et Fridleifsson, 1991; Bevins *et al.*, 1991]. D'une façon générale, les diabantites sont à forte proportion de smectites tandis que les ripidolites sont les chlorites les plus pauvres en smectites. Il existe une nette corrélation entre la proportion de smectites et la composition chimique globale des chlorites et entre la proportion de smectites et le degré de métamorphisme (le tableau VI résume les caractéristiques chimiques des chlorites représentatives des différents faciès métamorphiques). Les chlorites plus riches en smectites sont caractérisées par des teneurs élevées en SiO_2, CaO et Na_2O et faibles en Al_2O_3, FeO, et MgO par rapport aux chlorites à faible proportion de smectites. Les chlorites du faciès zéolite sont les plus enrichies en smectites tandis que les chlorites des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert contiennent les proportions de smectites les plus faibles (fig. 33). Naturellement, les chlorites du faciès prehnite-pumpellyite montrent des pourcentages en smectites intermédiaires entre les chlorites des faciès zéolites et celles des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Bevins *et al.* [1991] dans les métabasites de Wales et du North Greenland.

Dans le diagramme X_{Fe}-X_{Al} (fig. 34), les chlorites du faciès zéolites présentent des valeurs X_{Al} (0,25-0,34) et X_{Fe} (0,34-0,48) plus faibles que celles des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert (X_{Al} = 0,29-0,37; X_{Fe} = 0,45-0,55). La corrélation est nettement moins bonne avec les chlorites du faciès prehnite-pumpellyite.

On note, en outre, une bonne corrélation entre les rapports X_{Al} des chlorites et les rapports Al/Fe+Mg des roches hôtes suggérant que la composition des chlorites est contrôlée au moins en partie par la composition globale de la roche qui les contient. Par contre, la corrélation entre la valeur de X_{Fe} des chlorites et le rapport Fe/Mg des roches hôtes est beaucoup moins évidente. Ceci suggère que les variations des rapports X_{Fe} des chlorites sont moins affectées par la composition globale de la roche, elles expriment plutôt les variations du degré d'intensité du métamorphisme [Kuniyoshi et Liou, 1976; Ishizuca, 1985; Cho *et al.*, 1986].

Quelques autres minéraux métamorphiques

On observe fréquemment dans les vacuoles, la mésostase ou les pseudomorphes d'amphiboles et des oxydes ferro-titanés, du sphène et de l'hématite associés aux minéraux décrits précédemment.

Le sphène apparaît soit en agrégats microgranulaires brun foncé, soit en petits cristaux de forme losangique. Ces derniers sont particulièrement abondants dans les roches des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert. Sa composition est extrêmement variée (fig. 35). On observe une bonne corrélation entre les compositions des sphènes et l'intensité du métamorphisme [Coombs *et al.*, 1976]. Les rapports X_{Al} [X_{Al} = Al/(Al+Ti)] des sphènes des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert sont systématiquement plus faibles ($7,6<X_{Al}<14,0$) que ceux des sphènes des faciès prehnite-pumpellyite ($17,5<X_{Al}<19,0$) et zéolites ($13,7<X_{Al}<28,8$).

Le mica blanc est parfois très abondant. Il apparaît en agrégats fibreux dans les plagioclases et la mésostase, plus rarement dans les vacuoles et les filonnets. Ils sont riches en céladonite (fig. 29). Il semble ne pas y avoir de corrélation entre la composition des micas blancs et la composition des roches et des minéraux hôtes.

L'albite, l'adulaire et ***le quartz*** sont presque toujours présents tandis que ***la calcite*** se trouve seulement dans quelques roches. L'albite et l'adulaire se développent largement à partir des plagioclases bien qu'ils aient été aussi observés dans les vacuoles et les filonnets. Le quartz apparaît en agrégats microcristallins remplaçant l'olivine et l'orthopyroxène et dans les vacuoles et les filonnets. L'albite est très homogène en composition, et sa formule, mise à part de rares exceptions, s'approche du pôle pur (Ab_{91-99}).

Paragenèses et limites de faciès

Nous avons démontré que les compositions chimiques des minéraux secondaires qui apparaissent aussi bien dans les vacuoles, les filonnets et la mésostase qu'en remplacement des minéraux magmatiques sont très variables même à l'échelle d'une même roche suggérant que l'équilibre n'est atteint que très localement. Par contre, les minéraux qui cristallisent ensemble dans une vacuole, un filonnet ou en remplacement d'un phénocristal magmatique («domaine») sont chimiquement homogènes ou montrent seulement quelques petites variations chimiques. Nous pouvons donc considérer que ces minéraux cohabitant (en contact physique ou non) à l'intérieur du même «domaine» sont en équilibre s'il n'existe pas des preuves de réaction entre deux ou plusieurs phases [Zen, 1974]. Les associations contenant encore des phases primaires sont exclues de ces critères.

Les paragenèses métamorphiques observées sont regroupées par ordre croissant du métamorphisme dans le tableau VII. Ces associations peuvent être convenablement représentées dans un système Al-Fe^{3+}-FM-K (fig. 36), en considérant que le quartz, le sphène et l'albite sont en excès et que les phases fluides étaient mobiles. L'avantage de ce modèle (version modifiée du modèle de Coombs *et al.* [1976]) est que les phases potassiques et les substitutions Al-Fe^{3+} des silicates peuvent être convenablement représentées. Par contre, dans cette représentation graphique les phases calciques (calcite et molécules de Ca dans les silicates de Fe-Al et l'actinote) sont exclues. Dans les laves de Teloloapan, la calcite est une phase accessoire; les teneurs en CaO des silicates de Fe-Al et l'actinote montrent seulement de faibles variations de compositions vis-à-vis de l'augmentation du degré de métamorphisme et, ainsi,

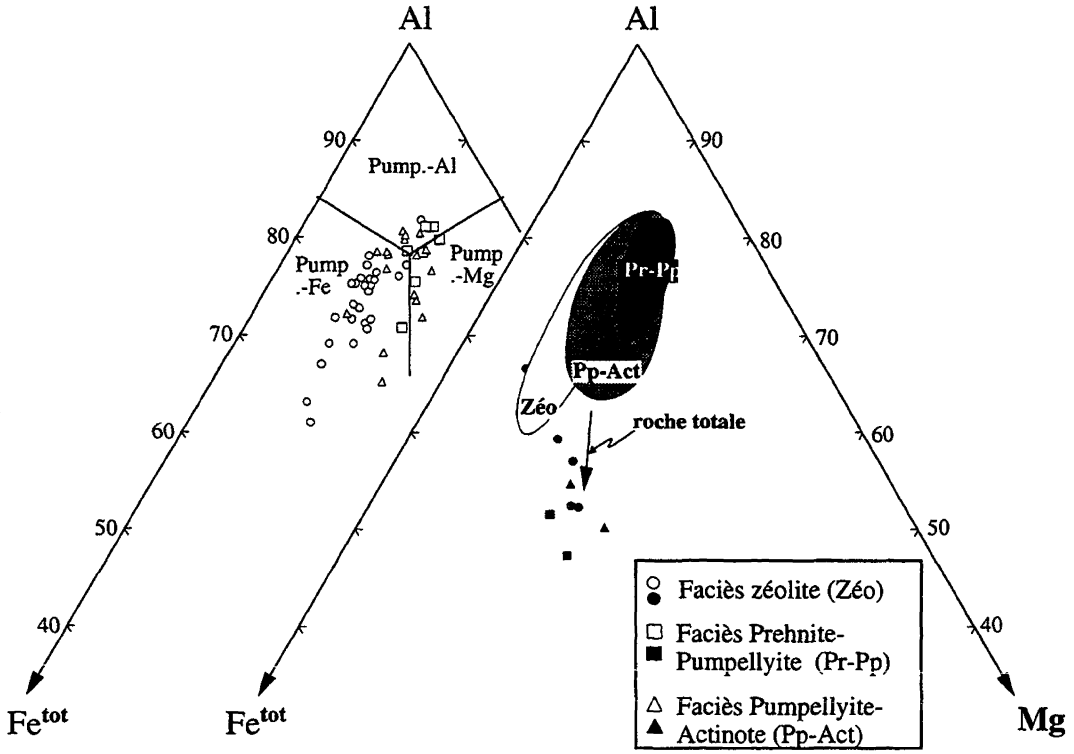


FIG. 31. – Compositions des pumpellyites de Teloloaplan dans le diagramme Al-Fe^{tot} Mg de Coombs *et al.* [1976]. La classification des pumpellyites est d'après Passaglia et Gottardi [1973]. Symboles vides : pumpellyites; symboles pleins : roche totale.

FIG. 31. – *Composiciones de la pumpellyitas de Teloloapan en el diagrama Al-Fe^{tot} Mg de Coombs et al. [1976]. La clasificación de pumpellyites es de Passaglia Y Gottardi [1973]. Símbolos blancos : pumpellyiitas; símbolos negros : roca total.*

leur influence sur les conditions thermodynamiques des faciès est négligeable.

Le faciès zéolite est défini par la paragenèse laumontite + pumpellyite + épidote (+ albite ± chlorite ± quartz) [Frost, 1980; Cho *et al.*, 1986] (fig. 36a) ou l'association laumontite + pumpellyite ou laumontite + épidote. Il apparaît dans les vacuoles et les filonnets et en remplacement des plagioclases dans les laves du sommet de la séquence d'arc. L'un des aspect les plus intéressants du faciès zéolite est la présence de céladonite en association avec la laumontite et les silicates de Fe-Al riches en fer (prehnite, pumpellyite, épidote). De telles associations à laumontite + céladonite ont été observées dans les vacuoles mais aussi dans la mésostase de deux roches (Z-09B; Tx-33) de niveaux stratigraphiques différents (fig. 36). L'association prehnite-céladonite a été observée aussi dans des vacuoles et des filonnets et en remplacement de l'orthopyroxène. Par contre, la paragenèse prehnite-céladonite + pumpellyite est systématiquement absente dans ce faciès zéolite. La céladonite a été retrouvée dans un autre échantillon (Tx-70) cohabitant avec les silicates de Fe-Al riches en fer et aucune variation notable n'a été observée dans les compositions des prehnites, pumpellyites et épidotes qu'elles soient associées ou non à de la céladonite. Cette constance des compositions chimiques dans les silicates de Fe-Al riches en fer et l'absence de céladonite dans d'autres faciès suggèrent que les associations contenant de la céladonite peuvent être considérées comme représentatives du faciès zéolites.

Dans les roches du terme médian de la séquence, les paragenèses du faciès zéolite sont remplacées par des associations du faciès prehnite-pumpellyite, défini par l'assemblage prehnite + pumpellyite (+ chlorite + quartz ± albite) (fig. 36b) [*p.e.*, Coombs *et al.*, 1970, Gassley, 1975, Cho *et al.*, 1986]. D'autres paragenèses de ce faciès incluent l'association prehnite + mica blanc (+ albite + chlorite) qui apparaît typiquement en remplacement du plagioclase tandis que l'association hématite + sphène + épidote (± chlorite) est commune, remplaçant soit les oxydes ferro-titanés, soit l'amphibole. L'épidote fut observée en association avec soit de la prehnite, soit de la pumpellyite mais nous n'avons pas trouvé des associations contenant les trois phases.

Ainsi, le passage du faciès zéolite au faciès prehnite-pumpellyite est caractérisé par la disparition de la laumontite et de la céladonite et l'apparition de l'assemblage prehnite-pumpellyite. La transition est accompagnée d'une diminution des rapports XFe^{3+} des pumpellyites, des épidotes et à un moindre degré des prehnites (fig. 30) tandis que les rapports X_{Fe} des chlorites se maintiennent plus ou moins constants

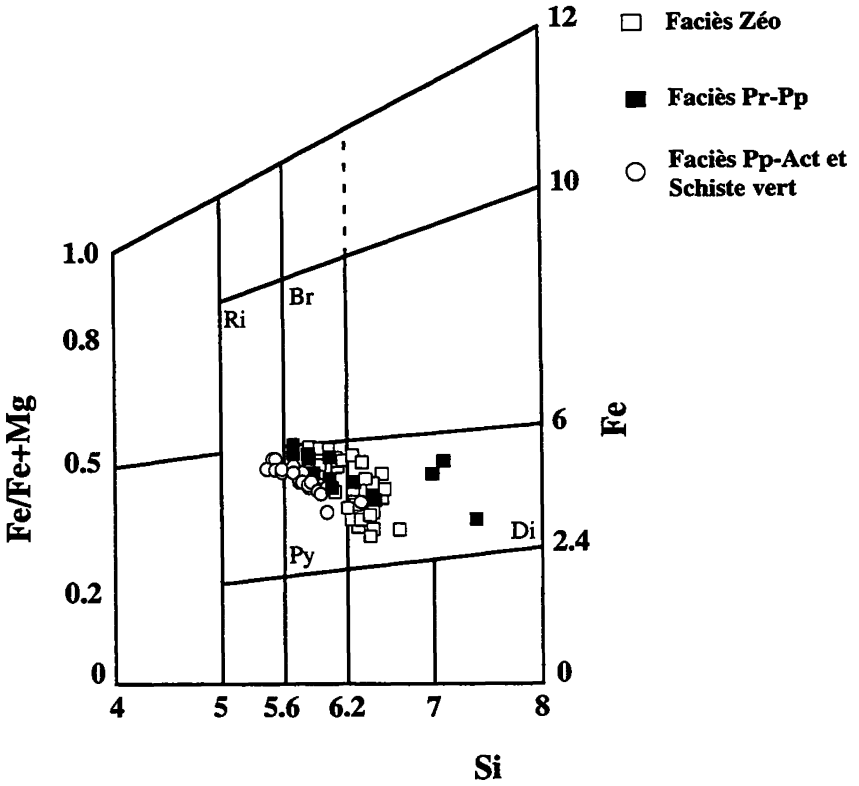


FIG. 32. - Diagramme de classification des chlorites montrant les compositions des chlorites des différents faciès métamorphiques de Teloloapan [d'après Hey, 1954].

(Ri) Ripodite; (Br) Brunsvigite; (Py) Pycnochlorite; (Di) Diabantite.

FIG. 32. - *Diagrama de classificación de las cloritas mostrando las composiciones de las cloritas de las diferentes facies metamorficas de Teloloapan [según Hey, 1954].*
(Ri) Ripodolita; (Br) Brunsvigita; (Py) Pycnoclorita; (Di) Diabantita.

(tableau VII et fig. 34). A l'équilibre, le passage peut être exprimé par la réaction : Lm + Pr + Chl = Pp + Q + H_2O [*p.e.* Winkler, 1974; Cho *et al.*, 1986]. Une autre réaction possible est : Lm + Pp + Q = Pr + Ep + Chl + H_2O observée par Cho *et al.* [1986] dans la zone de transition entre les faciès zéolites et prehnite-pumpellyite dans les métabasites de Karmutsen. Des réactions invoquant les phases potassiques telles que la céladonite sont beaucoup moins étudiées. Dans les laves de Teloloapan, la céladonite pourrait disparaître par une réaction proche de : Lm + Ce = Pr + Pp + Chl + Mb, semblable à celle observée par Seki *et al.* [1969] dans les Montagnes Tanzawa au Japon.

Enfin, à la base de la séquence, les associations à prehnite + pumpellyite deviennent instables et sont remplacées par les assemblages pumpellyite + actinote (+ chlorite + albite + mica blanc) et pumpellyite + actinote + épidote (+ chlorite ± albite) (fig. 43c) typiques du faciès pumpellyite-actinote [Hashimoto, 1966; Coombs *et al.*, 1970, 1976]. L'adulaire peut remplacer l'albite dans certaines associations tandis que le quartz est présent dans quelques associations des vacuoles. Des assemblages partiels contenant seulement pumpellyite + épidote sont courants, mais dans ce faciès des associations contenant seulement épidote + actinote sans pumpellyite sont absentes. L'association sphène + hématite + pumpellyite ± actinote est très répandue en remplacement des oxydes ferro-titanés.

La transition entre les faciès prehnite-pumpellyite et pumpellyite-actinote entraîne la disparition de la prehnite et l'apparition de l'association pumpellyite + actinote. Le passage s'accompagne d'une importante réduction des rapports XFe^{3+} des épidotes tandis que les rapports XFe^{3+} des pumpellyites et XFe des chlorites restent plus ou moins constants (fig. 30 et 34; tableau VI). L'équilibre entre ces faciès peut être exprimé par les réactions : Pr + Chl = Pp + Act + Q et Pr + Chl = Pp + Ep + Act décrites dans plusieurs terrains métamorphiques de bas degré [*p.e.*, Nitsch, 1971].

Les assemblages contenant pumpellyite + actinote sont remplacés vers la base de la succession stratigraphique par des associations contenant épidote + actinote (+ chlorite + albite) (fig. 36d), caractéristiques du faciès schiste vert [Hashimoto, 1972; Cho et Liou, 1987; Aguirre et Atherton, 1987]. Dans ce faciès, le quartz est seulement présent dans quelques vacuoles et le feldspath potassique est restreint aux assemblages qui remplacent le plagioclase. L'association actinote + épidote + hématite + sphène ± chlorite a été observée dans la mésostase et comme transformation des cristaux d'amphibole.

Ainsi, la limite des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert est définie par la disparition de la pumpellyite et l'apparition de l'association épidote + actinote. L'apparition de l'assemblage Ep + Act aux dépens de Pp + Chl + Q est exprimée par la réaction : Pp + Chl + Q = Ep + Act + H_2O [Hashimoto, 1972]. Cette réaction a été aussi observée par Cho et Liou [1987] dans la transition entre les faciès prehnite-pumpellyite et schiste vert des métabasites de Karmutsen. D'ailleurs, ces auteurs proposent qu'en présence de calcite, l'association Ep + Act puisse être produite par la réaction : Cc + Chl + Q = Ep + Act + H_2O + CO_2. D'un autre côté, la disparition de la pumpellyite peut

Ech	Z-09B	Tx-69	Tx-70	T-250A	Tx-57	T-230	T-260	260	260	254	254	255
Faciès	Zéo	Zéo	Zéo	Pr-Pp	Pr-Pp	Pr-Pp	Pp-Act	Pp-Act	Pp-Act	Sch. Vert	Sch. Vert	Sch. Vert
N° Anal	22	43	68	44	126	25	113	109	40	32	11	40
Si	6,513	6,259	5,835	6,435	6,049	5,691	5,937	5,825	5,728	5,692	5,590	5,537
AlIV	1,487	1,741	2,165	1,565	1,951	2,309	2,063	2,175	2,272	2,308	2,410	2,463
Fe	4,414	3,958	4,497	4,131	4,173	5,163	4,000	4,137	4,260	4,599	4,611	4,762
Mg	5,450	5,640	4,833	5,505	4,988	4,317	4,713	4,686	4,792	4,902	4,751	4,614
Ca	0,018	0,064	0,021	0,049	0,055	0,012	0,028	0,002	0,000	0,017	0,000	0,026
Na	0,250	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,004	0,000	0,017	0,030	0,034	0,000
XFe	0,45	0,41	0,48	0,43	0,46	0,55	0,46	0,47	0,47	0,49	0,50	0,51
%Chl	0,88	0,86	0,90	0,84	0,82	0,96	0,78	0,81	0,89	0,97	0,97	0,97
T (°C)	178	218	286	190	251	310	270	286	304	310	326	335

TABLEAU VI. – Tableau récapitulatif des compositions, proportions de chlorite et des températures des chlorites représentatives des différents faciès de Teloloapan. Les résultats complets figurent dans les tableaux en annexes.

TABLA VI. – *Tabla recapitulativa de las composiciones, proporciones de clorita y de las temperaturas de cloritas representativas de las differentes facies de Teloloapan. Los resultados completos se presentan en las tablas de los anexos.*

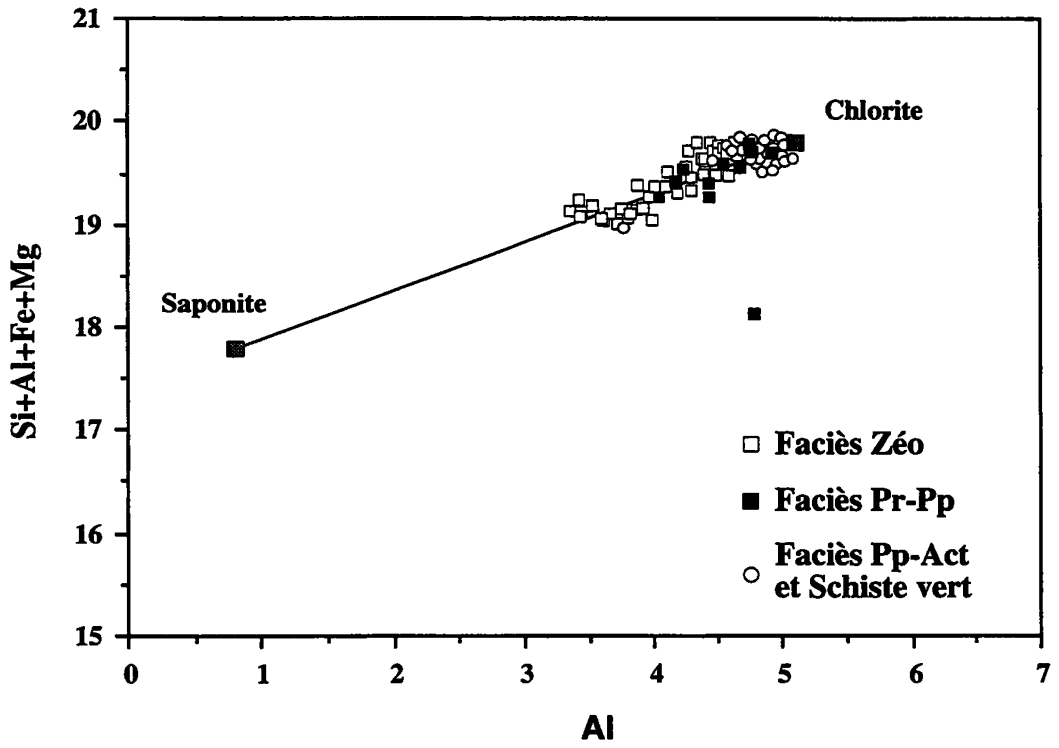


FIG. 33. – Diagramme Al en fonction du Si+Al+Fe+Mg des chlorites de Teloloapan montrant les subdivisions smectite-chlorite en fonction des faciès métamorphiques [d'après Schiffman et Fridleifsson, 1991].

FIG. 33. – *Diagrama Al en funciún de Si + Al + Fe + Mg de las cloritas de Teloloapan mostrando las substituciones esmectita-clorita en funciún del grado metamórfico [según Schiffman y Fridleifsson, 1991].*

s'effectuer par la réaction suivante consommant de la pumpellyite : Pp + Hm + Q = Chl + Ep + Act + H_2O observée par Nakajima *et al.* [1977] dans les roches métamorphiques du «Sanbagawa Belt» au Japon.

Le comportement thermodynamique de la majorité des réactions décrites ci-dessus est largement affecté par certaines conditions externes (par exemple, composition globale de la roche hôte et nature des fluides hydrothermaux) et internes (*p.e.*, XFe^{3+} des silicates de Fe-Al, XFe des chlorites et composition des phases ignées reliques) et donc ces réactions doivent être considérées comme multivariantes. Par conséquence, les limites de faciès sont elles aussi sensibles à ces paramètres et leur position stratigraphique varie certainement d'une localité à l'autre.

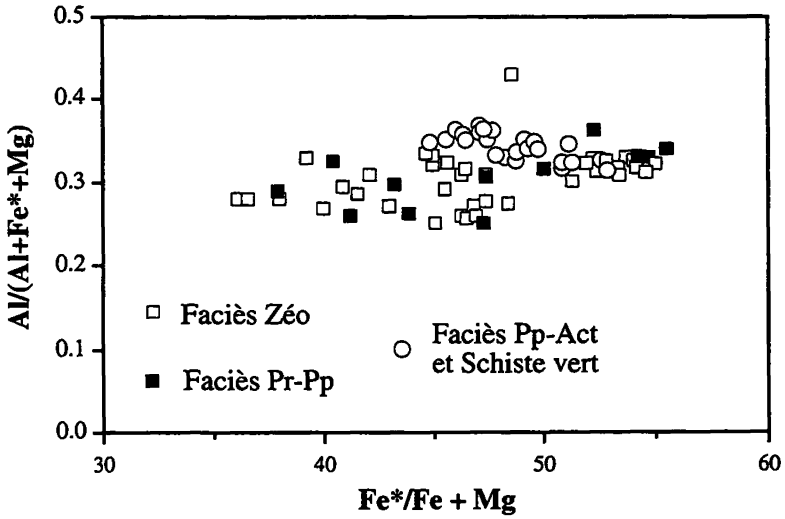


FIG. 34. - Diagramme Al (Al+Fe*+Mg) en fonction du Fe*(Fe*+Mg) des chlorites des différents faciès de Teloloapan.

FIG. 34. - *Diagrama Al(Al+Fe*+Mg) en funciún de Fe*(Fe*+Mg) de las cloritas de las diferentes facies de Teloloapan.*

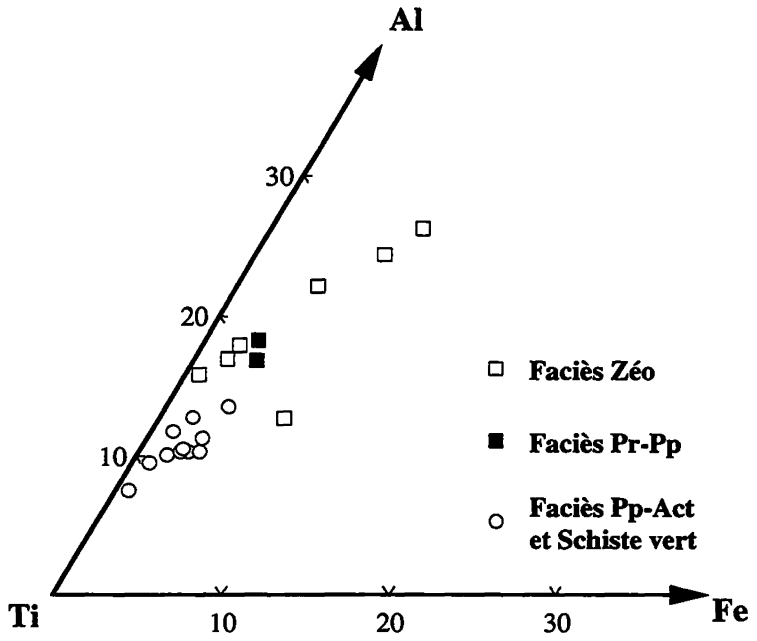


FIG. 35. - Compositions des sphènes des différents faciès métamorphiques de Teloloapan dans le diagramme Al-Ti-Fe [d'après Coombs *et al.*, 1976].

FIG. 35 - *Composiciones de las esfenas de las diferentes facies metamórficas de Teloloapan en el diagrama Al-Ti-Fe [según Coombs et al. 1976].*

Conditions métamorphiques

Contrairement aux roches basiques métamorphisées dans des conditions de P et T moyennes et hautes, l'estimation des conditions de P et T des métabasites de bas degré ne peut se faire qu'avec très peu de paramètres quantitatifs. Une partie de cette difficulté est certainement due au fait que l'équilibre chimique n'est atteint que dans des domaines très restreints et que les phases métastables sont souvent abondantes. La plupart des estimations des conditions de métamorphisme s'effectuent à partir des conditions thermodynamiques déduites de l'apparition ou de la disparition d'une certaine phase ou d'une association, des variations chimiques des phases clés ou de l'équilibre de phases. Dans un premier temps, les conditions de métamorphisme des laves de Teloloapan sont déduites des relations de phases et variations chimiques de minéraux clés en corrélant les paragenèses observées avec des paragenèses similaires d'autres terrains métamorphiques où les conditions ont été déjà déterminées. Dans un deuxième temps, nous allons utiliser le géothermomètre des chlorites de Cathelineau [1988] afin de tester son application à des laves transformées par un métamorphisme régional.

L'absence dans les faciès zéolite et préhnite-pumpellyite d'associations à lawsonite et/ou glaucophane implique, selon Winkler [1979], qu'ils ont été formés à des pressions inférieures à 3 kb. Cette observation est en accord avec les conditions déduites par Cho *et al.* [1986] et Cho et Liou [1987] dans les métabasites de Karmutsen. Ces auteurs déduisent des pressions autour de 1,1 kb et des températures de l'ordre de 190° pour le passage entre faciès zéolites et prehnite-pumpellyite tandis que la transition entre les faciès prehnite-pumpellyite et schiste vert s'est effectuée à des pressions et des températures légèrement plus élevées (P = 1,7 kb; T = 295°) dans des conditions de X_{CO2} faible et fO_2 élevée. Des conditions similaires ont été reportées par Boles et Coombs [1977] dans les

métabasites de Hokonui Hill, Nouvelle Zélande. Par ailleurs, ces auteurs suggèrent que la première apparition de la pumpellyite riche en Fe se produit à des températures autour de 190° tandis que Liou [1979] propose des températures de l'ordre de 150°-250° pour l'association laumontite + pumpellyite Fe.

La présence de céladonite en association avec la laumontite et les silicates de Fe-Al dans le faciès zéolite évoque des températures significativement plus faibles. En effet, basés sur des données isotopiques de l'oxygène, Seyfried *et al.* [1978] et Kastner et Gieskes [1976] reportent des céladonites formées à des températures autour de 26° C tandis qu'Andrews [1980] suggère des températures de 100° C pour des céladonites associées à des smectites. Cependant, Cathelineau et Izquierdo [1988] ont trouvé que dans des systèmes géothermiques, la céladonite en association avec la chlorite est stable à des températures comprises entre 200° ± 30° et 290° ± 20° qui sont en accord avec les températures déduites à partir de l'association laumontite + pumpellyite. D'un autre côté, Nitsch [1971] a démontré expérimentalement qu'à P_{tot} = 2 kb, l'assemblage prehnite + pumpellyite + chlorite + quartz est stable à des températures de 245° C ± 20° C tandis que l'association chimiquement équivalente actinote + chlorite + épidote + quartz coexiste à des températures voisines de 350° C.

Les domaines de stabilité du faciès pumpellyite-actinote sont moins bien documentés. Zen [1974] a déduit que l'association pumpellyite + actinote ± chlorite devient instable à des températures de l'ordre de 300° C à pression égale à 2 kb tandis que Coombs *et al.* [1976] suggèrent une fourchette de températures entre 250° et 370° C pour les roches du faciès pumpellyite-actinote des grès de Taveyanne. Des données expérimentales réalisées par Mottl et Holland [1978] indiquent que la première apparition de l'actinote s'effectue à des températures voisines de 300° C tandis que Coombs *et al.* [1970] estiment que la disparition de la prehnite se produit à des températures de 400° C. Liou *et al.* [1987] et plus récemment Frey *et al.* [1991] ont démontré que l'association pumpellyite + actinote n'est stable qu'à des pressions supérieures à 3 kb. A plus faibles pressions c'est l'association prehnite + actinote qui se stabilise.

Ainsi, l'ensemble des données suggère que les laves de Teloloapan ont été recristallisées à des températures comprises entre 150 et <400° et à des pressions faibles probablement inférieures à 4 kb (fig. 39). L'intervalle de températures et l'épaisseur stratigraphique estimée (environ 3500 m) indiquent des gradients géothermiques de l'ordre de 70° C/km. Des gradients aussi élevés ont été signalés dans le métamorphisme hydrothermal affectant des séries d'arc [Aguirre et Atherton, 1987] et d'ophiolites [Evarts et Schiffman, 1983].

Il y a plusieurs paramètres pour penser que les roches furent métamorphisées dans des conditions de fO_2 élevées incluant la présence d'hématite dans la majorité des échantillons et des rapports de XFe^{3+} élevés dans les silicates de Fe-Al. Il semble que la fO_2 décroisse avec la profondeur et donc avec l'augmentation du degré métamorphique comme l'indique la diminution systématique des rapports $X_{Fe}{}^{3+}$ spécialement dans les pumpellyites et les épidotes. D'un autre côté, la rareté de la calcite à travers la succession lithostratigraphique ainsi que l'abondance de la prehnite et de la pumpellyite et la présence répandue de l'association hématite + sphène indiquent de très faibles concentrations de CO_2 dans les fluides hydrothermaux [Evarts et Schiffman, 1983; Aguirre et Atherton, 1987]. Finalement, une forte activité du K dans la phase fluide est suggérée par la présence de céladonite, mica blanc et/ou adulaire dans la majorité des roches étudiées.

Les géothermomètres et géobaromètres sont devenus des outils indispensables dans les détermination des conditions de P-T des séries métamorphiques. Il existe un certain nombre d'entre eux applicables aux roches métamorphiques de haut à moyen degré, mais très peu aux roches métamorphiques de bas degré. Cathelineau [1988] a trouvé que dans des systèmes géothermiques, les compositions des chlorites, particulièrement les

---

PLANCHE 6. – Minéralogie métamorphique de Teloloapan ►

Fig. 1. – Vacuoles à laumontite ± prehnite dans un basalte de la coupe d'Ahuacatitlán (*Z-09B*). La mésostase montre d'abondants agrégats de chlorite et de prehnite. L. N.

Fig. 2. – Vacuole zonée à céladonite + pumpellyite + chlorite + quartz dans une andésite de la coupe d'Ahuacatitlán (*Z-18A*). L. N.

Fig. 3. – Vacuole zonée à pumpellyite + chlorite + épidote dans un basalte de la coupe de Teloloapan (*Tx-70*). L. N.

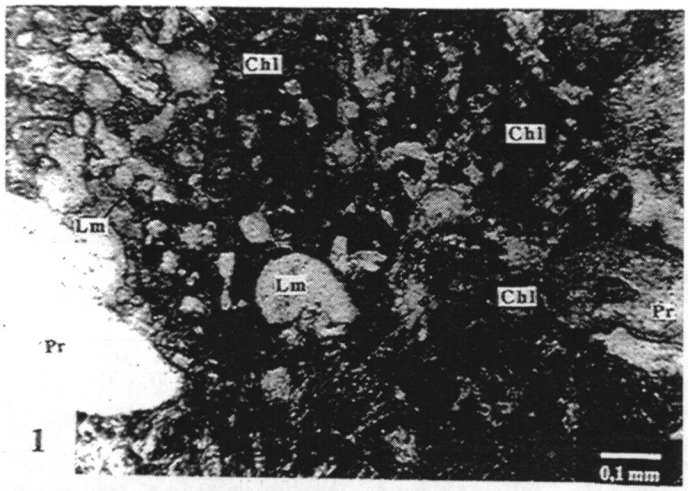
Fig. 4. – Phénocristal de plagioclase transformé en prehnite + pumpellyite dans un basalte de la coupe de Villa de Ayala (*T-242*). L. N.

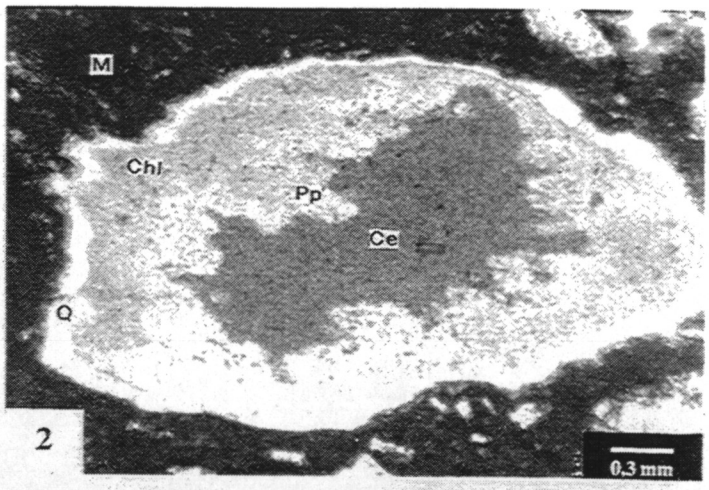
Fig. 5. – Phénocristal de clinopyroxène transformé en pumpellyite + actinote + sphène + plagioclase dans un basalte de la coupe au NW d'Acapetlahuaya (*T-260*). L. N.

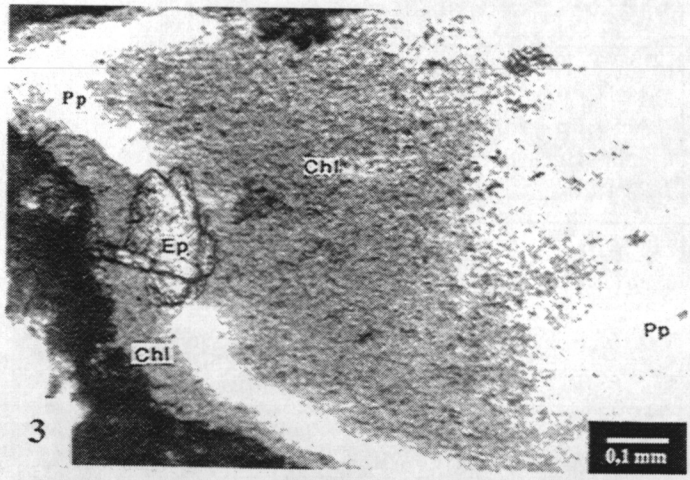
Fig. 6. – Vacuole à épidote + actinote + albite + sphène dans un basalte de la coupe au NW d'Acapetlahuaya (*T-255*). L. N.

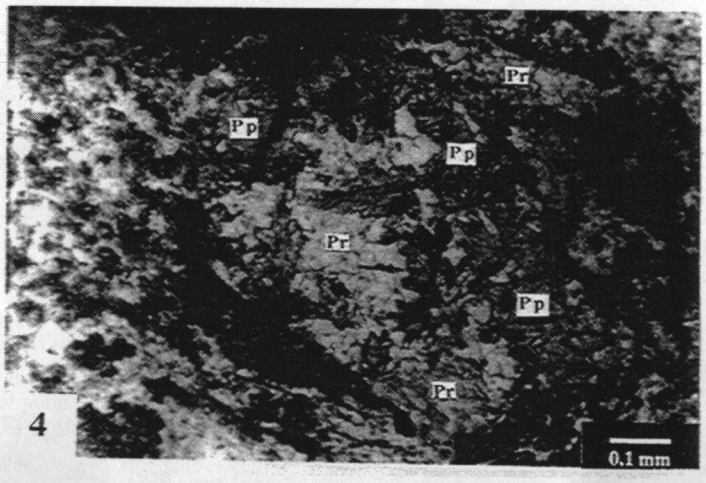
Fig. 7. – Texture schisteuse définie par l'orientation des cristaux d'actinote dans un basalte proche d'un chevauchement majeur à l'Est de Villa de Ayala (*T-03*). L. N.

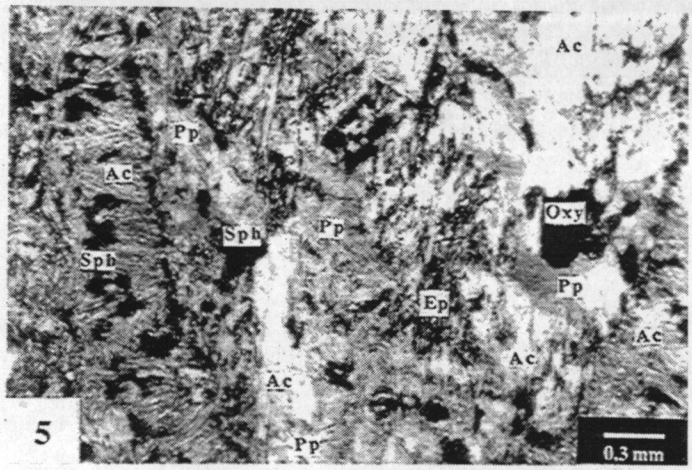
(Lm) Laumontite; (Pr) Prehnite; (Pp) Pumpellyite; (Ep) Epidote; (Chl) Chlorite; (Ce) Céladonite; (Ac) Actinote; (Sph) Sphène; (Ab) Albite; (Q)

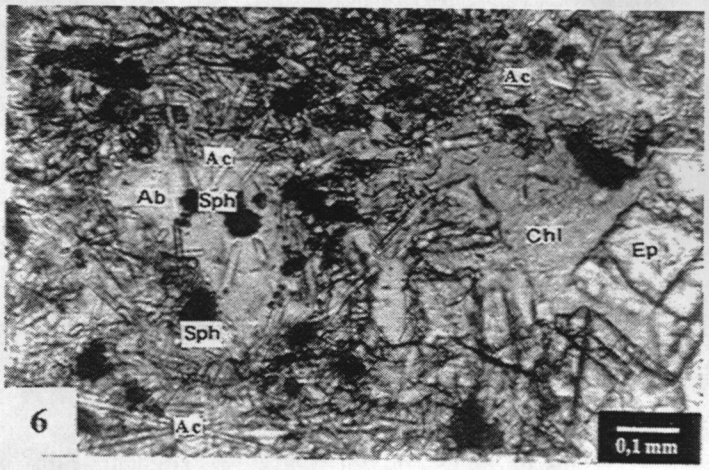

Chl
Chl
Lm
Lm
Chl
Pr
Pr
1
0,1 mm

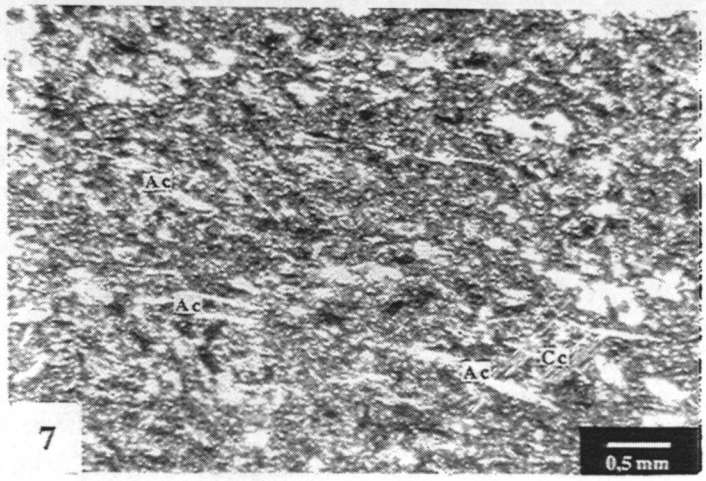

M
Chl
Pp
Ce
Q
2
0,3 mm


Pp
Chl
Ep
Chl
Pp
3
0,1 mm


Pr
Pp
Pp
Pr
Pp
Pr
4
0,1 mm


Ac
Pp
Ac
Sph
Pp
Oxy
Sph
Pp
Ep
Ac
Ac
Ac
Pp
5
0,3 mm


Ac
Ac
Ab
Sph
Chl
Ep
Sph
Ac
6
0,1 mm


Ac
Ac
Ac
Cc
7
0,5 mm

FACIES METAMORPHIQUES	ASSEMBLAGES
Zéolite	**Lm + Pp + Ep** **Lm + Cé + Pp ±Ep** **Cé + Pp + Ep** **Cé + Pr + Ep** Lm + Pp Lm + Ep Pp + Ep
Prehnite-pumpellyite	**Pr + Pp** **Pr + Pp ± Mb** Pr + Ep Pr + Mb Pr + Ep Pp + Ep Hm + Sph + Ep
Pumpellyite-Actinote	**Act + Pp** **Act + Pp + Ep** Sph + Hm + Pp ± Act Pp + Ep
Schiste vert	**Act + Ep** **Act + Ep + Hm ± Ti**

TABLEAU VII. – Tableau récapitulatif des paragenèses métamorphiques observées dans les laves de Teloloapan. Les paragenèses en gras sont les paragenèses diagnostiques de chaque faciès.

(Lm) Laumontite; (Pp) Pumpellyite; (Ep) Epidote; (Cé) Céladonite; (Pr) Prehnite; (Mb) Mica blanc; (Hm) Hématite; (Sph) Sphène; (Act) Actinote.

TABLA VII. – *Tabla recapitulativa de las paragénesis metamórficas observadas en las lavas de Teloloapan. Las asociaciones en negrillas indican las paragénesis diagnósticas de cada facies.*

(Lm) Laumontita; (Pp) Pumpellyita; (Ep) Epidota; (Ce) Celadonita; (Pr) Prehnita; (Mb) Mica blanca; (Hm) Hematita; (Sph) Esfena; (Act.) Actinolita.

teneurs en Al^{IV}, montrent une très bonne corrélation avec la température (déterminée par micrométrie et par des inclusions fluides). Ce géothermomètre est devenu un des outils indispensables dans la détermination des températures des métabasites de bas degré des systèmes géothermiques. Cependant, son application aux roches métamorphiques de bas degré produites par d'autres processus tectoniques à l'échelle régionale demeure mal connue. Un premier essai d'application, avec succès, dans de telles conditions a été récemment réalisé par Bevins *et al.* [1991] dans les métabasites tholéïtiques de plateau continental du Nord du Groenland et de Wales.

Dans les laves de Teloloapan nous avons utilisé ce géothermomètre; les résultats obtenus sont présentés dans le tableau VI et la figure 37. Dans l'ensemble, on observe une bonne corrélation entre les températures déduites à partir des relations de phases et celles obtenues à partir du géothermomètre. Bien qu'il existe un chevauchement des champs, les températures calculées augmentent systématiquement depuis les chlorites du faciès zéolites (175-290° C) jusqu'aux chlorites du faciès schiste vert (313-342° C) en passant par les chlorites des faciès prehnite-pumpellyite (186-315° C) et pumpellyite-actinote (270-295° C). Il est important de faire remarquer que les températures obtenues avec le géothermomètre de Cathelineau [1988] sont largement influencées par la présence de smectites interstratifiées. En effet, la présence de smectites se matérialise par une augmentation du Si cationique et donc par une sous-estimation de l'Al^{IV}. Schiffman et Fridleifsson [1991] signalent que de telles variations sont dues à la base du calcul des formules structurales (chlorite 28 oxygènes; smectites 22 oxygènes). Ces auteurs calculent la sous-estimation de l'Al^{IV} dans une proportion égale à 28/22. Dans les laves de Teloloapan, il existe une nette corrélation entre la température et la proportion de smectites calculées (fig. 38), en accord avec les observations de Schiffman et Fridleifsson [1991]. Il est donc possible de considérer que les températures calculées pour les chlorites de Teloloapan sous-estiment les températures réelles de métamorphisme dans une proportion identique à la quantité de smectites interstratifiées dans les chlorites. Malgré cela, les températures calculées montrent une grande cohérence et donc, l'utilisation de ce géothermomètre dans la détermination des températures des métabasites affectées par un métamorphisme régional de bas degré semble valable.

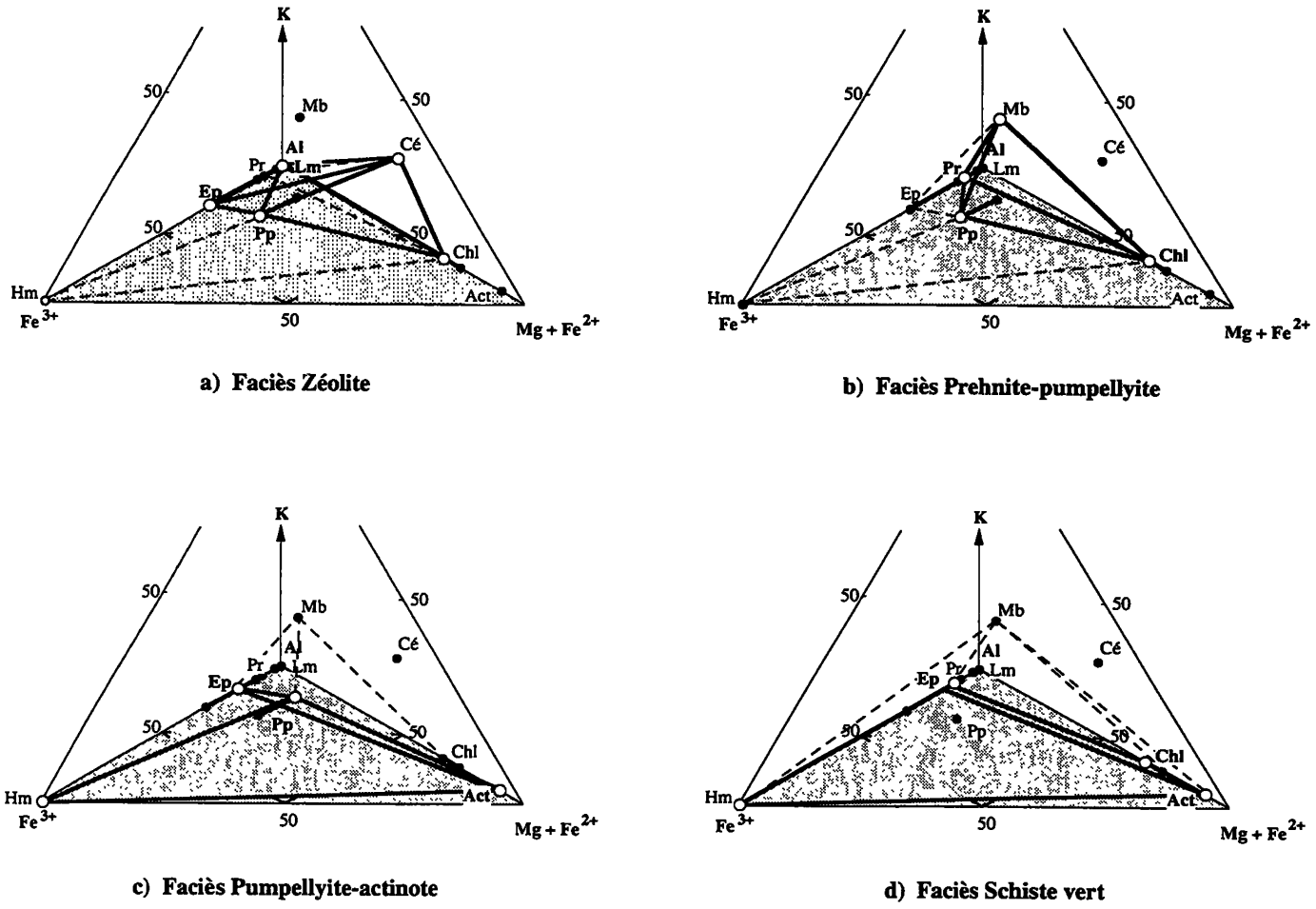


FIG. 36. – Relations des phases des laves de Teloloapan dans le système Al-Fe^{3+}FM-K. Les traits continus indiquent les paragenèses diagnostiques; les traits discontinus indiquent les paragenèses accessoires. Même légende que le tableau VII.

FIG. 36. – *Relaciones de fases de las lavas de Teloloapan en el sistema Al-Fe^{3+} FM-K. Las lineas continuas indican las paragénesis diagnostica; las lineas discontinuas indican las paragénesis accesorias. Leyenda igual que el tabla VII.*

2.3.4. Conclusions

La séquence d'arc de Teloloapan est affectée par un métamorphisme de bas degré d'extension régionale. Les textures magmatiques sont toujours préservées. Les minéraux métamorphiques (1) cristallisent dans les vacuoles et filonnets, (2) naissent à partir de la recristallisation du verre et/ou (3) remplacent partiellement ou complètement les minéraux ignés. Ce métamorphisme statique s'est produit à des températures comprises entre 150° et <400° et à des pressions faibles probablement inférieures à 4 kb. La distribution des faciès étant contrôlée par l'épaisseur des dépôts volcaniques et sédimentaires, l'intervalle de températures et l'épaisseur stratigraphique estimée (environ 3500 m) indiquent des gradients géothermiques de l'ordre de 70° C/km. Des paragenèses métamorphiques identiques ont été observées dans des séries volcaniques affectées par un métamorphisme soit hydrothermal, soit d'enfouissement, soit enfin de plancher océanique [Evarts et Schiffman, 1983; Aguirre et Atherton, 1987; Mevel, 1984]. Il est très difficile de faire la part de l'enfouissement et de l'activité hydrothermale dans ces métamorphismes statiques de bas degré. Cependant le débit en coussins et la fragmentation des laves, la présence de nombreuses intercalations de pyroclastites et de volcanoclastites ont certainement favorisé la circulation des fluides hydrothermaux qui ont accompagné l'activité volcanique sous-marine.

On peut donc raisonnablement penser que le métamorphisme statique de bas degré qui affecte les laves d'arc de Teloloapan est lié d'une part à un métamorphisme hydrothermal océanique et d'autre part à l'enfouissement.

2.3.5. Le métamorphisme syn-cinématique

Le long des accidents chevauchants, les roches volcaniques et volcano-détritiques de la base et de la couverture sédimentaire montrent des signes évidents

d'une déformation accompagnée de recristallisations tardives. En effet, les roches sont déformées. Des minéraux secondaires soulignent des foliations et des linéations bien marquées; d'autres apparaissent dans les zones abritées autour des porphyroclastes. Ainsi, la mise en place tectonique des séries volcaniques et sédimentaires s'accompagne d'une recristallisation de basse température.

A l'échelle de l'affleurement, cette recristallisation se manifeste par le développement d'une structure planaire (schistosité S_1) qui contient une linéation d'étirement facilement reconnaissable définie par les alignements des minéraux micacés (chlorite, mica blanc) et de l'amphibole (actinote). On observe à l'échelle microscopique, une structure planaire qui imprime à la roche une fabrique schisteuse parfois très développée. L'aboutissement de cette recristallisation entraîne souvent la destruction des multiples paragenèses et localement l'oblitération de toutes les textures magmatiques antérieures. Cette phase n'étant développée que localement, on se contentera d'énumérer les minéraux qui s'y rapportent et de noter quelques transformations observées. Les minéraux relevés sont les suivants : chlorite, mica blanc, actinote, calcite et quartz. A l'exception de la calcite et du quartz qui apparaissent parfois à l'intérieur de filonnets et de rubans parallèles à la schistosité, la chlorite, le mica blanc et l'actinote se développent à partir de la mésostase, plus rarement à partir des phases ignées et métamorphiques antérieures.

Ainsi, les paragenèses minérales qui résultent de cette recristallisation syn-cinématique sont très limitées. D'après Winkler [1974], les associations observées sont courantes dans le métamorphisme de bas degré inférieur au faciès schiste vert. D'un autre côté, Salinas *et al.*, [1994] indiquent que les microstructures observées dans les roches de Teloloapan sont compatibles avec une déformation ductile accompagnée d'une recristallisation de basse température (<350° C). Ces résultats sont en accord avec les observations réalisées par Gapais et Le Corre [1981] qui suggèrent que la déformation ductile entraînant la néogénèse de minéraux phylliteux, de quartz et de calcite se produit à des températures voisines de 400° C.

2.4. Géochimie des laves de Teloloapan

Ce paragraphe est consacré aux caractères chimiques des laves de Teloloapan qui vont permettre de préciser leur affinité magmatique. Ces laves sont affectées d'un métamorphisme de bas degré qui ayant provoqué la transformation de la minéralogie magmatique, en particulier les feldspaths et le verre, vont induire des modifications dans les teneurs des éléments compatibles qui se concentrent dans ces minéraux comme Ca, Na, K, Rb, Sr. La pseudomorphose des péridots et des orthopyroxènes risque d'entraîner une modification de MgO et de Fe_2O_3. Enfin, ces laves étant très porpyriques, des processus d'accumulation des clinopyroxènes, plagioclases et oxydes ferro-titanés vont provoquer l'augmentation d'éléments compatibles comme Al_2O_3, TiO_2, MgO, Cr, V etc...

2.4.1. Caractères chimiques

Les données chimiques des laves de Teloloapan sont résumées dans le tableau VIII.

Les laves de Teloloapan sont affectées par un métamorphisme de bas degré qui a entraîné d'importants changements dans les concentrations de la majorité des éléments majaeurs, en particulier SiO_2, CaO, Na_2O et K_2O et dans une moindre mesure en Fe_2O_3 et MgO. La distinction entre basaltes et andésites est basée sur la présence ou l'absence d'olivine et les concentrations en Chrome et Nickel, éléments compatibles considérés comme ralativement peu mobiles durant le métamorphisme de bas degré. A la lecture de la figure 26, on remarque que la majorité des laves sont des basaltes. Les andésites acides et les rhyolites sont peu abondantes. Les andésites basiques manquent totalement. Cette coupure est peut-être liée à l'échantillonnage. Si l'on se base sur les concentrations en MgO (MgO<6,7%) et Ni (Ni<41 ppm), on remarque que ces roches sont relativement fractionnées. Enfin, il faut signaler les teneurs en TiO_2 (1,4%<TiO_2<1,0%) anormalement élevées de certaines laves pour des basaltes orogéniques.

2.4.2. Variations des éléments au sein de la série volcanique de Teloloapan

Le comportement des éléments majeurs et traces dans ces laves est très variable. On peut subdviser ces éléments en trois groupes suivant leur comportement durant les processus métamorphiques :

- (1) éléments extrêmement mobiles durant le métamorphisme soit Na_2O, K_2O, CaO, Rb, Sr et Ba;
- (2) éléments compatibles relativement peu mobiles ou pas mobiles comme Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, MnO, TiO_2, Cr, Ni, Sc et V.
- (3) éléments réputés immobiles comme Y et Zr.

Le premier groupe

Comme le métamorphisme de bas degré provoque la destabilisation des plagioclases et/ou la recristallisation du verre, les éléments comme CaO, Na_2O, K_2O Sr, Rb et Ba deviennent très mobiles. Les variations importantes des concentrations de ces éléments pour un même faciès volcanique évoquent aussi des échanges chimiques entre la lave et les fluides. On sait que des fluides riches en K_2O provoquent la cristallisation de la

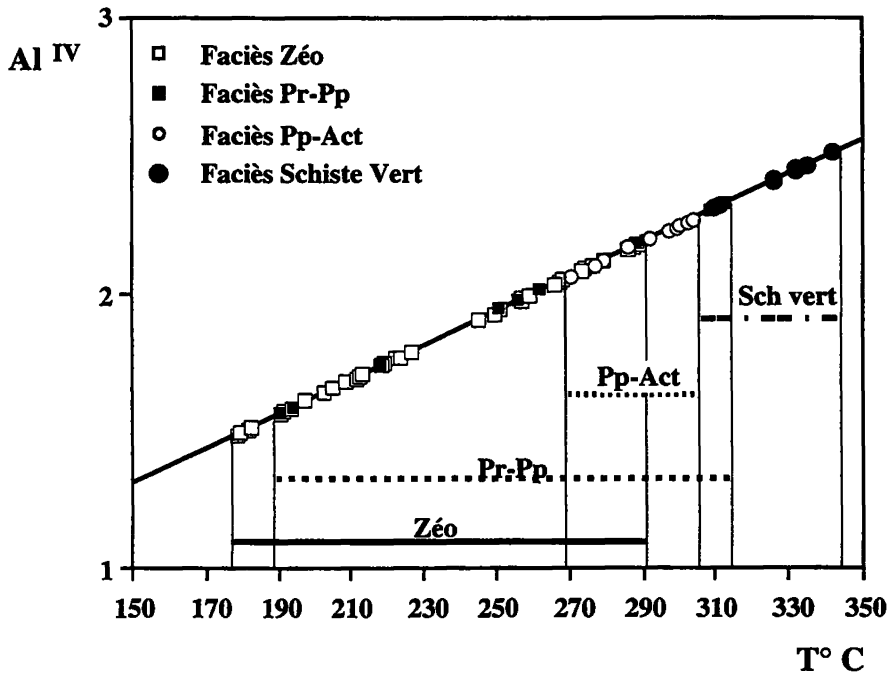


FIG. 37. - Variations de l'Al ^{IV} et des températures en fonction du degré de métamorphisme dans les laves de Teloloapan. Températures calculées avec le géothermomètre de Cathelineau [1988].

FIG. 37. - *Variaciones del Al^{IV} y de las temperaturas en función del grado metamórfico en las lavas de Teloloapan. Temperaturas calculadas con el geotermómetro de Cathelineau [1988].*

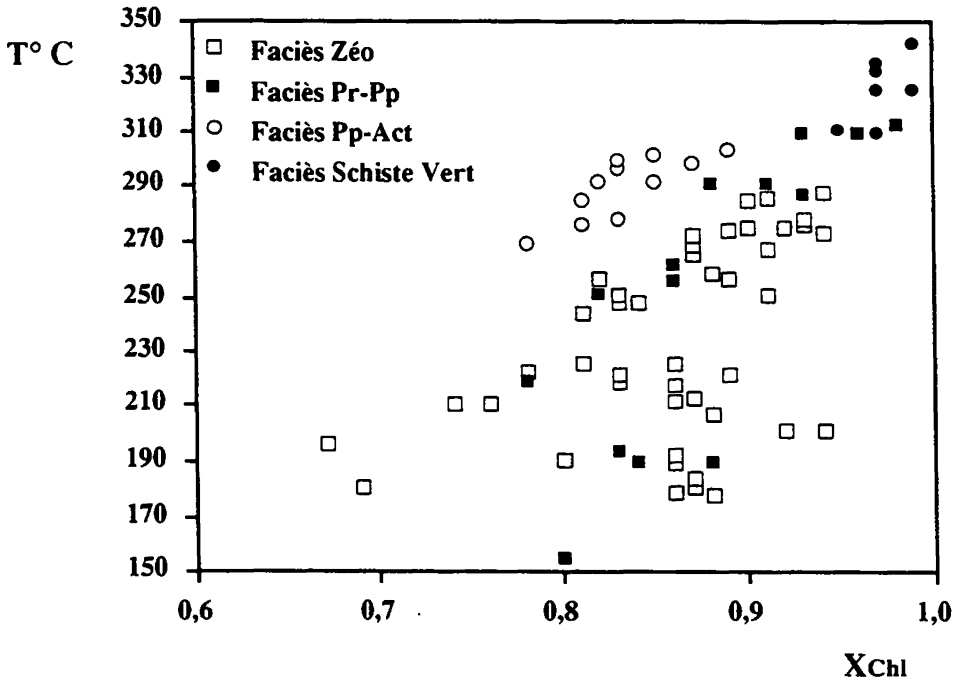


FIG. 38. - Relations entre la proportion de chlorite (XChl) et la température dans les chlorites des différents faciès métamorphiques de Teloloapan.

FIG. 38. - *Relaciones entre la proporción de clorita (XChl) y la temperatura en las cloritas de las diferentes faciès metamórficas de Teloloapan.*

céladonite et de l'adulaire. Ainsi, les différences des concentrations en K_2O et Rb entre les deux rhyolites échantillonnées au même endroit sont liées à la présence d'adulaire qui a cristallisé en fortes proportions dans l'échantillon M-12 (tableau III) et qui est absent dans l'autre (M-14). Cependant, pour établir un bilan chimique précis entre les éléments qui se concentrent ou qui sont lessivés, il faut pouvoir comparer avec une roche de même minéralogie dépourvue de tout métamorphisme. Un tel bilan n'a pu être établi ici car nous n'avons pas trouvé des laves ayant des minéralogies identiques et dépourvues de toute altération.

Le deuxième groupe

Considérons d'abord les éléments traces compatibles comme Cr, Ni, TiO_2, Sc et V qui sont réputés comme très peu mobiles durant le métamorphisme de bas degré (éléments lourds ou se concentrant dans des minéraux qui restent stables comme les clinopyroxènes).

Cr et Ni se concentrent respectivement dans le clinopyroxène et l'olivine (K_{Cr}=43-245; K_{Ni}=10-50; Luhr et Carmichael [1980; 1985]) alors que le Sc et le V (et TiO_2) sont des éléments montrant une forte affinité pour les oxydes ferro-titanés (K_{Sc}=1,7-3,3; K_V=8,7-54) et, à un moindre degré pour les clinopyroxènes et les

amphiboles (K_{Sc}=2-20; K_V =1-6,3 [Henderson, 1982; Luhr et Carmichael, 1980, 1985]). Les teneurs en MgO, Cr et Ni sont faibles dans les roches basiques indiquant qu'elles sont déjà fractionnées. Elles ne peuvent être considérées comme des basaltes primitifs, représentatifs du liquide mantellique. Les concentrations en Cr et Ni décroissent depuis les basaltes à Ol + Cpx jusqu'aux basaltes à Opx + Amph, à l'exception d'un basalte à olivine (T-242) qui est très pauvre en Cr et en Ni (lessivage de ces éléments au cours de l'altération ou olivine et Cpx très pauvres en ces éléments). Inversement, les andésites à SiO_2 = 57 % présentent des variations très importantes en Cr et Ni (Tx-33 riche en Cr = 217 ppm et en Ni = 82 ppm). Les différences des concentrations au niveau des basaltes reflètent plutôt des processus d'accumulation de clinopyroxènes (par exemple T-206) ou la présence d'olivine (Tx-30). Les différences au niveau des andésites acides sont vraisemblablement liées aux clinopyroxènes enrichis en Cr et Mg qui auréolent les Opx suggérant des processus de mélanges magmatiques évoqués déjà lors de l'étude minéralogique.

Les variations des teneurs en TiO_2, V, MnO et Sc des basaltes révèlent le rôle important des oxydes ferro-titanés dans les processus d'accumulation de ces oxydes.

Les teneurs en Al_2O_3 varient entre 15,61% et 18,45% dans les basates. Ces variations sont liées du moins en partie, à la richesse en plagioclases de ces roches. En effet, la teneur en alumine la plus basse (Al_2O_3 = 16,71%) correspond à celle de l'échantillon Tx-30 qui est un basalte à Ol + Cpx relativement pauvre en plagioclase de la coupe de Villa de Ayala, tandis que la teneur la plus élevée (18,45%) correspond à celle d'un basalte à Opx + Amph extrêmement riche en plagioclase (T-268) de la coupe de Teloloapan. Cependant, les variations très importantes entre basaltes de même composition minéralogique sont à rattacher à la transformation métamorphique du plagioclase en albite et en minéraux secondaires riches en alumine et fer comme la prehnite, la pumpellyite, l'épidote etc...

Les andésites acides sont tout aussi alumineuses que les basaltes (16,71<Al_2O_3<17,03%). Seules les rhyolites montrent des teneurs relativement basses (Al_2O_3=12%). Cette baisse notable en alumine montre que la cristallisation du plagioclase se fait surtout dans les termes basiques; ce qui est d'ailleurs confirmé par les anomalies négatives marquées en Eu, observées dans les spectres de terres rares des rhyolites (fig. 44). Donc, les variations de l'alumine dans les basaltes sont liées d'une part à l'accumulation des plagioclases et d'autre part aux transformations métamorphiques de bas degré qui affectent ces laves.

Le troisième groupe

Zr est un élément fortement hygromagmatophile (K<<0,01) dans les roches de composition basique à intermédiaire. Les teneurs en Zr sont élevées dans l'ensemble des laves (99-223 ppm). Elles augmentent systématiquement depuis les basaltes (99<Zr ppm<143) et les andésites (147<Zr ppm<174) jusqu'aux rhyolites (176<Zr ppm<223). Cependant, on observe une assez forte dispersion des concentrations quel que soit le type de lave.

L'Y est un élément considéré comme hygromagmatophile en l'absence d'amphibole. Dans les séries orogéniques et notamment dans les séries calco-alcalines renfermant de l'amphibole, Y est considéré comme un élément compatible (K_Y = 2,0-6,2 [Henderson, 1982]). Les laves de Teloloapan sont relativement enrichies en Y, comparées aux roches de séries calco-alcalines présentant des minéralogies identiques [Gill, 1981). Les basaltes, comme d'habitude montrent une très grande variation en Y. Inversement, les deux andésites acides montrent des teneurs identiques (Y = 23,7 ppm). Les différences observées dans les concentrations en Y des basaltes ne semblent pas liées à la présence ou l'absence d'amphiboles puisque des basaltes avec ou sans amphiboles montrent des concentrations presque identiques. Par exemple Tx-242 qui est un basalte à Ol et Cpx est légèrement plus riche en Y (Y = 36 ppm) que Tx-65 qui est à deux pyroxènes et amphibole (Y = 33 ppm). Si l'on oppose Y en fonction de Zr, considéré ici comme un indice de différenciation, on remarque que les points représentatifs des basaltes forment deux groupes (fig. 40). La majorité des points formant le premier groupe s'alignent relativement bien à partir de Zr = 100 ppm pour des concentrations en Y (Y = 23 ppm; T-220 basalte aphyrique de Tenanguillo) jusqu'aux basaltes à Opx + Cpx (Tx-54; Zr = 151 ppm; Y = 34 ppm). Les basaltes à Cpx + Opx + amphibole ont des concentrations intermédiaires. Ces variations entre Y et Zr suggère l'importance de l'amphibole dans le fractionnement de ces basaltes. L'autre groupe est formé par un basalte à Opx + Cpx + Amph de Teloloapan (T-268) et les basaltes à Ol + Cpx de Villa Ayala (Tx-242, Tx-30). Ce sont surtout ces deux dernières laves qui sont nettement enrichies en Y pour des concentrations en Zr identiques. Si l'on peut considérer que l'enrichissement en Y du basalte de Teloloapan lié à la présence d'amphibole (caractère accumulatif), on ne peut utiliser le même raisonnement pour les basaltes à olivine de Villa Ayala. Ce caractère enrichi en Y suggère que les basaltes de Villa Ayala dérivent d'un magma différent.

Conclusions

Les variations des éléments majeurs et en traces dans les laves de Teloloapan suggèrent que les différences chimiques globales observées dans ces roches sont dues à différents processus :

- (1) le métamorphisme de bas degré qui a entraîné une profonde modification des concentrations

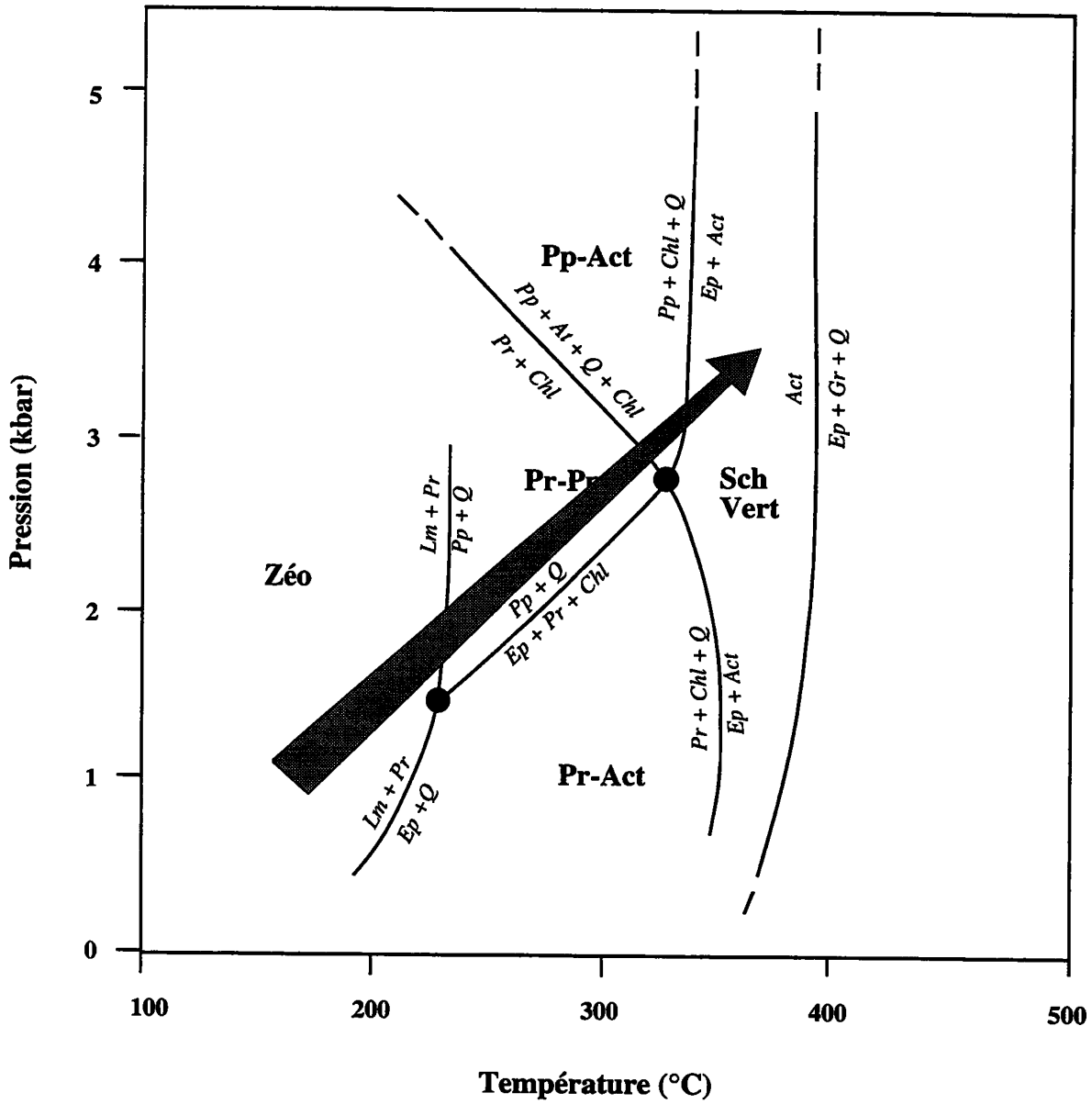


FIG. 39. – Grille pétrogénétique simplifiée des métabasites montrant les conditions de pression et température estimées pour le métamorphisme de type océanique de Teloloapan [d'après Liou *et al.*, 1987].

FIG. 39. – *Diagrama petrogénetico de rocas basiques mostrando las condiciones de presión et temperatura estimadas para el metamorfismo de tipo oceánico de Teloloapan [según Liou et al., 1987].*

originelles des alcalins, de la chaux, des éléments traces lithophiles (Ba, Sr, Rb) et, dans un moindre mesure, de l'alumine;

- (2) les grandes familles pétrographiques recensées sont nées de processus de cristallisation fractionnée dominés par les oxydes ferro-titanés, les pyroxènes, les plagioclases et les amphiboles;

- (3) les différences chimiques dans les éléments compatibles observées dans les basaltes sont liées à l'accumulation des plagioclases, des pyroxènes et des oxydes ferro-titanés;

- (4) les différentes concentrations en Y des basaltes sont liées au fractionnement et à l'accumulation de l'amphibole;

- (5) enfin, on observe des processus de mélanges magmatiques qui entraînent des enrichissements en Cr et en Ni dans les andésites acides.

2.4.3. *Affinité magmatique des laves de Teloloapan*

Pour caractériser l'affinité magmatique des laves de Teloloapan, nous avons fait appel :

- (1) à des diagrammes utilisant des éléments traces considérés comme peu mobiles durant le métamorphisme et établis à partir de séries volcaniques récentes (V en fonction de Ti de Shervais, 1982; Ti en fonction de Zr; Zr-Ti/100-Y.3 de Pearce et Cann [1983]);

- (2) des spectres de terres rares normalisées aux chondrites [Evenson *et al.*, 1978];
- (3) des spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] et aux MORB [d'après Pearce, 1983; Sun et McDonough, 1989].

Dans le diagramme V en fonction de Ti/1000 de Shervais [1982] (fig. 41), les points représentatifs des basaltes et des andésites acides de Teloloapan occupent le champ des MORB car comme nous l'avons souligné auparavant les fortes teneurs en V et Ti sont liées à l'accumulation des oxydes ferro-titanés. On retrouve la même tendance dans le diagramme Ti en fonction de Zr (fig. 42), où la majorité des points représentatifs des laves étudiées se placent à la limite des champs des laves calco-alcalines et des basaltes océaniques. Enfin, dans le triangle Zr-Ti/100-Y.3 (fig. 43), ces mêmes points représentatifs se répartissent dans le domaine des laves calco-alcalines et dans le champ commun aux laves tholéïtiques d'arc et calco-alcalines.

Les spectres de terres rares des laves de Teloloapan (fig. 44A à E) sont regroupés d'après les faciès pétrographiques. Tous ces spectres ont en commun de fortes concentrations en terres rares (La = 78-126 pmm; Yb = 11-18 fois les chondrites) et un enrichissement marqué en terres rares légères ([$La/Yb)_N$ = 5,6-10]. Ce dernier caractère est typique des séries calco-alcalines moyennement à fortement potassiques [Gill, 1981].

La comparaison des spectres des différents types de basalte soulève certaines remarques.

Les basaltes aphyriques (fig. 44A) sont les plus enrichis en terres rares légères ($(La/Yb)_N$ >100) et leur anomalie négative en Eu est très peu marquée (Eu/Eu* = 0,90-0,94). Ce dernier caractère montre que le fractionnement des plagioclases était peu important dans la différenciation de ces laves.

Les basaltes à Ol + Cpx de Villa de Ayala (fig. 44B) diffèrent des précédents par une anomalie négative en Eu plus marquée (Eu/Eu* = 0,83-87) et de plus fortes teneurs en terres rares lourdes (Er, Yb et Lu). Cette anomalie négative en Eu implique un fractionnement des plagioclases qui est donc relativement précoce puisqu'il accompagne la précipitation de l'olivine. Le fractionnement précoce des plagioclases (en général de l'anorthite et/ou de plagioclases calciques) est un caractère classique des séries calco-alcalines (forte fugacité en oxygène). Les fortes teneurs en terres rares lourdes (Yb = 2,67-2,84 ppm; Er = 2,93-3,24 ppm) vont de pair avec l'enrichissement marqué en Y de ces basaltes (fig. 40).

Les basaltes à Opx + Cpx, à Opx + Amp ± Cpx et les andésites (fig. 44C et D) ont des spectres très comparables caractérisés par des anomalies négatives plus ou moins marquées en Eu et des fractionnements des terres rares lourdes un peu plus importants dans les laves à amphibole.

Les spectres des rhyolites (fig. 44E) sont totalement différents de ceux des basaltes et des andésites acides. Ils montrent une allure en cloche très proche de celle classique des tonalites et trondjhémites de tholéïtes d'arc [Cullers and Graf, 1984] ou celles de Fiji [Gill et Stork, 1979]. Leur enrichissement en terres rares légères est moins important que celui des basaltes et des andésites ($(La/Yb)_N$= 3-4). Inversement, l'anomalie négative bien marquée en Eu (Eu/Eu* = 0,52-0,57) souligne l'importance du fractionnement des plagioclases. Enfin, ces roches montrent un enrichissement en terres rares lourdes lié vraisemblablement à la présence de sphène, zircon et apatite qui concentrent ces éléments [Nagasawa, 1979]. Elles ne dérivent certainement pas des basaltes et des andésites calco-alcalins par cristallisation fractionnée.

Les spectres multi-éléments des basaltes et des andésites de Teloloapan normalisés au Manteau Primitif et aux MORB montrent très clairement l'extrême mobilité de tous les éléments lithophiles puisque l'enrichissement en Rb, Ba, K et Sr varie différemment d'une roche à l'autre. Cependant, par rapport au manteau primitif (fig. 45), toutes ces laves sont enrichies en éléments lithophiles. Certaines seulement présentent une anomalie négative plus ou moins marquée en Nb, Ti et terres rares lourdes (Gd excepté; fig. 45D).

Quelles que soient les valeurs de normalisation choisies [Pearce, 1983; Sun et McDonough, 1989], les basaltes et andésites de Teloloapan sont systématiquement appauvris en TiO_2, en Y et en terres rares lourdes (fig. 46).

Le comportement du Nb varie en fonction des types pétrographiques. L'appauvrissement en Nb (en Ta, Hf, TiO_2) par rapport aux MORB est considéré comme un caractère fortement discriminant dans les laves orogéniques [Gill, 1976; Gill, 1981; White et Patchett, 1984; Ewart et Hawkesworth, 1987]. C'est pourquoi, le dosage de cet élément fortement hygromagmatophile a été dupliqué dans trois laboratoires et par deux méthodes : ICP au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique et à l'Institut Dolomieu de Grenoble et ICPMS au Laboratoire du CNRS de Solaise (*cf.* Conditions analytiques en annexes). L'anomalie négative en Nb par rapport aux MORB varie selon les faciès pétrographiques (fig. 46). Cependant, les rapports La/Nb sont compris entre 2,30 et 6,47 et donc caractéristiques de laves calco-alcalines moyennement à fortement potassiques [Gill, 1981). Si l'on compare les concentrations en Nb des basaltes pour des teneurs identiques ou approchées en Zr (Zr>100 ppm; donc à taux de fractionnement comparables) on remarque que les basaltes aphyriques de Tenanguillo sont les plus enrichis en Nb (11,6-29,7 ppm). De même pour des teneurs identiques en Zr (113 ppm), le basalte à Opx +Cpx (Tx-65) est plus riche en Nb (5,6 ppm) que le basalte à Ol + Cpx (Tx-30; Nb=3,4 ppm). Ces différents enrichissements en Nb ne sont vraisemblablement pas liés à la cristallisation fractionnée puisque les basaltes en principe les moins différenciés sont les plus riches en

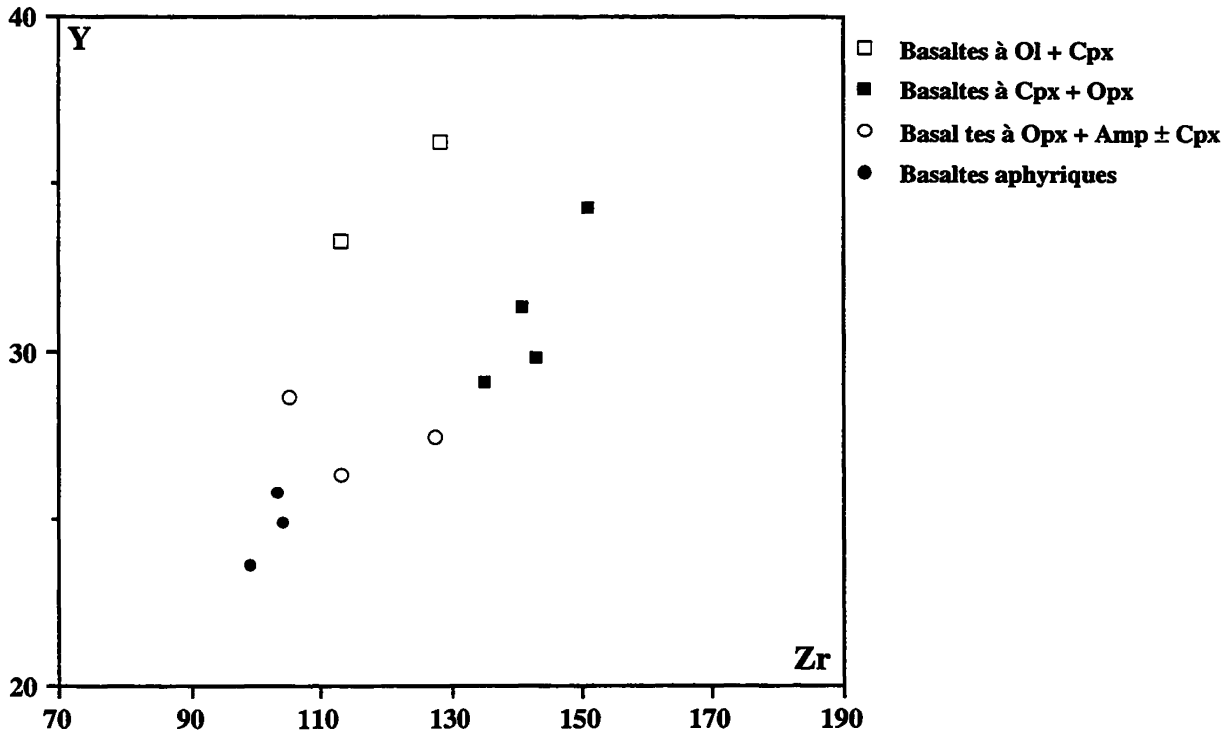


FIG. 40. - Variation de l'Y en fonction du Zr dans les basaltes de la séquence de Teloloapan.

FIG. 40. - *Variaciones del Y en función del Zr en los basaltos de la secuencia de Teloloapan.*

Nb (Nb et Zr augmentant avec la différenciation dans les séries calco-alcalines d'après Gill [1981]).

De plus, on peut remarquer que l'enrichissement en Nb se corrèle naturellement avec celui du TiO_2 mais dans le cas des basaltes de Teloloapan, cet enrichissement en Nb est couplé avec un accroissement des concentrations en terres rares légères et en P_2O_5.

Ainsi, les différences géochimiques présentées par les basaltes calco-alcalins de Teloloapan sur la base des éléments considérés comme peu ou pas mobiles durant le métamorphisme de bas degré (Nb, TiO_2, terres rares et Y) reflètent vraisemblablement des différences dans les sources de ces roches (source mantellique appauvrie ou enrichie, différents taux de fusion partielle, présence ou non d'amphibole résiduelle dans la source, etc....). Les données géochimiques isotopiques (Chapitre IV) permettront d'expliquer, tout au moins partiellement, ces différences géochimiques.

Les spectres multi-éléments des rhyolites normalisés aux ORG (Granites des rides médio-océaniques de Pearce *et al.* [1984]; fig. 47) montrent que ces roches sont :

- (1) très enrichies ou très appauvries en K_2O et Rb;
- (2) enrichies en Nb par rapport aux ORG;
- (3) plus ou moins appauvries par rapport aux ORG en Ba et en éléments à forte charge ionique (Zr, Sm, Y et Yb).

Leurs spectres ont été comparés d'une part à ceux des plutonites acides (diorite quartzique, tonalite et granophyre à albite) de la séquence tholéïtique d'arc de Guanajuato datée du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique central et d'autre part à ceux de rhyolites calco-alcalines mésozoïques de Chine méridionale. La séquence de Guanajuato est interprétée comme une croûte d'arc intra-océanique formée au début du fonctionnement de l'arc [Lapierre *et al.*, 1992a]. Les rhyolites calco-alcalines de Chine appartiennent à un environnement de marge active [Lapierre *et al.*, 1992c]. Les spectres multi-éléments des rhyolites de Teloloapan sont totalement différents des rhyolites calco-alcalines fortement potassiques de marge active. En effet, ces rhyolites calco-alcalines, comparées aux rhyolites de Teloloapan et aux ORG sont enrichies en éléments à forte charge ionique à l'exception de Yb et Y. Les spectres des rhyolites de Teloloapan sont très comparables à ceux des plutonites acides de Guanajuato, à l'exception du comportement de l'Yb et Y. En effet, comparées aux plutonites de Guanajuato, les rhyolites de Teloloapan sont fortement appauvries en ces éléments. Ainsi, les rhyolites de Teloloapan montrent des affinités de tholéïtes d'arc.

En conclusion, les basaltes et les andésites acides de Teloloapan sont calco-alcalins. Leur différenciation par cristalllisation fractionnée est dominée par le plagioclase, les oxydes ferro-titanés, les pyroxènes et les amphiboles mais ils ne dérivent pas d'un même magma. Les basaltes présentent des différences géochimiques en Nb, P_2O_5, TiO_2 et terres rares qui montrent qu'ils ne sont pas cogénétiques.

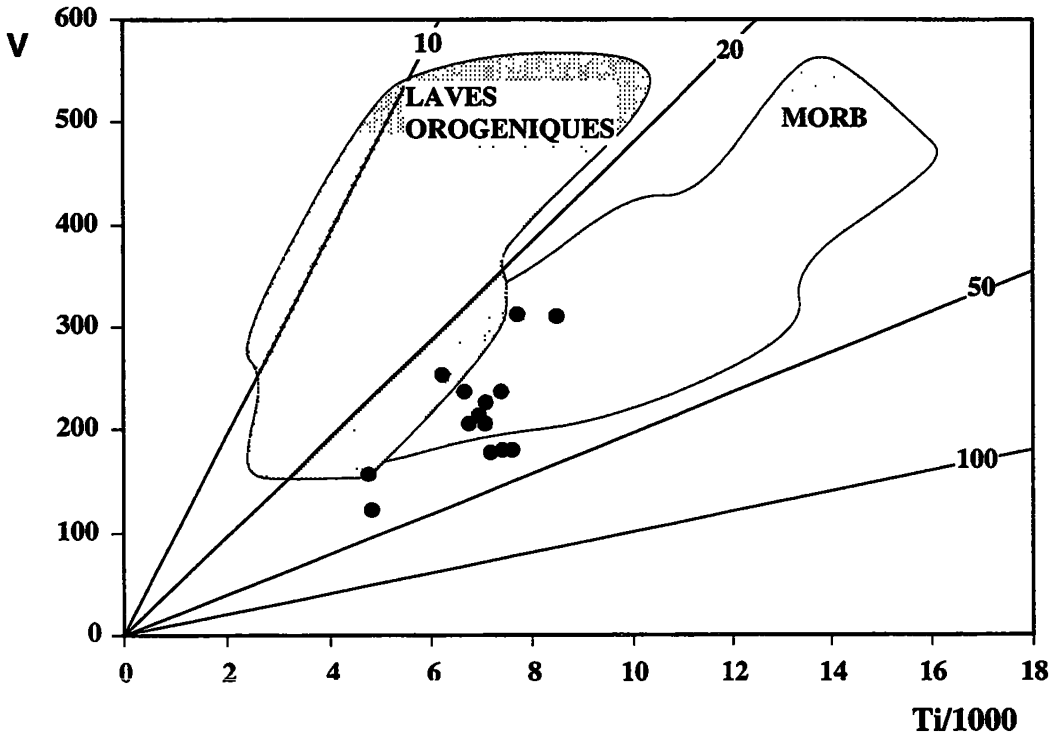


FIG. 41. – Diagramme discriminant V en fonction du Ti de Shervais [1982] pour les laves basiques et intermédiaires de Teloloapan.

FIG. 41. – *Diagrama de discriminación V en función del Ti de Shervais [1982] de las lavas básicas e intermedias de Teleloapan.*

Les rhyolites sont géochimiquement totalement différentes des andésites acides. Leur affinité est tholeïtique d'arc. Elles ne dérivent certainement pas des basaltes ou des andésites acides calco-alcalins par cristallisation fractionnée. Elles pourraient dériver de la fusion partielle de roches tholéïtiques d'arc ressemblant à la séquence magmatique de Guanajuato.

Si l'on compare les basaltes et andésites de Teloloapan avec des séries calco-alcalines d'arc insulaire intra-océanique édifiées sur une croûte océanique comme les arcs des Mariannes ou des Aléoutiennes, ces roches apparaissent enrichies en éléments à forte charge ionique (HFSE) comme l'Y (23,6-36,29 ppm), le Zr (99-174 ppm), le Nb (3,4-29,3 ppm), les terres rares lourdes (1,99<Yb ppm<2,84) et TiO_2 (1,11-1,41%). Ces concentrations sont néanmoins proches de celles que l'on trouve dans les laves calco-alcalines présentant des degrés de fractionnement comparables et appartenant à des séries moyennement à fortement potassiques d'arcs insulaires évolués, édifiés sur des blocs continentaux et/ou sur de la lithosphère océanique épaissie (type croûte intermédiaire) [*p.e.* l'arc Indonésien [Whitford *et al.*, 1977, 1979; Whitford et Jesek, 1979; Stolz *et al.*, 1990]; l'arc des Petites Antilles [Brown *et al.*, 1977; Hawkesworth et Powell, 1980]; ou dans des séries shoshonitiques de la «Northern Seamount Province» de l'arc des Mariannes [Lin *et al.*, 1989]. En effet, les concentrations en terres rares des basaltes de Teloloapan sont tout à fait comparables à celles des shoshonites de l'arc des Mariannes. Les rapports $(La/Yb)_N$, La/Nb, Ti/Zr, Ti/V; Zr/Yb faisant intervenir des éléments considérés comme peu mobiles durant le métamorphisme océanique varient peu au cours de la cristallisation fractionnée; ils sont donc susceptibles de donner des informations sur les caractéristiques géochimiques des sources mantelliques [Gill et Whelan, 1989; Stolz *et al.*, 1990]. Dans les basaltes et andésites de Teloloapan, ces rapports sont généralement élevés, suggérant que certaines concentrations en éléments comme Nb, Y, terres rares, et peut être même dans certains cas TiO_2, reflètent des caractéristiques liées à la ou aux sources mantelliques.

2.5. Conclusions de l'étude sur la séquence de Teloloapan

Les formations de la séquence de Teloloapan offrent à l'affleurement une coupe dans les niveaux supérieurs d'un arc insulaire crétacé inférieur totalement immergé. En effet, les termes exclusivement volcaniques liés directement à l'activité magmatique de l'arc forment toujours la base visible de la succession. De plus, la couverture sédimentaire de l'arc est omniprésente.

Les niveaux inférieurs de la succession lithostratigraphique sont formés d'un puissant empilement de basaltes en coussins et/ou massifs associés à des pyroclastites, des sédiments tuffacés à radiolaires et des dépôts conglomératiques du type «débris flows». Le sommet de la pile est dominé par des

turbidites volcanoclastiques dans lesquelles s'intercalent des «débris flows» basaltiques et andésitiques. Les laves acides sont sporadiques. La couverture sédimentaire, d'âge Aptien-Albien, est constituée de calcaires récifaux à subrécifaux et bioclastiques qui passent latéralement à des calcaires détritiques fins. La succession volcano-sédimentaire de l'arc est couronnée par des sédiments gréso-pélitiques.

La présence à la base de la pile volcanique de sédiments tuffacés à radiolaires et au sommet de niveaux lenticulaires de brèches calcaires et de biocalcarénites à faune récifale ou péri-récifale surmontés par des récifs (type biostrome) indiquent une évolution rapide de l'environnement sédimentaire de l'arc. Au début de l'activité volcanique les laves s'épanchent dans un milieu relativement profond où domine la sédimentation pélagique. A la fin de l'activité magmatique de l'arc le milieu devient franchement néritique et récifal. De plus, les épaisseurs variables de toutes les unités volcaniques et sédimentaires ainsi que la présence, (1) de coulées basaltiques en coussins, peu épaisses (10 m) passant latéralement à des brèches provenant de leur démantèlement («débris flows»), associées et/ou recouvertes par des tufs granoclassés, (2) des ignimbrites et (3) des calcaires récifaux contenant des laminations algaires typiques d'environnements infralittoraux (<10 m), indique que la topographie sous-marine de l'arc était très irrégulière. Des appareils volcaniques sous-marins, parfois émergés, avoisinaient des zones plus profondes où se déposaient les turbidites volcanoclastiques.

La séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan montre des évidences de deux phases métamorphiques liées à des processus tectoniques différents :

(1) Les roches volcaniques et volcanoclastiques renferment des paragenèses métamorphiques caractéristiques des faciès zéolites, prehnite-pumpellyite, pumpellyite-actinote et schiste vert produites par un métamorphisme hydrothermal de type océanique et d'enfouissement dans des conditions statiques. La répartition des phases le long de la colonne stratigraphique indique que les gradients métamorphiques ont été essentiellement contrôlés par la profondeur. Ainsi, la température et la pression passent d'environ 150° C et 1 kb dans le faciès zéolite des niveaux stratigraphiques sommitaux à des températures et des pressions voisines de 400° C et de moins de 4 kb dans le faciès schiste vert des niveaux stratigraphiques inférieurs. La fO_2, élevée dans l'ensemble, semble décroître avec la profondeur. Finalement, les compositions chimiques des phases métamorphiques ferro-alumineuses, de la chlorite et du sphène varient systématiquement avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme et donc avec la profondeur. Les limites des faciès sont toujours définies par la disparition d'au moins, une phase, et l'apparition et/ou l'extension du champ de stabilité des minéraux caractéristiques.

Les fluides hydrothermaux probablement issus de l'interaction de l'eau de mer avec le magma sont riches en K et pauvres en CO_2. Ces observations sont en accord avec les variations des concentrations des éléments lithophiles à faible charge ionique [Talavera et Lapierre, 1992], réputés mobiles pendant le métamorphisme de bas degré. De plus, le débit en coussins des laves et la présence de nombreux niveaux de pyroclastites et d'épiclastites dans toute la pile volcano-sédimentaire de l'arc a favorisé la percolation de ces fluides.

(2) Pendant la mise en place tectonique des séries d'arc, les roches volcaniques et la couverture sédimentaire ont subi une recristallisation irrégulière dans des conditions de métamorphisme inférieures au faciès schiste vert (T < 350° C). Les associations minérales de ce métamorphisme sont bien développées seulement à proximité des grands chevauchements. Cette recristallisation se matérialise par le développement d'une fabrique schisteuse définie par l'alignement de minéraux micacés et de l'amphibole et par des recristallisations minérales dans les zones abritées autour des phénocristaux.

La séquence de Teloloapan est constituée d'une série basalto-rhyolitique où les basaltes prédominent et s'observent à tous les niveaux de la succession volcano-sédimentaire tandis que les andésites et les rhyolites ne sont présentes que dans les termes supérieurs. Les basaltes à olivine n'apparaissent qu'à la base tandis que les basaltes à amphibole sont associés aux andésites acides et rhyolites du sommet. La séquence de cristallisation des basaltes et des andésites, c'est-à-dire : Olivine ———> (anorthite) ———> oxydes de Fe-Ti ——> clinopyroxène ———> orthopyroxène ———> plagioclase ———> clinopyroxène———> amphibole est typique de séries calco-alcalines. Les rapports élevés de Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes et les faibles teneurs en Al^{VI} des amphiboles indiquent que le fractionnement a eu lieu à basse pression probablement dans les niveaux supérieurs de la croûte de l'arc.

Les basaltes et les andésites acides de Teloloapan montrent des caractéristiques minéralogiques, pétrographiques et géochimiques typiques de séries calco-alcalines, à savoir : (1) présence de basaltes et d'andésites à deux pyroxènes et amphibole; (2) cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés; (3) compositions des clinopyroxènes; (4) appauvrissement en Fer au cours de la différentiation; (5) teneurs élevées en éléments lithophiles à faible charge ionique et en terres rares; et, (6) rapports $(La/Yb)_N$ élevés. Les différences chimiques observées dans les basaltes au niveau du Nb, de l'Y et des enrichissements en terres légères suggèrent que ces roches ne sont pas cogénétiques. Les rhyolites montrent des affinités de tholéïtes d'arc. Enfin, le métamorphisme statique océanique et d'enfouissement de bas degré (zéolites à faciès schiste vert) a profondément perturbé la géochimie des éléments lithophiles.

Par rapport aux séries calco-alcalines d'arc insulaire

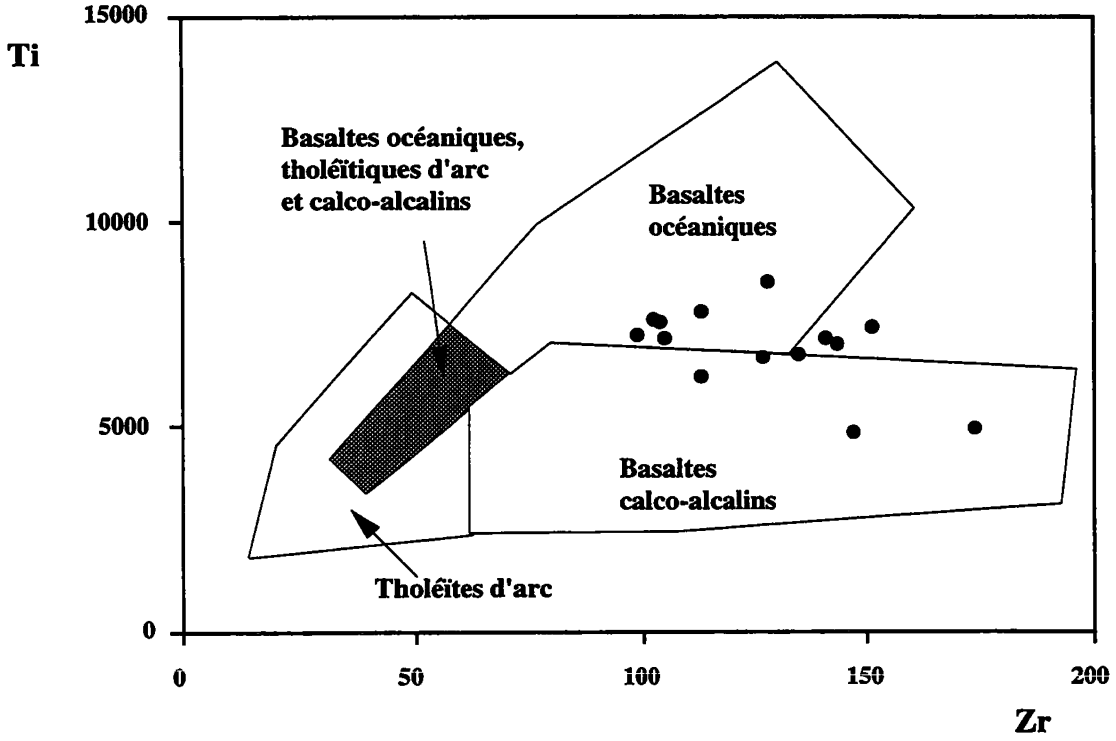


FIG. 42. – Diagramme discriminant Ti en fonction du Zr de Pearce et Cann [1983] pour les laves basiques et intermédiaires de Teloloapan.

FIG. 42. – *Diagrama de discriminación Ti en funcion del Zr de Pearce y Cann [1983] de las lavas básicas e intermedias de Teloloapan.*

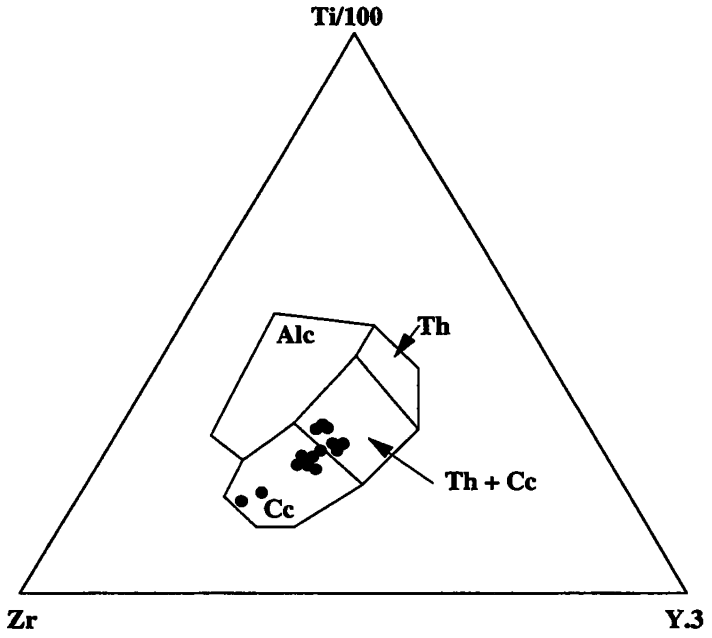


FIG. 43. – Diagramme discriminant Ti-Zr-Y de Pearce et Cann [1983] pour les laves basiques et intermédiaires de Teloloapan. (Alc) Basaltes alcalins; (Th) Tholéïtes d'arc; (Cc) Basaltes calco-alcalins.

FIG. 43. – *Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y de Pearce y Cann [1983] de las lavas básicas e intermedias de Teloloapan. (Alc) Basaltos alcalinos; (Th) Tholeitas de Arco; (Cc) Basaltos calco-alalinos.*

«purement» intra-océanique, les basaltes et les andésites de Teloloapan sont enrichies en HFSE et REE; elles sont comparables d'une part aux laves calco-alcalines moyennement à fortement potassiques des arcs insulaires intra-océaniques évolués (comme par exemple les laves des arcs indonésien et de Banda, édifiés pour partie sur des blocs continentaux et pour partie sur de la lithosphère océanique) et d'autre part aux shoshonites de l'arc des Mariannes.

3. – LA SÉQUENCE VOLCANO-PLUTONIQUE D'ARCELIA

3.1. Introduction

La séquence volcano-plutonique d'Arcelia affleure à l'ouest de Teloloapan (fig. 48). Les levers cartographiques et les données stratigraphiques reviennent à Campa et Ramirez [1979] et Davila et

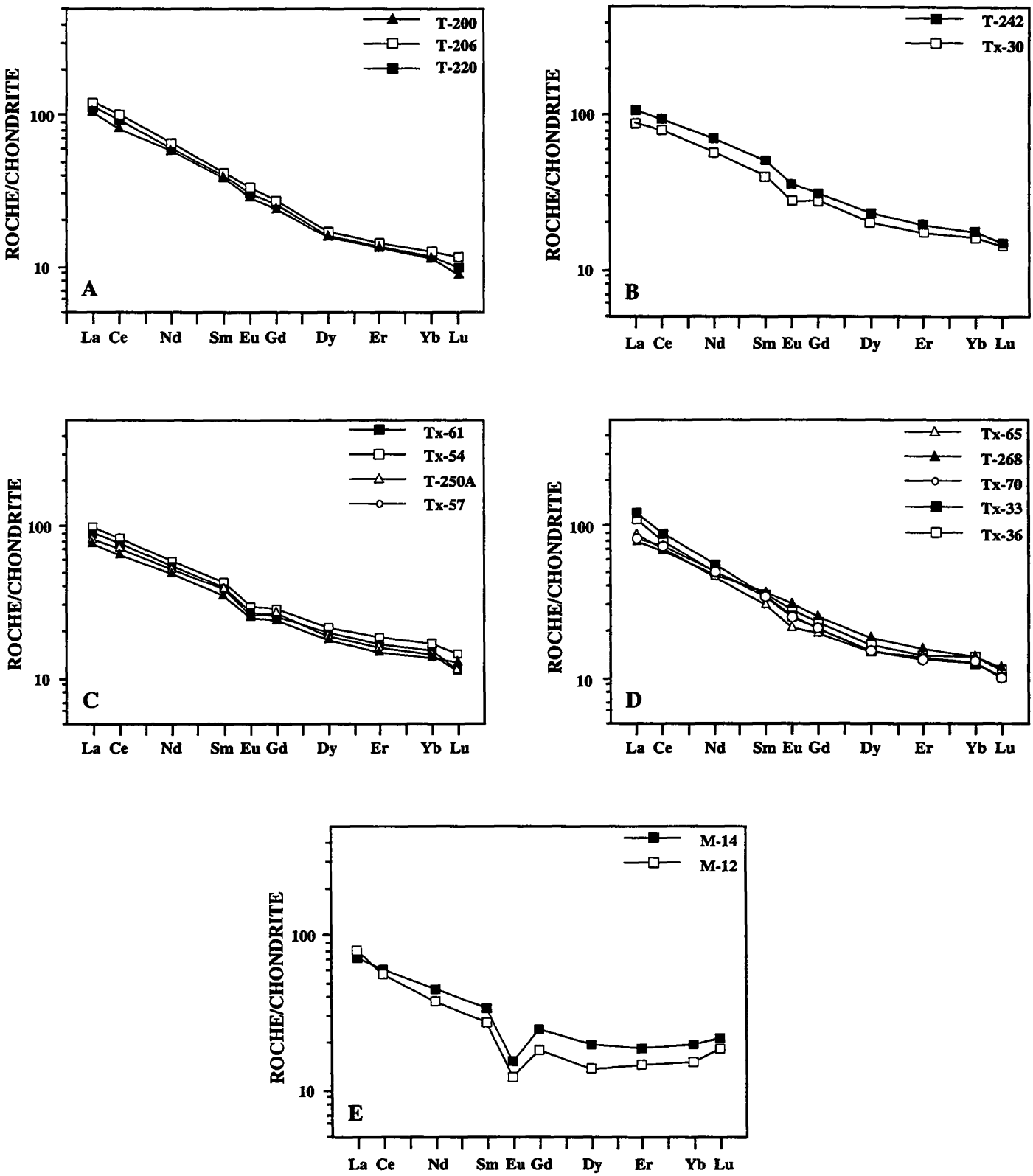


FIG. 44. - Diagrammes de terres rares normalisées par rapport aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978] des laves de Teloloaplan. (A): Basaltes aphyriques; (B) Basaltes à Ol+Cpx; (C) Basaltes à Cpx + Opx; (D) Basaltes et andésites à Opx + Amph +/- Cpx; (E) Rhyolites.

FIG. 44. - *Diagramas de tieras raras normalizadas con respecto a las condritas [Evensen et al., 1978] de las lavas de Teloloaplan. (A) Basaltos afíricos; (B) Basaltos de Ol+Cpx; (C) Basaltos de Cpx+Opx; (D) Basaltos y andesitas de Opx+Anf+/-Cpx; (E) Riolitas.*

Guerrero [1990]. Les études pétrographiques et géochimiques des formations volcaniques ont été réalisées par Ortiz [1992]. Nous résumons dans ce chapitre les principaux caractères pétrographiques et géochimiques de cette série afin de la comparer avec celle voisine de Teloloapan. Nous avons eu l'occasion

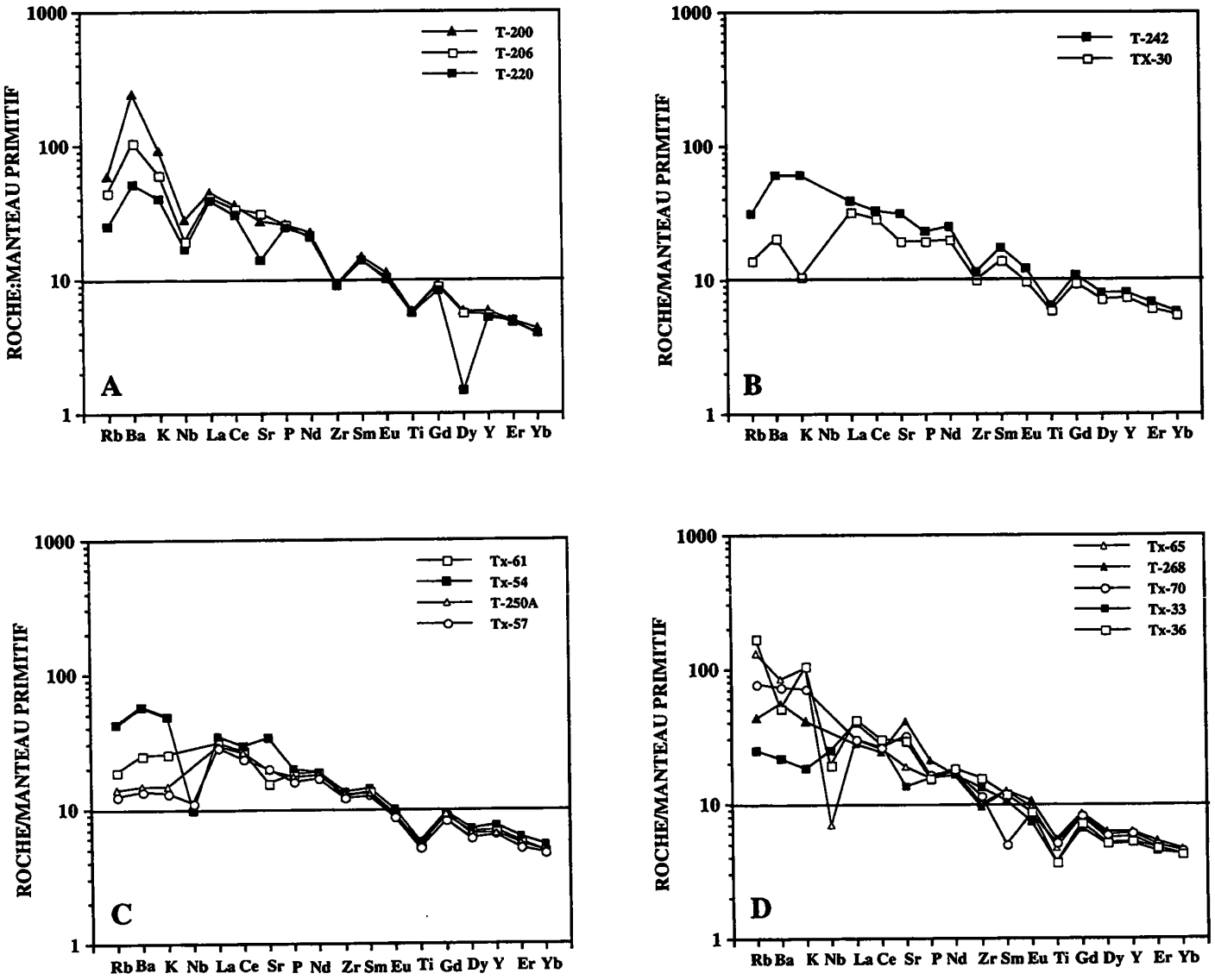


FIG. 45. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés par rapport au manteau primitif [Sun et Mc Donough, 1989] des laves de Teloloapan (A) Basaltes aphyriques; (B) Basaltes à Ol+Cpx; (C) Basaltes à Opx + Cpx; (D) Basaltes et andésites à Opx + Amph +/- Cpx. La ligne place arbitrairement à 10 fois le manteau le mantean sert de référence.

FIG. 45. – *Espectros de elementos litófilos normalizados con respecto al manto primitivo [Sun y McDonough, 1989] de las lavas de Teloloaplan. (A) Basaltos afíricos. (B) Basaltos con Ol + Cpx. (C) Basaltos con Opx + Cpx. (D) Basaltos y andesitas con Opx + Anf +/-Cpx. La linea colocada arbitrariamente a 10 veces el manto sirve de referencia.*

de lever quelques coupes dans l'ensemble volcanique et d'étudier les minéralogies métamorphiques des roches magmatiques. Ces résultats présentés ici complètent l'étude entreprise par Ortiz *et al.* [1991] et Ortiz]1992].

Deux unités tectono-magmatiques ont été reconnues :

- (1) Une épaisse pile volcanique essentiellement basaltique surmontée en concordance par des pélites à radiolaires associées à des grès volcanoclastiques et des tufs;

- (2) des klippes de roches plutoniques basiques et ultrabasiques qui flottent sur les basaltes et leur couverture sédimentaire.

Les laves, les sédiments et les roches plutoniques sont recouverts en discordance par le Tertiaire continental (grès, conglomérats et ignimbrites de Balsas); elles sont recoupées par des plutons dont l'âge s'étend depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Tertiaire.

3.2. La succession lithostratigraphique de la séquence volcano-plutonique d'Arcelia

3.2.1. L'unité volcanique basaltique

Cette unité est constituée de plus de 1500 m d'épaisseur de pillow lavas basaltiques associés à des brèches de coussins et des hyaloclastites (fig. 49). Le diamètre des coussins varie de quelques centimètres à plus d'un mètre (pl. 7, fig. 3). La matrice entre les

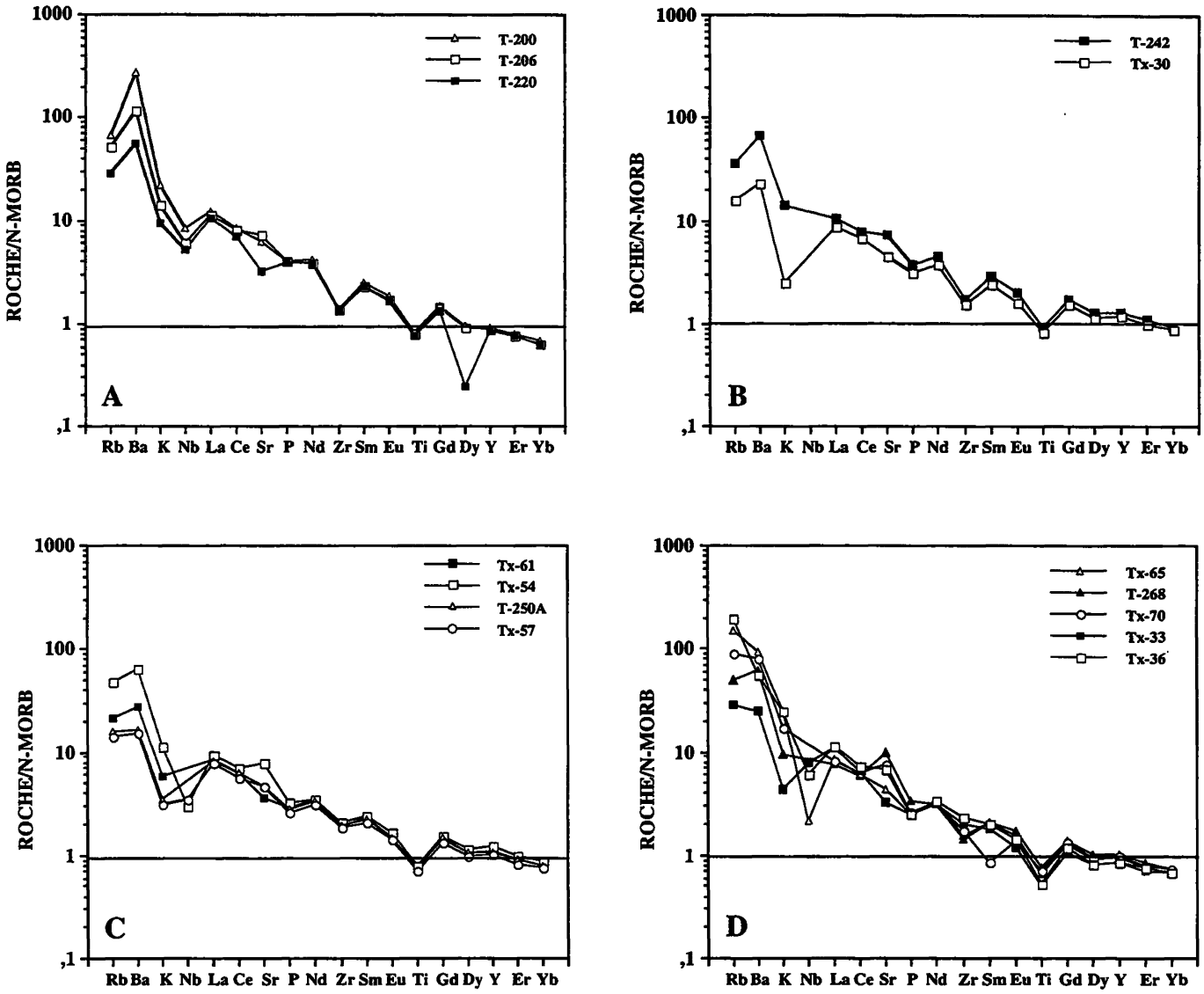


FIG. 46. - Diagrammes d'éléments lithophiles normalisés par rapport au MORB [Pearce, 1983] des laves de Teloloaplan. (A) Basaltes aphyriques. (B) Basaltes à Ol + Cpx. (C) Basaltes à Cpx+Opx. (D) Basaltes et andésites à Opx + Amph +/- Cpx.

FIG. 46. - *Diagramas de elementos litófilos normalizados con respecto a MORB [Pearce, 1983] de las lavas de Teloloapan. (A) Basaltos afíricos. (B) Basaltos de Ol+Cpx. (C) Basaltos de Cpx + Opx. (D) Basaltos y andesitas de Opx + Anf +/- Cpx.*

coussins, parfois très abondante, est formée de hyaloclastites et de calcaires micritiques qui localement forment des horizons lenticulaires s'intercalant entre les pillows. Les brèches et les hyaloclastites dessinent de minces horizons (10-20 cm) bien que localement leur épaisseur puisse dépasser le mètre. Vers le sommet, la taille des coussins diminue et les pyroclastites deviennnent de plus en plus abondantes. Elles s'interstratifient alors avec des pélites siliceuses à radiolaires et des tufs à cristaux de couleur claire.

Les basaltes sont recoupés à tous les niveaux par des essaims de filons basiques (dolérites et microgabbros) qui, à la base visible de la pile basaltique, deviennent si abondants qu'ils forment un véritable complexe filonien. Ces filons et parfois sills sont généralement épais de 1 à 2 m mais leur puissance peut atteindre parfois plus de 4 m (pl. 7, fig. 4).

3.2.2. La couverture sédimentaire des basaltes

Elle repose en concordance sur les laves. Le passage laves-sédiments est progressif. Les coulées volcaniques deviennent plus massives; leur épaisseur diminue. Les pélites siliceuses et les radiolarites augmentent (pl. 7, fig. 5). Elles s'interstratifient d'abord avec des tufs puis ensuite avec des grès volcanoclastiques (pl. 7, fig. 6). La couverture sédimentaire proprement dite a une puissance maximale de 600 m.

Quel que soit leur gisement, interstratifiées dans les dernières coulées volcaniques ou avec les grès, ces pélites siliceuses ont fourni une faune de radiolaires (*Crucella messinae*, *Zifondium sp.*, *Podobursa sp.*, *Acanthocircus sp.*, *Paraonella sp.*, *Praeocaryoma sp.*, *Archaeodictyomitra sp.* et *Mita sp.*) qui datent le

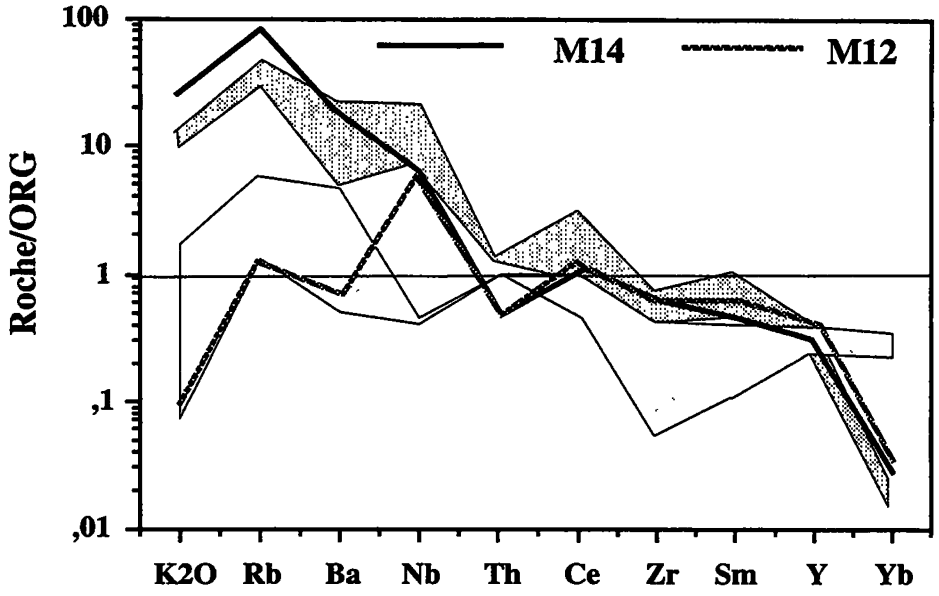


FIG. 47. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés au ORG [Pearce, 1984] des rhyolites de Teloloapan. Les champs des plutonites acides tholéïtiques de Guanajuato et des rhyolites calco-alcalines de Chine sont reportés pour comparaison.

FIG. 47. – *Espectros de elementos litofilos normalizados a ORG [Pearce, 1984] de las riolitas de Teloloapan. Los campos de las plutonitas acidas tholeíticas de Guanajuato et de las rilitas calco-alcalinas de China sont indicados para comparación.*

Champ des plutonites acides tholéïtiques de la séquence d'arc de Guanajuato (Mexique central) d'après Lapierre *et al.* (1992).

Champ de rhyolites calco-alcalines mésozoïques de marge active (Chine méridionale) d'après Lapierre *et al.* (1992).

sommet des laves et les sédiments de l'Albien-Cénomanien [Davila et Guerrero, 1990].

3.2.3. Les klippes de roches plutoniques

Ces klippes couvrent une superficie de quelques km^2 (pl. 7, fig. 1) et sont formées de cumulats ultrabasiques, associés à quelques gabbros, parfois lités, des diorites et des brèches magmatiques. Localement (*p.e.*, entre Palmar Chico et Palmar grande; fig. 48), cette association plutonique affleure sous les basaltes sans que l'on puisse toutefois préciser la nature du contact.

Les ultrabasites très fortement serpentinisées varient en composition depuis des dunites jusqu'aux clinopyroxénites en passant par des werhlites. Leur composition est identique à celle des cumulats ultrabasiques de San Juan de Otates (Etat de Guanajuato, Mexique central) interprétés comme la base d'une séquence d'arc tholéïtique (Séquence plutono-volcanique de Guanajuato; Monod *et al.* [1990]; Ortiz *et al.* [1991]; Lapierre *et al.* [1992]). D'ailleurs, curieusement, ces péridotites occupent dans ces deux séquences la même disposition au sommet de l'édifice tectonique.

Dans les affleurements les moins serpentinisés (généralement dans la partie centrale des klippes), il est encore possible d'observer des traces de litages magmatiques marqués par des horizons anorthosiques alternant avec des passées mélanocrates riches en pyroxènes et amphiboles. Le plus souvent, ces cumulats gabbroïques (parfois légèrement serpentinisés) et dioritiques sont massifs (pl. 7, fig. 2).

Ces cumulats sont recoupés à plusieurs niveaux par des filons de basaltes, de dolérites et de microgabbros.

3.2.4. Datations radiométriques des roches magmatiques

Les basaltes ont fourni des âges radiométriques $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 101 et 92 Ma (respectivement Albien et Cénomanien; Elias et Zavala [1992]). Des datations radiométriques, réalisées sur des amphiboles de diorites par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ [Delgado *et al.*, 1990, 1991] et sur des amphiboles magmatiques d'un microgabbro par la méthode K/Ar ont fourni des âges respectifs de 105 Ma et de 108 ± 5,6 Ma (datations réalisées par Zimmermann dans Ortiz [1992]).

Ces datations représentent donc un âge maximum Albien-Cénomanien car, comme nous le verrons plus loin, ces roches sont recoupées par des plutons datés du Crétacé supérieur.

Si l'on se base sur les datations paléontologiques qui apparaisssent les plus fiables, le volcanisme a cessé à l'Albien-Cénomanien.

En conclusion, la séquence d'arc d'Arcelia reconstituée avant la tectonique tangentielle qui l'a affectée apparaît formée de la base au sommet :

- (1) de plutonites cumulats variant en composition depuis des ultrabasites jusqu'aux diorites en passant par des gabbros;
- (2) de basaltes recoupés par des filons basiques qui représentent vraisemblablement des filons nourriciers des laves;
- (3) d'une couverture sédimentaire siliceuse et volcanoclastique.

Les basaltes sont intimement associés à une sédimentation pélagique siliceuse et calcaire. Cette séquence datée pro-parte de l'Albien-Cénomanien ressemble beaucoup à la séquence de Guanajuato (datée du Jurassique supérieur ?-Crétacé inférieur) qui représente une coupe complète d'une croûte supérieure d'un arc intra-océanique [Lapierre *et al.*, 1992a].

3.2.5. Les dépôts continentaux tertiaires de la Formation Balsas

Les formations mésozoïques (séquences d'arc d'Arcelia et de Teloloapan; carbonates de plate-forme de Guerrero-Morelos) sont très largement recouvertes par les dépôts continentaux et volcaniques rattachés à la formation Balsas du Tertiaire moyen (Eocène-Oligocène; Fries [1960]; De Cserna [1965]; Campa *et al.* [1974]; De Cserna *et al.* [1978]; Campa et Ramirez [1979]; Tardy [1980]; Carfantan [1986]) qui dessinent de larges ondulations synclinales et anticlinales.

Ce Tertiaire continental est formé d'une alternance de conglomérats, de grès, de limolites fortement colorées en rouge et d'ignimbrites rhyolitiques. Les conglomérats polygéniques sont à galets de roches volcaniques, de calcaires, de grès volcanoclastiques et de limolites, cimentés par une matrice gréseuse et limolitique.

3.2.6. Les intrusions

La séquence d'Arcelia est recoupée par des plutons gabbroïques massifs et/ou lités du Crétacé supérieur (fig. 48). Ces plutons sont zonés avec un coeur ultrabasique et une bordure de diorite. Quand ils sont lités, ils forment des lacolithes s'insérant dans la stratification; les gabbros et diorites sont rubannés avec des passées riches en plagioclases alternant avec des niveaux formés par des amphiboles et des pyroxènes. On observe parfois des zones d'intense déformation ductile («shear zones») et des amas de minéraux métamorphiques (épidote, chlorite, amphibole). Les datations radiométriques effectuées par Ortiz [1992] permettent de situer cet épisode magmatique aux alentours de 80 Ma (Maastrichtien).

Les intrusions de composition intermédiaire à acide, de petite taille, recoupent à la fois les séries d'arc et les dépôts continentaux du Tertiaire moyen (formation Balsas); ils sont donc vraisemblablement du Tertiaire supérieur.

3.3. Caractères pétrographiques et minéralogiques de la séquence volcano-plutonique d'Arcelia

3.3.1. Pétrographie

Les roches basiques prédominent; les roches de composition intermédiaire et acide ne sont représentées que par des diorites et des brèches volcaniques (andésitiques à rhyolitiques).

3.3.2. Les laves

Les basaltes (SiO_2< 53%) montrent une grande variété de textures depuis des faciès hautement porphyriques jusqu'à des laves aphyriques et très vésiculaires. Les faciès porphyriques (15 à 40 % de phénocristaux), les plus répandus (pl. 8, fis. 1 et 2), sont à phénocristaux subautomorphes à automorphes de clinopyroxènes préservés, de plagioclases albitisés et d'olivines complètement transformées en épidote + chlorite ± quartz. Les phénocristaux d'olivine renferment des inclusions de spinelles chromifères parfaitement conservées. Ces phénocristaux se regroupent souvent en agrégats gloméroporphyriques. La matrice, partiellement ou entièrement recristallisée, est riche en microlites trempés de clinopyroxène et de plagioclase albitisé et des oxydes ferro-titanés tardifs. Ortiz [1992] signale aussi la présence de phénocristaux d'orthopyroxène pseudomorphosé en chlorite et épidote et bordés d'augite (Wo_{40}, En_{44}, Fs_{16}).

Les basaltes aphyriques sont localement abondants (p.e., dans les alentours d'Arcelia et entre Arcelia et Palmar Chico; fig. 48). Leurs textures de trempe et sub-variolitiques à variolitiques, liées à un refroidissement brutal et rapide, rappellent celles des spilites. Ces «varioles» sont formées soit de sphérolites de clinopyroxènes salitiques associés à de la chlorite, de la prehnite et de la pumpellyite (pl. 8, fig. 3 et 4), soit correspondent à des vacuoles remplies par des associations de calcite + quartz et/ou prehnite ou de chlorite + prehnite + pumpellyite + calcite + quartz + albite. Les phases phénocristallines ou microphénocristallines sont extrêmement rares. Quand elles sont présentes, ce sont des cristaux automorphes d'olivines complètement calcitisées.

Les andésites, restreintes aux niveaux sommitaux de la succession volcanique, sont toujours très porphyriques avec environ 30-40 % de phénocristaux. Ces derniers sont essentiellement représentés par du clinopyroxène, des oxydes ferro-titanés et du plagioclase. Ortiz [1992] signale la présence d'andésites à clinopyroxène + orthopyroxène + amphibole + oxydes de Fe-Ti + plagioclase, non loin du village de Palmar Grande (fig. 48). La mésostase consiste en une association de plagioclase trempé, d'oxydes ferro-titanés et des minéraux secondaires interstitiels issus de la transformation du verre.

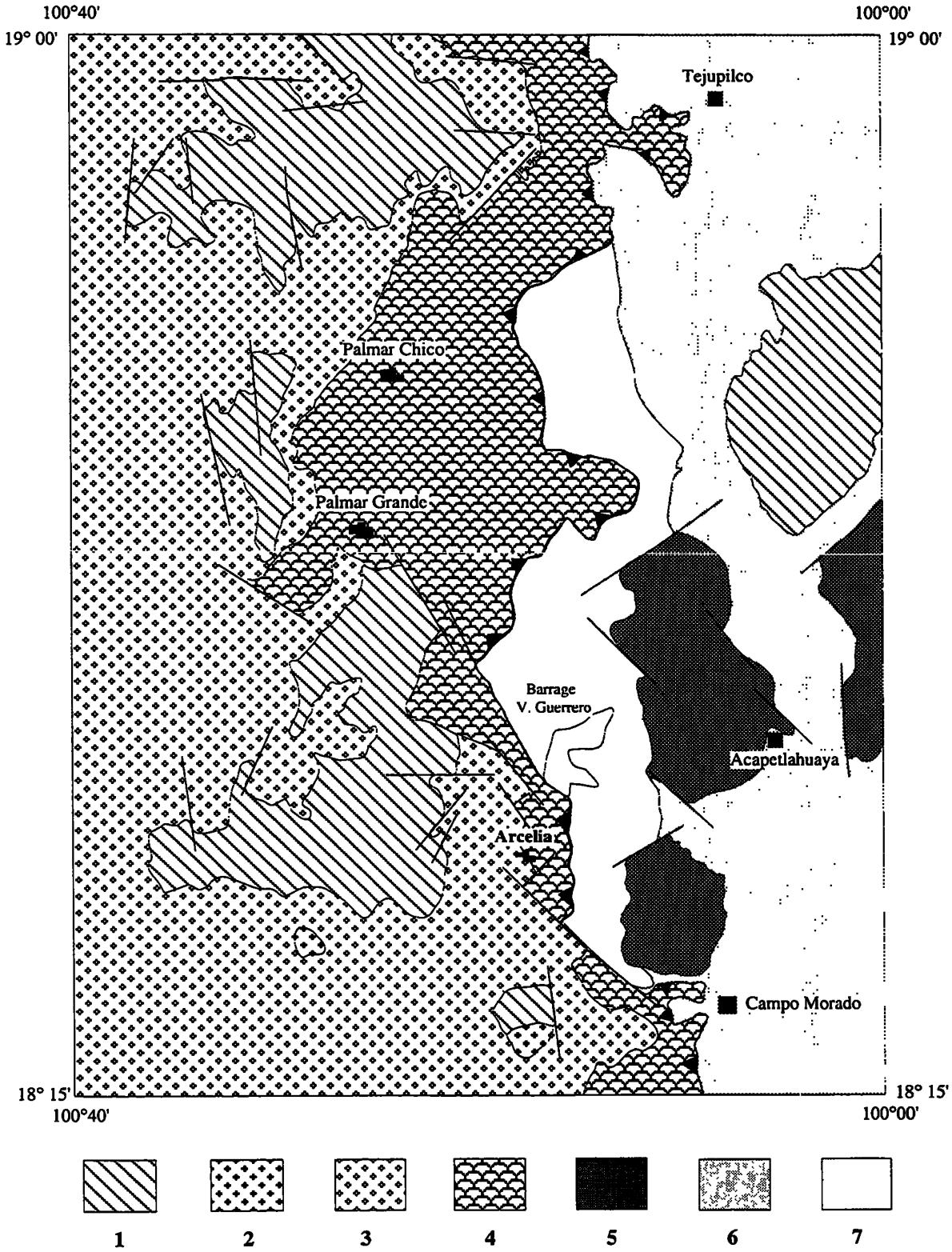


FIG. 48. – Carte géologique simplifiée de la séquence volcano-plutonique d'Arcelia [modifiée d'après Campa et Ramirez, 1979].

1, Ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale. 2, Intrusions basiques à acides tertiaires. 3, Couches rouges du Tertiaire moyen (Formation Balsas). 4, Roches volcano-plutoniques et sédimentaires de l'Albo Cénomanien de la séquence d'Arcelia. 5, Roches volcaniques de Teloloapan. 6, Turbidites volcanoclastiques de l'Aptien. 7, Pélites de l'Aptien-Albien.

FIG. 48. – *Carta geológica simplificada de la secuencia volcano-plutónica de Arcelia [modificada de Campa y Ramírez, 1979].*

1, Ignimbritas terciarias de la Sierra Madre Occidental. 2, Intrusivos básicos a ácidos terciaros. 3, Capas rojas del Terciario medio (formación Balsas). 4, Rocas volcano-plutónicas y sedimentarias del Albanio-Cenomaniano de la secuencia de Arcelia. 5, Rocas volcánicas de Teloloapan. 6, Turbiditas volcaniclásticas del Aptiano. 7, Lutitas del Aptiano-Albiano.

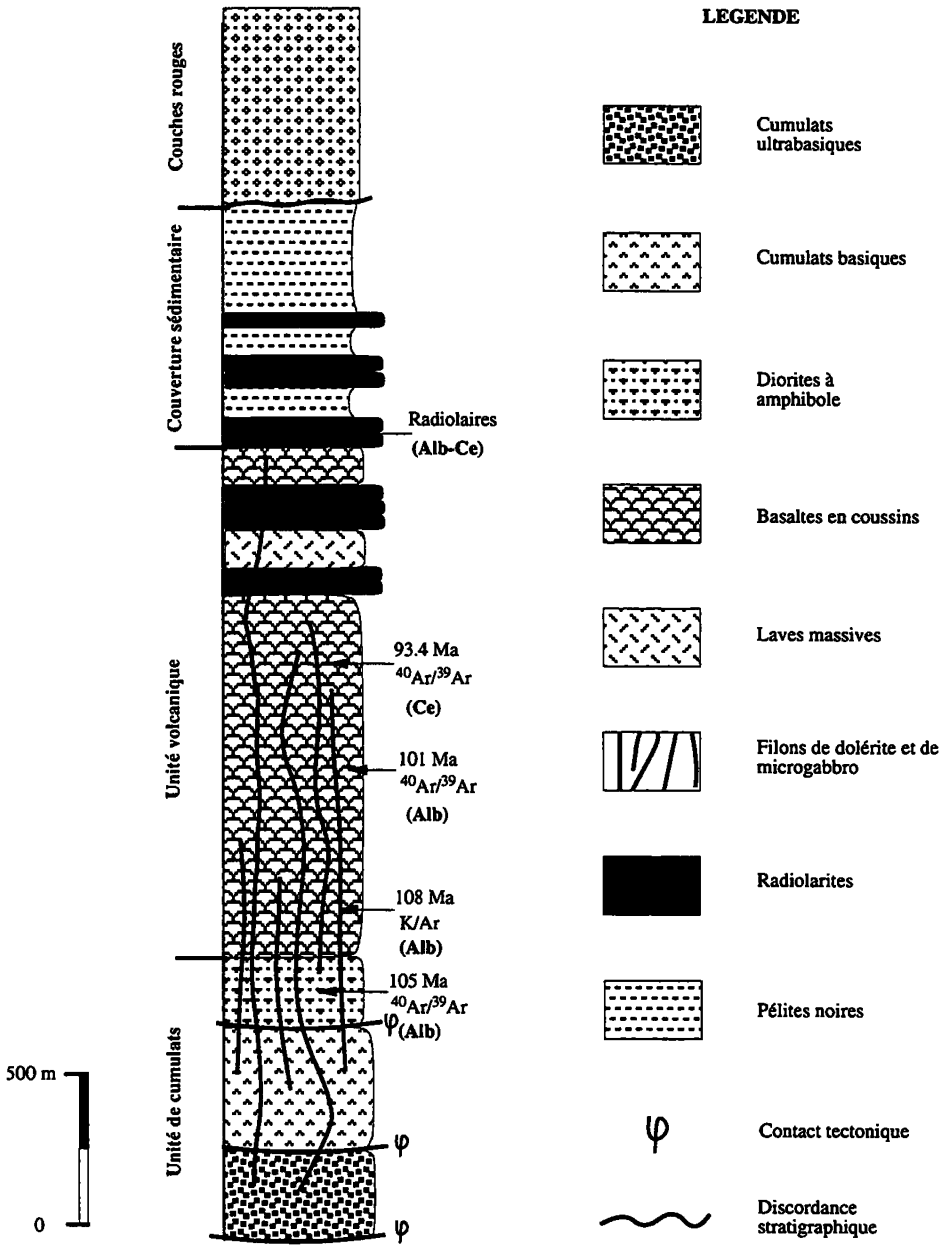


FIG. 49. - Colonne stratigraphique reconstituée de la séquence volcano-plutonique d'Arcelia [modifiée d'après Ortiz, 1992] (cf. le texte pour la source des datations radiométriques et paléontologiques).

FIG. 49. - *Columna litoestratigráfica reconstituida de la secuencia volcano-plutónica de Arcelia [modificada de Ortiz, 1992] (cf. texto para las referencias de las datationes radiométricas y paleontológicas).*

Les faciès rhyolitiques, extrêmement rares, se localisent exclusivement au sommet de la pile volcanique. Ils sont représentés par des brèches et des tufs à cristaux, formés de fragments de plagioclase, des oxydes et des esquilles de verre altéré avec parfois du clinopyroxène et de l'amphibole.

3.3.3. Les filons

Ils sont représentés par des dolérites et des microgabbros dont la taille des minéraux (cpx, plagioclases) varie depuis celle, inférieure à 0,5 mm, classique dans les textures intersertales, jusqu'à plusieurs mm (≤ 3 mm) dans les micrograbbros.

Les dolérites, holocristallines, sont intersertales ou intergranulaires et parfois porphyriques (pl. 8, fig. 5). Elles sont constituées de baguettes de plagioclases albitisés parfois disposées en rosettes dont le centre est occupé soit par des phases secondaires (chlorite, prehnite et/ou épidote), soit par des microcristaux de clinopyroxène salitique, soit enfin par des oxydes ferro-titanés. Certains faciès contiennent d'abondants microphénocristaux (≈ 1,5 mm) d'olivine transformée

en chlorite + prehnite ± quartz, de clinopyroxène (diopside à augite) et d'amphibole pargasitique.

Les filons de microgabbros sont surtout abondants à la base de la pile volcanique. Deux principaux faciès ont été reconnus :

- les microgabbros sub-doléritiques porphyriques à texture intersertale ou doléritique formés de clinopyroxènes (diopside-augite), de hornblendes pargasitiques et des oxydes ferro-titanés englobés par des baguettes de plagioclases. De rares phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène ou d'amphibole se détachent sur ce fond finement grenu;

- les micrograbbros à texture de mésocumulat (pl. 8, fig. 6) dans lesquels on reconnaît de très nombreux cristaux de clinopyroxène, des amphiboles et parfois des oxydes de Fe-Ti, cimentés par des plagioclases xénomorphes. Les phénocristaux de clinopyroxène et plus rarement d'amphibole sont poecilithiques (inclusions de petites lattes de plagioclase précoce).

3.3.4. Les cumulats ultrabasiques-basiques

Les cumulats ultrabasiques sont presque complètement serpentinisés et leurs caractéristiques texturales et minéralogiques primaires ne peuvent être déduites que par la nature des minéraux secondaires. Ce sont des serpentinites à texture maillée où l'on retrouve de rares reliques d'olivine et d'orthopyroxène incomplètement transformées en antigorite fibreuse. Les clinopyroxènes sont pseudomorphosés en bastite. Certains cristaux d'olivine contiennent des inclusions automorphes de spinelle (?), transformé en magnétite. Le plagioclase est transformé en agrégats micacés (séricite ?). La calcite est parfois abondante dans certains faciès. Le protolithe de ces roches pourrait correspondre à des werhlites, des dunites ou des lherzolites.

Les gabbros et les diorites les moins transformés montrent des textures d'adcumulat à mésocumulat ou ces roches sont plus rarement grenues équantes. Le plagioclase est la phase minérale dominante. Les phases ferro-magnésiennes sont représentées par les clinopyroxènes et les amphiboles.

3.3.5. Minéralogie magmatique

3.3.5.1. Le clinopyroxène

Le clinopyroxène est avec le plagioclase la phase minérale la plus abondante des basaltes. Ces minéraux sont moins abondants dans les dolérites et les microgabbros.

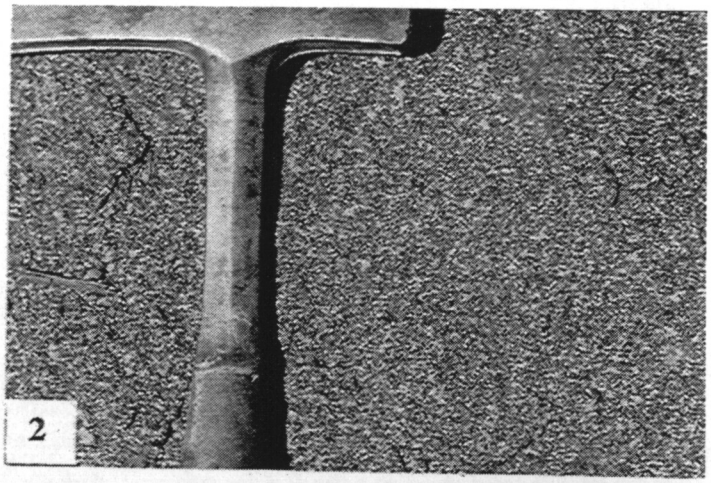
Les compositions chimiques des clinopyroxènes des basaltes, relativement homogènes (fig. 51A) varient depuis le diopside et l'endiopside (Wo_{43-47} En_{45-52} Fs_{4-10}) jusqu'à l'augite (Wo_{40-45} En_{40-47} Fs_{10-20}). Les microlites sont des salites (Wo_{45-53} En_{24-42} Fs_{8-25}), souvent très calciques et certains points se placent au-dessus du champ de la salite. D'autres présentent des compositions de diopside et d'endiopside proches, respectivement, des salites et des augites (fig. 51C).

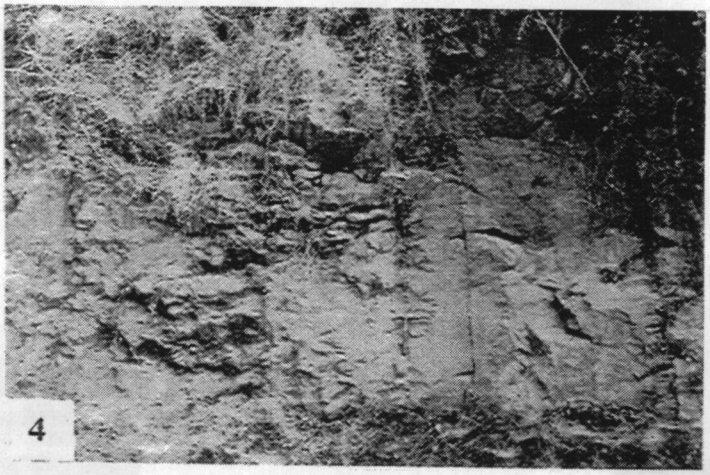
Les variations des compositions des pyroxènes se corrélent avec le fractionnement des basaltes. On note une évolution depuis les diopsides riches en Mg et Cr présents dans les basaltes aphyriques à olivine jusqu'à des augites riches en Fe abondantes dans les faciès porphyriques à plagioclases et à deux pyroxènes. De même, les variations entre coeur et bordure des phénocristaux d'une même lave montrent la même évolution marquée par un enrichissement en Fe, Ti, Al et Na et un appauvrissement en Mg, Cr, Ca et Si. Ainsi, la différenciation des basaltes d'Arcelia est marquée par un enrichissement en fer et titane visible à l'échelle d'un seul phénocristal ou de l'ensemble des pyroxènes.

Les clinopyroxènes des dolérites et des microgabbros montrent des compositions et des différenciations identiques à celles des basaltes indiquant que les filons présentent comme les laves un enrichissement en fer et titane au cours de leur différenciation. En effet, la majorité des points représentatifs des coeurs des phénocristaux se répartissent dans les champs du diopside (Wo_{45-48} En_{45-51} Fs_{5-10}), de l'endiopside (Wo_{40-45} En_{45-50} Fs_{5-10}) et de l'augite (Wo_{41-45} En_{40-47} Fs_{10-18}; fig. 51B). On observe, en outre, dans un même phénocristal, un enrichissement en fer et titane du coeur vers la bordure (coeurs enrichis en Si, Ca, Mg et Cr et appauvris en Fe, Ti, Al et Na, comparés aux bordures). Ces filons représentent donc vraisemblablement les filons nourriciers des basaltes. Cependant, contrairement aux laves, certains phénocristaux de dolérites et de quelques microgabbros montrent des compositions de salite (Wo_{45-47} En_{35-43} Fs_{10-16}) suggérant un enrichissement en eau du magma lors de la différenciation [DeBari et Coleman, 1989].

Dans les diagrammes discriminants de Leterrier *et al.* [1982], les coeurs des phénocristaux des laves et filons montrent des affinités de tholéïtes d'arc (fig. 52). En effet, dans le diagramme Ti en fonction de Ca + Na, les points représentatifs se disposent dans le champ des basaltes sub-alcalins (tholéïtiques et calco-alcalins). D'autre part, dans le diagramme opposant Ti + Cr et Ca, la majorité des clinopyroxènes se situent dans le champ des basaltes orogéniques (tholéïtiques et calco-alcalins). Finalement, dans le diagramme Ti en fonction de l'Al, la majorité des points représentatifs se regroupent dans le champ des basaltes tholéïtiques. Nous verrons par la suite que cette affinité magmatique de tholéïte d'arc déduite par les compositions chimiques des coeurs des clinopyroxènes des roches d'Arcelia sera confirmée par la géochimie de ces roches (voir ci-dessous).

Les rapports Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes des roches d'Arcelia, considérés comme indicatifs des





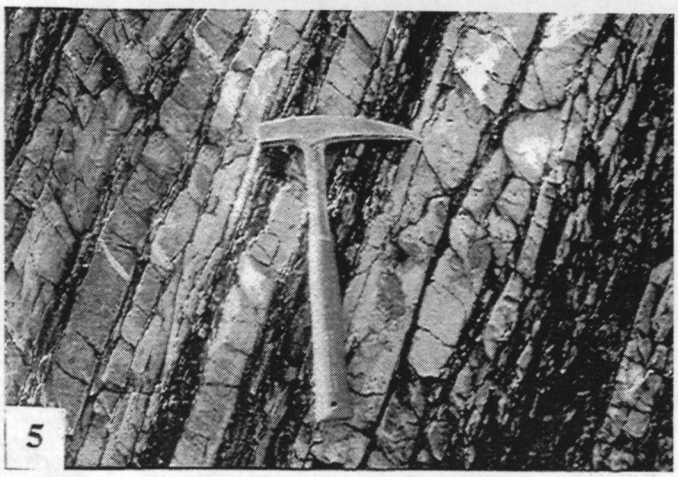


PLANCHE 7. – Lithologies de la séquence volcano-plutonique d'Arcelia

Fig. 1. – Klippe de roches ultrabasiques serpentinisées sur l'unité volcanique à l'Est de Palmar Chico.

Fig. 2. – Aspect des gabbros cumulats de la base de la succession lithostratigraphique entre Palmar Chico et Palmar Grande.

Fig. 3. – Laves basaltiques en coussins typiques de l'unité volcanique dans les alentours d'Arcelia.

Fig. 4. – Filon de dolérite recoupant des basaltes en coussins de la partie supérieure de l'unité volcanique à l'Est de Palmar Grande.

Fig. 5. – Radiolarites et pélites de l'Albo-Cénomanien de la couverture sédimentaire dans les alentours d'Arcelia.

Fig. 6. – Pélites du sommet de la couverture sédimentaire au NW du barrage «Vicente Guerrero».

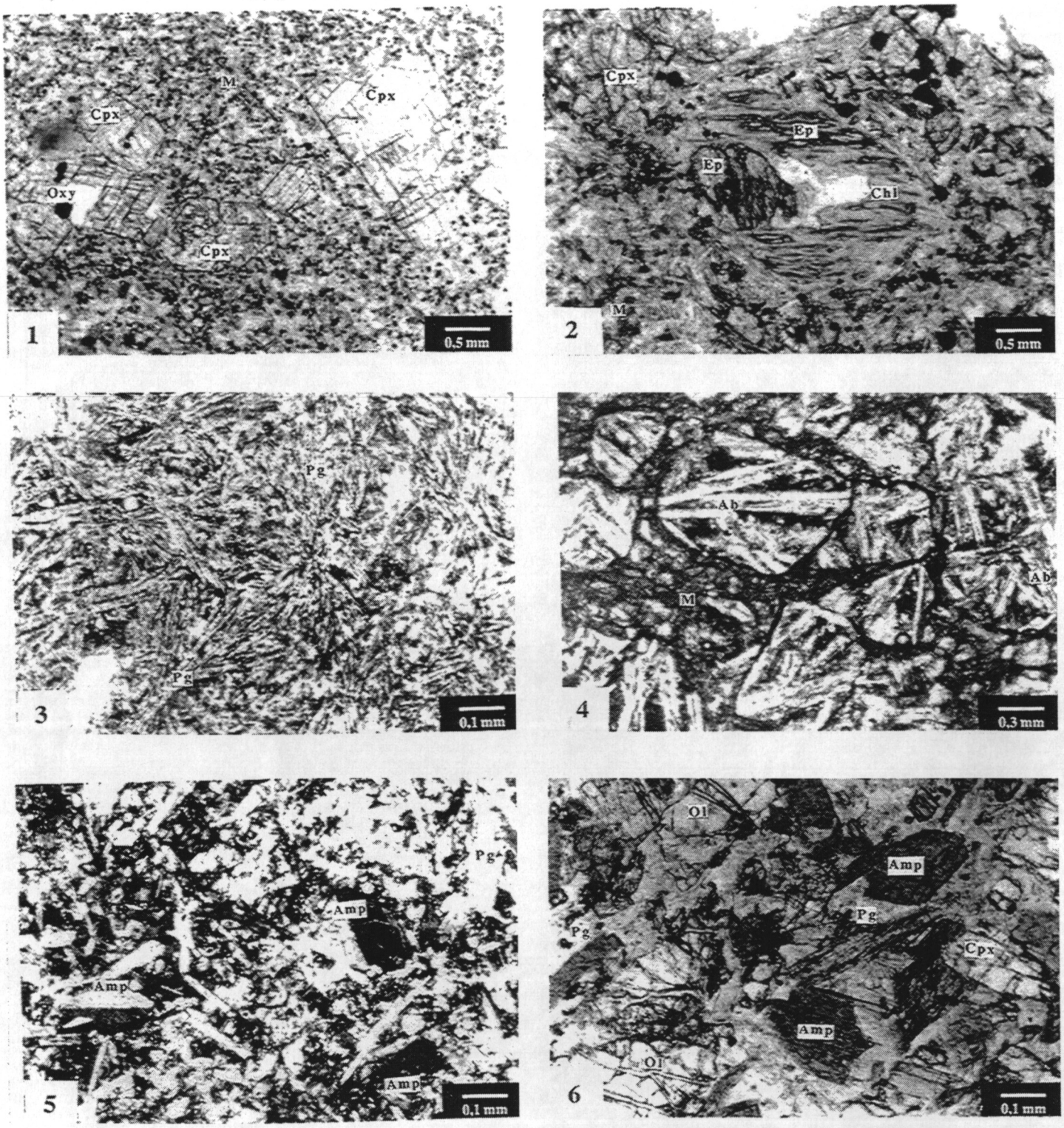


PLANCHE 8. – Textures et minéralogie magmatique des roches ignées d'Arcelia

Fig. 1. – Texture porphyrique dans un basalte à clinopyroxène des alentours de Palmar Chico (*TM-03*). L. N.

Fig. 2. – Phénocristal d'olivine transformée en épidote + chlorite dans un basalte près de Palmar Grande (*TM-16*). L. N.

Fig. 3. – Texture variolitique dans un basalte aphyrique le long du chemin entre Arcelia et Palmar Chico (*Mx-161*). L. N.

Fig. 4. – Hyaloclastite à fragments de basalte aphyrique montrant des varioles de plagioclase (*Mx-162*), le long de la route entre Arcelia et Palmar Chico. L. N.

Fig. 5. – Texture intersertale dans une dolérite à Cpx + Amph des alentours de Palmar Grande (*Mx-156*). L. N.

Fig. 6. – Texture de mésocumulat dans un filon de microgabbro entre Arcelia et Palmar Chico (*Mx-152*). L.N.

pressions régnant au moment de la cristallisation de ces minéraux [Aoki et Kushiro, 1968], sont relativement élevés ($0,82<Al^{IV}/Al^{VI}<39$; avec plus de 90 % du rapport >1,63). Dans le diagramme Al^{IV} en fonction d'Al^{VI} (fig. 53), les points représentatifs des clinopyroxènes se situent essentiellement dans les champs des roches ignées, des granulites et de leurs inclusions. Ceci suggère que l'ensemble des clinopyroxènes des roches d'Arcelia ont cristallisé à faible pression dans la croûte supérieure d'un arc ou de la lithosphère océanique.

3.3.5.2. L'amphibole

L'amphibole est absente dans les basaltes d'Arcelia. Elle n'a été observée que dans quelques dolérites, microgabbros et diorites. En général, elle apparaît en cristaux automorphes à subautomorphes, de 0,1 et 1 mm, cimentant les plagioclases ou bordant certains phénocristaux de clinopyroxènes.

D'après la classification de Leake [1978], ces amphiboles varient depuis les pargasites ± ferrifères jusqu'aux hornblendes pargasitiques parfois ferrifères (fig. 54).

Leurs teneurs relativement élevées en Al^{IV} (1,6-2,0) sont typiques des amphiboles d'arc insulaire intra-océanique [Jakes et White, 1972]. Par contre, leurs teneurs en Al^{VI} (0,30-0,60) considérées comme contrôlées par les pressions régnant au moment de leur cristallisation [Hammarstrom et Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987] sont faibles suggérant qu'elles ont cristallisé, comme les pyroxènes, dans des chambres magmatiques relativement superficielles.

3.3.5.3. Les spinelles et les oxydes ferro-titanés

Les oxydes ferro-titanés sont ubiquistes aussi bien dans les laves que dans les filons. Ils apparaissent en faible quantité dans les cumulats de composition basique à intermédiaire. Cependant, ils sont nettement plus abondants dans les basaltes et les filons qui recoupent les coulées sommitales de la séquence. Ils forment des phénocristaux montrant une composition de magnétite titanifère et de titano-magnétite parfois chromifère ($Magn_{67-97}$ $Herc_{1-17}$ $Chro_{0-18}$) ou apparaissent en aiguilles millimétriques dans la mésostase.

Les spinelles chromifères automorphes ($Magn_{14-27}$ $Herc_{1-10}$ $Chro_{58-76}$) apparaissent en inclusions dans l'olivine et plus rarement dans le clinopyroxène.

3.3.6. Le métamorphisme

Les laves et filons d'Arcelia sont affectés par un ou des métamorphismes statiques de type hydrothermal ou océanique. Dans les gabbros et diorites, ces transformations sont plus limitées et n'ont pas la même répartition au sein des gisements. Les structures et les textures magmatiques n'ont guère été modifiées sauf au contact des intrusions basiques du Crétacé supérieur et naturellement des plutons tertiaires.

Nous nous proposons de décrire ici les caractéristiques chimico-minéralogiques des phases métamorphiques recensées essentiellement dans les laves et dans les filons, puis nous décrirons les paragenèses métamorphiques en fonction de leurs fréquences dans les roches. Finalement, à partir de ces données, nous déterminerons les conditions physico-chimiques de ce ou ces métamorphisme(s).

3.3.6.1. Pétrographie métamorphique

L'étude des transformations métamorphiques affectant les roches d'Arcelia a été faite sur six échantillons (fig. 55) :

- trois basaltes en coussins localisés à la base, au milieu et au sommet de la pile volcanique;
- trois filons (un basalte, deux microgabbros) recoupant les laves à différents niveaux.

Laves et filons montrent des transformations plus ou moins importantes. Le degré de transformation est en général plus important dans les laves que dans les filons car le débit en coussins des laves et les brèches qui leur sont associées favorisent la percolation des fluides hydrothermaux. Pourtant, dans les deux types de roches, le nombre de phases métamorphiques est restreint et consiste en une association de prehnite + pumpellyite + épidote + chlorite + albite + adulaire + calcite + quartz. Ces phases sont présentes en différentes proportions; aucune variation minéralogique vis-à-vis de la profondeur n'a été mise en évidence (fig. 55).

Ces minéraux apparaissent en remplissage des vacuoles et des filonnets ou se forment à partir du verre de la mésostase ou encore résultent de la transformation partielle ou totale des minéraux magmatiques (pl. 9).

3.3.6.2. Minéralogie métamorphique

Les chlorites

Elles sont omniprésentes. Elles apparaîssent dans les vacuoles et filonnets, seules ou associées à d'autres phases secondaires. Elles pseudomorphosent l'olivine et proviennent de la recristallisation du verre basique de la mésostase (pl. 9, fig. 3, 5, 6 et 7). Elles cristallisent en sphérolites fibreux vert clair à oranges montrant, en général, un léger pléochroïsme. Elles sont plus ou moins riches en smectites interstratifiées (voir ci-dessous et tableau VII). D'une façon générale, il existe une bonne corrélation entre leurs couleurs et leurs richesses en

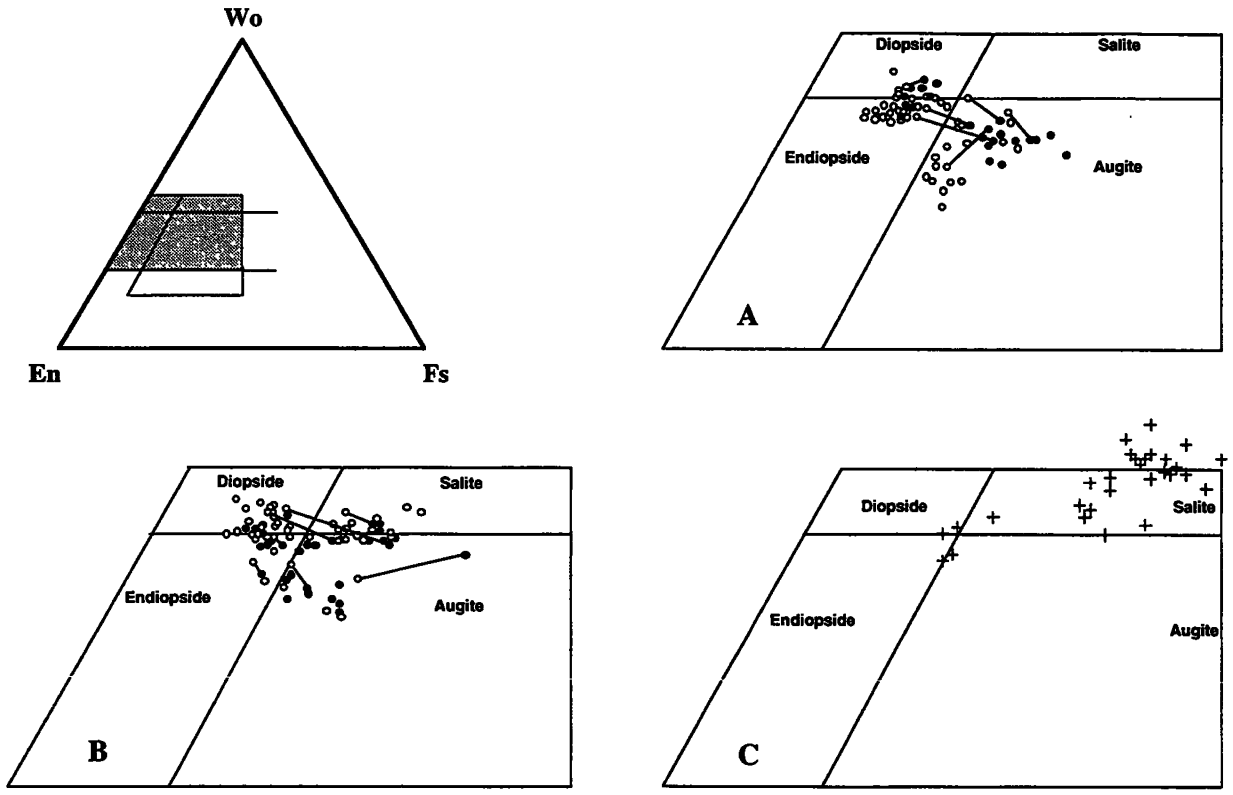


FIG. 50. – Classification et variations coeur-bordure des clinopyroxènes des basaltes porphyriques (A), des filons, (B) et des basaltes aphyriques (C) d'Arcelia dans le diagramme Wo-En-Fs. Cercles vides, Coeurs; Cercles pleins, Bordures ; Croix, microlites.; Clinopyroxènes des basaltes porphyriques d'après Ortiz [1992].

FIG. 50. – *Classificación y variaciones centro-borde de los clinopiroxenos de los basaltos porfíricos (A), de los disques (B) y de los basaltos afíricos (C) de Arcelia en el diagrama Wo-En-Fs. Círculos blancos, Centros; Círculos negros, Bordes; Cruces, Microlitos. Clinopiroxenos de los basaltos porfíricos son de Ortiz [1992].*

smectites. Les chlorites riches en smectites sont de couleur jaune à orange tandis que les chlorites pauvres en smectites montrent des teintes vertes à jaune clair.

Les formules structurales ne tiennent pas compte du partage du fer; tout le fer étant exprimé sous forme de Fe^{2+}. Dans le diagramme de classification de Hey [1954], les points représentatifs des chlorites se répartissent dans les champs des pycnochlorites et diabantites; ces dernières sont proches du champ de la pénine (fig. 56). Les diabantites sont anormalement enrichies en CaO, Na_2O et appauvries en FeO et MgO car elles contiennent beaucoup de smectites (X_{chl} = 0,57-0,98; avec plus de 95% > 0,70). Un récapitulatif des caractéristiques chimiques des chlorites et de leurs richesses en smectites calculées suivant la méthode de Bettison et Schiffman [1988] est présenté dans le tableau VII.

Ces chlorites montrent une bonne corrélation entre les proportions de smectites qu'elles renferment et leurs compositions chimiques globales [Bettison et Schiffman, 1989; Bettison-Varga *et al.*, 1991; Bevins *et al.*, 1991; Springer *et al.*, 1992]. D'une façon générale, les chlorites pauvres en smectites sont celles qui montrent les teneurs les plus faibles en Si, Ca et Na, et les plus élevées en Al^{tot} et Al^{IV}. Les chlorites riches en smectites présentent des caractéristiques inverses. Ces variations sont dues, en partie, aux imprécisions du calcul des formules structurales. Les formules des chlorites ont été calculées sur la base de 28 oxygènes. Or, les formules des smectites doivent être calculées sur la base de 22 oxygènes. Ces différences font que dans les chlorites riches en smectites, les teneurs en Si sont sur-estimées tandis que les teneurs en Al^{IV} sont sous-estimées dans une proportion égale à 28/22 [Bevins *et al.*, 1991]; Ca et Na étant essentiellement concentrés dans les smectites.

La prehnite

La prehnite, présente dans les laves et les filons de la partie médiane de la pile volcanique tend à disparaître dans les roches du sommet. Elle cristallise en sphérolites de 0,1 à 1 mm, seule ou associée à la pumpellyite, chlorite, épidote, albite, calcite et quartz dans les vacuoles et les filonnets. Dans la mésostase, elle se présente en rosettes ou en aiguilles, associée à l'albite et à la chlorite (pl. 9, fig. 1-4, 6 et 8). Enfin, associée à l'albite, la pumpellyite et l'épidote, elle remplace

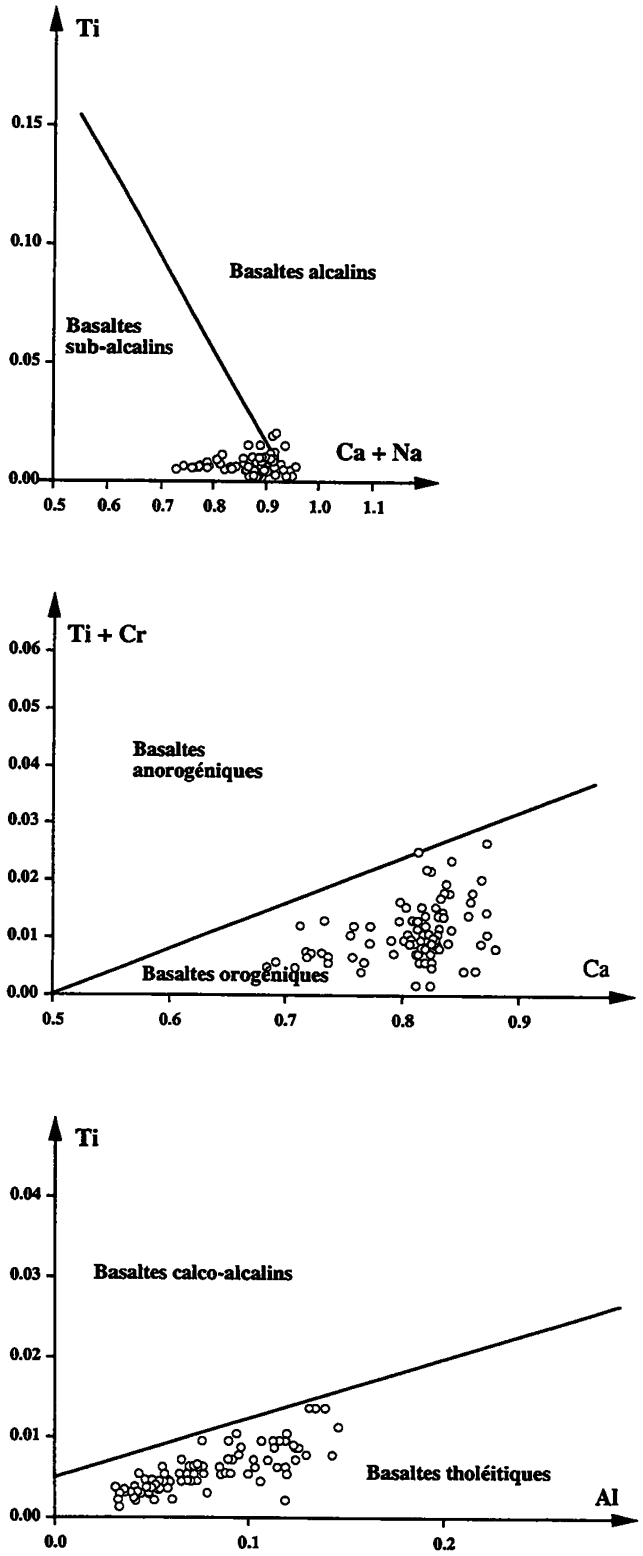


FIG. 51. – Diagrammes discriminants des environnements geotectoniques des roches d'Arcelia utilisant les compositions de clinopyroxènes [d'après Leterrier *et al.*, 1982].

FIG. 51. – *Diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos de las rochas de Arcelia utilizando las composiciones de los clinopiroxenos [según Leterrier et al., 1982].*

partiellement les plagioclases en dessinant des plages irrégulières.

Leurs formules structurales sont calculées sur la base de 11 oxygènes en considérant tout le fer comme du Fe^{3+}. Les compositions des prehnites sont très variées. La fourchette des substitutions Al ⇔ Fe ($X_{Fe}{}^{3+}$), très large, varie de 0,0 à 0,25. Il existe une bonne corrélation entre les rapports $X_{Fe}{}^{3+}$ et l'habitat des prehnites (fig. 57). Les prehnites remplissant les vacuoles montrent, globalement, les rapports $X_{Fe}{}^{3+}$ les plus élevés (fig. 57) tandis que les prehnites des filonnets ont les rapports les plus bas (fig. 57). Les bordures de certaines aiguilles de prehnite des vacuoles ont des rapports aussi bas et identiques à ceux des cristaux présents dans les filonnets qui ne montrent jamais de variations entre coeur et bordure d'un même grain. Les rapports des prehnites issues de la transformation des plagioclases et de la mésostase sont intermédiaires entre ceux des vacuoles et des filonnets (fig. 57). Ces variations chimiques s'observent aussi bien entre différents échantillons que dans une même roche. Trois hypothèses peuvent être émises pour expliquer de telles variations :

(1) les différences chimiques observées pourraient être liées à un déséquilibre thermodynamique important produit par la percolation préférentielle de fluides dans certains endroits de la roche, accompagné de variations locales de la fO_2. Cette dernière serait alors plus élevée dans les vacuoles que dans les filonnets;

(2) les deux types de prehnites ont pu cristalliser lors de périodes différentes mais successives de percolation de fluides hydrothermaux. Les prehnites des vacuoles résulteraient d'un premier épisode d'altération hydrothermale suivi d'un deuxième épisode d'altération à température légèrement plus élevée qui formerait les prehnites des filonnets;

(3) un processus plus complexe invoquant les deux hypothèses précédentes.

Cette dernière hypothèse semble préférable car :

(a) certains filonnets recoupent les vacuoles (*p.e.*, pl. 9, fig. 4);

(b) les bordures des grands cristaux de prehnite des vacuoles sont relativement appauvris en Fe et montrent des compositions identiques à celles des prehnites des filonnets;

(c) les prehnites des filonnets ne montrent pas de variations de composition entre coeur et bordure;

(d) des variations identiques s'observent aussi dans les compositions des pumpellyites et des épidotes (fig. 58 et tableau VII);

(e) les compositions des prehnites des plagioclases et de la mésostase, intermédiaires entre celles des vacuoles et des filonnets, suggèrent qu'elles n'ont pas atteint l'équilibre chimique et montrent donc des compositions qui résultent des deux épisodes d'altération;

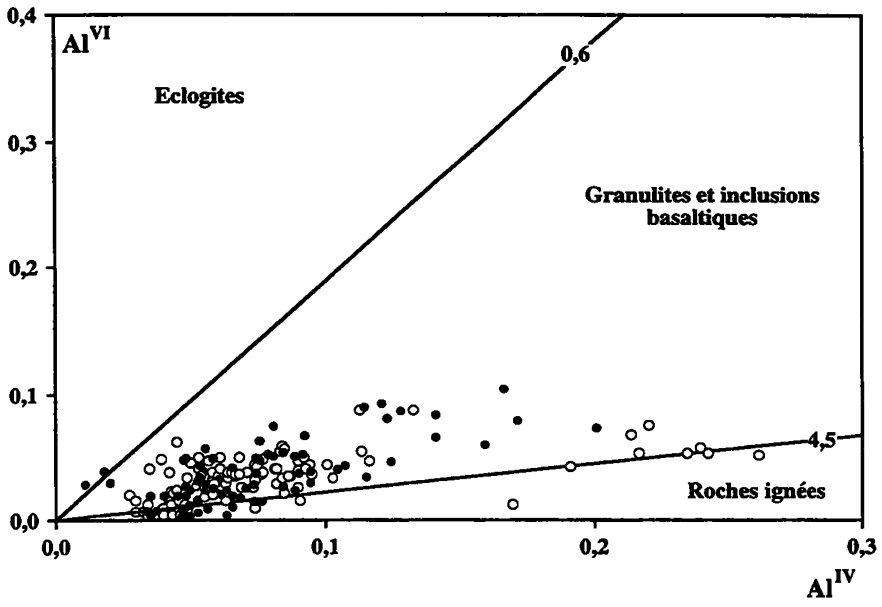


FIG. 52. – Diagramme Al^{IV} en fonction de Al^{VI} des clinopyroxènes des laves et des filons d'Arcelia [d'après Aoki et Kushiro, 1968]. Cercles vides, laves; Cercles pleins, filons.

FIG. 52.- *Diagrama Al^{IV} en fonción de Al^{VI} des clinopyroxenos de las lavas y diques de Arcelia [según Aoki y Kushiro, 1968]. Círculos blancos, lavas; Círculos negros, diques.*

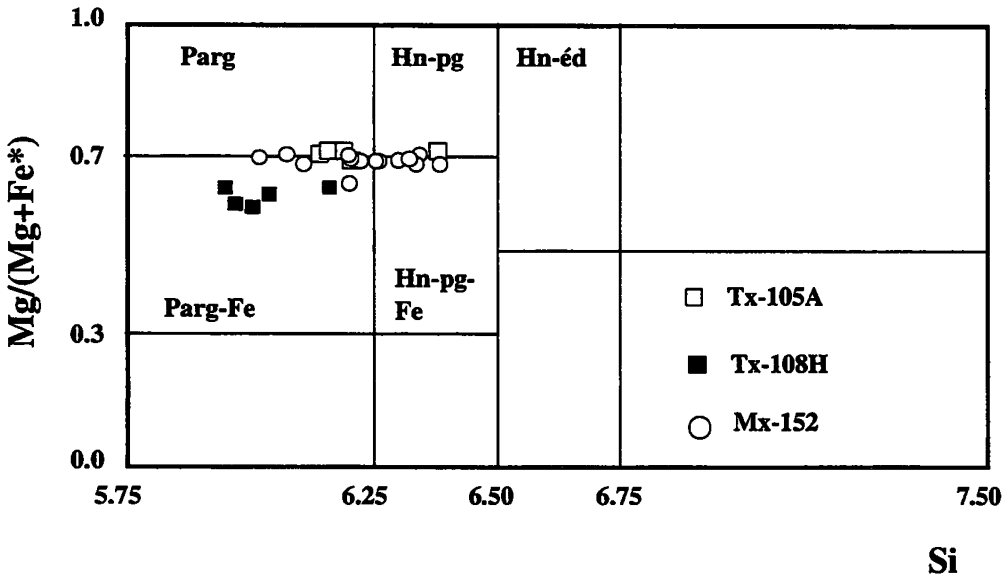


FIG. 53.- Compositions des amphiboles des dolérites et des microgabbros d'Arcelia dans la classification de Leake [1978]. Tx-105A et Tx-108H d'après Ortiz [1992].

(Parg) Pargasite; (Hn-pg) Hornblende pargasitique; (Hn-ed) Hornblende édénitique; (Parg-Fe) Pargasite ferrifère; (Hn-Pg-Fe) Hornblende parasitique ferrifère.

FIG. 53. – *Composiciones de los anfíboles de las doleritas y microgabros de Arcelia en la clasificación de Leake [1978]. Tx-105A y Tx-108H de Ortiz [1992].*

(Parg) Pargasita; (Hn-pg): Hornblende pargasitica; (Hn-Ed) Hornblende edenítica; (Parg-Fe) Pargasita ferrífera; (Hn-Pg-Fe) Hornblende pargasítica ferrífera.

(f) les variations chimiques observées à l'intérieur même des trois populations pourraient refléter des variations dans d'autres contraintes physico-chimiques (*p.e.* fO_2, variations locales de composition de la roche hôte, etc.).

La pumpellyite

Elle est présente dans tous les échantillons étudiés mais elle est beaucoup plus abondante dans les niveaux médians de la succession volcanique. Elle cristallise dans les vacuoles et les filonnets; elle remplace les plagioclases et elle est plus rarement présente dans la mésostase (pl. 9, fig. 1-3 et 8).

On distingue trois types de pumpellyite :

- (1) vertes, légèrement pléochroïques, présentant des teintes anormales bleues à mauves en lumière polarisée cristallisant en aiguilles isolées ou en sphérolites (Type I);
- (2) jaunes à vert clair, peu pléochroïques formant des rosettes ou des sphérolites (Type II);
- (3) jaunes à brun foncé, non pléochroïques, xénomorphes en agrégats microcristallins.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 24,5 oxygènes et 16 cations en utilisant la méthode préconisée par Coombs *et al.* [1976]; tout le fer est exprimé sous forme de Fe^{3+}.

Les compositions des pumpellyites, comme celles des prehnites et des épidotes, sont extrêmement variées.

Les substitutions Al ⇔ Fe (X_{Fe}^{3+}) varient entre 0,05 et 49. Les variations des rapports X_{Fe}^{3+} des pumpellyites analysées montrent une bonne corrélation avec les types définis sur la base de la couleur des cristaux (fig. 58). Ainsi, les pumpellyites vertes (Type I) ont les rapports X_{Fe}^{3+} les plus bas (fig. 58) tandis que les pumpellyites de Type III, jaunes à brun foncé, sont caractérisées par les rapports plus élevés (fig. 58); les pumpellyites de Type II montrant des valeurs intermédiaires entre les types I et III (fig. 58). De plus, dans les vacuoles, seules les pumpellyites des Types II et III (± riches en Fe^{3+}) sont associées aux prehnites tandis que les pumpellyites de Type I (pauvres en fer) apparaissent seules ou associées aux épidotes riches en alumine.

Dans le diagramme Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs *et al.* [1976] (fig. 59), nous avons superposé la classification des pumpellyites de Passaglia et Gottardi [1973]. L'ensemble des analyses montrent que la majorité des pumpellyites d'Arcelia sont riches en fer, avec toutefois, une tendance vers des compositions plus alumineuses et magnésiennes. Ces pumpellyites montrent une nette évolution depuis des termes alumineux (Type I) jusqu'à un pôle ferrifère représenté par les pumpellyites de Type III; les pumpellyites de Type II montrent des compositions intermédiaires entre ces deux pôles extrêmes.

L'épidote

L'épidote est avec la chlorite le minéral métamorphique le plus abondant; elle apparaît dans toutes les roches étudiées quelle que soit leur position dans la succession lithostratigraphique. Seule ou associée avec la pumpellyite, prehnite, chlorite et albite, elle tapisse les vacuoles et les filonnets en sphérolites incolores à jaunâtres (pl. 9, fig. 5). Elle pseudomorphose les olivines et les plagioclases et envahit la mésostase (pl. 9, fig. 1-3, 5 et 7-8) en formant des agrégats xénomorphes bruns ou plus rarement des cristaux, isolés, automorphes et incolores. L'intensité de la couleur des épidotes varie en fonction de leur richesse en fer. Les épidotes jaune pâle à incolores, généralement automorphes et bien cristallisées, sont plus alumineuses que celles colorées en jaune soutenu ou brun, qui cristallisent en petits cristaux xénomorphes et sont plus riches en fer.

Le calcul de la formule structurale est réalisé sur la base de 12,5 oxygènes et ne tient pas compte du partage du fer. Tout le fer est exprimé sous forme de Fe^{3+}.

Les compositions des épidotes, bien que très variables, sont plus homogènes que celles des prehnites et des pumpellyites. Les rapports X_{Fe}^{3+} varient entre 0,19 et 0,39 (fig. 60). Les épidotes jaune pâle à incolores ont naturellement des rapports X_{Fe}^{3+} inférieurs (fig. 60) à ceux des épidotes fortement colorées (fig. 60).

L'albite et l'adulaire

Dans les roches d'Arcelia, le plagioclase a été systématiquement transformé en albite ou en adulaire ou en une association de prehnite + pumpellyite + épidote ± chlorite. Dans les vacuoles et les filonnets, l'albite en cristaux micrométriques, automorphes, est présente seule ou associée à l'assemblage prehnite + pumpellyite + épidote + chlorite (pl. 9, fig. 2-4 et 8). Quel que soit son gisement, l'albite est toujours très pure (Ab_{92-99}).

L'adulaire, de composition chimique très homogène (Or_{97}; Ab_3), n'est présente qu'en remplacement des plagioclases magmatiques. Elle a rarement été observée dans la mésostase.

3.3.6.3. Associations métamorphiques et conditions de métamorphisme

Les laves et les filons d'Arcelia montrent des paragenèses métamorphiques restreintes aux associations (1) prehnite + pumpellyite ± épidote ± chlorite ± albite ou (2) prehnite + épidote ± chlorite ± albite, présentes dans toute la séquence volcano-sédimentaire. L'association pumpellyite + épidote ± chlorite n'a été observée que dans les niveaux médians de cette succession. Ces paragenèses et les compositions chimiques des prehnites et pumpellyites indiquent que ce ou ces métamorphismes sont typiques du faciès prehnite-pumpellyite [Coombs *et al.*, 1970; Glassley, 1975; Cho *et al.*, 1986; Cho et Liou, 1987; Aguirre et Atherton, 1987; Cho, 1988; Bevins *et al.*, 1991; Springer *et al.*, 1992]. Les paragenèses observées pour chacun des échantillons analysés et leur localisation dans les roches sont résumées dans le tableau VIII.

Nous avons montré précédemment que les prehnites étaient appauvries en fer dans les bordures des cristaux des vacuoles et dans les filonnets qui généralement recoupaient ces vacuoles. De même les épidotes présentaient aussi des variations chimiques selon qu'elles cristallisaient dans les vacuoles ou dans les filonnets. Ainsi, il semble bien que les paragenèses du faciès prehnite-pumpellyite soient liées à deux épisodes métamorphiques comparables mais le deuxième étant caractérisé par des températures légèrement plus élevées. Il est certain que les phases observées à l'intérieur d'une même vacuole ou d'un même filonnet, ou dans la mésostase ou enfin en remplacement plus ou moins complet des minéraux magmatiques ne sont pas à l'équilibre. Théoriquement, on doit considérer que seuls les minéraux métamorphiques en contact physique et ne montrant pas de grosses différences de composition sont susceptibles de représenter des paragenèses à l'équilibre [Winkler, 1979].

Dans les roches d'Arcelia, la détermination des paragenèses issues des deux épisodes nécessite un grand nombre d'analyses de toutes les phases présentes à l'intérieur d'un domaine donné. Or, nous n'avons réalisé

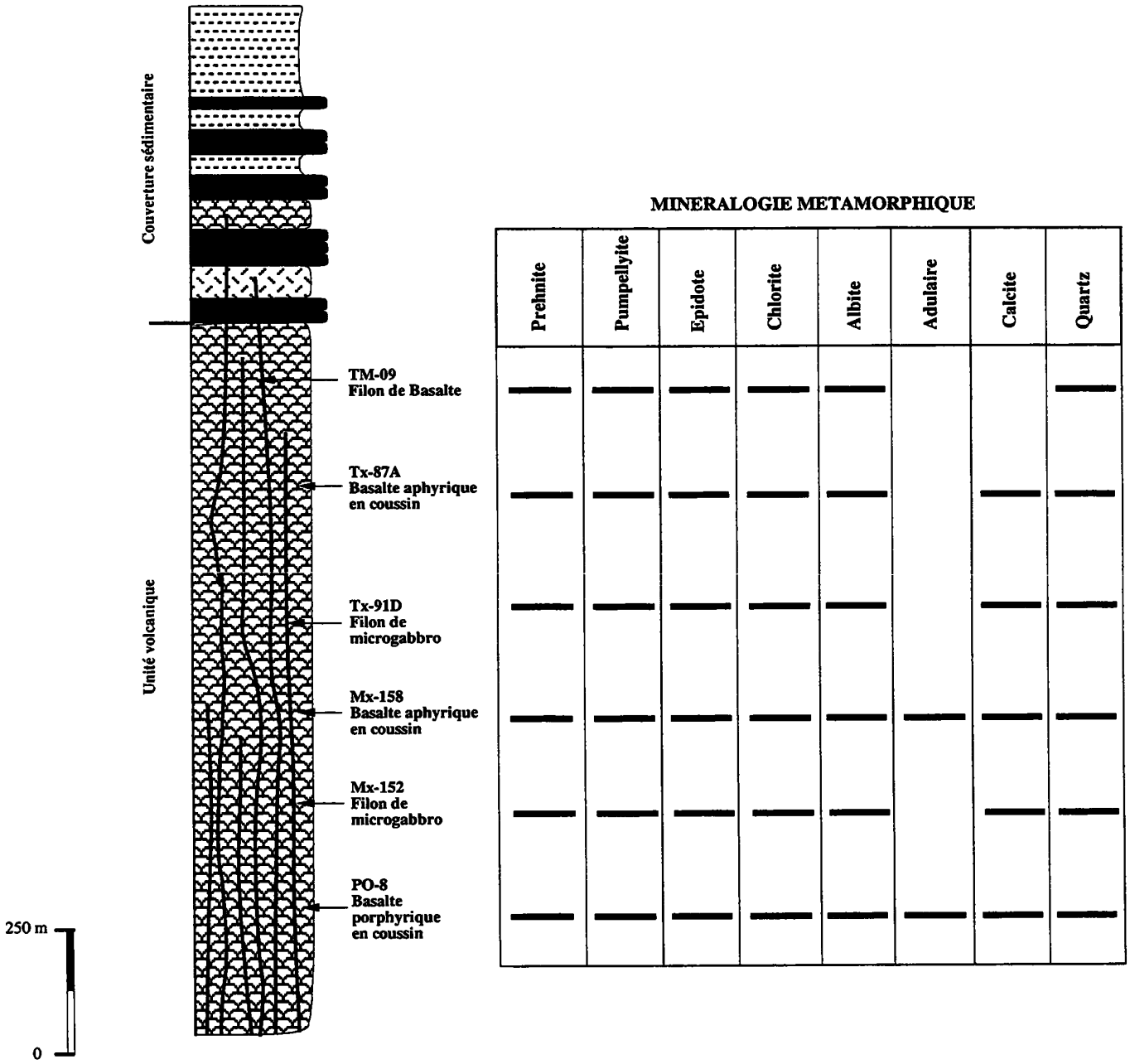


FIG. 54. – Colonne lithostratigraphique des laves et des filons d'Arcelia montrant la position stratigraphique des échantillons étudiés ainsi que la distribution des phases métamorphiques. Même légende que la figure 48.

FIG. 54. – *Columna litoestratigráfica de las lavas y diques de Arcelia mostrando la posición estratigráfica de las muestras estudiadas así como la distribución de las fases metamórficas. Leyenda igual a la figura 48.*

qu'un nombre limité d'analyses par domaine et donc, il nous est impossible de déterminer avec précision les paragenèses issues de chaque épisode hydrothermal. Dans cette étude nous considérerons toutes les phases comme issues d'un seul événement métamorphique. Cette approche semble possible car : (1) la minéralogie secondaire est presque identique par chaque épisode métamorphique; et (2) l'absence de zéolites ou d'actinote suggère que les métamorphismes des deux épisodes se sont produits dans des conditions thermodynamiques relativement comparables.

Pour déterminer les températures du ou des métamorphismes du faciès prehnite-pumpellyite, nous avons fait appel au géothermomètre calibré sur les chlorites de Cathelineau [1988] et testé de façon satisfaisante sur les roches basiques affectées par un métamorphisme de bas degré [Bevins *et al.*, 1991]. Les analyses représentatives des chlorites analysées ainsi que les proportions de smectites qu'elles renferment et les températures calculées sont résumées dans le tableau VII. Les températures calculées à partir des compositions chimiques des chlorites varient entre 137° et 321° C (fig. 61). Cependant, on remarque des variations importantes de température suivant l'endroit où ces chlorites ont cristallisé. Ainsi, la fourchette des températures de cristallisation des chlorites dans les

Ech	TM-09	TM-09	Tx-87A	Tx-87A	Tx-91D	Tx-91D	Mx-158	Mx-158	Mx-152	Mx-152	PO-8	PO-8
Roche	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Mgrabbro	Mgabbro	Basalte	Basalte	Mgabbro	Mgabbro	Basalte	Basalte
Domaine	V	Ol	V	V	M	M	F	M	F	F	V	F
N° Anal	64	89	12	15	23	87	47	56	28	16	12	64
Si	6,418	5,995	6,255	6,008	6,691	6,235	6,765	6,353	5,720	5,662	6,741	5,970
AlIV	1,582	2,005	1,745	1,992	1,309	1,765	1,235	1,647	2,280	2,338	1,259	2,030
Fe	4,180	4,051	3,397	3,686	3,378	3,640	2,694	2,912	3,593	3,303	4,508	4,819
Mg	5,152	5,437	5,848	6,115	5,116	5,914	6,553	6,666	5,660	6,278	4,721	4,731
Ca	0,104	0,022	0,218	0,051	0,168	0,045	0,098	0,040	0,029	0,026	0,156	0,048
Na	0,031	0,019	0,038	0,012	0,024	0,020	0,008	0,031	0,000	0,000	0,100	0,014
XFe	0,45	0,43	0,37	0,38	0,40	0,39	0,30	0,31	0,39	0,35	0,49	0,51
%Chl	0,77	0,91	0,74	0,95	0,57	0,87	0,70	0,85	0,91	0,98	0,68	0,92
T (°C)	193	261	219	259	149	222	137	203	305	314	141	265

TABLEAU VIII. – Tableau récapitulatif des compositions, proportions des chlorites et des températures de chlorites représentatives des différentes roches d'Arcelia. (V) Vacuole; (Ol) Remplacement d'Olivine; (F) Filonnet; (M) Mésostase.

TABLA VIII. – *Tabla recapitulativa de las composiciones, proporciones de cloritas y de las temperaturas de cloritas representativas de las diferentes rocas de Arcelia. (V) Vesícula; (Ol) Remplazamiento del olivino; (F) Vetilla; (M) Mesostasis.*

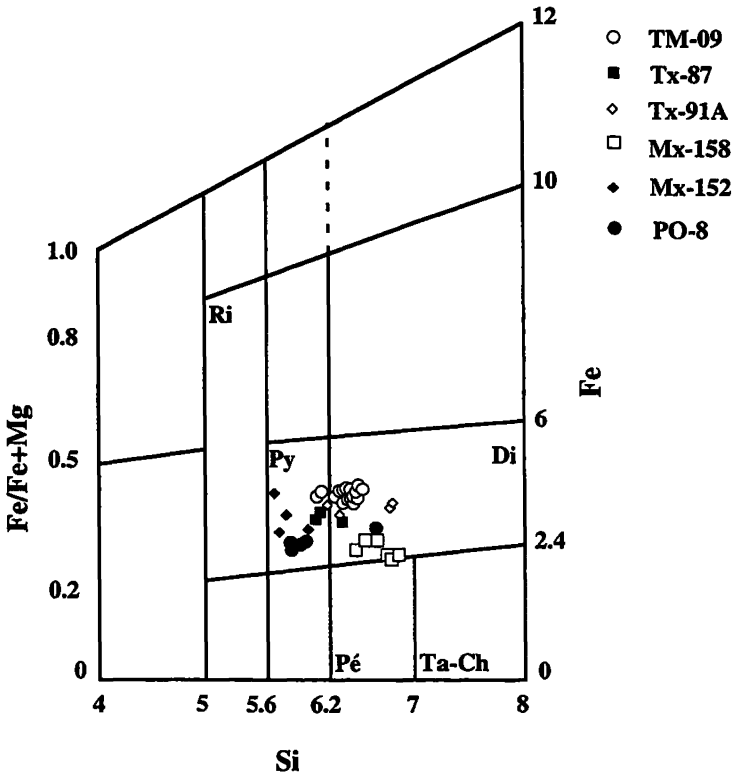


FIG. 55. – Diagramme de classification des chlorites montrant les compositions des chlorites des différentes roches d'Arcelia [d'après Hey, 1954].

(R) Ripidolite; (Py) Pycnochlorite; (Di) Diabantite; (Pé) Pénine; (Ta-Ch) Talc-Chlorite.

FIG. 55. – *Diagrama de clasificación de las cloritas mostrando las composiciones de las cloritas de las diferentes rocas de Arcelia [según Hey, 1954].*
(R) Ripidolita; (Py) Pycnoclorita; (Di) Diabantita; (Pé) Péninita; (Ta-Ch) Talco-clorita.

vacuoles est inférieure ($T°_V$ = 141°C- 259°C) à celle des températures de cristallisation des chlorites des filonnets ($T°_F$ = 137°-321°C; avec plus de 65% > 250°C). L'intervalle des températures de cristallisation des chlorites ($T°_{Min}$ = 144°-261°C) provenant de la destabilisation des minéraux magmatiques ou de la recristallisation du verre est comparable à celui des chlorites des vacuoles. Il est important de souligner que ces températures ne tiennent pas compte de la richesse en smectites des chlorites. D'après Bevins *et al.* [1991], les températures des mélanges chlorites-smectites diminuent proportionnellement à la richesse en smectites. Plus ce pourcentage est important, plus la température calculée est basse. On observe dans les chlorites analysées une bonne corrélation entre les pourcentages de smectites contenues dans ces chlorites et les températures (fig. 62). Les températures calculées à partir des chlorites les plus pauvres en smectites sont les plus proches de celles qui ont régné durant le développement de ce métamorphisme.

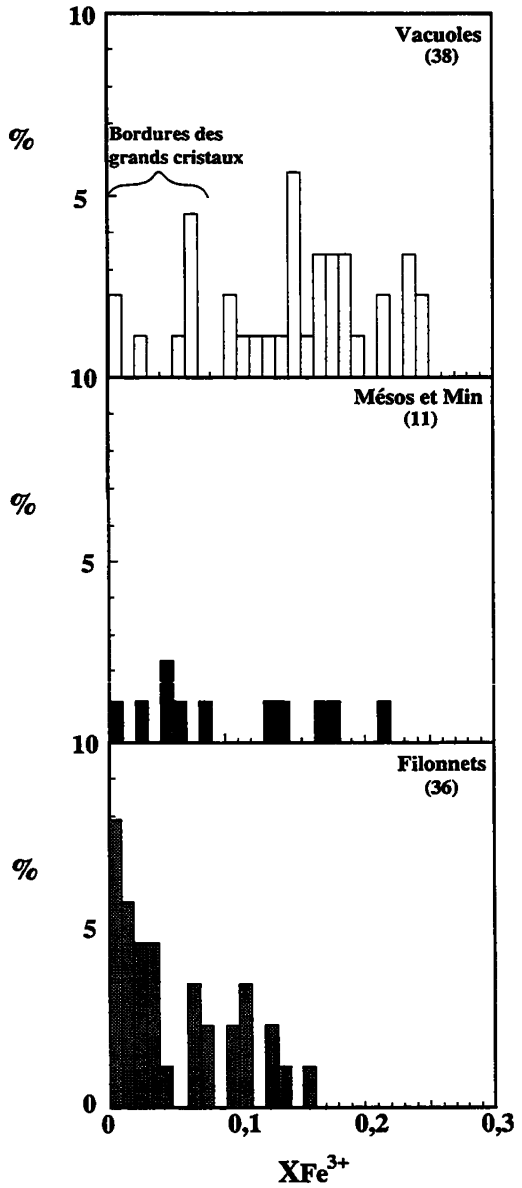


FIG. 56. – Histogrammes de fréquences de rapports XFe^{3+} des prehnites en fonction de leur emplacement. % calculé sur la base de la totalité d'analyses (87).

FIG. 56. – *Histogramas de frecuencia de las relaciones XFe^{3+} de las prhenitas en función de su habito. % calculado en base a la totalidad de análisis (87).*

Les températures calculées pour les chlorites d'Arcelia sont comprises dans la fourchette des températures données dans la littérature pour le faciès prehnite-pumpellyite. Ainsi, Cho *et al.* [1986] et Cho et Liou [1987] montrent que le faciès prehnite-pumpellyite affectant les roches basiques de Karmutsen est stable entre 190° et 295° C. Springer *et al.* [1992] déduisent que le faciès prehnite-pumpellyite, présent dans la région de Smartville (Canada), s'est développé à des températures comprises entre 250° et 350° C. De plus, des données expérimentales ont démontré qu'à $P_{tot} = 2$ kb, l'association prehnite + pumpellyite + chlorite + quartz est stable à des températures inférieures à 240°C tandis que l'association actinote + chlorite + épidote + quartz, marquant le début du faciès schiste vert, est stable à des températures supérieures à 360°C [Nitsch, 1971].

La quantification des pressions est plus difficile compte tenu de l'absence de géobaromètres applicables aux roches affectées par un métamorphisme de bas degré. Toutefois, les paragenèses observées à Arcelia sont classiques de séries magmatiques affectées par de tels métamorphismes. Cho et Liou [1987] ont démontré que le métamorphisme de prehnite-pumpellyite observé dans les roches de Karmutsen, s'est produit à de faibles pressions, probablement inférieures à 2,5 kb. Des pressions comparables ont été estimées par Springer *et al.* [1992] pour les métabasites de Smartville. Winkler [1979] signale que dans les roches basiques de composition appropriée, l'absence de lawsonite et/ou d'amphibole bleue indique des pressions inférieures à 3 kb. Pour de nombreux auteurs [Aguirre et Atherton, 1987; Levi *et al.*, 1989], les pressions régnant au cours du développement d'un métamorphisme hydrothermal de bas degré dans des laves d'arc insulaire ne dépasseraient pas 3 kb.

L'absence générale de paragenèses à oxydes de Fe suggère que le métamorphisme prehnite-pumpellyite affectant les roches d'Arcelia s'est développé à des fO_2 relativement faibles. Cependant, les teneurs élevées en Fe^{3+} des silicates de Fe-Al, en particulier celles des vacuoles supposées formées durant le premier épisode hydrothermal, indiquent que pendant un temps donné la fO_2 était relativement élevée.

La calcite libre, associée à des prehnites et du quartz, a été observée dans des filonnets tardifs et dans des vacuoles mais elle n'est jamais associée aux pumpellyites. Par ailleurs, nous n'avons jamais observé de paragenèses à hématite + sphène (dans les vacuoles, filonnets et mésostase) supposées se former seulement pour de faibles concentrations en CO_2 [Evarts et Schiffman, 1983; Aguirre et Atherton, 1987]. Cependant la présence d'une matrice carbonatée inter-coussins et des lentilles de calcaire micritiqus associées aux pillow lavas indique que le CO_2, bien qu'en quantité variable au cours des deux épisodes, était présent dans les fluides hydrothermaux et dans le milieu d'éruption des laves.

Finalement, la présence constante d'albite dans les vacuoles et les filonnets (plus rare) et d'adulaire dans la mésostase suggère de fortes concentrations en Na, K et Si dans les fluides hydrothermaux.

Donc, les roches magmatiques d'Arcelia sont affectées par un métamorphisme hydrothermal statique de faciès prehnite-pumpellyite. Il semble bien que ce métamorphisme soit polyphasé; la phase la plus récente s'étant développée à des températures légèrement supérieures. La structure en coussins des laves, la présence de nombreux niveaux de hyaloclastites et de

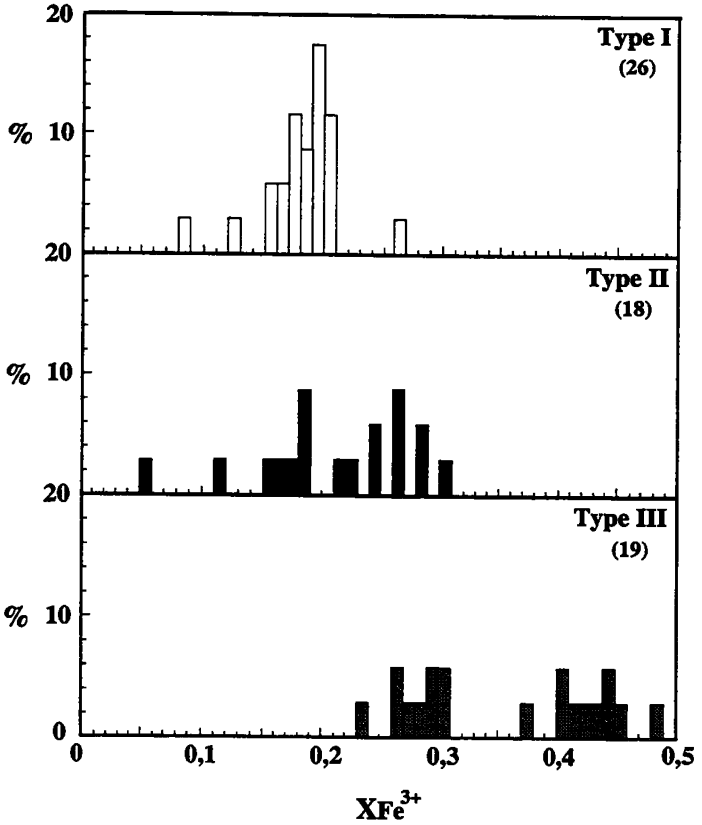


FIG. 57. – Histogrammes de fréquences des rapports XFe^{3+} de trois types de pumpellyites reconnus. Les numéros entre parenthèses indiquent le nombre d'analyses réalisées.

FIG. 57. – *Histogrammas de frecuencias de las relaciones XFe^{+3} de los tres tipos de pumpellyitas reconocidos. Los números entre parentesis indican el número de análisis considerado.*

brèches de coussins et d'un réseau filonien ont favorisé la circulation et la percolation des fluides hydrothermaux. La phase développée à des températures un peu plus élevées pourrait être liée soit à des filons basiques légèrement plus tardifs alimentant des laves du sommet de la séquence ou à une remobilisation locale des fluides lors des magmatismes basique du Crétacé supérieur et/ou acide du Tertiaire moyen. En effet, localement par exemple à Arcelia et à Saint Vincente [Ortiz, 1992], les laves sont affectées par un métamorphisme de contact induit respectivement par des intrusions basiques ou acides. Ce métamorphisme provoque un développement de sphène qui concentre des terres rares, du Nb et du Ti (cf. paragraphe suivant et chapitre sur la géochimie isotopique).

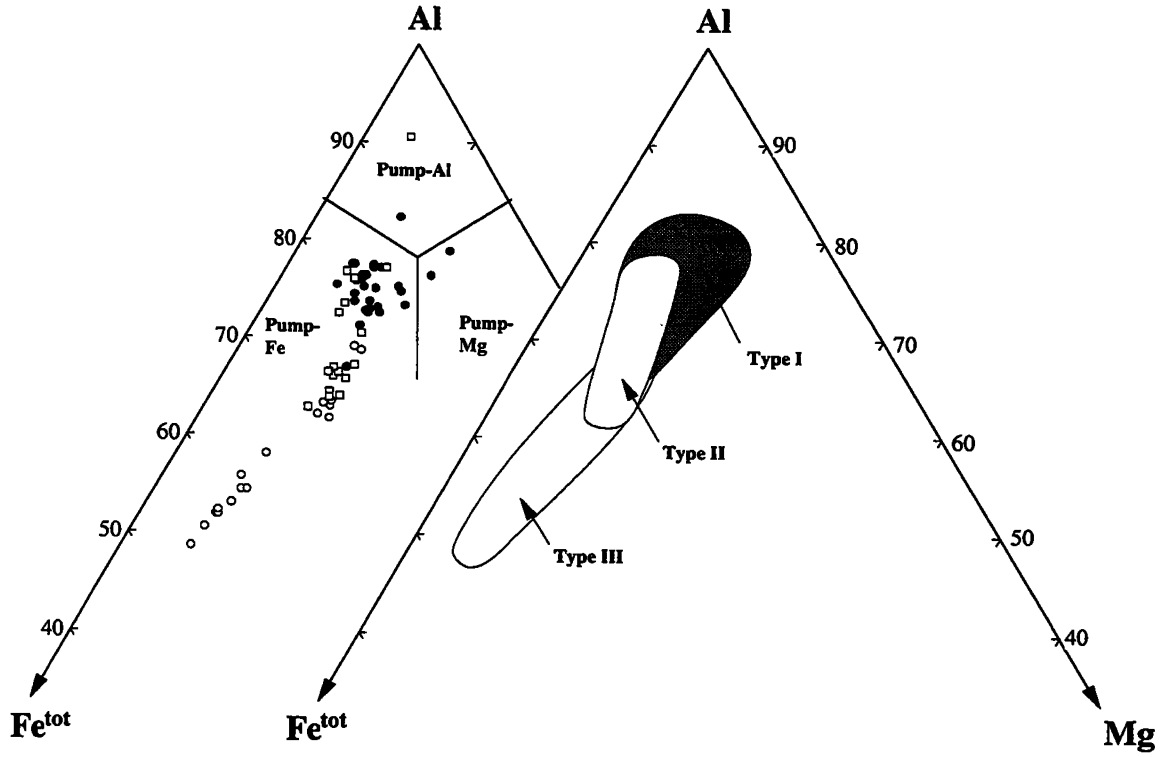


FIG. 58. – Composition des pumpellyites des roches d'Arcelia dans le diagramme Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs *et al.* [1976]. La classification des pumpellyites est d'après Passaglia et Gottardi [1973]. Cercles pleins : Pumpellyites de type 1. Carrés : Pumpellytes de type II; Cercles vides : Pumpellyites de type III.

FIG. 58. – *Composiciones de las pumpellyitas de las rocas de Arcelia en el diagrama Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs [1976]. La clasificación de pumpellyites es de Passaglia y Gottardi [1973]. Círculos negros : Pumpellyitas de tipo I. Cuadrados : Pumpellyitas de tipo II. Círculos blancos : Pumpellyitas de tipo III.*

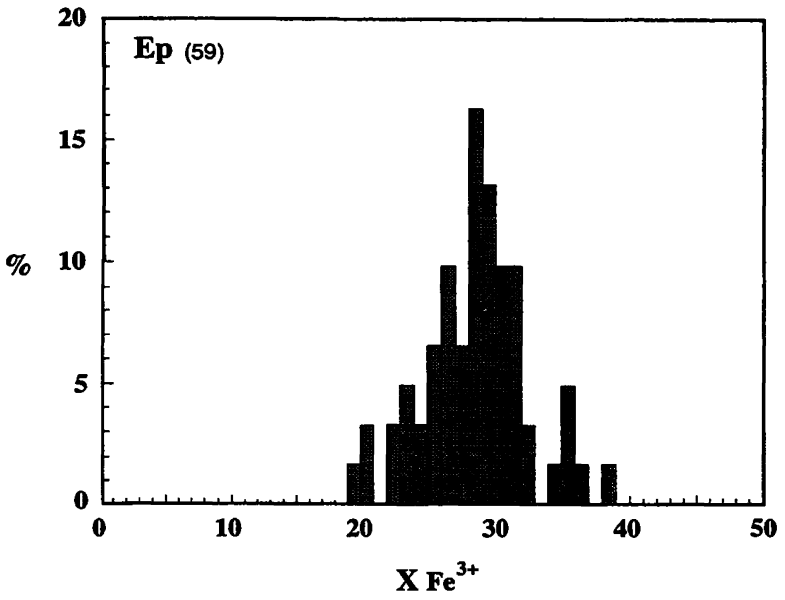


FIG. 59. - Histogramme de fréquences des rapports XFe^{3+} des épidotes d'Arcelia tous les habitats confondus. Le chiffre entre parenthèses indique le numéro de l'analyse considérée.

FIG. 59. - *Histogrammas de frecuencias de las relaciones XFe^{3+} de las epidotas de Arcelia. La cifra entre paréntesis indica el número de ánalisis considerado.*

3.4. Caractères géochimiques des roches ignées d'Arcelia

Ortiz [1992] a reconnu trois familles magmatiques dans les laves et les filons d'Arcelia :

(1) des tholéïtes d'arc , (2) de rares andésites calco-alcalines, et (3) des basaltes de type MORB.

Les tholéïtes d'arc regroupent la majorité des laves et la totalité des filons. Les andésites calco-alcalines sont restreintes au sommet visible de la pile volcanique alors que les basaltes à affinité de MORB affleurent dans deux localités (Arcelia et Palmar Grande). Les relations de ces basaltes à affinité de MORB avec les tholéiites d'arc sont inconnues [Ortiz, 1992]. Enfin, l'unique rhyolite analysée se rattache aux tholéïtes d'arc. Les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des trois séries magmatiques reconnues sont résumées dans le tableau IX.

3.4.1. Les tholéïtes d'arc (basaltes, dolérites, microgabbros et rhyolites)

Basaltes et microgabbros sont systématiquement appauvris en TiO_2 (≤0,8 %)

Deux groupes peuvent être distingués sur la base des concentrations en MgO, Cr et Al_2O_3. Le premier groupe, riche en MgO (8-9 %) et en Cr (267-429 ppm) est représenté par des basaltes relativement peu fractionnés (Zr=4-41 ppm) à phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène et des microgabbros. Inversement, le deuxième groupe, nettement enrichi en alumine (Al_2O_3 = 18 %), plus pauvre en MgO (MgO≤5 %) représente des faciès plus évolués, riches en phénocristaux de plagioclase et en oxydes ferro-titanés (V=321 ppm). Les concentrations en fer, titane et vanadium augmentent très légèrement du groupe I au groupe II. Le fractionnement de ces basaltes et microgabbros est donc régi par la cristallisation du plagioclase et des oxydes ferro-titanés qui apparaissent après l'olivine et les

---

PLANCHE 9. - Minéralogie métamorphique des roches d'Arcelia

Fig. 1. - Vésicule à pumpellyite (type III) + prehnite dans une lave des alentours de Palmar Grande (*PO-8*). Photographi de microsonde.

Fig. 2. - Vésicule à prehnite fibroradiée + pumpellyite (type I) + Ab dans un basalte des alentours de Palmar Grande (*PO-8*). Photographie de microsonde.

Fig. 3. - Détail d'une vésicule zonée à quartz + épidote + prehnite fibroradiée + Pp (type II) + albite dans un basalte des alentours de Palmar Grande (*PO-8*). Photographie de microsonde.

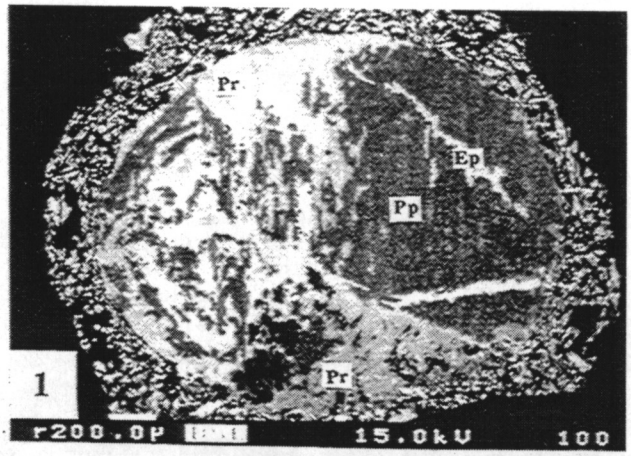
Fig. 4. - Vésicule à prehnite fibroradiée + quartz + albite recoupée par un filonnet à quartz + Prehnite prismatique dans un basalte des alentours de Palmar Grande (*PO-8*). Photographie de microsonde.

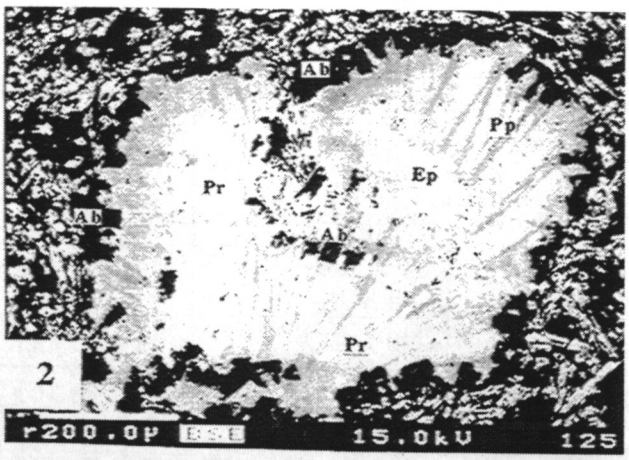
Fig. 5. - Filonnet à épidote fibroradiée + chlorite dans un filon de microgabbro le long de la route entre Arcelia et Palmar Chico (*Mx-152*). L. N.

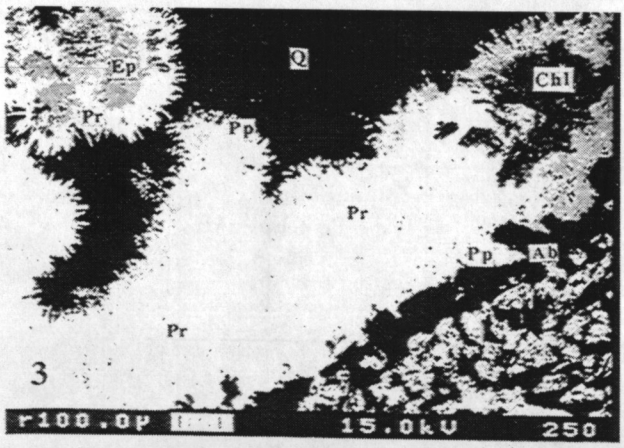
Fig. 6. - Sphérolite de prehnite + chlorite en remplacement de la mésostase dans un basalte le long de la route entre Arcelia et Palmar Chico (Mx-158). L. N.

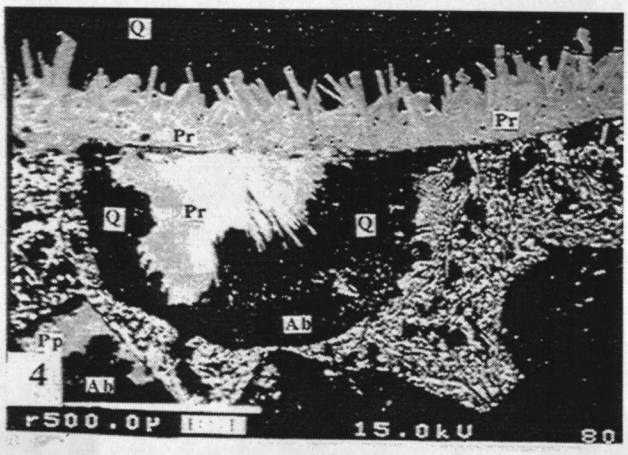
Fig. 7. - Paragenèse à chlorite + épidote en remplacement d'un phénocristal d'olivine dans un basalte dans les alentours d'Arcelia (*TM-09*). L. N.

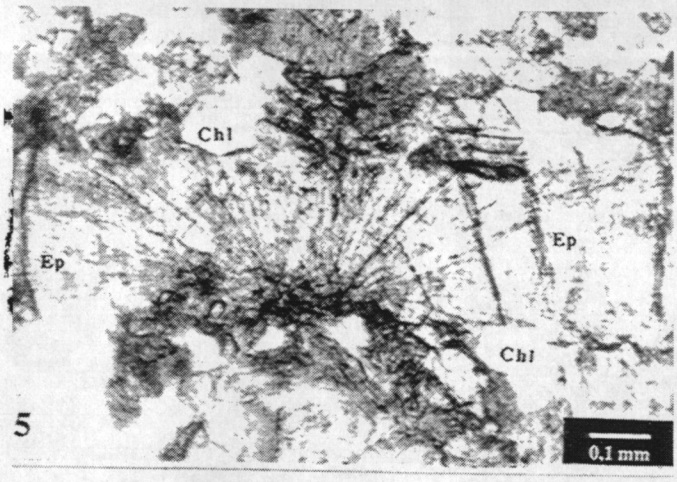
Fig. 8. - Phénocristal de plagioclase transformé en sphérolites de pumpellyite (type II) et prehnite + albite + épidote dans un basalte des alentours de Palmar Grande (*PO-8*). L. N.

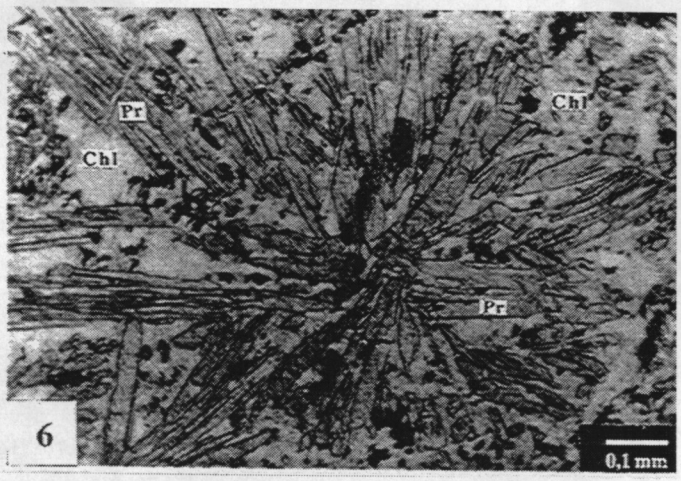

Pr
Ep
Pp
Pr
1
r200.0µ
15.0kV
100

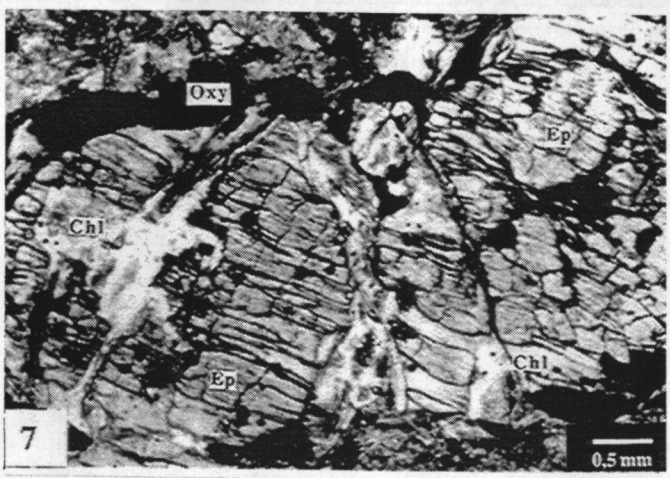

Ab
Pp
Pr
Ep
Ab
Ab
Pr
2
r200.0µ
15.0kV
125

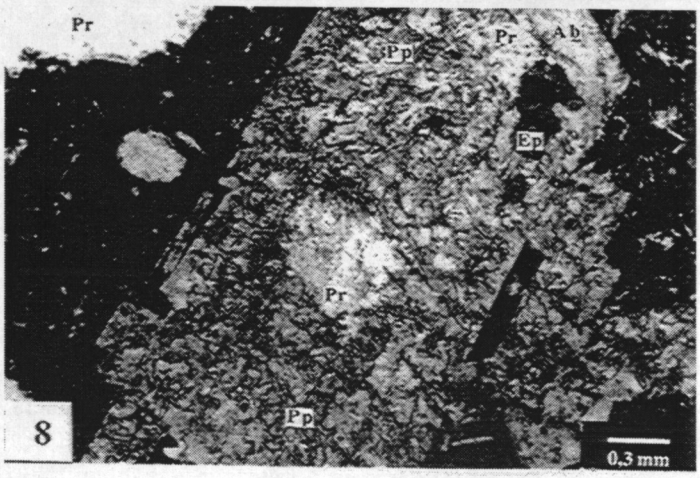

Ep
Q
Chl
Pr
Pp
Pr
Pp
Ab
Pr
3
r100.0µ
15.0kV
250


Q
Pr
Pr
Q
Pr
Q
Ab
Pp
4
Ab
r500.0µ
15.0kV
80


Chl
Ep
Ep
Chl
5
0,1 mm


Pr
Chl
Chl
Pr
6
0,1 mm


Oxy
Ep
Chl
Chl
Ep
7
0,5 mm


Pr
Pp
Pr
Ab
Ep
Pr
Pp
8
0,3 mm

Echantillon	PARAGENESES		
	Vacuoles	Filonets	Min. Ignés et Mésos.
TM-09	**Pr + Pp+ Ep** Ep + Chl Ep + Pr		Ep + Chl Ep + Chl + Ab
Tx-87	**Pr + Pp** Ep + Chl **Pr + Pp + Chl**		Pp + Ab **Pr + Pp + Chl + Ab**
Tx-91	**Pr + Pp** Ep + Chl **Pr + Pp + Chl**		Pp + Ab **Pr + Pp + Chl + Ab**
Mx-158	**Pr + Pp + Ep** **Pr + Pp + Chl** Pp + Ep + Chl	Pr + Chl Pp + Ep	**Pr + Pp + Ep** **Pr + Pp + Ab**
Mx-152	**Pr + Pp + Ep** **Pr + Pp + Chl** Pp + Ep Pr + Chl	Pp + Ep Ep + Chl	**Pr + Pp + Ep + Ab** Pp + Ep + Ab
PO-8	**Pr + Pp** Pr + Ep Pp + Ep Pp + Chl + Alb **Pr + Pp + Ep** **Pr + Pp + Ep + Ab**	**Pr + Pp** Pr + Chl **Pr + Pp + Chl + Ab**	Pr + Chl + Alb **Pr + Pp + Ep + Ab** **Pr + Pp + Ep**

TABLEAU IX. – Tableau récapitulatif des paragenèses métamorphiques observées dans les roches d'Arcelia (+/-quartz; +/-calcite. Les paragénèses en gras repésentent les paragenèses types.

(Pr) Prehnite. (Pp) Pumpellyite. (Ep) Epidote. (Chl) Chlorite. (Ab) Albite.

TABLA IX. – *Tabla recapitulativa de las paragénesis metamórficas observadas en las rocas de Arcelia (+/- quartz; +/- calcite). Las paragénesis en negrillas representan las paragénesis diagnósticas.*

(Pr) Prehnita. (Pp) Pumpellyita. (Ep) Epidota. (Chl) Clorita. (Ab) Albita.

clinopyroxènes. Ce fractionnement marqué par la cristallisation tardive des oxydes de Fe-Ti est typique des séries tholéïtiques d'arc [Miyashiro, 1974; Miyashiro et Shido, 1975]. Cependant, il faut remarquer que l'enrichissement en Zr ne se corréle pas avec l'augmentation en titane et vanadium. Les microgabbros sont un peu plus enrichis en MgO (9,03-10,51%), Cr (572-638 ppm) et Ni (89-140 ppm) que les laves. Cet enrichissement est lié à l'abondance des clinopyroxènes et dans une moindre mesure de l'olivine; ces deux minéraux montrant des caractères d'accumulation.

Les concentrations en CaO (6,32-12,41%), Na_2O (1,46-4,82%), K_2O (0,01-1,27%), Rb (4-16 ppm), Ba (4-203 ppm) et Sr (70-199 ppm) sont extrêmement variables, quel que soit le degré de fractionnement des roches. Ces variations sont à rattacher à la mobilité de ces éléments lors du métamorphisme hydrothermal de bas degré qui a affecté ces roches. Cependant, on peut remarquer que malgré cette mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux, les teneurs en K_2O sont inférieures à 1% (à l'exception de l'échantillon Tx-109 où K_2O=1,27 %). Cette pauvreté en potassium est un caractère classique des tholéïtes d'arc.

Dans les diagrammes discriminants opposant des éléments compatibles comme V et Ti ou les éléments à forte charge ionique (Y, Zr) considérés comme peu ou pas mobiles durant les processus d'altération et de métamorphisme, les points représentatifs des basaltes et des microgabbros se regroupent dans le champ des laves orogéniques (diagramme V en fonction de Ti de Shervais, 1982; fig. 63) et plus précisément dans le champ des tholéïtes d'arc (diagrammes Zr-Ti et Y.3-

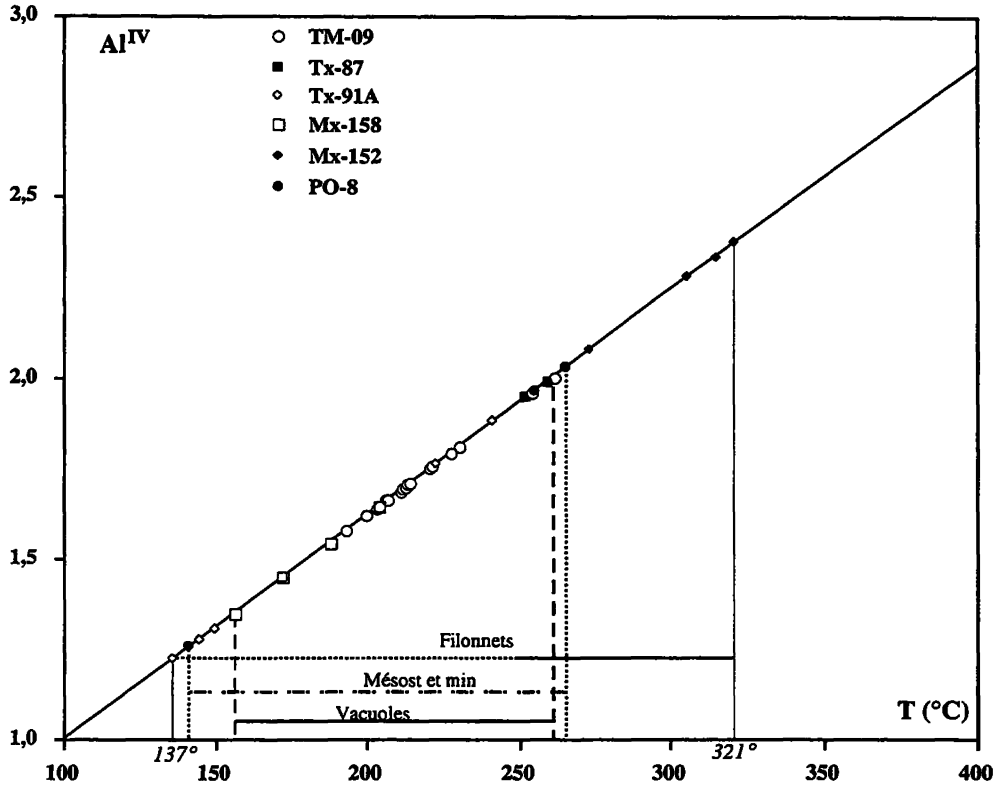


FIG. 60. - Corrélations entre les températures et les teneurs en Al^{IV} des chlorites d'Arcelia. Les fourchettes de températures des chlorites en fonction de leur habitat sont aussi signalées.

FIG. 60. - *Correlaciones entre las temperaturas y los contenidos en Al^{IV} en las cloritas de Arcelia. Los rangos de temperatura para las cloritas en función de su ocurrencia sont también indicados.*

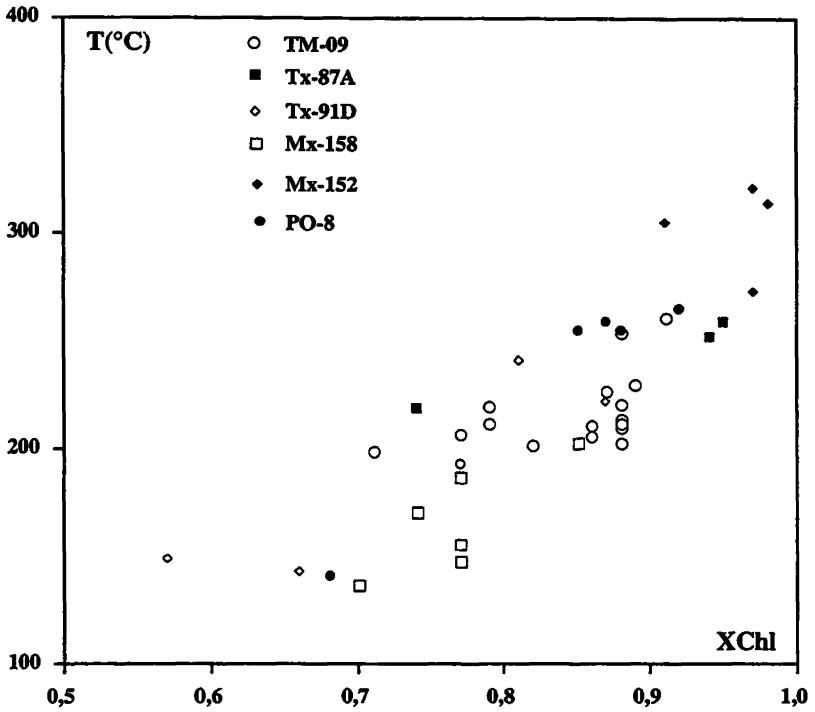


FIG. 61. - Corrélations entre les proportions des chlorites (X_{Chl}) et les températures calculées pour l'ensemble des chlorites d'Arcelia.

FIG. 61. - *Correlaciones entre las proporciónes de chlorita (X_{Chl}) y las temperaturas calculadas para el conjunto de cloritas de Arcelia.*

Ti/100-Zr de Pearce et Cann [1983]; fig. 64 et 65). Le point représentatif de l'échantillon Tx-89 est en dehors des champs définis dans le diagramme Zr en fonction de Ti (fig. 64) à cause de sa très faible teneur en Zr (4 ppm).

De plus, les rapports Zr/Yb (3,0-30,8), Ti/V (10,3-14,2), Ti/Zr (90,9-99,5) et Zr/Y (2,1-2,9) de ces basaltes sont dans les intervalles des rapports des tholéïtes d'arc données en référence [Gill, 1981; Basaltic Volcanism Study Project, 1981]. Les rapports Zr/Yb (27,2-29,2), Ti/V (15,5-16,7),

	OROGENIQUES									ANOROGENIQUES	
Echantillon	Tx-92	Tx-89	Tx-96	Tx-109	Tx-87	Tx-100H	Tx-105A	Tx-105B	Tx-104	*CP1A*	*Tx-107*
Localité	Palmar Chico	Palmar Chico	Palmar Chico	Arcelia	Palmar Chico		S. Vicente	S. Vicente	S. Vicente	*Palmar Grande*	*Arcelia*
Nature	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Rhyolite	Mgabbro	Mgabbro	Basalte	*Basalte*	*Andésite*
Affinité	Th	Th	Th	Th	Th	Th	Th	Th	Cc	*MORB*	*MORB*
SiO2 %	51,30	51,39	48,57	49,20	50,42	73,92	45,28	49,34	47,82	*44,89*	*54,17*
TiO2 %	0,44	0,48	0,55	0,68	0,50	0,25	0,79	0,72	1,97	*1,56*	*1,10*
Fe2O3 %	8,92	9,28	9,89	11,91	8,51	3,06	9,80	10,53	8,39	*9,38*	*10,63*
MgO %	9,13	8,19	4,94	8,44	5,83	0,93	10,51	9,03	3,08	*5,66*	*5,37*
K2O %	0,96	0,43	0,64	1,27	0,71	0,27	0,65	0,79	2,41	*0,07*	*0,01*
Cr ppm	429	304	44	267	83	12	638	572	1,35	*347*	*54*
Ni ppm	93	70	36	64	37	7	140	89	46	*143*	*28*
Zr ppm	28	4	35	41	33	33	40	41	167	*93*	*65*
Y ppm	13,6	13	13	14	15	16	17	17	43,1	*32*	*25*
Nb ppm	6,3	20	4	4		5	11	7	39,8	*4*	*4*
(La/Yb)N	2,08	2,17	2,10	2,42	2,23	1,44	1,54	2,67	4,35	*1,18*	*0,64*
eNd (T)	5,50						8,70		6,60		
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Microgranulaire	Mésocumulat	Mésocumulat	Porphyrique	*Porphyrique*	*Porphyrique*
Minéralogie Ignée	Ol, Cpx, Pg Ox-Fe-Ti	Cpx, Pg Ox-Fe-Ti	Cpx, Pg Ox-Fe-Ti	Cpx, Pg Ox-Fe-Ti	Cpx, Pg Ox-Fe-Ti	Pg, Ox-Fe-Ti Q	Cpx, Amp, Pg Ol, Ox-Fe-Ti	Cpx, Amp, Pg Ol, Ox-Fe-Ti	Cpx, Opx, Pg Amp, Ox-Fe-Ti	*Ol, Cpx, Pg Ox-Fe-Ti*	*Ol, Cpx, Pg Ox-Fe-Ti*
Minéralogie Métamorphique							Chl, Ep, Pr, Pp Cc, Q	Chl, Ep, Pr, Pp Cc, Q	Chl, Sph, Ep		

(Ol) Olivine; (Sp) Spinelle chromifère; (Cpx) Clinopyroxène; (Ox-Fe-Ti) Oxydes ferrotitanés; (Pg) Plagioclase; (Opx) Orthopyroxène; (Amp) Amphibole; (Q) Quartz.
(Pr) Prehnite; (Pp) Pumpellyite; (Ep) Epidote; (Sph) Sphène; (Chl) Chlorite; (Cc) Calcite.

TABLEAU X. – Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géologiques des associations lithologiques d'Arcelia [données d'après Ortiz, 1992].

TABLA X. – *Tabla recapitulativa de las características petrográficas, mineralogicas y geoquimicas de las asociacones litológicas de Arcelia [datos de Ortiz, 1992].*

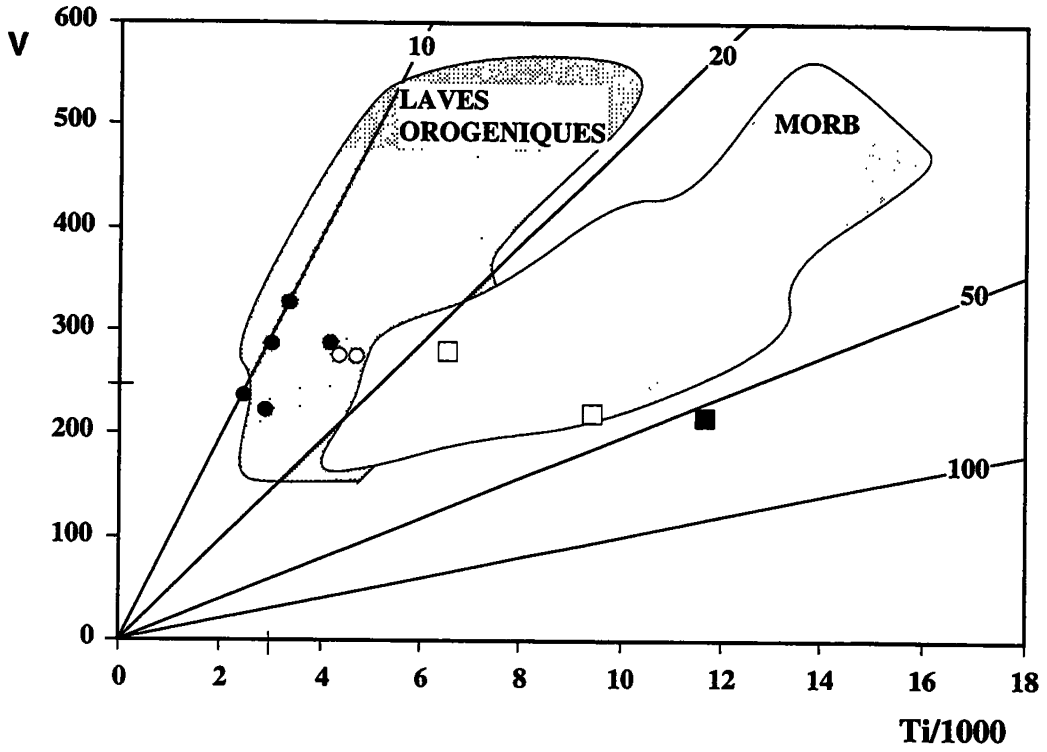


FIG. 62. - Diagramme discriminant V en fonction du Ti de Shervais [1982] pour les trois associations lithologiques d'Arcelia. Cercles pleins : laves et filons toléïtiques. Carrés vides : laves à affinité de MORB. Carrés pleins : lave à affinité calco-alcaline.

FIG. 62. - *Diagrama de discriminación V en función del Ti de Shervais [1982] de las tres asociaciones lithológicas de Arcelia. Círculos : lavas y diques tholeíticos; Cuadrados blancos : lavas con affinidad de MORB. Cuadrado negro : lava con affinidad calco-alcalina.*

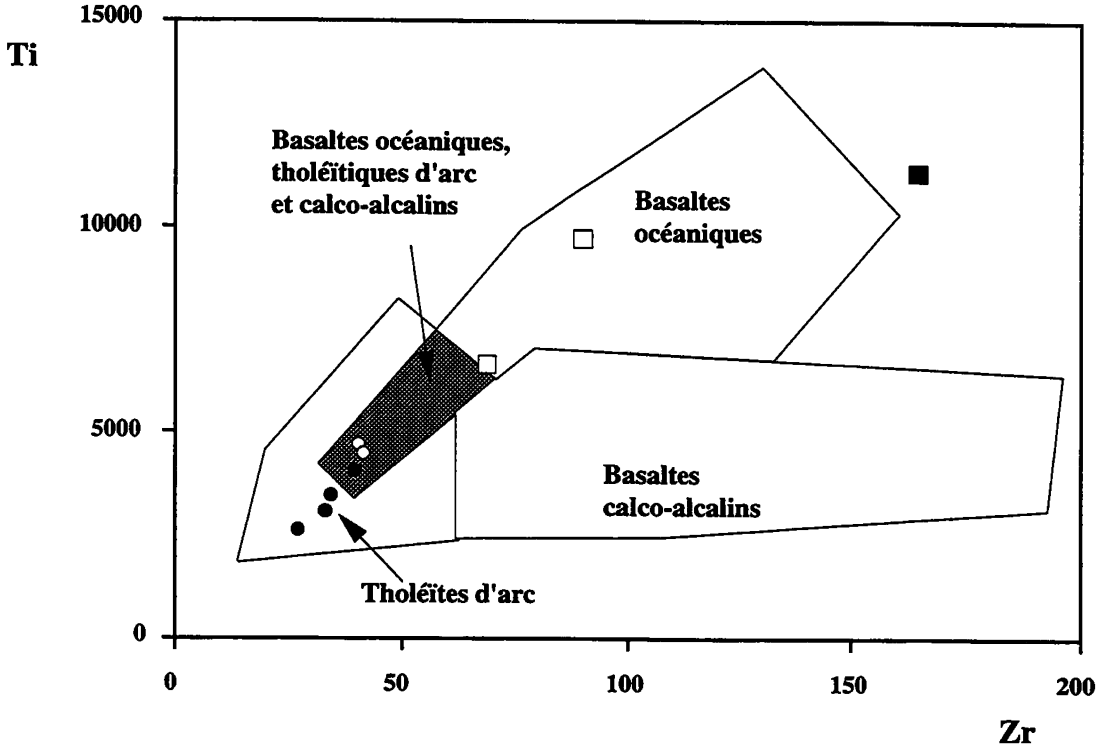


FIG. 63. - Diagramme Ti en fonction du Zr de Pearce et Cann [1983] pour les trois associations lithologiques d'Arcelia. Même légende que pour la figure 62.

FIG. 63. - *Diagrama de discriminación Ti en función del Zr de Pearce y Cann [1983] de las tres asociaciones lithológicas de Arcelia. Misma leyenda que figura 62.*

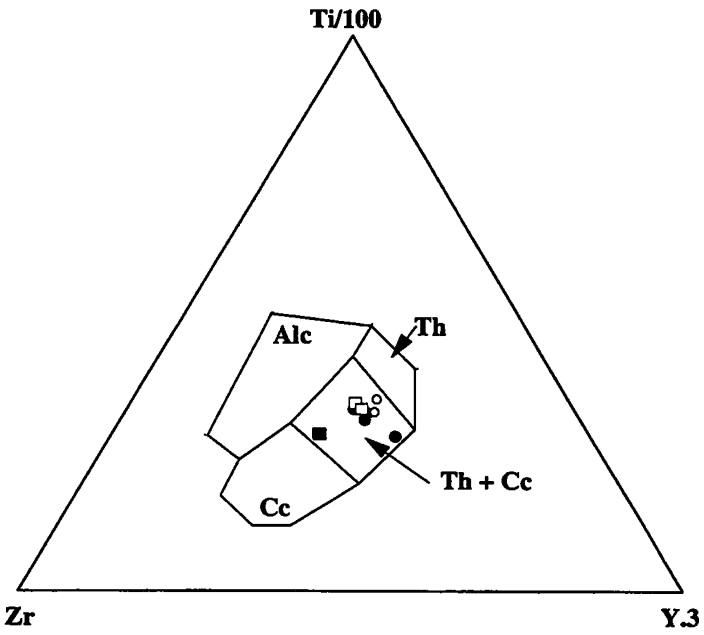


FIG. 64. – Diagramme discriminant Ti-Zr-Y de Pearce et Cann [1983] pour les trois associations lithologiques d'Arcelia. Même légende que figure 63.

FIG. 64.- *Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y de Pearce y Cann [1983] de las tres asociaciones litológicas de Arcelia. Leyenda igual que figura 63.*

Ti/Zr (105,4-118,5) et Zr/Y (2,4) des microgabbros sont comparables à ceux des laves.

Les spectres de terres rares, normalisés aux chondrites d'après Evensen *et al.* [1978], des basaltes et des microgabbros sont assez comparables (fig. 66A et B). Les concentrations en terres rares sont relativement faibles (La_N = 14,7-20,13 Yb_N = 7,23-8,0 fois les chondrites pour les basaltes; La_N = 13,17-25,23; Yb_N = 8,3-9,2 fois les chondrites pour les microgabbros). Ces spectres présentent un très léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes $(La/Yb)_N$ = 1,54-2,67) et une anomalie négative en Europium plus ou moins marquée, liée au fractionnement des plagio-clases. Ces spectres sont typiques des tholéïtes matures d'arc insulaire intra-océanique [Gill, 1981]. L'anomalie positive en Ce des spectres des microgabbros est vraisembla-blement liée à des erreurs analytiques (surdosage du Ce).

Dans les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport au MORB [Pearce, 1983; Sun et McDonough, 1989] et au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989], on constate (fig. 67 et 68) :

- l'enrichissement plus ou moins marqué des basaltes et des microgabbros en éléments lithophiles à l'exception de K_2O par rapport aux MORB (quelles que soient les valeurs de normalisation choisies);

- l'appauvrissement en éléments à forte charge ionique par rapport aux MORB (surtout en Y, Zr et Ti) très comparable pour toutes les roches analysées.

Tous ces caractères sont typiques de tholéïtes d'arc édifiées sur de la lithosphère océanique (arcs de «New Britain» ou des Aléoutiennes [Pearce, 1983].

Compte tenu de la minéralogie très homogène des rhyolites et des tufs rhyolitiques, un seul échantillon a été analysé. Cette rhyolite est pauvre en K_2O (0,27 %). Son spectre de terres rares est plat (fig. 66A; $(La/Yb)_N$ =1,44). Le diagramme multi-éléments normalisés aux ORG d'après Pearce *et al.* [1984] (fig. 69) montre que cette rhyolite est fortement appauvrie en éléments à forte charge ionique par rapport aux roches acides océaniques. Ces caractères géochimiques sont classiques des laves acides tholéïtiques d'arc.

Cette roche montre en outre de très faibles concentrations en terres rares et en Zr (33 ppm), presque identiques à celles des basaltes les moins différenciés; ce qui indique que les rhyolites tholéïtiques d'Arcelia ne dérivent vraisemblablement pas des basaltes à olivine par cristallisation fractionnée.

3.4.2. Les laves calco-alcalines

Une seule lave a été analysée. Elle diffère des basaltes et des microgabbros tholéïtiques par la présence d'amphibole et un enrichissement marqué en Y, Zr et en terres rares légères ($(La/Yb)_N$ = 4,35; fig. 66C). De plus, cette roche est anormalement enrichie en Nb (39,8 ppm dosage réalisé par ICPMS, en TiO_2 (1,97 %) et en V (293 ppm) pour des laves calco-alcalines différenciées. De telles concentrations sont habituellement observées dans des laves alcalines d'îles océaniques (points chauds; Shervais [1982]; fig. 63). Ces concentrations anormales sont en fait liées à la présence de sphène secondaire très abondant (titanite dans la terminologie anglo-saxone) qui s'est développé ou reconcentré au cours d'un métamorphisme hydrothermal lié au magmatisme acide calco-alcalin du Tertiaire moyen (cet échantillon provient de la région de San Vicente où affleurent des rhyolites ignimbritiques associées à des dômes de même nature (fig. 48). D'ailleurs, l'enrichissement en Nd (22,92 ppm avant attaque) et Sm (6,06 ppm avant attaque) par rapport aux basaltes tholéïtiques doit être lié aussi à la présence de ce sphène. En effet, lors de la préparation de cet échantillon pour la géochimie isotopique, une attaque par acide de l'échantillon a montré que les concentrations en Nd et Sm diminuaient des deux tiers (Sm = 2,50 ppm; Nd = 9,40 ppm) alors que les rapports isotopiques ($^{143}Nd/^{144}Nd$; $^{87}Sr/^{86}Sr$) demeuraient constants avant et après attaque (Chapitre IV; analyses réalisées par F. Vidal; UA 10 Clermont Ferrand)

Cependant, malgré les transformations géochimiques induites par ce métamorphisme, cette roche présente vraisemblablement une affinité calco-alcaline comme l'atteste le comportement des éléments comme Y, terres rares lourdes et Nd, Sm (concentrations déterminées par dilution isotopique après attaque).

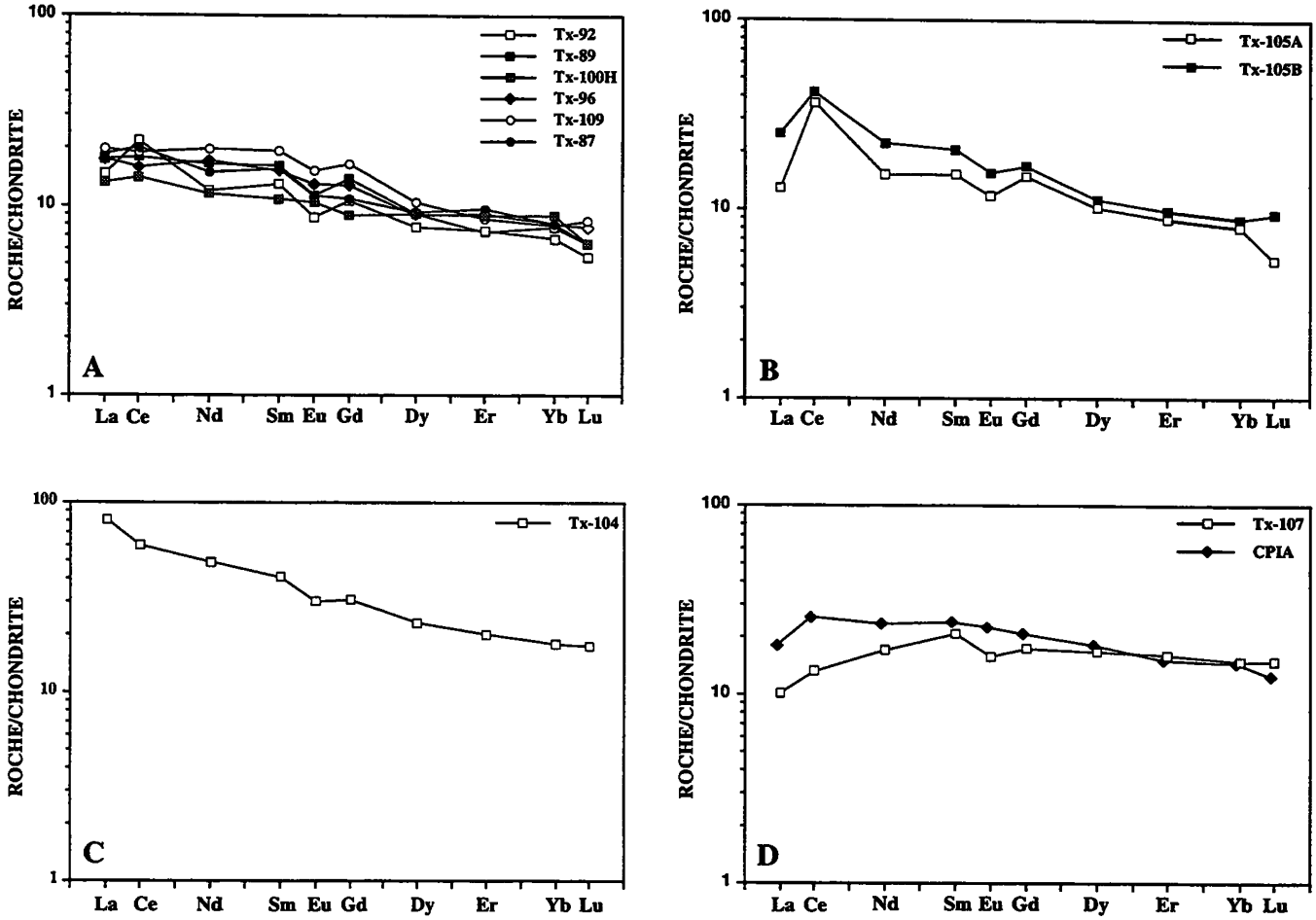


FIG. 65. - Diagrammes de terres rares normalisés par rapport aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978] des trois associations lithologiques d'Arcelia. (A) Laves à affinités tholéïtique d'arc. (B) Filons à affinitiés tholéïtique d'arc. (C) Laves à affinités calco-alcaline. (D) Laves à affinités de MORB [d'après Ortiz, 1992].

FIG. 65. - *Diagramas de tierras raras normalizadas con respecto a las condritas [Evensen et al., 1978] de las tres asociaciones litológicas de Arcelia. (A) Lavas con afinidad tholeítica de arco. (B) Diques con afinidad tholeítica de arco. (C) Lava con afinidad calco-alcalina. (D) Lavas con afinidad de MORB [según Ortiz, 1992].*

3.4.3. Les basaltes à affinité de MORB

Ces laves diffèrent des basaltes et des microgabbros à affinité de tholéïte d'arc par :

(1) des teneurs plus élevées en TiO_2 et en éléments à forte charge ionique (Y et Zr);

(2) des spectres de terres rares moins enrichis ou appauvris en terres rares légères (fig. 66D);

(3) des concentrations plus faibles en éléments lithophiles (surtout en Ba).

Les diagrammes multi-éléments montrent que ces basaltes (en particulier l'échantillon Tx-107 qui est le moins fractionné) sont très légèrement appauvris en titane, Y et terres rares lourdes, comparés aux MORB (quelle que soit la normalisation choisie, Pearce [1983]; Sun et McDonough [1989]; fig. 67B et 68D).

3.5. Conclusions sur l'étude de la séquence volcano-plutonique d'Arcelia

La séquence volcano-plutonique d'Arcelia datée du Crétacé inférieur comprend un ensemble plutonique de cumulats ultrabasiques-basiques et des basaltes en coussins recoupés par des essaims de dolérites et microgabbros et recouverts en concordance par des pélites siliceuses à radiolaires associées à des tufs et des grès volcanoclastiques. La sédimentation associée aux basaltes est toujours pélagique (calcaire micritique au sein de la pile volcanique, pélites siliceuses au sommet).

Laves basiques et filons sont affectés par un métamorphisme, statique et hydrothermal de faciès prehnite-pumpellyite, vraisemblablement polyphasé à des températures inférieures à 320°C et des pressions ne dépassant pas 3 kb. La composition des fluides hydro-

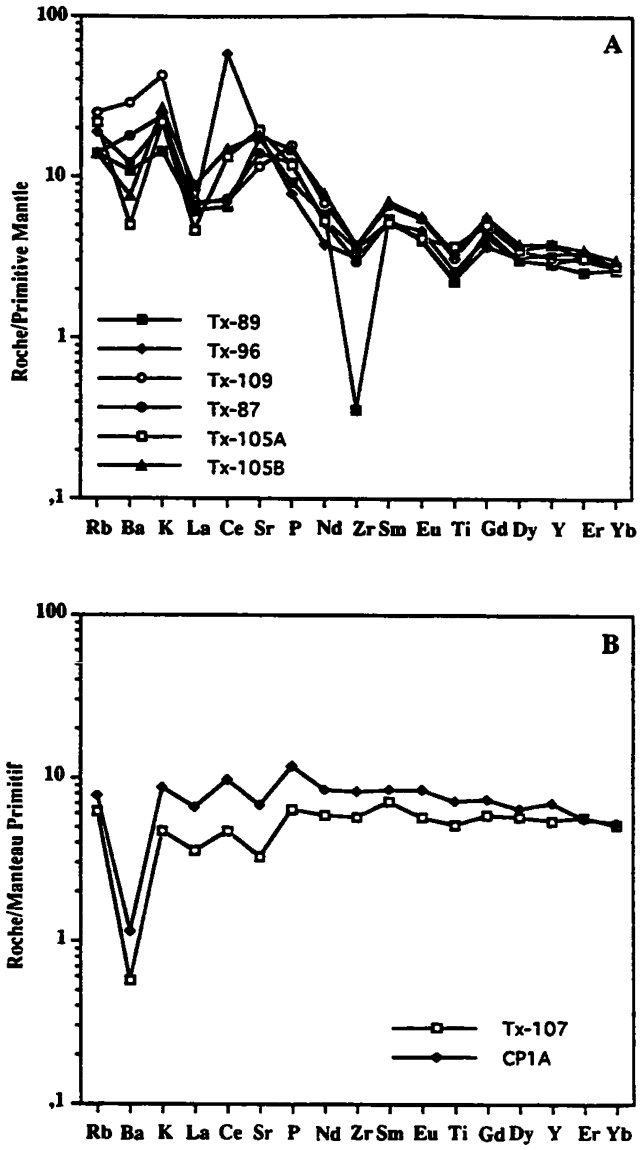


FIG. 66. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés par rapport au manteau primitif [Sun et Mc Donough, 1989] des laves et filons tholéïtiques (A) et des laves à affinité de MORB (B) d'Arcelia.

FIG. 66. – *Espectros de elementos litófilos normalizados con respecto al manto primitivo [Sun y Mc Donough, 1989] de las lavas y diques tholeíticos (A) y de las lavas tipo MORB (B) de Arcelia.*

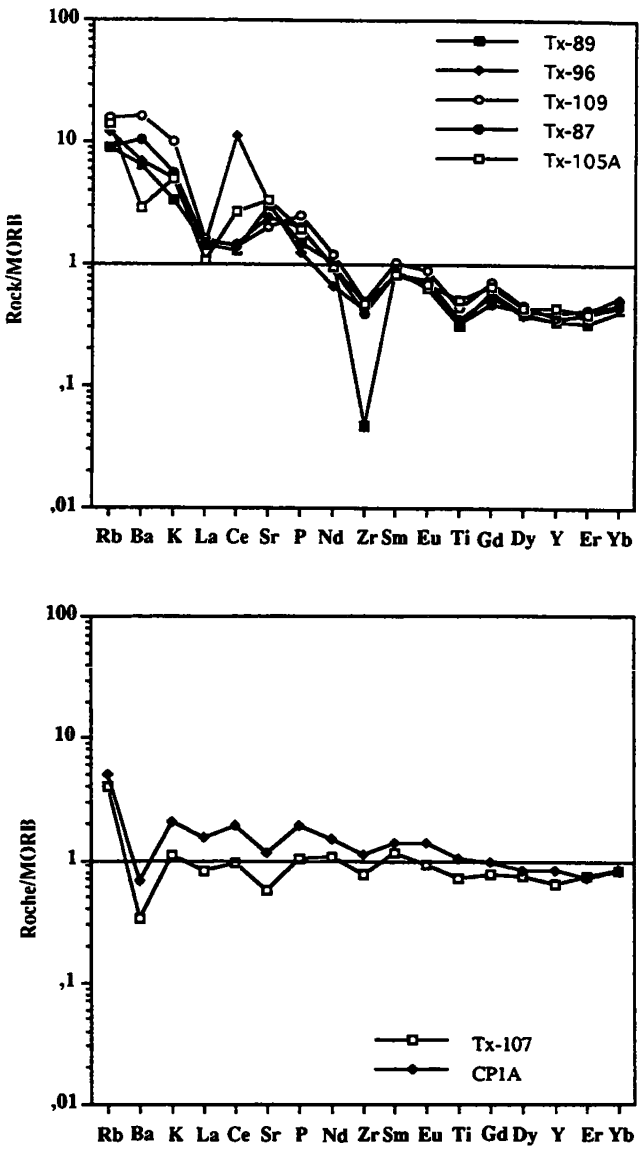


FIG. 67. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés au N-MORB [Sun et McDonough, 1989] des laves et filons tholéïtiques (A) et des laves à affinité de MORB (B) d'Arcelia.

FIG. 67. – *Espectros de elementos litófilos normalizados a N-MORB [Sun y McDonough, 1989] de las lavas y diques tholeíticos (A) y de las lavas tipo MORB (B) de Arcelia.*

thermaux a dû varier au cours du métamorphisme, cependant ces fluides devaient être riches en CO_2, K, Na et Si.

Le volcanisme est essentiellement basaltique et sous-marin. Les basaltes sont à phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène (diopside-augite) et de plagioclase. Les orthopyroxènes et les amphiboles sont occasionnels. Les oxydes ferro-titanés cristallisent tardivement. Les filons basiques présentent des minéralogies et des séquences de cristallisation identiques à celles des laves. Certains microgabbros se distinguent par des textures de cumulats à clinopyroxènes ou contiennent des amphiboles pargasitiques à édénitiques.

La majorité des roches d'Arcelia y compris les rhyolites montrent des affinités tholéïtes d'arc. Des basaltes de composition proche des N-MORB sont présents localement. Enfin, il faut signaler l'existence au sommet de la pile volcanique de quelques laves basiques calco-alcalines.

La séquence volcano-plutonique d'Arcelia représente le témoin d'un arc insulaire intra-océanique. Les dolérites et les microgabbros représentent vraisemblablement les filons nourriciers des basaltes épanchés dans un environ-nement marin relativement profond mais au-dessus de la CCD. Les cumulats ultra-basiques-basiques et les rares diorites correspon-dent aux faciès plutoniques de l'arc. Les séquences d'Arcelia

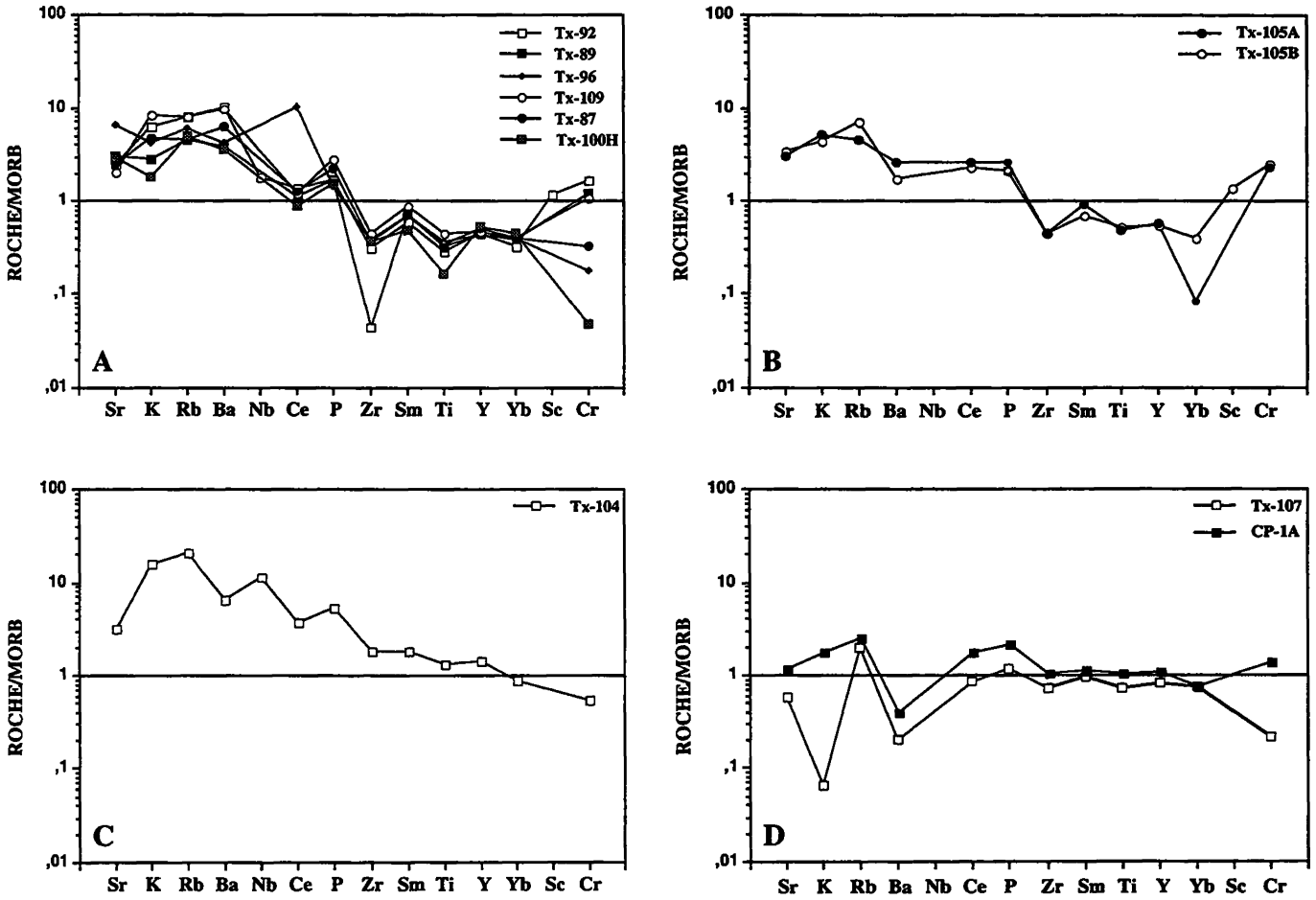


FIG. 68. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés au N-MORB [Sun et McDonough, 1989] des laves et filons tholéïtiques (A) et des laves à affinité de MORB (B) d'Arcelia.

FIG. 68. – *Espectros de elementos litófilos normalizados a N-MORB [Sun y McDonough, 1989] de las lavas y diques tholeíticos (A) y de las lavas tipo MORB (B) de Arcelia.*

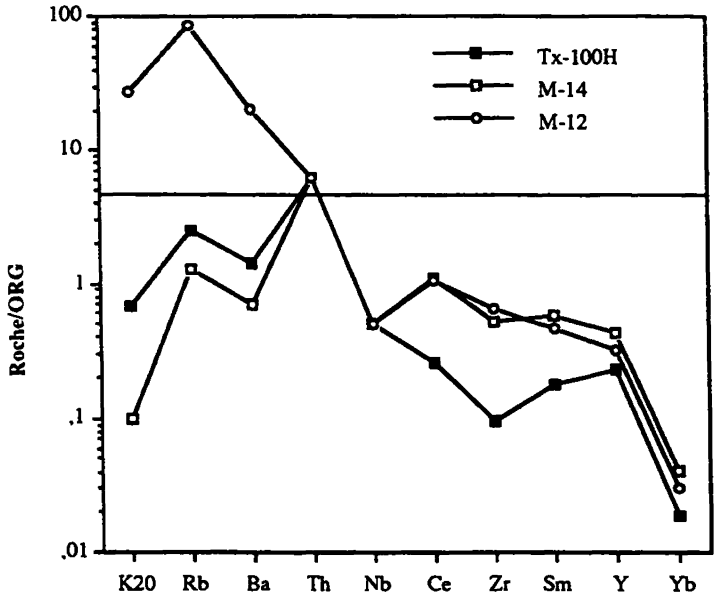


FIG. 69. – Diagrammes d'éléments lithophiles normalisés par rapport au MORB [Pearce, 1983] des trois associations lithologiques d'Arcelia (A). Laves à affinité tholéïtique d'arc. (B) Filons à affinité tholéïtique d'arc. (C) Lave à affinité calco-alcaline. (D) Laves à affinité de MORB [d'après Ortiz, 1982].

FIG. 69. – *Diagramas de elementos litófilos normalizados con respecto a MORB [Pearce, 1983] de las tres asociaciones lithológicas de Arcelia. (A) Lavas con afinidad tholeítica de arco. (B) Diques con afinidad tholeítica de arco. (C) Lava con afinidad calco-alcalina. (D) Lavas con afinidad de MORB [según Ortiz, 1992].*

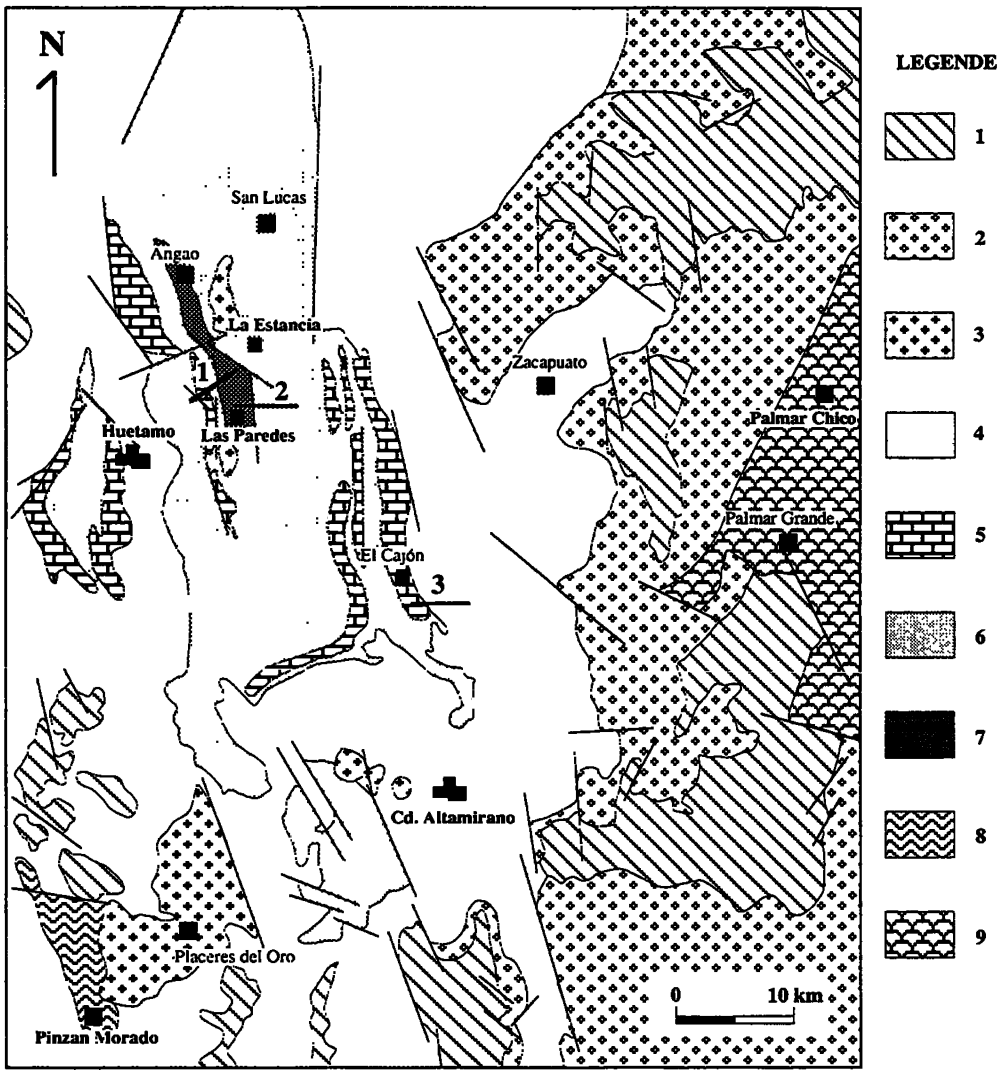


FIG. 70. – Carte structurale simplifiée de la région de Huetamo montrant la localisation des coupes étudiées [d'après Campa et Ramírez, 1979]. Les coupes structurales sont présentées en figure 71.

1, Ignimbrites tertiaires de la Serria Madre Occidentale. 2, Couches rouges du Tertiaire moyen (formation Balsas). 3, Intrusions du Crétacé au Tertiaire. 4, Couches rouges du Crétacé supérieur (formation Cutzamala). 5, Calcaires de l'Aptien-Albien (formation El Cajon). 6, Turbidites volcano-clastiques du Néocomien (formation San Lucas). 7, Sédiments volcanoclastiques et laves du Jurassique supérieur (formation Angao). 8, Roches métamorphiques anté-jurassiques (Séquence de Pinzan Morado).

FIG. 70. – *Carta estructural simplificada de la región de Huetamo mostrando la localización de las secciones estudiadas [según Campa y Ramírez, 1979]. Las secciones estructurales se presentan en la figura 71.*

1, Ignimbritas terciarias de la Sierra Madre Occidental. 2, Capas rojas del Terciario Medio (formación Balsas). 3, Intrusiones del Crétácico al Terciario. 4, Capas rojas del Crétácico superior (formation Cutzamala). 5, Calizas del Aptiano-Albiano (formación El Cajon). 6, Turbiditas volcano-clásticas del Neocomiano (formación San Lucas). 7, Sedimentos volcano-clásticas y lavas del Jurasico superior (formación Angao). 8, Rocas metamorficas pre-jurasicas (secuencia de Pinzan Morado).

et de Guanajuato présentent beaucoup de points communs. Elles s'apparentent toutes deux à des tholéïtes d'arc mais les basaltes de Guanajuato sont plus appauvris en terres rares légères que ceux d'Arcelia. Le volcanisme est toujours sous-marin et basaltique mais à Guanajuato les laves ne sont jamais associées à des sédiments. Le milieu d'épanchement des basaltes d'Arcelia était moins donc moins profond qu'à Guanajuato. La séquence de Guanajuato est plus complète que celle d'Arcelia et généralement moins tectonisée.

4. – LA SÉQUENCE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DE HUETAMO

4.1. Succession lithostratigraphique

La région de Huetamo est située à l'ouest d'Arcelia. Les études cartographiques, stratigraphiques et paléontologiques détaillées [Pantoja, 1959; Campa, 1977; Campa et Ramírez, 1979] ont permis de reconnaître deux unités tectono-stratigraphiques :

(1) un ensemble volcano-plutonique, très déformé et

métamorphisé, anté-Jurassique, qui affleure dans la région de Pinzan Morado, classiquement considéré comme le substratum [Pantoja, 1959; Campa et Ramírez, 1979, Johnson *et al.*, 1990] des formations mésozoïques et tertiaires;

(2) un deuxième ensemble, légèrement déformé et faiblement métamorphisé, principalement constitué de formations sédimentaires, datées du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur.

Dans le cadre de ce mémoire, nous ne nous sommes intéressés qu'aux formations volcano-sédimentaires du Jurassique supérieur-Crétacé supérieur. L'étude de la succession lithostratigraphique a été réalisée à partir de trois coupes levées exclusivement dans le Mésozoïque qui illustrent la composition et l'évolution lithologique des différentes formations. Dans les descriptions de ces coupes, nous ferons souvent référence à la nomenclature des formations définie par Pantoja [1959 et 1990] et utilisée par Campa [1977]; Campa et Ramírez [1979]. Les noms des localités citées sont indiqués dans la figure 83A.

La succession lithostratigraphique a pu être étudiée dans son ensemble car ces formations mésozoïques sont peu déformées, les contacts anormaux relativement peu nombreux et les affleurements suffisamment continus.

4.1.1. Les niveaux inférieurs (Coupe Huetamo-La Estancia)

Les niveaux lithostratigraphiques inférieurs et médians de la couverture sédimentaire de Huetamo affleurent largement entre les villages de Huetamo et de La Estancia (fig. 70). Dans cette coupe (coupe 1; fig. 71), longue d'environ 2500 m, on observe trois associations lithologiques qui se succèdent dans le temps :

- des coulées de basaltes en coussins, surmontées par des sédiments détritiques du Jurassique supérieur (Formation Angao de Pantoja [1959]);
- une association flyschoïde du Crétacé inférieur (Néocomien) (Formation San Lucas [Pantoja, 1958, Campa, 1977, Campa et Ramírez, 1979];
- des calcaires de l'Aptien-Albien (Formation El Cajón [Pantoja, 1990]).

Le Jurassique supérieur volcanoclastique débute par un horizon de laves en coussins épais de 5 m (pl. 10, fig. 1). Ce sont des basaltes aphyriques fortement oxydés par de l'hématite. Il est encore possible d'observer des baguettes de plagioclase et des oxydes inclus dans une pâte cryptocristalline (*p.e.*, H-201, H-202, H-203).

Les laves sont surmontées en concordance par une épaisse (environ 700 m) séquence rythmique de grauwackes et de pélites tuffacées, disposées en strates variant de quelques centimètres à 1 m d'épaisseur. Des niveaux conglomératiques polygéniques, lenticulaires, s'interstratifient sporadiquement dans la succession (pl. 10, fig. 2). Les conglomérats contiennent de nombreux galets centimétriques de basaltes, de grauwackes, de calcaires et de roches métamorphiques schisteuses pris dans une matrice gréseuse. Les basaltes sont toujours porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène vert et de plagioclases inclus dans une mésostase microcristalline rougeâtre, plus rarement grisâtre. Les calcaires sont en général micritiques mais les galets de calcaires subrécifaux ne sont pas rares. Les roches métamorphiques sont des schistes à chlorite-séricite à protholite vraisemblablement volcanoclastique.

Les fossiles trouvés dans cette succession sont essentiellement des pélécipodes (*Exogyra potosina* et *Gervillia sp.*) du Kimmeridgien-Portlandien [Pantoja, 1959] et des ammonites (*Ancyloceras sp.*) de la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur [Campa, 1977; Campa et Ramírez, 1979].

Le passage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur est concordant et transitionnel. Dans cette coupe, le Crétacé inférieur est constitué par une succession flyschoïde assez monotone, épaisse de plus de 1000 m, comportant des grès feldspathiques et des pélites tuffacées de couleur verte à jaune disposés en strates variant en épaisseur de 5 cm jusqu'à 50 cm (pl. 10, fig. 4). Des niveaux microconglomératiques polygéniques à galets de basaltes, d'andésites, de grauwackes, de calcaires et de schistes apparaissent intercalés dans les volcanoclastites.

Cette association lithostratigraphique a livré une faune abondante d'ammonites (*Crioceratitidae* sp., *Karsteniceras* sp., *Subsaynella* sp., *Aptichus*, *Taraisites* sp. et *Pulchellia* sp. [Pantoja, 1959; Campa, 1977; Guerrero *et al.*, 1992], de nérinées (*Nerinea sp.*; Buitron, 1973a] et d'échinides (*Tetragamma gloriae*; [Buitron, 1973b] qui datent globalement cette formation du Néocomien. Des fragments de bois pluricentimétriques ont été aussi signalés à plusieurs niveaux [Pantoja, 1959, 1990; Campa, 1977; Campa et Ramírez, 1979].

Les niveaux supérieurs de la coupe sont constitués par des calcaires de l'Aptien-Albien. Le contact inférieur avec le Crétacé inférieur gréso-pélitique est tectonique. Dans la zone de contact, on observe de nombreuses failles normales verticales. Dans ces niveaux, les calcaires sont très fracturés et parfois bréchifiés. Ce sont des calcaires micritiques gris clair disposés en bancs, épais de 1 à 3 m, qui alternent avec des bancs épais plus épais (3-5 m) de calcaires subrécifaux. Vers le sommet, les calcaires sont très homogènes. Ce sont essentiellement des calcaires micritiques massifs (strates de 5 à 6 m de puissance) à rares intercalations de calcaires subrécifaux.

A l'extrême sommet de la coupe, les calcaires sont en contact par faille avec la séquence flyschoïde du Crétacé inférieur. Le rejeu de nombreuses failles normales provoquent la bréchification des calcaires et la désorganisation de la stratification primitive.

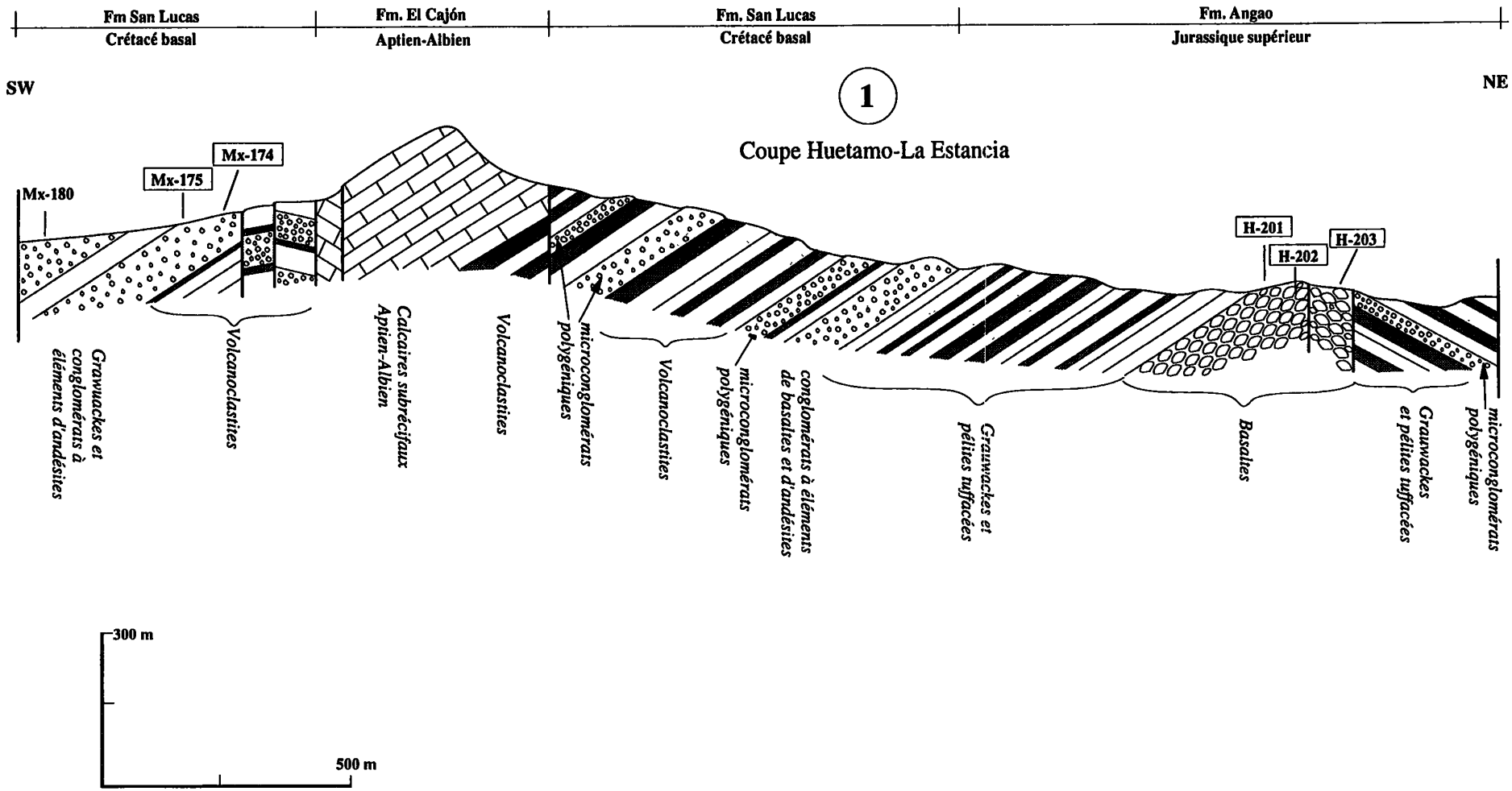


FIG. 71. – Coupes schématiques montrant la succession lithostratigraphique de la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo (cf. fig. 70 pour la localisation des coupes). Les numéros encadrés indiquent les échantillons analysés à la microsonde et/ou en roche totale.

FIG. 71. – *Secciones esquemáticas mostrando la succesión litoestratigráfica de la secuencia volcano-sedimentaria de Huetamo. (cf. fig.70 para la localización de las secciones). Los números enmarcados indican las muestras analizadas en la microsonda y/o en roca total.*

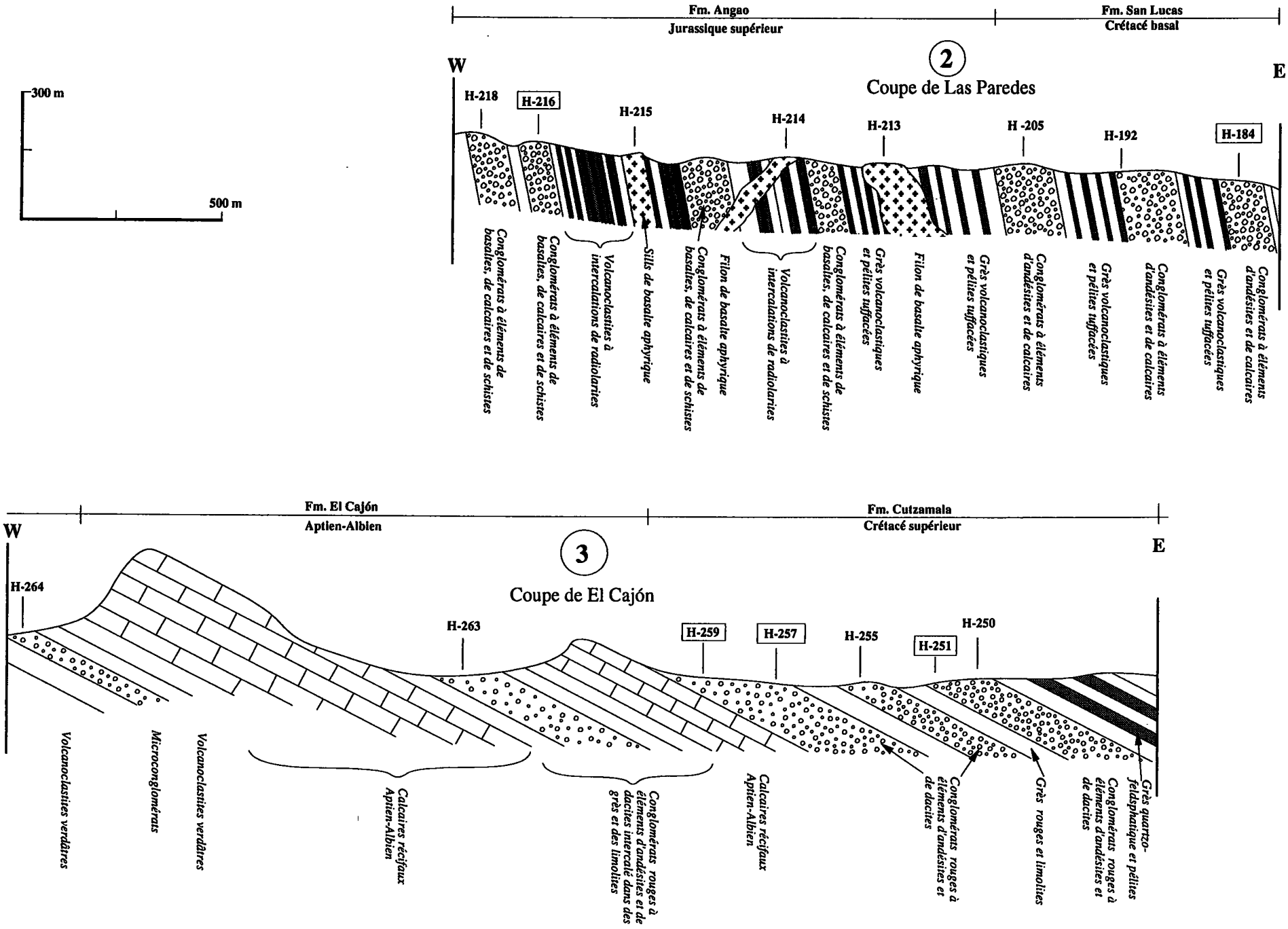

Fm. Angao
Jurassique supérieur
Fm. San Lucas
Crétacé basal
2
Coupe de Las Paredes
W
E
300 m
500 m
H-218
H-216
H-215
H-214
H-213
H -205
H-192
H-184
Conglomérats à éléments de basaltes, de calcaires et de schistes
Conglomérats à éléments de basaltes, de calcaires et de schistes
Volcanoclastites à intercalations de radiolarites
Sills de basalte aphyrique
Conglomérats à éléments de basaltes, de calcaires et de schistes
Filon de basalte aphyrique
Volcanoclastites à intercalations de radiolarites
Conglomérats à éléments de basaltes, de calcaires et de schistes
Grès volcanoclastiques et pélites tuffacées
Filon de basalte aphyrique
Grès volcanoclastiques et pélites tuffacées
Conglomérats à éléments d'andésites et de calcaires
Grès volcanoclastiques et pélites tuffacées
Conglomérats à éléments d'andésites et de calcaires
Grès volcanoclastiques et pélites tuffacées
Conglomérats à éléments d'andésites et de calcaires
Fm. El Cajón
Aptien-Albien
Fm. Cutzamala
Crétacé supérieur
3
Coupe de El Cajón
W
E
H-264
H-263
H-259
H-257
H-255
H-251
H-250
Volcanoclastites verdâtres
Microconglomérats
Volcanoclastites verdâtres
Calcaires récifaux Aptien-Albien
Conglomérats rouges à éléments d'andésites et de dacites intercalé dans des grès et des limolites
Calcaires récifaux Aptien-Albien
Conglomérats rouges à éléments d'andésites et de dacites
Grès rouges et limolites
Conglomérats rouges à éléments d'andésites et de dacites
Grès quartzo-feldspathique et pélites

FIG. 71. -(suite)

Dans cette partie de la coupe, le Crétacé inférieur est constitué d'une alternance rythmique de grès et de pélites, parfois tuffacées, finement litées (10-15 cm) à nombreuses intercalations (3-5 m de puissance) conglomératiques. Les conglomérats sont à galets pluricentimétriques (10-30 cm) d'andésite, de dacite, de brèches pyroclastiques et de grès volcanoclastiques inclus dans une matrice gréseuse rougeâtre. Les andésites et les dacites (*p.e.*, Mx-174, Mx-175), toujours porphyriques et très vésiculaires, sont à phénocristaux de plagioclase, d'amphibole brune et d'oxydes inclus dans une mésostase microcristalline rougeâtre. Les vésicules de taille moyenne (1-3 mm) sont partiellement remplies par l'association de chlorite + quartz + calcite + oxydes de Fe et d'autres minéraux phylliteux. Les pyroclastites contiennent des fragments anguleux d'andésite (ou dacite) à amphibole et des minéraux cassés, pris dans une matrice partiellement vitreuse.

4.1.2. Les niveaux inférieurs et médians (Coupe de Las Paredes)

Les niveaux inférieurs et intermédiaires de la succession affleurent aussi aux alentours du village de Las Paredes (fig. 70). Dans cette coupe (coupe 2; fig. 71), longue de 2000 m, on observe les niveaux supérieurs du Jurassique supérieur volcanoclastique et la base du Crétacé inférieur flyschoïde.

Le sommet du Jurassique supérieur est constitué d'une succession gréso-conglomératique à intercalations pélitiques (30-50 cm). Les conglomérats grossiers à très grossiers contiennent des galets pluricentimétriques (10-20 cm) de volcanites essentiellement basaltiques, de calcaires et de roches métamorphiques (pl. 10, fig. 2). Les basaltes, très porphyriques et peu vésiculaires sont formés de cristaux millimétriques de clinopyroxène et de plagioclase, inclus dans une mésostase microcristalline rougeâtre ou grisâtre (*p.e.*, H-216). Les calcaires sont essentiellement micritiques. Les roches métamorphiques correspondent à des schistes à chlorite-séricite très déformés.

Vers le sommet, le composant volcanique des grauwackes et des pélites diminue et ces roches deviennent respectivement plus feldspathiques et pélitiques. Les conglomérats, au contraire, s'enrichissent en galets de laves. Ces niveaux sont recoupés par des filons et des sills métriques à décamétriques de basaltes aphyriques comparables aux pillow lavas décrits dans la coupe précédente.

Le passage Jurassique supérieur-Crétacé inférieur est progressif. Les niveaux inférieurs du Crétacé sont constitués d'une succession rythmique de grès quartzo-feldsphatiques et de pélites tuffacées verdâtres (pl. 10, fig. 4). Les nombreux niveaux, épais de 5 à 20 m, passent progessivement vers le haut à des microconglomérats, puis à des grès et finalement à des pélites (pl. 10, fig. 3). Les conglomérats sont formés en majorité de galets pluricentimétriques (10-30 cm) d'andésite et de dacite, cimentés par du grès. Certains niveaux conglomératiques sont riches en galets de schistes et de calcaires.

Vers le sommet, les grès prédominent (en bancs métriques) et renferment des intercalations de microconglomérats à galets (de taille variant entre 5 et 10 cm) et de pélites. Les conglomérats grossiers (taille des galets 10-30 cm) sont très sporadiques.

4.1.3. Les niveaux supérieurs (Coupe de El Cajón)

Le sommet de la séquence de Huetamo affleure de manière continue près du village de El Cajón (fig. 70). Dans cette coupe (coupe 3; fig. 71), on voit sur plus de 2500 m, trois associations lithologiques; soit de bas en haut :

- une association flyschoïde, équivalente aux niveaux supérieurs de la Formation San Lucas du Crétacé inférieur (Néocomien);
- des calcaires et des volcanoclastites de l'Aptien-Albien;
- des couches rouges du Crétacé supérieur *s. l.* (Formation Cutzamala [Campa, 1977; Campa et Ramírez, 1979]).

Le Crétacé inférieur forme une succession rythmique assez monotone de grès feldspathiques et des pélites à rares niveaux microconglomératiques. Les conglomérats contiennent des galets centimétriques d'andésite et de dacite à amphibole et de rares rhyolites, inclus dans une matrice gréseuse et tuffacée.

L'Aptien-Albien calcaire et volcanoclastique surmonte en concordance le Crétacé inférieur. Cette coupe représente le *locus typicus* de la Formation El

PLANCHE 10. – Lithologies de la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo

Fig. 1. – Basaltes en coussins à la base de la pile sédimentaire (Jurassique supérieur) dans la coupe de Huetamo-La Estancia

Fig. 2. – Conglomérat à galets de basalte, calcaire et schistes dans les niveaux volcanoclastiques du Jurassique supérieur de la coupe de Las Paredes.

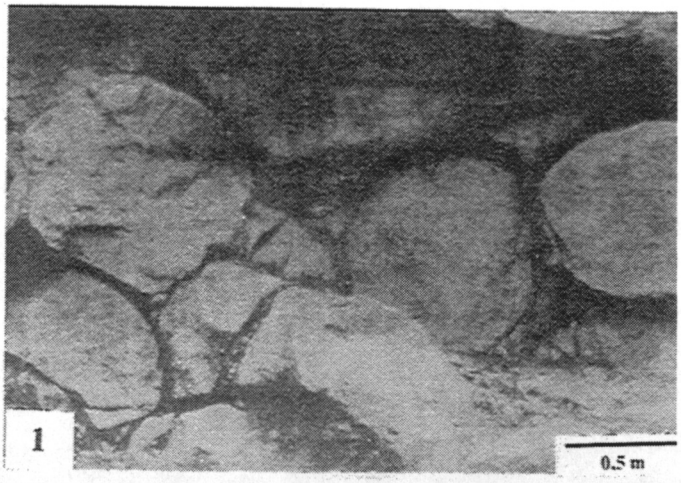
Fig. 3. – Microconglomérat et pélites des niveaux volcano-détritiques du Crétacé inférieur de la coupe de Las Paredes.

Fig. 4. – Alternance rythmique de grauwackes et de pélites tufacées finement laminées des niveaux du Crétacé inférieur de la coupe de Las Paredes.

Fig. 5. – Faune à nérinées dans les niveaux sommitaux du Crétacé inférieur volcano-détritique près de la coupe de El Cajón.

Fig. 6. – Panoramique des calcaires récifaux et sub-récifaux de l'Aptien-Albien près de la Coupe de El Cajón.

Fig. 7. – Grès rouges et limolites à stratification oblique du Crétacé supérieur de la coupe de El Cajón.

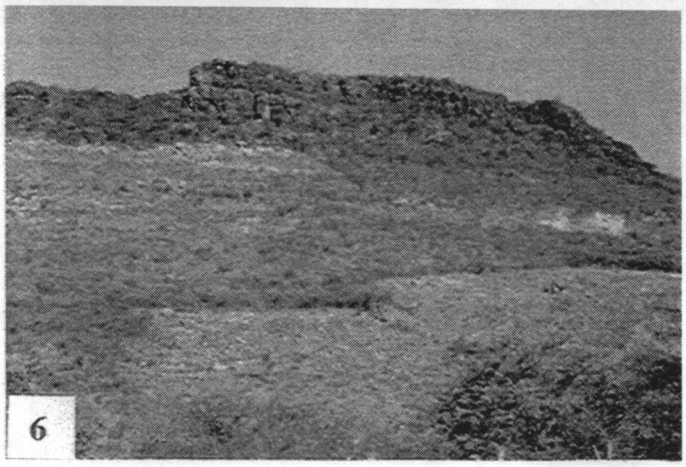

1
0.5 m

2

3

4

5


6

7
0,5 m

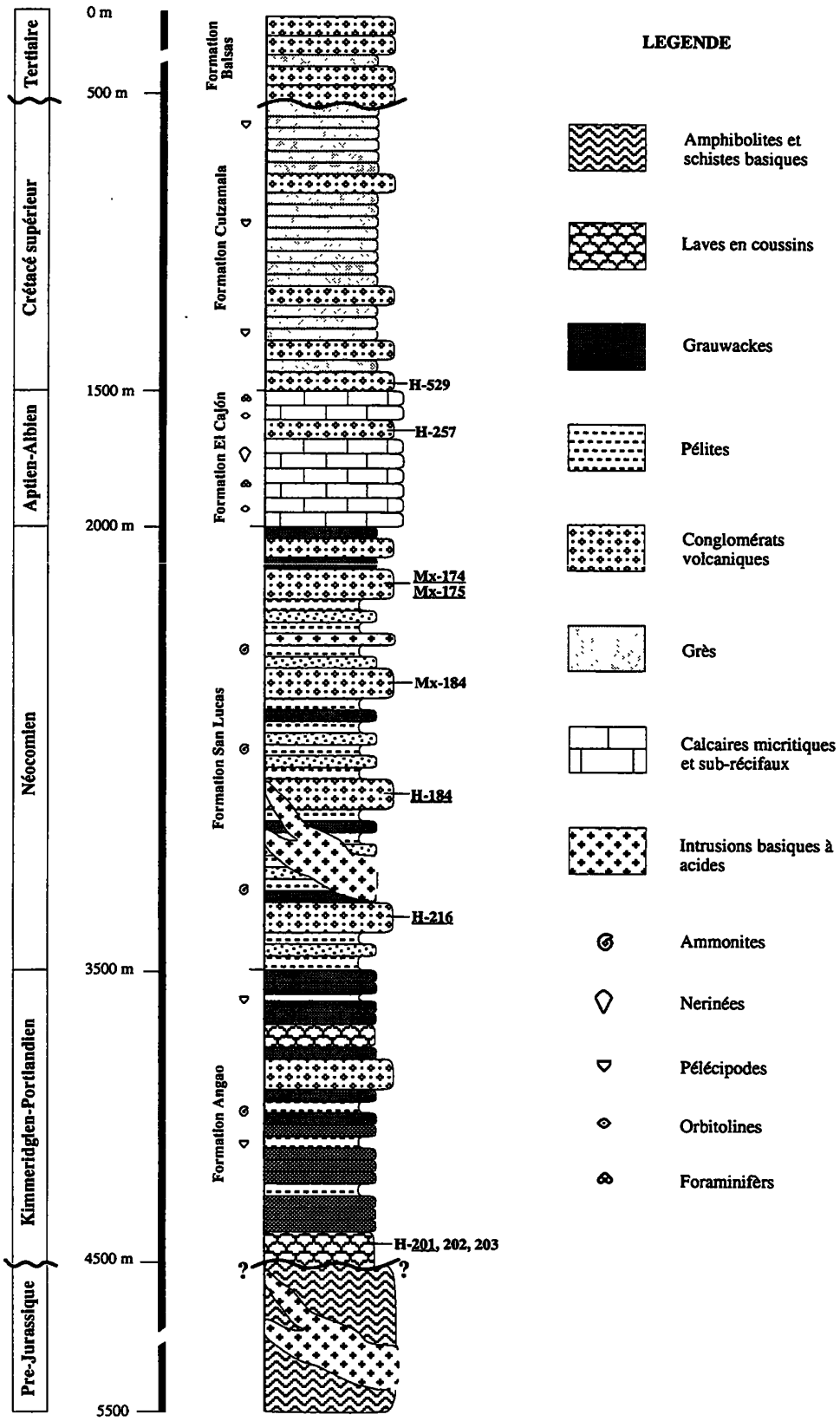


FIG. 72. – Colonne lithostratigraphique des séries volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires de Huetamo montrant la position stratigraphique des échantillons analysés. Les numéros soulignés indiquent les roches analysées à la microsonde.

FIG. 72. – *Columna litoestratigráfica de las series volcano-plutónicas y volcano-sedimentarias de Huetamo mostrando la posición estratigráfica de las muestras analizadas. Los números subrayados indican las rocas analizadas en la microsonda.*

Cajón, subdivisée en trois membres et définie par Pantoja [1990].

(1) - Le membre inférieur (épais de 250 m) est composé de couches centimétriques (20-40 cm) de calcaires micritiques gris clair à passées marneuses et pélitiques jaunâtres. La faune aptienne présente dans ces calcaires comprend d'abondantes orbitolines (*p.e. Orbitolina texana*) et des foraminifères (*p.e. Acteonella sp.* et *Chofatella decipiens*).

(2) - Le membre intermédiaire (150 m d'épaisseur) est formé d'une alternance de grès, de pélites et de conglomérats volcaniques rouges. Les grès et les pélites prédominent tant à la base qu'au sommet tandis que les niveaux de conglomérats volcaniques se concentrent dans la partie médiane de cette unité. Ces conglomérats sont à galets d'andésites, de dacites (*p.e.*, H-257; H-259) et de rhyolites, plus rarement de calcaires et des schistes. Les niveaux gréso-pélitiques ont livré de nombreux exemplaires d'*Hypacanthoplites plesiotypicus*, *Chondrodonta munsoni*, *Chondrodonta joannae* et *Mesorbitolina sp.*, typiques de l'Albien inférieur.

(3) - Le membre supérieur (150 m d'épaisseur) est composé de calcaires récifaux à subrécifaux gris clair à foncé avec de rares niveaux marneux. Parfois, les plans de stratification sont à peine visibles, donnant aux calcaires un aspect massif. Ces niveaux sont les plus riches et les plus variés en faune. Les échinodermes sont les plus abondants. Parmi les espèces reconnues on peut citer *Phymosoma mexicanum*, *Tetragramma madbose*, *Tetragramma streeruwitzi*, *Tetragramma variolare*, *Heteraster obligatus*, *Heteraster riovistae wenonensis*, et *Washitaster bravoaensis*, indicatifs de l'Albien moyen à l'Albien supérieur. D'autres fossiles incluent des pectinides dont *Neithea (Neitheops) roemeri* (Albien supérieur-Cénomanien) et des ammonites dont *Anisoceras sp.* (Albien moyen-Albien supérieur).

Le Crétacé supérieur *s.l.* gréso-conglomératique, épais de 1000 m) surmonte en concordance les calcaires de l'Aptien-Albien. Il comporte à la base des conglomérats polygéniques à galets de laves, de grès et de calcaires intercalés dans des grès et des limolites rouges. Les conglomérats forment des bancs épais à très épais (3-10 m) tandis que les couches de grès et les limolites sont plus minces et montrent des stratifications obliques (pl. 10, fig. 7). Vers le sommet prédominent des grès quartzeux, vert clair à blanc, à rares intercalations de limolites et de conglomérats.

Cette formation n'est pas datée faute de faune. Le passage concordant entre l'Albien et cette formation continentale lui confère un âge post-albien. Les géologues mexicains lui attribuent un âge Crétacé supérieur, par comparaison avec d'autres séries identiques et datées affleurant dans d'autres régions du Mexique [Campa, 1977; Campa et Ramírez, 1979; Johnson *et al.*, 1991]

4.1.4. En conclusion

Dans la région de Huetamo, la séquence volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé est surtout formée de sédiments détritiques, riches en matériel volcanique (fig. 72). Nous avons estimé la puissance de cette séquence à environ 4500 m mais certains auteurs [Johnson *et al.*, 1991] estiment qu'elle dépasse les 7000 m. On retrouve les calcaires récifaux de l'Aptien-Albien qui, presque partout au Mexique, forment la couverture des séquences d'arc mésozoïques. Ces formations détritiques reposent en concordance sur des basaltes en coussins qui forment donc l'extrême base de cette séquence. Ici, exceptionnellement, on observe un Crétacé supérieur continental qui repose en concordance sur les calcaires de l'Aptien-Albien. Enfin, nous avons considéré l'ensemble volcano-plutonique métamorphisé et tectonisé anté-Jurassique comme le substratum possible du Mésozoïque (fig. 72).

Ces deux ensembles tectono-métamorphiques sont recouverts en discordance par du Tertiaire continental et sont recoupés par des intrusions du Crétacé supérieur au Tertiaire supérieur.

La nature des sédiments montre une nette évolution du milieu de dépôt au cours du temps. Au Jurassique supérieur, la sédimentation est dominée par du matériel volcanoclastique à intercalations de radiolarites suggèrant un milieu relativement profond. La présence de laves en coussins à l'extrême base confirme cet environnement pélagique. Au Néocomien, la sédimentation est de moins en moins influencée par le volcanisme à l'exception des niveaux conglomératiques. Les couches de radiolarites sont complètement absentes. La présence au sommet de cette formation de nérinées puis de calcaires lagunaires et récifaux indique qu'à l'Aptien-Albien le milieu devient franchement néritique. Les dépôts gréso-conglomératiques rouges, intercalés et au sommet des calcaires montrent qu'à la fin du remplissage du bassin, le milieu sédimentaire était, au moins localement, franchement continental.

La présence dans toute la séquence depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur, de conglomérats à galets de roches volcaniques indique la proximité d'un volcan ou de plusieurs volcans très actifs.

Ainsi, la séquence volcano-sédimentaire mésozoïque de Huetamo représente le remplissage d'un bassin étroitement associé à l'évolution d'un arc insulaire.

4.2. Caractères pétrographiques et minéralogiques des volcanites de Huetamo

Les laves présentes dans la séquence de Huetamo sont soit des basaltes en rares coulées à débit en coussins ou en filons, soit en galets dans les conglomérats. Cette partie est consacrée à la description pétrographique et

Echantillon	H-201	H-202	H-203	H-216	Mx-184	Mx-175	H-184	Mx-174	H-257	H-259
Localité	NE Huetamo	NE Huetamo	NE Huetamo	La Estancia	La Estancia	NE Huetamo	La Estancia	NE Huetamo	El Cajón	El Cajón
Coupe	1	1	1	2	2	1	2	1	3	3
Niveau	Jurassique sup.	Jurassique sup.	Jurassique sup.	Jurassique sup.	Crétacé basal	Crétacé basal	Crétacé basal	Crétacé basal	Aptien-Albien	Aptien-Albien
Nature	Basalte en coussin	Basalte en coussin	Basalte en coussin	Basalte	Andésite	Andésite	Andésite	Dacite	Andésite	Dacite
SiO2 %	50,98	50,53	51,53	49,09	59,70	61,42	62,21	63,32	60,03	68,50
TiO2 %	0,52	0,54	0,58	0,60	0,81	0,55	0,77	0,51	1,26	0,65
Fe2O3 %	9,69	8,80	9,26	11,91	7,63	5,94	8,33	5,51	3,52	3,12
MgO %	4,17	2,97	2,24	5,33	2,20	1,01	2,77	0,93	0,69	0,44
K2O %	0,64	0,66	0,78	0,93	3,08	1,18	2,42	0,64	3,24	4,08
Cr ppm	20	19	19	54	5	20	10	79	257	40
Ni ppm	18	13	15	32	11	9	14	16	8	10
Y ppm	13,12	20	13	12,07	20,85	17,56	19,58	11,97	41,9	20,8
Zr ppm	22	23	24	24	75	75	70	71	158	167
Zr/Yb	17,3	12,9	18,9	19,0	36,4	44,6	35,5	48,6	45,4	89,3
Ti/V	9,8	10,0	10,1	10,7	17,1	18,6	18,2	18,3	70,7	125,8
Ti/Zr	141,8	140,9	145,0	150,0	64,8	44,0	66,0	43,1	47,8	23,4
Zr/Y	1,7	1,2	1,8	2,0	3,6	4,3	3,6	5,9	3,8	8,0
Eu/Eu*				0,93	0,84	0,96	0,91	0,85	0,88	0,62
(La/Yb)N	1,14	1,01	1,22	1,86	2,55	3,46	2,56	2,77	10,29	12,38
Texture	Aphyrique	Aphyrique	Aphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
Minéralogie Ignée	Pg, Ox-Fe-Ti Ol (?), Cpx (?)	Pg, Ox-Fe-Ti Cpx (?)	Pg, Ox-Fe-Ti Cpx (?)	Ol, Cpx, Pg Ox-Fe-Ti	Cpx, Ox-Fe-Ti Pg	Pg, Amp Ox-Fe-Ti,	Cpx, Ox-Fe-Ti Pg	Pg, Amp Ox-Fe-Ti,	Pg, Oxy-Fe-Ti Pg	Pg, Oxy-Fe-Ti Q, FK (?)
Minéralogie Métamorphique	Lm, Pp, Ox-Fe Ab, Chl, Cc, Ad	Lm, Pp, Ox-Fe Ab, Chl, Cc	Lm, Pp, Ox-Fe Ab, Chl	Lm, Pp, Chl Cé, Ab, Ad, Q	Lm, Pp, Chl, Cé Ox-Fe, Ab, Cc	Lm, Pp, Chl Cé, Ab, Ad	Lm, Pp, Chl Ox-Fe, Ab, Cc	Lm, Pp, Chl Cé, Ab, Ad	Pp, Chl, Ab Q	Chl, Pp, Lm Ab

(Ol) Olivine; (Cpx) Clinopyroxène; (Ox-Fe-Ti) Oxydes ferrotitanés; (Pg) Plagioclase; (Amp) Amphibole; (Q) Quartz; (FK) Feldspath potassique
(Lm) Laumontite; (Ce) Céladonite; (Pp) Pumpellyite; (Ab) Albite; (Ad) Adulaire; (Chl) Chlorite; (Cc) Calcite.

TABLEAU XI. – Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des laves et des galets analysés de Huetamo.

TABLA XI. – *Tabla recapitulativa de las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las lavas y bloques analizados de Huetamo.*

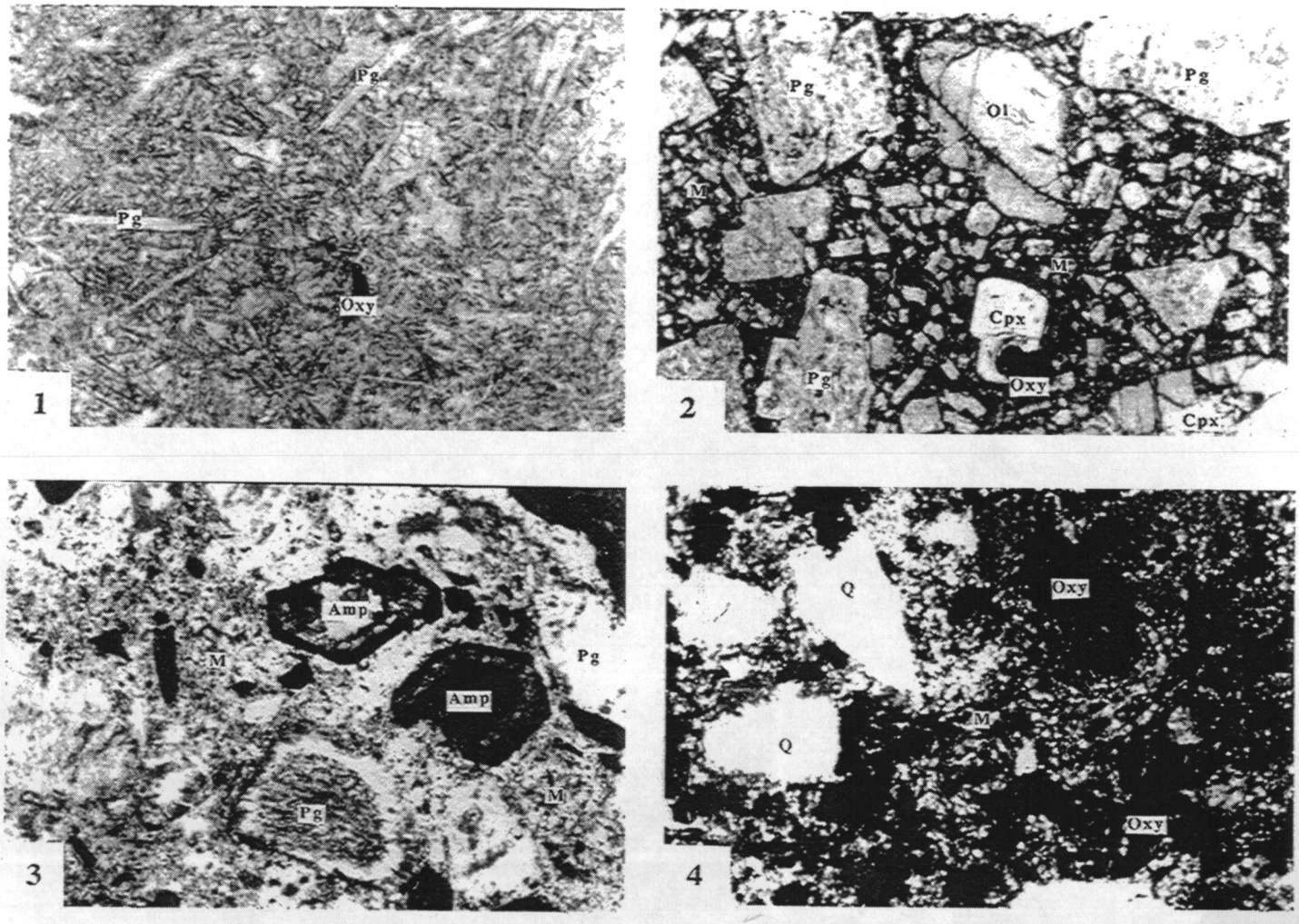


PLANCHE 11. – Textures des volcanites de Huetamo

Fig. 1. – Texture de trempe à plagioclases fourchus dans un basalte en coussin de l'extrême base du Jurassique supérieur de la coupe de Huetamo-La Estancia (*H-201*). L. N.

Fig. 2. – Texture porphyrique dans un galet de basalte à clinopyroxène + plagioclase + oxydes ± olivine dans les niveaux conglomératiques du Jurassique supérieur de la coupe de Las Paredes (*H-216*). L. N.

Fig. 3. – Texture porphyrique dans une galet d'andésite à plagioclase + amphibole ± clinopyroxène dans les niveaux conglomératiques du sommet du Crétacé inférieur de la coupe de Huetamo-La Estancia (*Mx-175*). L. N.

Fig. 4. – Texture porphyrique microgranulaire dans une dacite leucrocate à plagioclase des niveaux conglomératiques de l'Aptien-Albien de la coupe de El Cajón (*Mx-259*). L. N.

minéralogique de ces laves. Le tableau XI résume les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de ces laves.

4.2.1. Les coulées basaltiques

Les basaltes en coussins, aphyriques, peu vésiculaires (53% < SiO_2), n'ont été observés que dans l'extrême base du Jurassique supérieur (Formation Angao). Leur texture présente des figures de trempe caractéristiques, marquées par des baguettes millimétriques de plagioclase aux terminaisons fourchues, disposées en sphérolites, ou en rosettes ou encore en noeud papillon (pl. 11, fig. 1). Ces feldspaths sont albitisés ou remplacés par l'association albite + adulaire ± laumontite ± pumpellyite ± chlorite. Des reliques de microphénocristaux ferromagnésiens, (olivine et clinopyroxène probables), complètement transformés en céladonite + chlorite + pumpellyite ± calcite ± quartz, et des oxydes ferro-titanés aciculaires sont dispersés dans la mésostase anciennement vitreuse, maintenant transformée en calcite + chlorites + céladonite ± pumpellyites ± hématite. Les oxydes ferro-

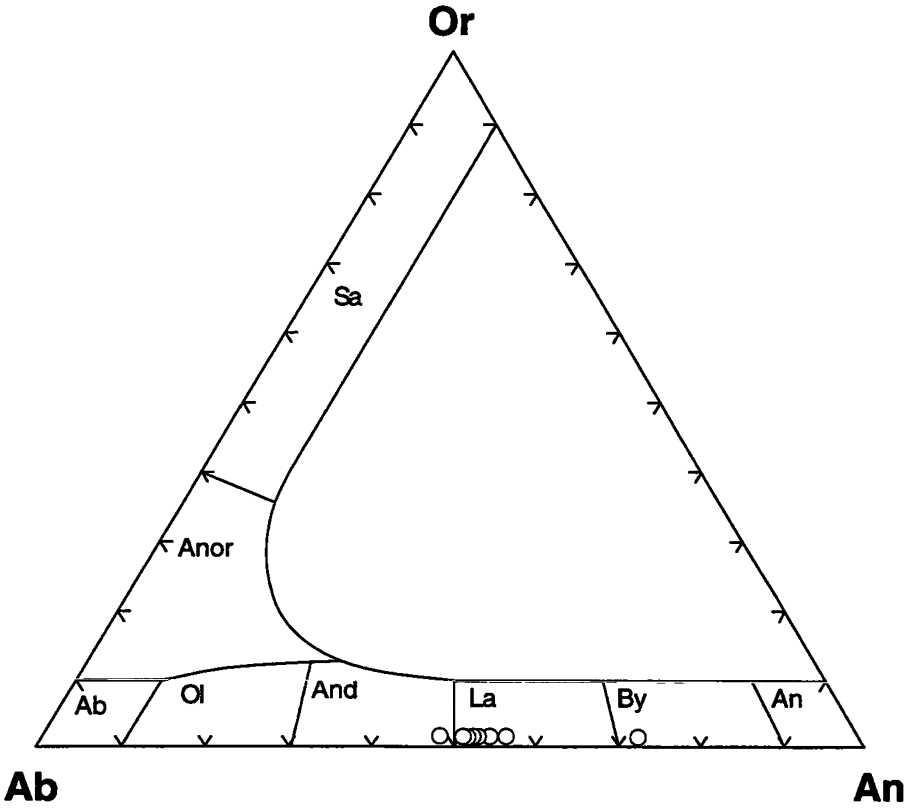


FIG. 73. – Compositions des plagioclases primaires d'un galet d'andésite (Mx-175) de Huetamo dans le diagramme Or-Ab-An.

FIG. 73. – *Composiciones de las plagioclasas primarias de un bloque de andesita (Mx-175) de Huetamo en el diagrama Or-Ab-An.*

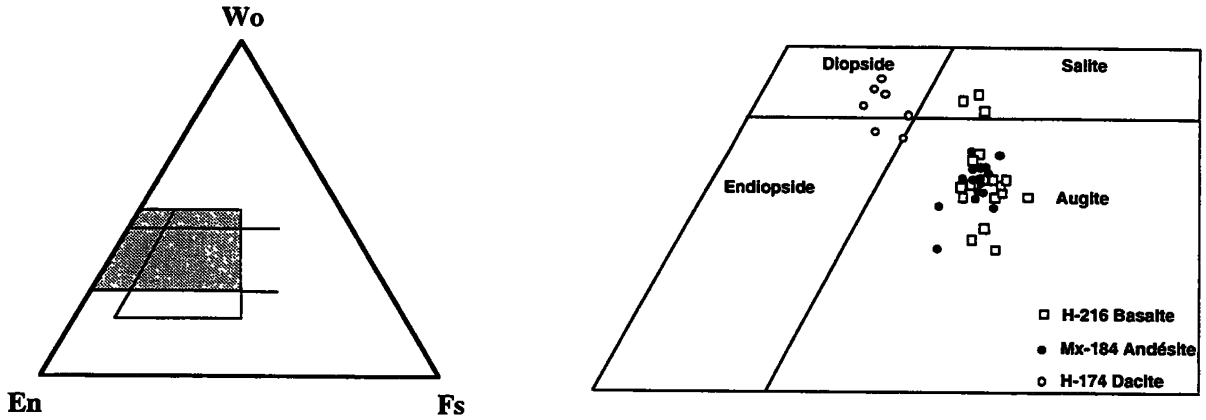


FIG. 74. – Classification et variations coeur-bordure des clinopyroxènes des galets de basalte, andésite et dacite de Huetamo dans le diagramme Wo-En-Fs. Symboles vides : Coeurs. Symboles pleins : Bordures. Carrés : basalte H-216.

FIG. 74. – *Clasificación y variaciones centro-borde de los clinopiroxenos de los bloques de basalto, andesita y dacita de Huetamo en el diagrama Wo-En-Fs. Símbolos blancos : Centros. Símbolos negros : Bordes. Cruces : basalto H-216.*

titanés, en général préservés, sont des titano-magnétites relativement riches en Al_2O_3 et pauvres en Cr_2O_3 ($Magn_{87-88}$ $Herc_{12-13}$ $Chrom_{0,0}$). Cependant, certains cristaux montrent un début d'altération exprimée par des auréoles d'hématite et de sphène (titanite).

4.2.2. Les galets

4.2.2.1. Pétrographie

Nous avons réalisé un échantillonnage systématique des galets de lave dans les trois formations, c'est-à-dire le Jurassique supérieur, le Crétacé inférieur et l'Aptien-Albien. La position stratigraphique des galets étudiés est montrée dans la figure 72.

Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de ces galets sont très variées. D'après les teneurs en SiO_2 [Peccerrillo et Taylor, 1976], ils montrent des compositions de basalte ($SiO_2 < 53\%$), d'andésite acide ($57\% < SiO_2 < 63\%$) et de dacite ($63\% < SiO_2 < 73\%$).

Les ***basaltes*** (H-216) prédominent dans les conglomérats du Jurassique supérieur. Leurs compositions pétrographique et minéralogique sont très

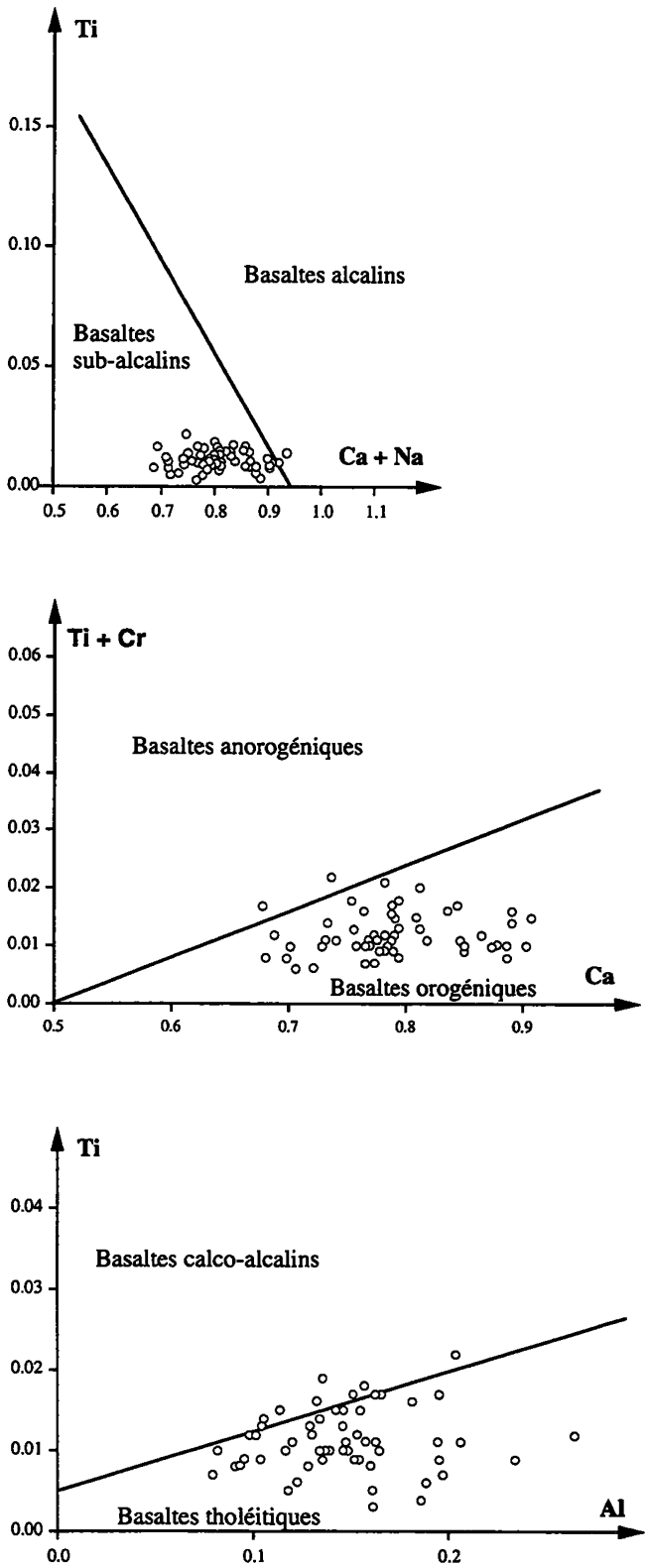


FIG. 75. - Compositions des clinopyroxènes des galets de Huetamo dans le diagrammes discriminants de Leterrier *et al.* [1982].

FIG. 75. - *Composiciones de los clinopiroxenos de los bloques de Huetamo en los diagramas de discriminación de Leterrier et al. [1982].*

homogènes. Ils sont très porphyriques avec plus de 30 % de phénocristaux (pl. 11, fig. 2) et leurs phénocristaux sont représentés par de l'augite, du plagioclase albitisé, des oxydes et de rares olivines (transformée en chlorite ± quartz ± pumpellyite). Les phénocristaux d'amphibole sont extrêmement rares (ils n'ont été observés que dans un seul galet). La mésostase est rougeâtre car le verre transformé en hématite + chlorite ± pumpellyite, renferme des microlites de plagioclase.

Les ***andésites*** dominent dans les conglomérats du Néocomien et de l'Aptien-Albien. Elles sont plus variées que les basaltes. On reconnaît : (1) des andésites à clinopyroxène; (2) des andésites à clinopyroxène + amphibole; et enfin, (3) des andésites leucocrates.

Les ***andésites à clinopyroxène*** (Mx-184, H-184) sont à microphénocristaux (< 0,1 mm) d'augite, d'oxydes de Fe-Ti et de plagioclases partiellement albitisés (15 % de la composition modale), regroupés parfois en agrégats gloméroporphyriques. La mésostase, pauvre en verre, est intersertale avec des baguettes de plagioclase albitique cimentées par des clinopyroxènes, ou des oxydes de Fe-Ti ou par des minéraux secondaires interstitiels (ancien verre pseudomorphosé ?).

Les ***andésites à amphibole + clinopyroxène*** (Mx-175) sont particulièrement abondantes dans les niveaux supérieurs du Crétacé inférieur (Coupe Huetamo-Las Estancia; fig. 71) où elles sont associées à des dacites. Leurs phénocristaux, très abondants (30-40 % composition modale) sont représentés par des plagioclases, des clinopyroxènes (augite), des amphiboles (pargasite-édénite) et des oxydes ferro-titanés (pl. 11, fig. 3). Les plagioclases en cristaux sub-automorphes de taille très variable (< 0,5-3 mm) prédominent et sont partiellement transformés, soit en albite, soit le plus souvent par l'association albite + laumontite + pumpellyite ± chlorite. L'amphibole, verte à brune, apparaît en cristaux prismatiques, de taille assez régulière (3 mm), systématiquement entourés d'une auréole d'oxydes et de sphènes secondaires associés parfois à du plagioclase microgranulaire. Cette auréole est probablement liée à la déstabilisation de l'amphibole à basse pression [Stewart *et al.*, 1975]. Les plagioclases et les amphiboles contiennent souvent des petites inclusions d'apatite. Les clinopyroxènes, fortement zonés, riches en inclusions d'oxydes ferro-titanés, bien que moins nombreux, forment les plus grands phénocristaux (2-3 mm). La mésostase, vésiculaire, partiellement recristallisée en hématite + chlorite + pumpellyite, renferme de très nombreux microlites de plagioclase.

Les ***andésites leucocrates*** (à phénocristaux exclusivement de plagioclase; H-257) sont très abondantes dans les niveaux conglomératiques associés aux calcaires de l'Aptien-Albien (coupe de El Cajón; fig. 71). Elles sont moyennement porphyriques (20% composition modale) et peu vésiculaires. Les plagioclases, automorphes à sub-automorphes, montrent très souvent des zonations complexes. La mésostase, grisâtre, rarement rougeâtre, renferme de petits cristaux de plagioclase, des oxydes aciculaires et des agrégats de

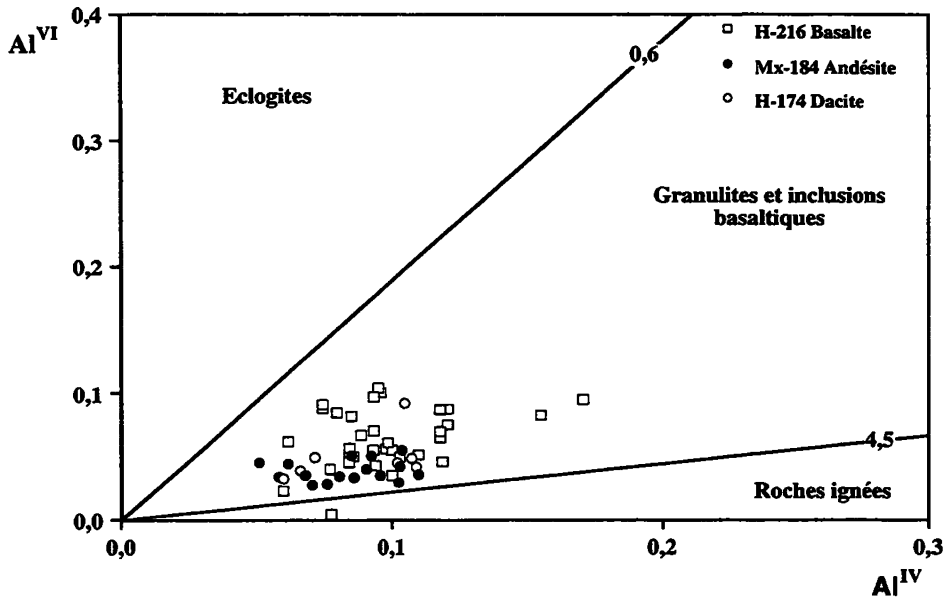


FIG. 76. - Diagramme Al^{IV} vs Al^{VI} des clinopyroxènes des galets de Huetamo [d'après Aoki et Kushiro, 1968].

FIG. 76. - *Diagrama Al^{IV} vs Al^{VI} de los clinopiroxenos de los bloques de Huetamo [según Aoki y Kushiro, 1968].*

pumpellyites, chlorites-smectites, céladonites et/ou calcite, issus vraisemblablement de la destabilisation du verre. Les vésicules sont de petite taille (<1 mm) et systématiquement remplies soit par de la chlorite ou de la céladonite, soit plus souvent par un mélange de chlorite + pumpellyite ± quartz.

Les **dacites** n'ont été trouvées que dans les niveaux supérieurs de l'Aptien-Albien (fig. 71). Elles apparaissent généralement associées aux andésites et présentent globalement la même minéralogie. Deux faciès ont été reconnus : (1) des dacites à clinopyroxènes et amphiboles et (2) des dacites leucocrates.

Les ***dacites à clinopyroxènes + amphiboles*** (Mx-174) apparaissent systématiquement associées aux andésites au sommet du Crétacé inférieur. Elles sont très porphyriques (phénocristaux 20-30% composition modale) et très vésiculaires. Elles sont à phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles et rarement de quartz. Le plagioclase, sub-automorphe, est partiellement transformé en albite + laumontite + pumpellyite ± chlorite. L'amphibole, brun foncé, forme des cristaux prismatiques auréolés comme dans les andésites par des oxydes secondaires associés à des sphènes et des plagioclases. Parfois, elle est remplacée partiellement par des pumpellyites et chlorites. L'apatite, fréquemment incluse dans les plagioclases et les amphiboles, est aussi présente dans la mésostase qui renferme des microlites de plagioclases et des agrégats de pumpellyite ± chlorite ± céladonite ± sphène.

Les ***dacites leucocrates*** (H-259) ont le même gisement et la même minéralogie que les andésites leucocrates. Elles renferment en outre des phénocristaux de quartz corrodé et leur mésostase est formée d'une mosaïque microcristalline de plagioclases, de feldspaths potassiques (?), de quartz et d'oxydes (pl. 11, fig. 4).

4.2.2.2. Minéralogie magmatique des galets

A la différence des basaltes où la minéralogie magmatique est complètement tranformée (à l'exception des titano-magnétites), la plupart des minéraux magmatiques des galets volcaniques sont préservés sauf certains plagioclases et l'olivine qui est invariablement transformée en chlorite + céladonite ± quartz ± pumpellyite (pl. 12, fig. 1).

Les plagioclases

Ils apparaissent en cristaux automorphes à sub-automorphes de taille variant entre 0,1 mm et 5 mm (pl. 12 fig. 4). Généralement, il sont totalement remplacés par l'albite. Il est, toutefois, fréquent de trouver des coeurs de phénocristaux ayant conservé leur composition primaire tandis que les bordures des albites sont néoformées. Dans un bloc d'andésite à clinopyroxène + amphibole (Mx-175), les coeurs de phénocristaux de plagioclase montrent des compositions variant depuis l'andésine jusqu'à la bytownite (Ab_{27-51} An_{47-72}) avec une nette prédominance de composition de labrador (fig. 73).

Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes, présents dans toutes les laves (pl. 12, fig. 2) varient en composition (fig. 74) depuis le diopside et l'endiopside (Wo_{45-48} En_{45-48} Fs_{6-10}) jusqu'à l'augite (Wo_{34-45} En_{41-48} Fs_{10-20}). Certaines bordures montrent des compositions de salite (Wo_{45-47} En_{40-44} Fs_{10-15}). Les clinopyroxènes des dacites montrent des compositions plus magnésiennes que ceux des basaltes et des andésites. Cette richesse en

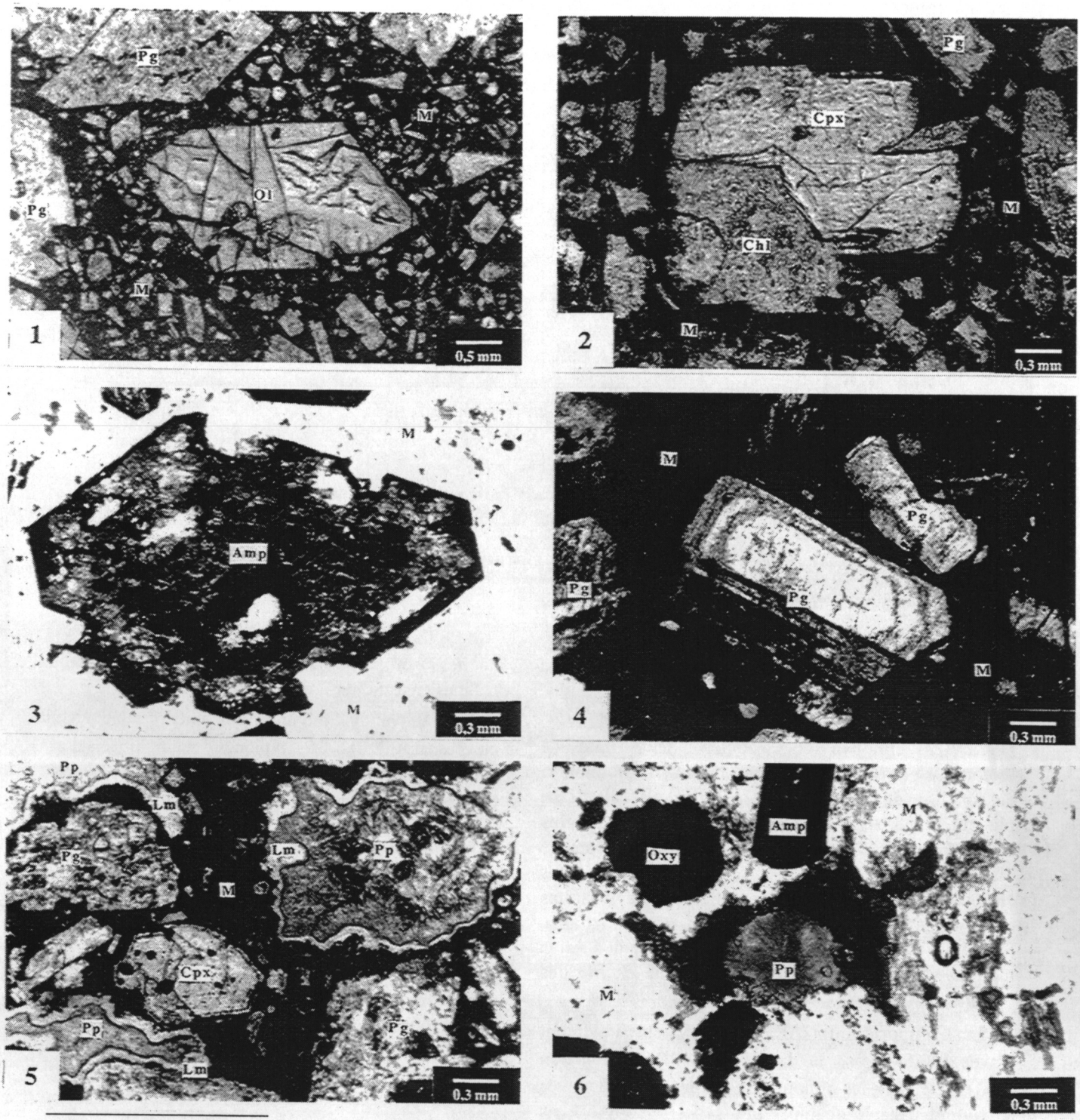


PLANCHE 12. – Minéralogie magmatique et métamorphique des volcanites de Huetamo

Fig. 1. – Phénocristal automorphe d'olivine transformé en smectite/chlorite + quartz dans un galet de basalte à clinopyroxène + plagioclase + oxydes dans les niveaux du Jurassique supérieur de la coupe de Las Paredes (*H-216*). L. N.

Fig. 2. – Phénocristal automorphe de clinopyroxène dans un galet de basalte à clinopyroxène + plagioclase + oxydes dans les niveaux du Jurassique supérieur de la coupe de Las Paredes (*H-216*). L. N.

Fig. 3. – Phénocristal automorphe d'amphibole à inclusions de plagioclase dans un galet d'andésite à plagioclase ± clinopyroxène des niveaux du Crétacé inférieur de la coupe de Huetamo-La Estancia (*Mx-175*). L. N.

Fig. 4. – Phénocristal subautomorphe de plagioclase montrant une zonation concentrique complexe dans un galet de dacite leucocrate des niveaux de l'Aptien-Albien de la coupe de El Cajón (*Mx-174*). L. N.

Fig. 5. – Vacuoles zonées à laumontite + pumpellyite dans un galet d'andésite des niveaux du Crétacé inférieur de la coupe de Huetamo-La Estancia (*Mx-175*). L. N.

Fig. 6. – Vacuole à pumpellyite fibro-radiale + oxydes dans un galet de dacite des niveaux du Crétacé inférieur de la coupe de Huetamo-La Estancia (*Mx-174*). L. N.

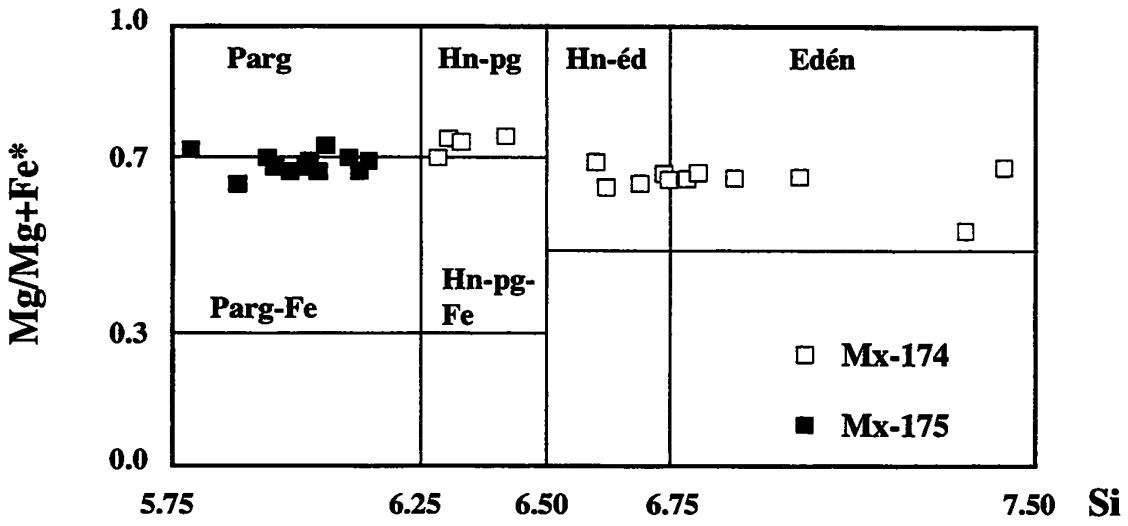


FIG. 77. – Compositions des amphiboles des galets d'andésite et de dacite de Huetamo dans la classification de Leake [1978].
(Parg) Pargasite; (Hn-pg) Hornblende pargasitique; (Hn-éd) Hornblende édénitique; (Edén) Edénite; (Parg-Fe) Pargasite ferrifère; (Hn-Pg-Fe) Hornblende pargasitique ferrifère.

FIG. 77. – *Composiciones de los anfiboles de los bloques de andesita y dacita de Huetamo en la clasificación de Leake [1978].*
(Parg) Pargasita; (Hn-pg) Hornblenda pargasítica; (Hn-éd) Hornblenda edenítica; (Eden) Edenita; (Parg-Fe) Pargasita ferrífera; (Hn-Pg-Fe) Hornblenda pargasítica ferrífera.

magnésium des pyroxènes évoque des processus de mélanges magmatiques.

Dans les diagrammes discriminants de Leterier *et al.* [1982], ces clinopyroxènes montrent des affinités de tholéïtes d'arc (fig. 75). En effet, dans le diagramme Ti en fonction de Ca + Na, les points représentatifs se placent dans le champ des basaltes sub-alcalins (tholéïtiques et calco-alcalins). D'autre part, dans le diagramme opposant Ti + Cr et Ca, ces mêmes clinopyroxènes occupent le champ des basaltes orogéniques (tholéïtiques et calco-alcalins d'arc). Finalement, dans le diagramme Ti en fonction de l'Al, la majorité des analyses se placent dans le champ des basaltes tholéïtiques.

Les rapports Al^{IV}/Al^{VI} sont systématiquement élevés (>0,6). Dans le diagramme Al^{IV} en fonction d'Al^{VI} (fig. 76), les clinopyroxènes des galets de laves se situent dans le champ typique des clinopyroxènes ayant cristallisé à faible pression [Aoki et Kushiro, 1968].

Les amphiboles

Elles apparaissent en cristaux prismatiques (0,1 mm et 5 mm; pl. 12, fig. 3), invariablement entourées d'une auréole d'oxydes de Fe suggérant un déséquilibre thermique et/ou chimique avec la mésostase. Leurs compositions varient depuis les pargasites parfois ferrifères jusqu'aux édénites, en passant par les hornblendes pargasitiques et édénitiques (fig. 77). On remarque que, comme pour les pyroxènes, ce sont les dacites qui renferment les amphiboles les plus magnésiennes, c'est-à-dire les pargasites.

Les amphiboles montrent des teneurs relativement élevées en Al^{IV} (0,6-2,2), typiques des amphiboles d'arc insulaire [Jakes et White, 1972]. Par contre, les teneurs en Al^{VI} dépendantes des pressions de cristallisation [Hammarstrom et Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987] sont faibles (0,1-0,9 avec plus de 95% < 0,5) et indiquent que ces amphiboles ont cristallisé à de faibles pressions.

Les oxydes ferro-titanés

Ces oxydes ubiquistes apparaissent en cristaux prismatiques ou en aiguilles de 0,1 mm à 1 mm. Ils sont rarement inclus dans les minéraux ferromagnésiens et montrent des compositions de titano-magnétite ($Magn_{79-99}$ $Herc_{1-13}$ $Chrom_{0-15}$) et d'ilménite (Ilm_{59-73} $Hém_{13-37}$).

Les spinelles chromifères

Ils sont systématiquement inclus dans les olivines et les amphiboles et leur composition est très homogène ($Magn_{6-11}$ $Herc_{1-30}$ $Chrom_{59-92}$).

4.2.3. Le métamorphisme de bas degré

L'étude pétrographique des laves et les analyses des minéraux à la microsonde automatisée nous ont permis

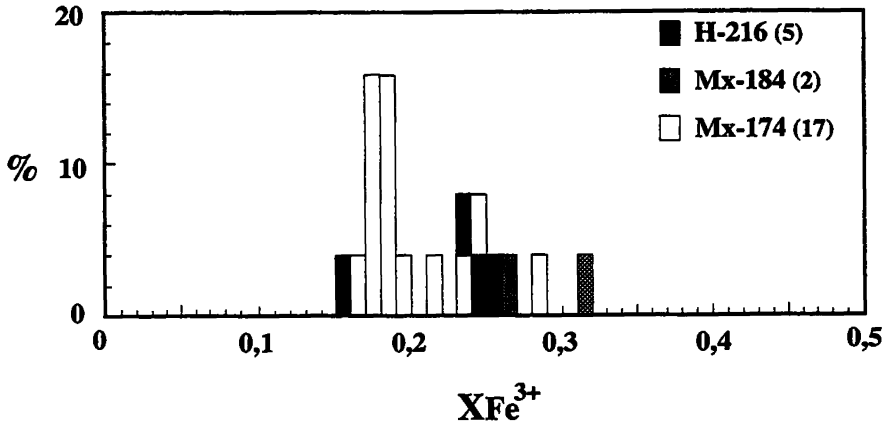


FIG. 78. - Histogrammes de fréquences des rapports X_{Fe3+} des pumpellyites dans les volcanites (coulées et galets) de Huetamo. Les numéros entre parenthèses indiquent le nombre d'analyses considéré. % calculé sur la base du nombre total d'analyses (24).

FIG. 78. - *Histogramas de frecuencias de las relaciones X_{Fe3+} de las pumpellyitas en las rocas volcánicas (coladas y bloques) de Huetamo. Los números entre paréntesis indican el número de análisis considerado. % calculado en base al número total de análisis (24).*

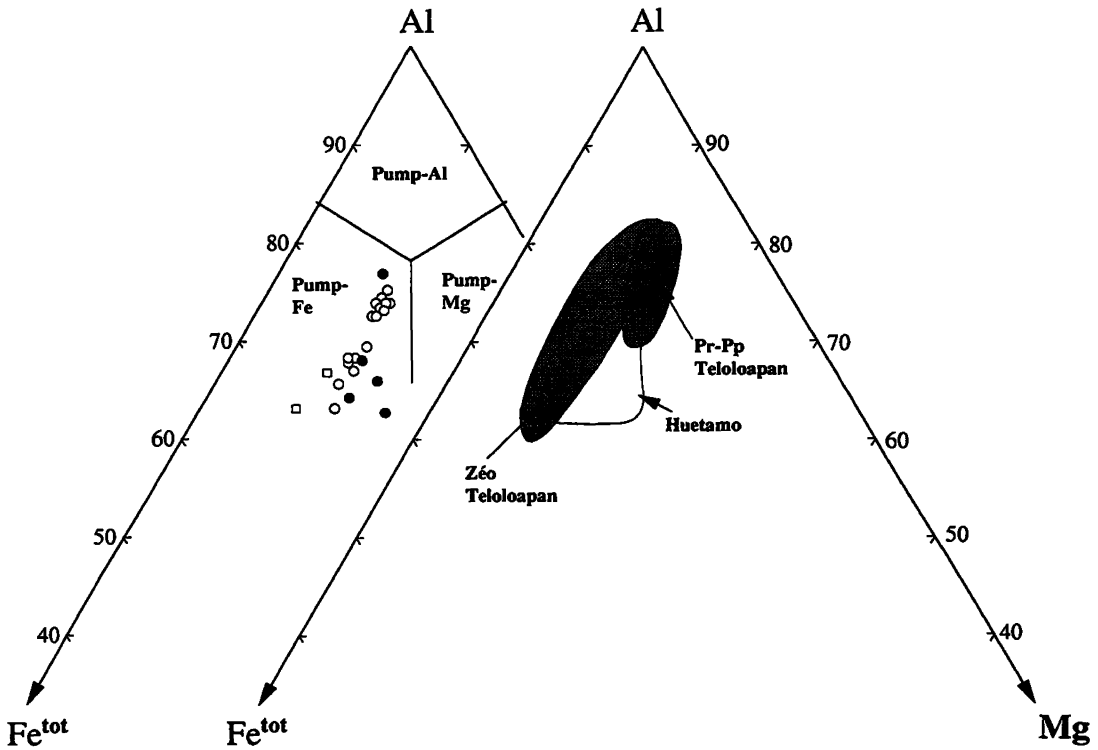


FIG. 79. - Compositions des pumpellyites des volcanites (coulées et galets) de Huetamo dans le diagramme Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs *et al.* [1976]. La classification des pumpellyites est d'après Passaglia et Gottardi [1973].

FIG. 79. - *Composiciones de las pumpellyitas de las rocas volcánicas (coladas y bloques) de Huetamo en el diagrama Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs et al. [1976]. La clasificación de pumpellyites es de Passaglia y Gottardi [1973].*

de voir que ces roches étaient affectées par un métamorphisme de très bas degré. Ces phases secondaires apparaissent aussi bien dans les basaltes en coussins interstratifiés à la base de la séquence, que dans les galets et dans les dépôts volcanoclastiques. Ceci indique que le métamorphisme de bas degré s'est bien développé dans le milieu de dépôt.

Les minéraux métamorphiques observés sont les suivants : laumontite, pumpellyite, chlorite-smectite, céladonite, albite, adulaire, hématite, calcite et quartz. Ces minéraux apparaissent en proportions variables dans tous les échantillons étudiés (fig. 84) et aucune variation métamorphique (ni chimique des minéraux) liée à la profondeur n'a été mise en évidence.

Dans les laves (coulées en coussins et galets), les minéraux métamorphiques apparaissent dans les vacuoles, en remplacement partiel ou total des minéraux magmatiques, ou naissent de la recristallisation du verre de la mésostase (pl. 12, fig. 5 et 6). Dans les roches volcanoclastiques, les phases secondaires résultent essentiellement de la transformation du ciment. Dans toutes les roches, les filonnets ne contiennent que de la calcite et du quartz et sont vraisemblablement tardifs.

Ech	H-216	H-216	H-216	H-216	H-216	H-216	H-216
Domaine							
N° Anal	45	50	53	61	77	88	43
Si	6,438	6,496	6,258	6,392	6,400	6,274	6,434
AlIV	1,562	1,504	1,742	1,608	1,600	1,726	1,566
Fe	3,488	3,610	3,950	3,534	3,650	3,348	3,556
Mg	5,540	5,504	5,366	5,488	5,508	5,658	5,696
Ca	0,138	0,116	0,068	0,174	0,154	0,046	0,110
Na	0,028	0,002	0,004	0,020	0,000	0,004	0,014
XFe	0,39	0,40	0,43	0,40	0,40	0,38	0,39
%Chl	0,70	0,71	0,81	0,70	0,72	0,72	0,76
T (°C)	190	180	219	197	196	216	190

TABLEAU XII. – Tableau récapitulatif des compositions, des pourcentages et des températures des chlorites de Huetamo.

TABLA XII. – *Tabla recapitulativa de las composiciones, porcentages de clorita y temperaturas de las cloritas de Huetamo.*

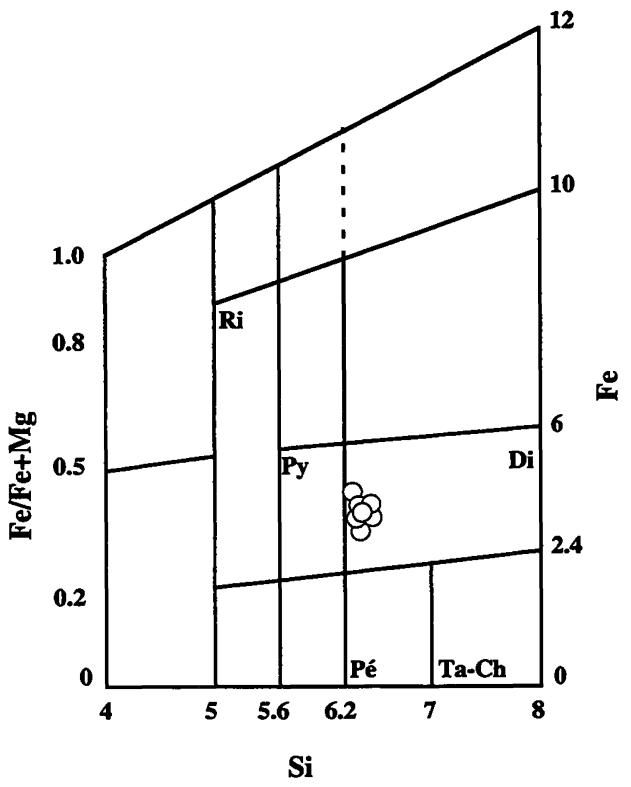


FIG. 80. – Diagramme de classification des chlorites montrant les compositions des chlorites des galets de Huetamo [d'après Hey, 1954].

(Ri) Ripidolite; (Py) Pycnochlorite; (Di) Diabantite; (Pé) Pénine; (Ta-Ch) Talc-chlorite.

FIG. 80. – *Diagrama de clasificación de las cloritas mostrando las composiciones de las cloritas de los bloques de Huetamo [según Hey, 1954].*

(Ri) Ripidolita; (Py) Pycnoclorita; (Di) Diabantita; (Pé) Peninita; (Ta-Ch) Talco-clorita

4.2.3.1. Minéralogie métamorphique

La laumontite

La laumontite apparaît dans tous les échantillons étudiés. Elle cristallise dans les vacuoles en petits prismes isolés ou en sphérolites, seule ou associée aux pumpellyites et chlorites (pl. 12, fig. 5). Quand elle remplace partiellement les plagioclases, elle est xénomorphe. Enfin, elle cristallise dans la mésostase en plages irrégulières et plus rarement en sphérolites.

Les analyses chimiques des laumontites sont très homogènes. Les teneurs en SiO_2 (51,8-55,6%) et en Al_2O_3 (20,5-22,2%) élevées sont proches de la stoechiométrie idéale. Par contre, les teneurs en CaO (10,2-11,6%) sont relativement basses mais elles sont compensées par la présence de Na_2O (0,0-0,11) et surtout de K_2O (0,13-0,58), suggérant des substitutions Ca ⇔ K ± Na importantes.

Les pumpellyites

Elles sont présentes dans les vacuoles ou résultent de la transformation des plagioclases et de la mésostase (pl. 12, fig. 5 et 6). Elles cristallisent en sphérolites millimétriques. Leur couleur est jaune foncé à brun et elles sont légèrement pléochroïques.

Les formules structurales des pumpellyites ont été calculées sur la base de 24,5 oxygènes et 16 cations [méthode de Coombs *et al.*, 1976]. Tout le fer est considéré comme du Fe^{3+}.

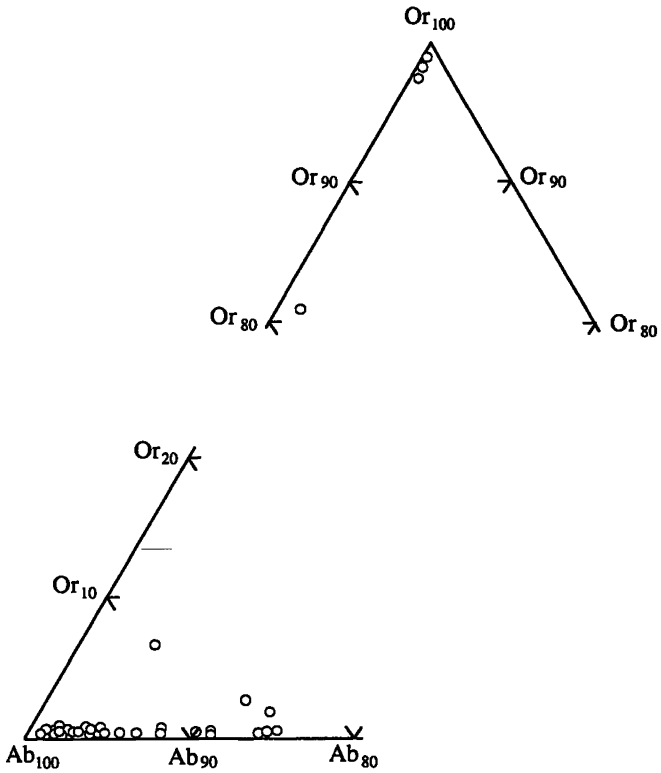


FIG. 81. – Compositions des plagioclases secondaires et des adulaires de Huetamo dans le diagramme Or-Ab-An.

FIG. 81. – *Composiciones de las plagioclasas secundarias y de las adularias de Huetamo en el diagrama Or-Ab-An.*

Les pumpellyites montrent des compositions variables. Les substitutions $Fe^{3+} \Leftrightarrow Al$ varient dans la fourchette $X_{Fe}{}^{3+}$ ($Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{tot})$ = 0,157-0,313 (fig. 78). Les teneurs en Si cationique sont globalement élevées (> 6) suggérant que l'Al n'est présent que dans les sites Z. Les teneurs en Al sont élevées (> 4) indiquant que l'Al est le seul cation présent dans les sites X. Il existe une bonne corrélation entre les teneurs en Fe^{3+} et Al des sites W suggérant que l'essentiel du fer est du Fe^{3+} et que les substitutions $Fe^{3+} \Leftrightarrow Al$ ont lieu essentiellement dans ce site.

L'ensemble des pumpellyites analysées sont ferrifères d'après la classification de Passaglia et Gottardi [1973). Elles montrent surtout des compositions caractéristiques du faciès zéolite et plus rarement celles du faciès prehnite-pumpellyite (fig. 79; diagramme Al-Fe^{tot}-Mg de Coombs *et al.* [1976])

Les chlorites

Les chlorites sont présentes dans les laves et les volcanoclastites. Dans les laves, elles tapissent les vacuoles ou plus souvent remplacent l'olivine, l'orthopyroxène et le plagioclase. Elles apparaissent aussi dans la mésostase. Elles sont colorées de jaune à brun. Leur léger pléochroïsme est lié à leur richesse en smectites ferrifères.

La formule structurale des chlorites est calculée sur la base de 28 oxygènes ne tient pas compte du partage du fer; tout le fer étant exprimé sous la forme de Fe^{2+}.

Ces chlorites sont chimiquement homogènes (tableau XI). Elles montrent systématiquement des teneurs élevées en SiO_2 et CaO et faibles en Al_2O_3, FeO et MgO indiquant la présence de smectites interstratifiées. Les calculs du % de Chl selon la méthode de Bettison et Schiffman [1988] indiquent que ces chlorites sont en fait, des interstratifiés «chlorites-smectites» dans les proportions variant de 0, 7 à 0,8 (fig. 93). On arrive aux mêmes conclusions, en utilisant le diagramme de classification de Hey [1954], puisque ces chlorites montrent des compositions de diabantite, proches du champ de la pycnochlorite (fig. 80), considérées comme typiques des interstratifiés chlorites-smectites [Bettison et Schiffman, 1988; Schiffman et Fridleifsson, 1991; Bettisson *et al.*, 1991; Bevins *et al.*, 1991].

L'albite et l'adulaire

Presque toujours les plagioclases magmatiques sont transformés en albite, ou en adulaire, ou en une association de laumontite + pumpellyite ± chlorite. L'albite ou l'adulaire sont rarement présentes dans les vacuoles.

Ces plagioclases métamorphiques montrent d'importantes variations de composition (Ab_{84-99} An_{1-15}). Dans le diagramme Or-Ab-An (fig. 81), ils se répartissent entre les champs de l'albite et de l'oligoclase, mais ils présentent plus fréquemment des compositions d'albite.

L'adulaire, de composition variable (Or_{33-99} Ab_{1-58}), remplace surtout les plagioclases magmatiques (fig. 81).

4.2.3.2. Paragenèses et conditions du métamorphisme

Dans les roches de Huetamo, les associations métamorphiques, susceptibles de nous renseigner sur les conditions métamorphiques, sont très homogènes et en nombre limité (tableau XII). Les paragenèses Lm + Pp ± Chl et Lm + Pp + Ab ± Ad apparaissent dans tous les échantillons tandis que celle à Cé + Pp ± Lm ± Chl n'est présente que dans certaines roches. Prehnite et/ou épidote sont absentes. Ces paragenèses à laumontite et/ou céladonite et l'absence d'associations à prehnite + pumpellyite montrent que le métamorphisme affectant les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé appartient au faciès zéolite [Winkler, 1979; Liou, 1979; Cho *et al.*, 1986; Aguirre et Atherton, 1987]. On n'observe pas de zonalité métamorphique le long de la succession stratigraphique.

ECHANTILLON	PARAGENESES
H-201	**Lm + Pp** **Lm + Pp + Chl** **Lm + Pp + Ab ± Ad** Chl + Hm Pp + Chl
H-216	**Lm + Pp** **Lm + Cé + Pp** **Lm + Pp + Chl** **Cé + Pp + Chl** **Lm + Pp + Ab** Pp + Chl Chl + Cc + Q
H-184	**Lm + Pp** **Lm + Pp + Chl** **Lm + Chl** **Lm + Pp + Ab** Pp + Chl ± Cc
Mx-174	**Lm + Pp** **Ce + Pp** **Cé + Chl** **Lm + Pp + Ab** Pp + Chl Chl + Hm + Q
Mx-175	**Lm + Pp** **Ce + Pp** **Cé + Chl** **Lm + Pp + Ab** Pp + Chl Chl + Hm + Q

TABLEAU XIII. - Tableau récapitulatif des paragenèses métamorphiques observées dans les laves (coulées et galets) de Huetamo. Les paragenèses en gras indiquent les paragenèses types.

(Lm) Laumontite; (Pp) Pumpellyite; (Cé) Céladonite; (Hm) Hématite; (Q) Quartz; (Cc) Calcite; (Ab) Albite; (Ad) Adulaire.

TABLA XIII. - *Tabla recapitulativa de los paragénesis metamórficas observadas en las lavas (coladas y bloques) de Huetamo. Los asociaciones en negrillas indican las paragénesis diagnosticas. (Lm) Laumontita; (Pp) Pumpellyita; (Cé) Céladonita; (Hm) Hématita; (Q) Cuarzo; (Cc) Calcita; (Ab) Albita; (Ad) Adularia.*

Les températures, calculées à partir des compositions des chlorites [Cathelineau, 1988] sont faibles (180°-216° C) et relativement homogènes (tableau XI); elles sont comprises dans l'intervalle des températures donné pour le faciès zéolite [Liou, 1979; Liou *et al.*, 1987; Frey *et al.*, 1991].

La présence de laumontite et de céladonite et l'absence de lawsonite indiquent que le métamorphisme de faciès zéolite s'est développé à des pressions basses probablement inférieures à 3 kb. En effet, Liou [1979] estime que le métamorphisme zéolite observé dans l'ophiolite de Taiwan, caractérisé par des paragenèses identiques à celles observées dans les roches mésozoïques de Huetamo, s'est produit à des températures de l'ordre de 150°-250° et des pressions inférieures à 1 kb. Des conditions similaires sont suggérées par Cho *et al.* [1986] dans le faciès zéolite des métabasites de Karmutsen (T ≈ 190° C; P ≈ 1.1 kb). Récemment, Frey *et al.* [1991], sur la base de données thermodynamiques, indiquent que les paragenèses à laumontite ± pumpellyite sont stables à des températures inférieures à 260° C et des pressions inférieures à 3,1 kb.

La présence d'hématite dans la plupart des échantillons ainsi que les rapports X_{Fe}^{3+} élevés des pumpellyites suggèrent des fO_2 relativement élevées pendant le métamorphisme. Cependant, l'absence de paragenèses à épidote indique que celle-ci n'a pas été suffisamment élevée pour permettre la cristallisation de l'épidote. La calcite est une phase secondaire ubiquiste dans les roches étudiées mais on ne peut pas toujours affirmer qu'elle appartient au métamorphisme de faciès zéolite. Sa présence en association avec les chlorites et les pumpellyites indique qu'elle s'est développée pendant ce métamorphisme de faciès zéolite grâce à des fluides relativement riches en CO_2. Mais la richesse en CO_2 de ces fluides n'était pas suffisamment élevée pour permettre le développement de l'association hématite + sphène [Aguirre et Atherton, 1987; Evarts et Schiffman, 1983]. Finalement, la présence d'adulaire dans un certain nombre d'échantillons ainsi que les teneurs relativement élevées en K_2O de la plupart des laumontites suggèrent une forte activité du K pendant le métamorphisme [Aguirre et Atherton, 1987].

Ainsi, malgré l'importante puissance de la séquence mésozoïque de Huetamo (4000 à 7000 m), le métamorphisme statique ne dépasse pas le faciès zéolite, alors qu'il est beaucoup plus développé pour des puissances comparables dans les séquences d'arc d'Arcelia et de Teloloapan où il peut atteindre le faciès schiste vert.

4.2.4. Caractères géochimiques des basaltes en coussins

4.2.4.1. Caractères chimiques

La pauvreté en TiO_2 (0,52-0,58%) de ces basaltes (SiO_2 < 53%) sont typiques des laves orogéniques. Inversement, leurs faibles teneurs en Al_2O_3 (13,66-14,98%) n'est pas un caractère habituel des magmas de subduction mais elle est vraisemblablement liée à l'absence de phénocristaux. De plus, leur caractère appauvri en MgO (2,24-4,17%), en Cr (19-20 ppm) et en Ni (13-18 ppm) indique que ce sont des laves déjà fortement différenciées. Leurs concentrations en Zr (22-24 ppm) et en Y (13-20 ppm) ainsi que leurs rapports Zr/Yb (12,9-18,9), Ti/V (9,8-10,1) et Zr/Y (1,2-1,8) sont

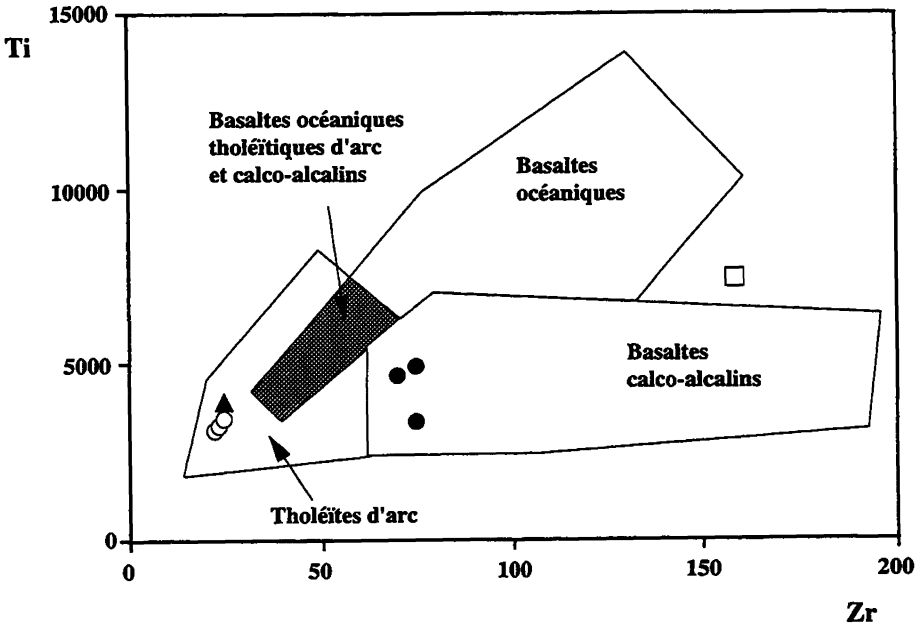


FIG. 82. – Diagramme discriminant Ti en fonction du Zr de Pearce et Cann [1983] pour les laves en coussins et les trois groupes de galets reconnus dans la séquence de Huetamo. Cercle vide : laves en coussins; Triangle plein : basalte du premier groupe; Cercle plein : andésites du deuxième groupe; Carré vide : andésite du troisième groupe.

FIG. 82. – *Diagrama de discriminación Ti en función del Zr de Pearce y Cann [1983] para las lavas en almohadilla y los tres grupos de bloques reconocidos en la secuencia de Huetamo. Círculos blancos : Lavas almohadilladas; Triángulo negro : basalto del primer grupo; Círculos negros : andesitas del segundo grupo; Cuadrado blanco : andesita del tercer grupo.*

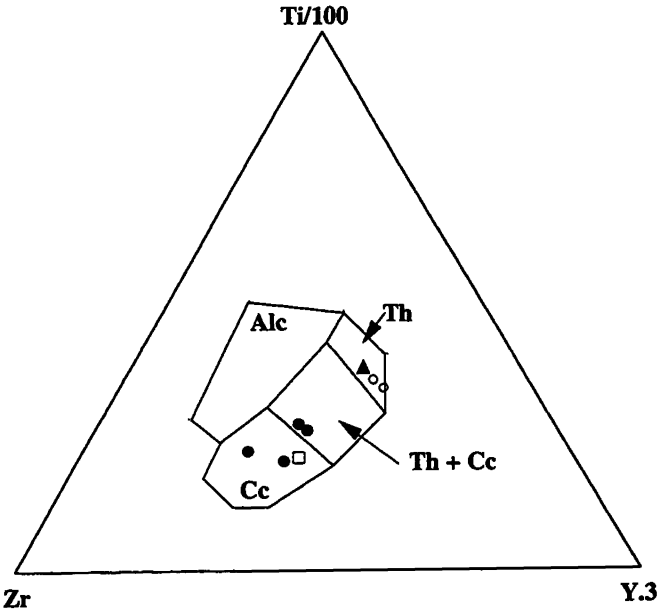


FIG. 83. – Diagramme discriminant Ti-Zr-Y de Pearce et Cann [1983] pour les laves en coussins et les trois groupes de galets reconnus dans la sequence de Huetamo. Même légende que la figure 82.

FIG. 83. – *Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y de Pearce y Cann [1983] para las lavas en almohadilla y de los tres grupos de bloques reconocidos en la secuencia de Huetamo. Leyenda igual que figura 82.*

faibles et typiques de tholéïtes d'arc [Gill, 1981; Pearce, 1983].

Leurs teneurs faibles en K_2O (0,64-0,78%) confirme leur affinité de tholéïte d'arc. Les concentrations en CaO (2,99-5,83%), Na_2O (3,77-5,58%) et en éléments lithophiles à faible charge ionique (Ba = 67-185 ppm; Sr = 124-249 ppm) sont très variables et reflètent la mobilité de ces éléments pendant le métamorphisme de bas degré qui les a affecté. Toutefois, les concentrations en Ba et Sr restent dans les intervalles des teneurs considérées comme caractéristiques des séries orogéniques [Gill, 1981].

4.2.4.2. Affinité magmatique

Comme pour les laves des séquences de Teloloapan et d'Arcelia précédemment décrites, l'affinité magmatique des laves en coussins de Huetamo a été réalisée en utilisant : (1) des diagrammes discriminants mettant en fonction des éléments en traces considérés comme peu ou pas mobiles durant le métamorphisme (Ti-Zr et Zr-Ti/100-Y*3 [Pearce et Cann, 1983]); (2) des spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif et au MORB [Sun et McDonough, 1989]; et enfin, (3) des spectres de terres rares normalisées aux chondrites [Evenson *et al.*, 1978].

Dans le diagramme Ti en fonction de Zr (fig. 82), les points représentatifs de ces basaltes se placent dans le champ des tholéïtes d'arc. Dans le triangle Zr-Ti/100-Y*3 (fig. 83), les laves montrent plus des variations. Deux analyses sont dans le champ des tholéïtes d'arc tandis que la troisième, plus riche en Y, sort du champ des tholéïtes.

Ces basaltes, malgré leur fractionnement, sont relativement pauvres en terres rares (La_N = 8,4-10,4; Yb_N = 7,7-10,8) et ne montrent aucun enrichissement en terres rares légères $(La/Yb)_N$ =1,0-1,22; fig. 84; Evensen *et al.* [1978]). Ces spectres plats sont caractéristiques des séries tholéïtiques matures. Ces basaltes montrent une anomalie négative plus ou moins

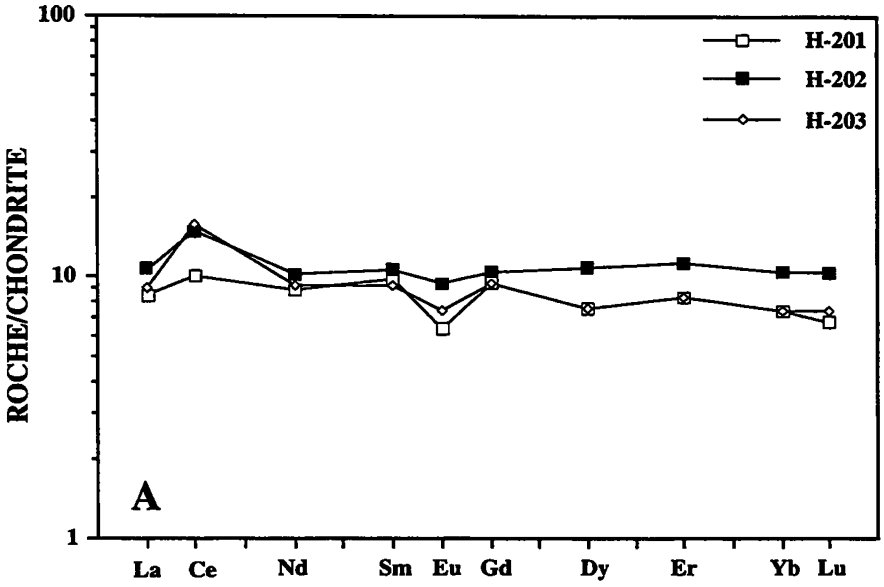


FIG. 84. - Spectres de terres rares normalisées aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978] des laves en coussins de Huetamo.

FIG. 84. - *Espectros de tierras raras normalizadas con respecto a las condritas [Evensen et al., 1978] de las lavas en almohadilla de Huetamo.*

marquée en Eu (Eu/Eu* = 0,66-0,90; fig. 84), liée au fractionnement du plagioclase. Leur anomalie positive en Ce est vraisemblablement liée aux erreurs analytiques, car les concentrations en Ce sont parfois proches du seuil de détection.

Les diagrammes multi-éléments, normalisés au manteau primitif (fig. 85A) et au N-MORB (fig. 85B) mettent en évidence un appauvrissemement :

- (1) en TiO_2, Zr et dans une moindre proportion en La, par rapport au manteau primitif et au N-MORB;

- (2) en éléments à forte charge ionique par rapport aux N-MORB (fig. 85B).

Ces appauvrissements sont caractéristiques des tholéïtes d'arc.

Naturellement, le comportement des éléments à faible charge ionique dépend du lessivage ou de la concentration de ces éléments subis au cours du métamorphisme de faciès zéolite affectant ces basaltes. Par exemple, la perte du Ba est extrêmement variable suivant les échantillons alors que les teneurs en Zr sont proches, montrant que ces roches ont subi un fractionnement comparable. Inversement, les teneurs en K_2O et Rb semblent avoir été peu modifiées. En effet, les rapports K/Rb (compris entre 332 et 359,7) sont dans l'intervalle des valeurs données pour les tholéïtes d'arc [Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Gill, 1981; Anderson, 1989].

4.2.5. Caractère géochimique des galets

4.2.5.1. Caractères chimiques

Le tableau XI résume les données chimiques ainsi que les principaux caractères pétrographiques et minéralogiques des blocs analysés.

Les compositions chimiques des laves en galets sont très variables et semblent dépendre de l'âge des conglomérats (fig. 72). On distingue trois groupes de lave correspondant en fait aux trois niveaux lithostratigraphiques échantillonnés :

- (1) un premier groupe représenté par les basaltes provenant des conglomérats du Jurassique supérieur;

- (2) un deuxième groupe représenté par les andésites et les dacites à clinopyroxènes et amphiboles de l'Aptien-Albien;

- (3) un troisième groupe représenté par les andésites et les dacites leucocrates, échantillonnées dans les niveaux de l'Aptien-Albien.

Le premier groupe

Ces basaltes présentent des compositions chimiques identiques à celles des basaltes en coussins. Ils sont toutefois beaucoup plus alumineux (Al_2O_3 = 17%) car ils renferment des phénocristaux de plagioclases alors que les basaltes en coussins en étaient dépourvus. Leurs rapports Zr/Yb, Ti/V et Zr/Y sont comparables à ceux des basaltes tholéïtiques en coussins précédemment décrits (tableau XI). Au niveau des terres rares, ces basaltes en galets diffèrent des laves en coussins, par un enrichissement en La et surtout un fractionnement plus important des terres rares lourdes et de l'Y.

Le deuxième groupe

Ce groupe inclut toutes les roches échantillonnées dans les conglomérats du Crétacé inférieur. Ce sont des roches relativement siliceuses (SiO_2 = 59,70-63,32%). Si l'on se base sur leur % en SiO_2, elles correspondent à des andésites acides et des dacites d'après la

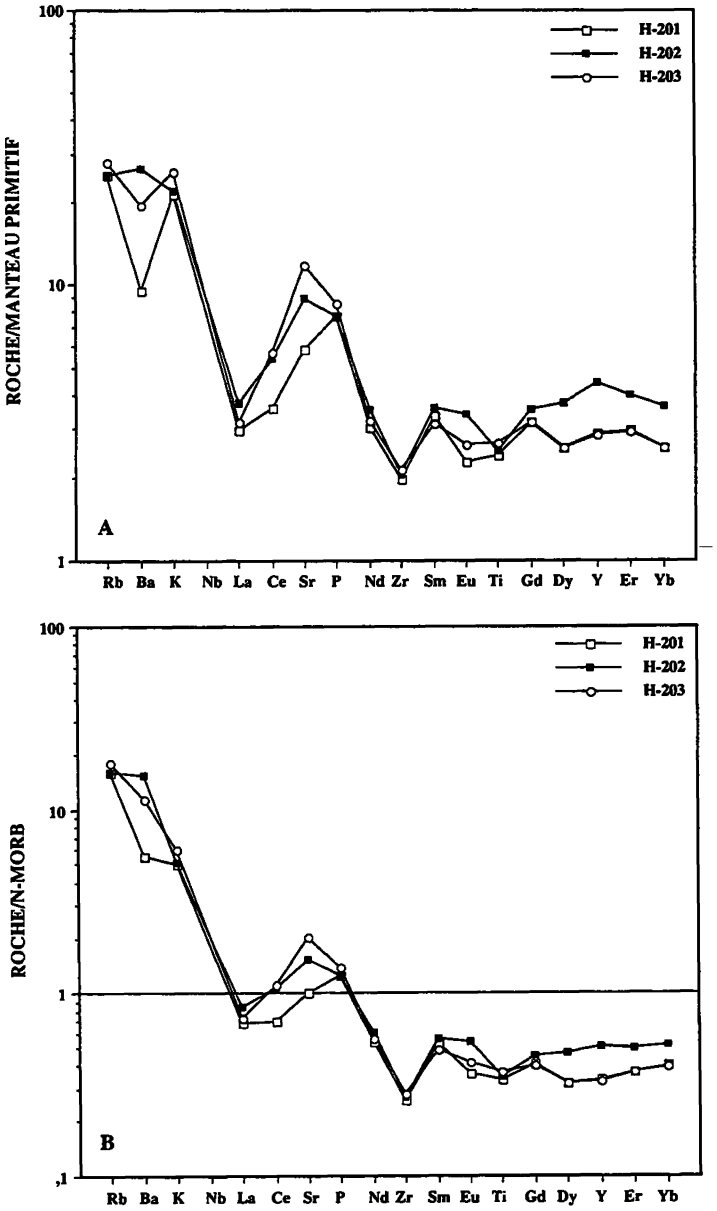


FIG. 85. - Spectres d'éléments lithophiles normalisés par rapport au manteau primitif (A) et au N-MORB (B) des laves en coussins de Huetamo [Sun et McDonough, 1989].

FIG. 85. - *Espectros de elementos litófilos normalizados con respecto al manto primitivo (A) y a N-MORB (B) de las lavas en almohadilla de Huetamo [Sun y McDonough, 1989].*

classification de Pecerrillo et Taylor 1976]. Les teneurs en Al_2O_3 sont également variables (13,55-17,10%) et dépendent de la richesse en plagioclases des laves. La richesse en alumine des andésites et des dacites à clinopyroxène et amphibole est liée à l'accumulation des plagioclases (ces roches renferment nettement plus de phén-ocristaux de feldspath que les andésites à clinopyroxène seul).

Les teneurs en TiO_2, inférieures à 1 %, sont typiques de laves orogéniques. On note globalement une diminution de TiO_2 (0,81-0,51%), MnO (0,14-0,04 %) et V (284-167 ppm) pour SiO_2 croissant. Cette corrélation est considérée comme typique des séries calco-alcalines [Miyashiro, 1974; Miyashiro et Shido, 1975]. Ces roches sont pauvres en MgO (0,93-2,77%), en Cr (5-79 ppm) et en Ni (8-16 ppm), indiquant qu'elles sont déjà fortement fractionnées.

La dacite analysée (Mx-174; tableau XI) est très légèrement enrichie en Cr (79 pmm) et en Ni (16 ppm), comparée aux andésites. Cet enrichissement est lié proba-blement à la présence de paragasite et de diopside plus riches en Cr et Ni (fig. 74) que les clinopyroxènes et les amphiboles présents dans les andésites.

Les teneurs en Y (11,97-20,85) sont relativement faibles et diminuent systématiquement depuis les andésites à clinopyroxènes jusqu'aux dacites à clinopyroxènes et amphiboles. Cette chute en Y est attribuée au fractionnement de l'amphibole (K_Y=2,0-6,2; Henderson [1982]) qui concentre cet élément Gill [1981]. Les teneurs en Zr (70-75 ppm) sont faibles et relativement homogènes en dépit des différences des compositions minéralo-giques et des teneurs en SiO_2, observées entre ces différentes laves. Cependant, l'augmentation du Zr depuis les andésites à clinopyroxène aux dacites se corrèle parfaitement avec l'augmentation de la silice et la diminution du magnésium. Ceci suggère que les teneurs en silice n'ont guère été modifiées durant le méta-morphisme.

Les rapports Zr/Yb (35,5-48,6), Ti/V (17,1-18,6) et Zr/Y (3,6-5,9) sont élevés et comparables à ceux observés dans les séries calco-alcalines d'arc insulaire intra-océanique [Gill, 1981; Anderson, 1989]. Naturellement, ils sont nettement plus élevés que ceux des basaltes tholéïtiques d'arc précédemment décrits.

Les teneurs en éléments alcalins et alcalino-terreux (CaO = 2,82-4,51%, K_2O = 0,64-3,08%; Rb = 11-41 ppm; Ba = 289-1564 ppm et Sr = 363-535 ppm) sont extrêmement variables. L'absence d'augmentation du K_2O avec la cristallisation fractionnée (les andésites les moins fractionnées étant les plus potassiques) indique ici la très forte mobilité de cet élément. Le rapport Ba/La de ces roches (compris entre 35 et 143) est dans l'intervalle des valeurs données pour les séries calco-alcalines moyennement à fortement potassiques.

Le troisième groupe

Ce groupe est constitué de l'andésite et de la dacite à plagioclase des conglomérats intercalés dans les calcaires de l'Aptien-Albien. Les compositions chimiques de ces deux roches sont très différentes à

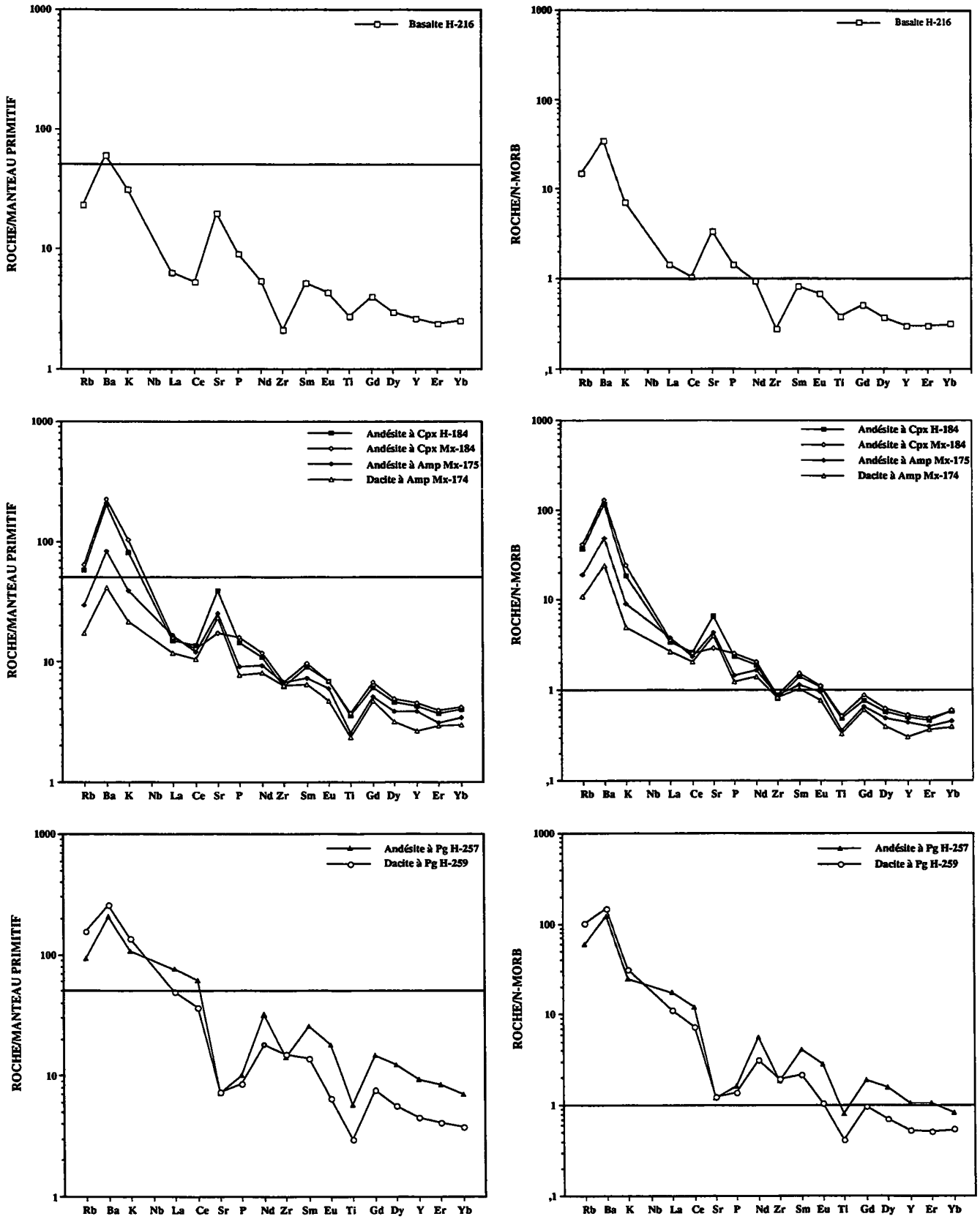


FIG. 86. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés au Manteau primitif (A, C, E) et au N-MORB (B, D, F) des trois groupes de galets reconnus dans la séquence de Huetamo. (A-B) Basalte tholéïtique du premier groupe; (C-D) Andésites et dacites calco-alcalines du deuxième groupe; (E-F) Andésite et dacite shoshonitique du troisième groupe. La ligne arbitrairement placée à 50X manteau sert de référence.

FIG. 86. – *Espectros de elementos litófilos normalizados con respecto al manto primitivo (A, C, E) y a N-MORB (B, D, F) de los tres grupos de bloques reconocidos en la secuencia de Huetamo. (A-B) Basalto tholeítico del primer grupo; (C-D) andesitas y dacitas calco-alcalinas del segundo grupo; (DE-F) Andesita y dacita shoshoniticas del tercer grupo. La linea arbitrariamente colocada a 50X del anto sirve de referencia.*

l'exception de leurs teneurs en certains éléments lithophiles (Ba, K et Sr), en Fe_2O_3 (3,12-3,52%), en MgO (0,69-0,44%), en MnO (0,08%) et en Ni (8-10 ppm) qui sont assez comparables (fig. 78). En effet, l'andésite, comparée à la dacite, est enrichie en TiO_2 (1,26%), Al_2O_3 (16,75%), Cr (257 ppm), V (107 ppm), Nb (19 ppm) et Y (41,9 ppm) (dacite : TiO_2 = 0,60%; Al_2O_3 = 13,55; Cr = 40 ppm; V = 31 ppm; Nb = 5 ppm; Y = 20,8 ppm, tableau XI). On pourrait penser que ces différences sont tout simplement dues à des degrés de fractionnement différents, la dacite étant plus fractionnée que l'andésite. Or, si l'on se base sur les concentrations en terres rares et en Zr, c'est l'inverse, les concentrations en terres rares et en Zr de la dacite sont plus basses que celles de l'andésite. Il en est de même pour les rapports Zr/Yb (45,4), Ti/V (70,7) et Zr/Y (3,8) de l'andésite qui sont largement plus faibles que ceux de la dacite (Zr/Yb = 89,3; Ti/V = 125,8; Zr/Y = 8,0).

Cette andésite (et même la dacite) présente de fortes ressemblances avec les shoshonites différenciées des marges actives (comme par exemple, les shoshonites du Pérou [Lefèvre, 1973; Morrison, 1980] ou d'arc insulaire édifiées sur croûte continentale Nicholls [1983] qui, comparées aux andésites calco-alcalines fortement potassiques et même aux shoshonites d'arc insulaire édifiées sur croûte océanique [Fiji, Gill, 1989], sont enrichies en TiO_2, Nb, Y et naturellement en K_2O, Rb, Ba et Sr. En effet, les teneurs en TiO_2, Nb et Y de cette andésite sont comparables à celles de shoshonites édifiées sur lithosphère continentale [Lefèvre, 1973; Keller, 1983; Yuwono, 1987] à concentrations identiques en silice et magnésium. Il faut remarquer aussi que le rapport K/Rb (compris entre 335 et 450) est dans l'intervalle des valeurs données pour les andésites shoshonitiques alors que les rapports K/Rb (compris entre 0,4 et 0,6) et Ba/Rb (compris entre 17 et 24) sont légèrement supérieurs (lessivage du Rb au cours du métamorphisme ?).

4.2.5.2. Affinité magmatique des blocs

Ainsi, les différences des compositions chimiques des trois groupes de laves en galets reflètent des affinités magmatiques différentes. Les basaltes des conglomérats du Jurassique supérieur sont des tholéïtes d'arc. Par contre les andésites et les dacites du deuxième groupe trouvées dans les conglomérats du Crétacé inférieur (anté Aptien-Albien) sont calco-alcalines. Finalement, les andésites acides du troisième groupe appartenant aux conglomérats de l'Aptien-Albien sont des shoshonites différenciées.

Dans le diagramme Ti-Zr de Pearce et Cann [1982], nous avons reporté seulement les analyses des laves à SiO_2 < 63% (fig. 82). Le point représentatif du basalte du Jurassique supérieur se place bien dans le champ des roches tholéïtiques d'arc. Les andésites à clinopyroxène ± amphibole, plus enrichies en Zr pour des concentrations en Ti comparables à celle du basalte, sont dans le champ des roches calco-alcalines. Finalement, le point représentatif de l'andésite shoshonitique, plus riche en titane mais dont la concentration en Zr est dans l'intervalle des valeurs données pour les séries calco-alcalines, se place au-dessus du champ des laves calco-alcalines et à gauche des laves océaniques.

On retrouve ces mêmes différences dans le diagramme Zr-Ti/100-Y*3 (fig. 83). En effet, le basalte se place dans le champ des tholéïtes d'arc tandis que les andésites à clinopyroxène ± amphibole se répartissent dans le champ commun des roches tholéïtiques d'arc et calco-alcalines. L'andésite shoshonitique, par contre, se place dans le champ des roches calco-alcalines à la différence du diagramme précédent.

Ces affinités magmatiques se retrouvent naturellement dans l'allure des spectres étendus normalisés au manteau primitif et au N-MORB (fig. 86) et de terres rares normalisées aux chondrites (fig. 87).

Les spectres d'éléments lithophiles, normalisés par rapport au manteau primitif et au N-MORB [Sun et McDonogh, 1989] montrent que ces trois familles magmatiques présentent en commun l'appauvrissement en TiO_2 et en terres rares lourdes, classique des laves orogéniques (fig. 86). Les concentrations en éléments à forte charge ionique sont toujours plus élevées dans les andésites que dans les dacites qu'elles soient calco-alcalines ou shoshonitiques, ce qui est contraire à ce que l'on observe habituellement. Enfin, les enrichissements variables en éléments lithophiles soulignent la mobilité plus ou moins importante de ces élements au cours du métamorphisme de bas degré.

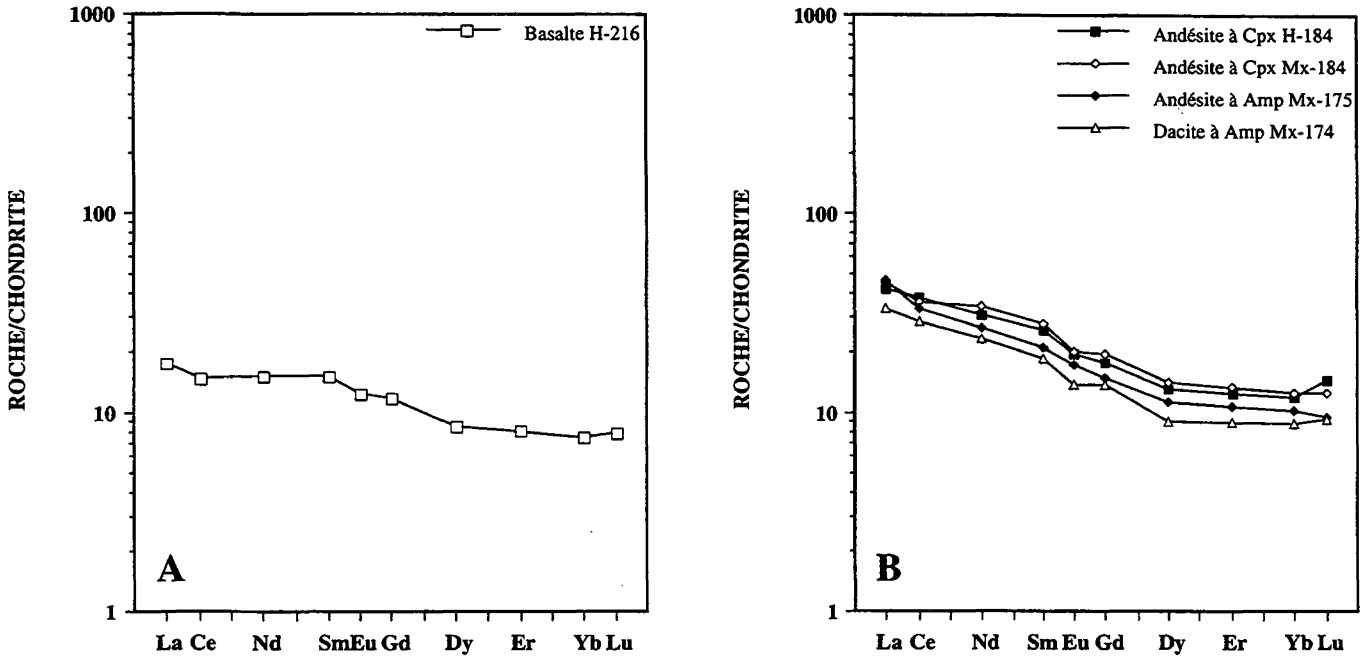
Les spectres de terres rares sont aussi caractéristiques des différentes familles magmatiques.

Le basalte tholéïtique d'arc du Jurassique supérieur est très légèrement enrichi en terres rares légères [$(La/Yb)_N$ =1,86]. Un tel spectre est typique des tholéïtes matures d'arc (fig. 87A).

Les andésites calco-alcalines à clinopyroxène ± amphibole présentent des spectres enrichis en terres rares légères [$(La/Yb)_N$ = 2,55-346] que l'on voit habituellement dans les laves calco-alcalines d'arc insulaire intra-océanique [Gill, 1981].

L'andésite et la dacite shoshonitiques se caractérisent par des spectres très fortement enrichis en terres rares légères [$(La/Yb)_N$=10,29-12,38] et de plus fortes concentrations en terres rares lourdes, comparées à celles des laves calco-alcalines du deuxième groupe. Ces spectres sont tout à fait comparables à ceux des shoshonites de marges actives et d'arc insulaire édifiés sur croûte continentale [Lefèvre, 1970; Morrison, 1980; Keller, 1981; Yuwono, 1987].

Enfin, toutes ces laves quelle que soit leur affinité, montrent une anomalie négative en Eu qui est plus marquée dans les dacites que dans les basaltes et andésites.



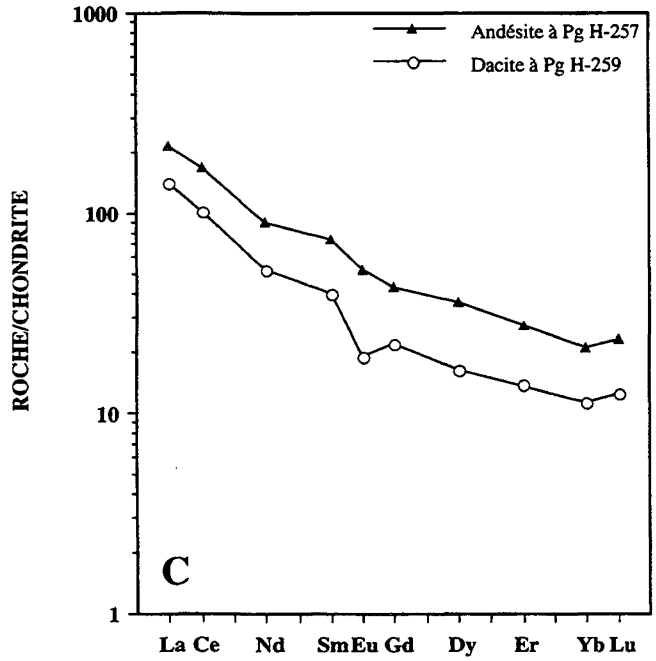


FIG. 87. – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978] des trois groupes de galets reconnus dans la séquence de Huetamo. (A) Basalte tholéïtique du premier groupe; (B) Andésites et dacites calco-alcalines du deuxième groupe; (C) Andésite et dacite shoshonitique du troisième groupe.

FIG. 87. – *Espectros de tierras raras normalizadas con respecto à las condritas [Evensen et al., 1978] de los tres grupos de bloques reconocidos en la secuencia de Huetamo. (A) Basalto tholeítico del primer grupo; (B) andesitas y dacitas calco-alcalinas del segundo grupo; (C) Andesita y dacita shoshoniticas del tercer grupo.*

Les concentrations en terres rares varient fortement d'un groupe à l'autre. On remarque que si l'on considére l'ensemble des laves analysées, l'augmentation des concentrations en terres rares augmente avec le degré de fractionnement des laves et l'âge des conglomérats. En effet, le basalte du Jurassique supérieur présente les concentrations en terres rares les plus basses (La_N=17,8; Yb_N=7,6) tandis que l'andésite et la dacite de l'Aptien-Albien sont les plus riches en terres rares (La_N = 140,2-217,8; Yb_N = 11,3-21,1). Les andésites et les dacites à clinopyroxène ± amphibole ante Aptien-Albien montrent des concentrations intermédiaires (La_N = 32,9-46,2; Yb_N = 8,8-12,5).

Cependant, l'augmentation des concentrations des terres rares par rapport au degré de différencation des laves ne s'observe plus à l'intérieur d'une même famille magmatique. C'est plutôt l'inverse, les roches les plus différenciées étant les moins enrichies en terres rares. Par exemple, les andésites à clinopyroxène (Mx-184, H-284), supposées plus primitives (plus riches en MgO et en TiO_2), montrent des concentrations en terres rares plus élevées que les roches à clinopyroxène + amphibole. La dacite (Mx-174) est d'ailleurs la roche qui présente les teneurs en terres rares les plus faibles (fig. 87B). Cette même disposition est observée entre l'andésite et la dacite shoshonitiques. Bien que les spectres soient très comparables, c'est la dacite qui

anormalement montre les concentrations en terres rares les plus faibles (fig. 87C).

Ces observations suggèrent plusieurs hypothèses. La plus simple est de considérer que ces galets de lave appartenant à la même famille magmatique proviennent du démantèlement d'appareils volcaniques totalement différents mais formés dans le même contexte géodynamique. On peut penser aussi qu'ils dérivent d'un même volcan mais de sources différentes ou enfin, des processus de mélanges magmatiques pourraient être à l'origine des dacites.

Donc, les affinités magmatiques des laves en coulées ou remaniées dans les conglomérats varient au cours du temps depuis des tholéïtes d'arc au Jurassique supérieur à des roches calco-alcalines, puis à des shoshonites à l'Aptien-Albien. Ces laves illustrent assez bien la diversité et l'évolution magmatique de l'arc (ou des arcs) du Mexique occidental au cours de son (ou de leur) développement.

4.3. Conclusions sur l'étude de la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo

La séquence volcano-sédimentaire de Huetamo représente le comblement d'un bassin fortement subsident, qui se développe entre des îles volcaniques appartenant à un environnement d'arc insulaire. En effet, son substratum est formé de coulées de basaltes sous-marins à affinité de tholéïte d'arc. La sédimentation d'abord pélagique devient très vite détritique. Des sédiments riches en matériel volcanique fin ou en galets alimentent ce bassin. La taille des galets et la fraicheur relative des roches suggèrent que les édifices volcaniques d'abord calco-alcalins puis shoshonitiques n'étaient pas loin. Bien que la puissance de la séquence de Huetamo soit importante, les roches ne sont affectées que par un métamorphisme statique de faciès zéolite. On peut penser raisonnablement que ce métamorphisme n'est lié qu'à l'enfouissement. En effet, dans les autres séquences pénécontemporaines d'Arcelia et de Teloloapan, le métamorphisme était plus fort et augmentait avec la profondeur à cause des fluides hydrothermaux liés à l'importante activité volcanique.

5. – Les séries d'arc de Zihuatanejo et de Las Ollas

La région de Zihuatanejo (fig. 88) est caractérisée, entre autres, par la présence de deux unités tectono-magmatiques d'arc, enclavées dans des granites tertiaires [Campa et Ramírez, 1979; Delgado et Morales, 1983; Nuñez *et al.*, 1981; Vidal, 1984]. La séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo qui affleure le long du Pacifique entre Zihuatanejo et Playa Azul (fig. 2) est bien connue et son âge Crétacé inférieur parfaitement précisé [Bonneau, 1972; Campa et Ramírez, 1979]. Elle chevauche vers l'Ouest une unité très particulière composée de blocs, parfois énormes, de roches basiques-ultrabasiques, d'amphibolites et de calcaires, enchassés dans une matrice pélitique et/ou serpentineuse. Cette unité, connue sous le nom de «complexe de subduction de Las Ollas» est interprétée par Vidal [1984, 1991] comme formée dans un prisme d'accrétion.

5.1. Succession lithostratigraphique de la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo

La séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo affleure de manière discontinue en raison des granites tertiaires qui la recoupent. Son substratum n'est pas connu à l'affleurement. Certains gisements sont même complètement isolés dans les granites. Ils ont subi des rotations lors de la mise en place des plutons et donc les relations stratigraphiques et géométriques entre les différents affleurements sont difficiles, voir impossible, à établir. La succession stratigraphique n'est donc valable qu'à l'échelle d'un gisement. Les trois coupes dont la description suit sont représentatives des différentes associations lithostratigraphiques qui composent cette séquence. La localisation de ces coupes est indiquée dans la figure 88. Les coupes sont présentées en figure 89.

5.1.1. Coupe de Teposquelite

D'après Vidal [1984, 1991], les niveaux lithostratigraphiques les plus bas affleurent près du village de Teposquelite (fig. 88). Cette coupe (coupe 1, fig. 89), levée le long d'un petit ruisseau, offre à l'affleurement sur environ 500 m, des coulées d'andésites peu épaisses (< 1 m), associées à des conglomérats polygéniques et des pyroclastites. Les conglomérats forment des bancs plurimétriques qui s'amincissent considérablement vers le sommet (environ 50-60 cm). Les pyroclastites (brèches et tufs) sont finement stratifiées.

Minéralogiquement parlant, ces andésites porphyriques, parfois très vésiculaires, sont homogènes. Elles sont constituées de phénocristaux de plagioclases altérés et de fantômes d'amphiboles pseudomorphosés en sphérolites d'actinotes et d'épidotes (Z24). La mésostase de couleur verdâtre renferme des microcristaux de plagioclases, des actinotes aciculaires et des épidotes. Les vésicules sont remplies par des actinotes, ou des épidotes, ou enfin par ces deux minéraux associés à du quartz et des plagioclases.

Les conglomérats polygéniques sont à galets pluricentimétriques (10-30 cm) de granite à muscovite ± biotite (Z203), de schiste à chlorite-muscovite ± biotite, de gneiss à biotite et, plus rarement, d'andésite (pl. 13, fig. 1). Une datation radiométrique K/Ar, réalisée par M. Bonhomme sur les muscovites d'un granite (Z203) a donné un âge de 147 ± 2,3 Ma (Jurassique). La matrice

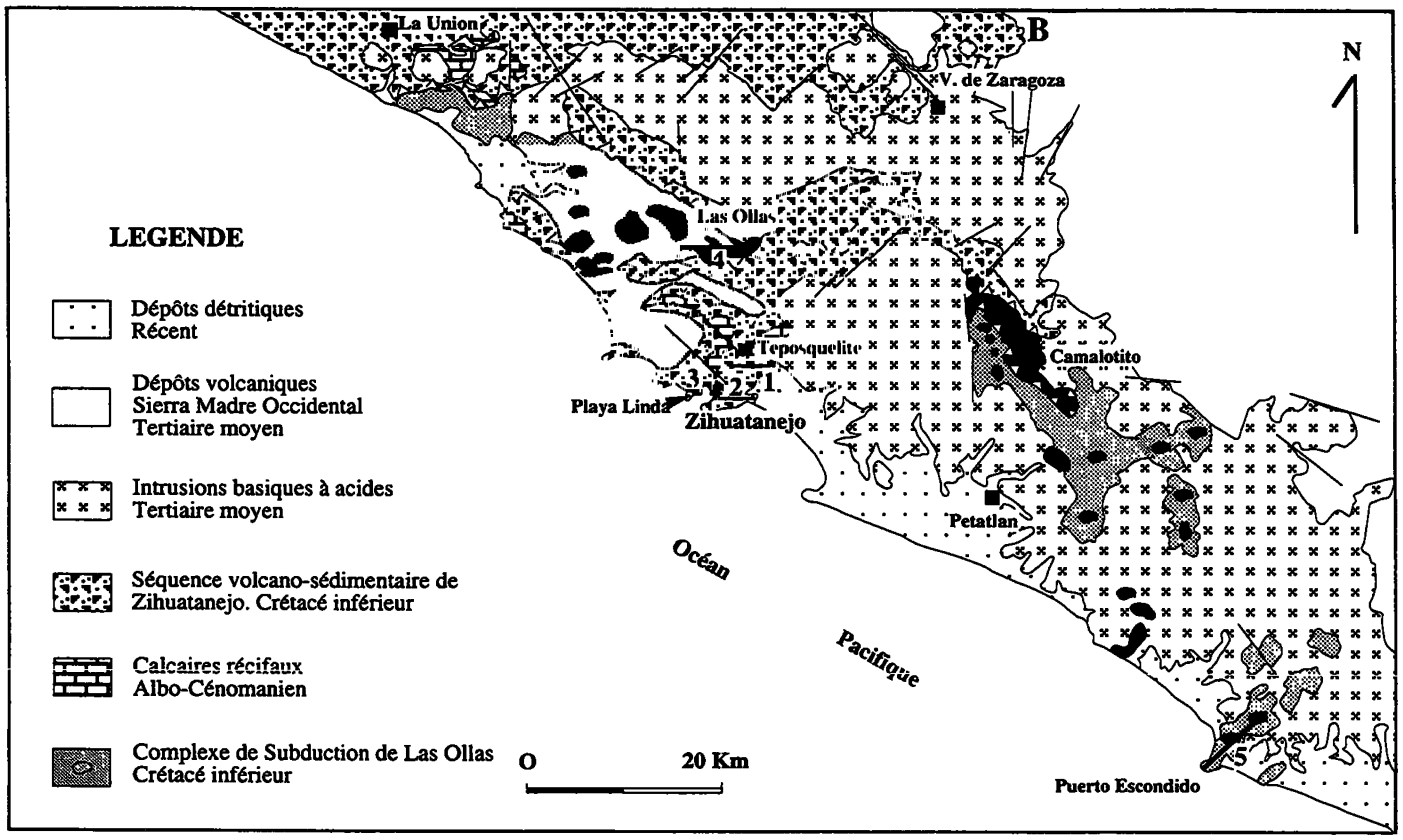


FIG. 88. – Carte structurale simplifiée de la région de Zihuatanejo-Las Ollas montrant la localisation des coupes étudiées. Les coupes structurales sont présentées dans la figure 89 [carte d'après Vidal, 1984].

FIG. 88. – *Carta estructural simplificada de la región de Zihuatanejo-Las Ollas mostrando la localización de las secciones estudiadas. Las secciones estructurales sont présentadas en la figura 89 [carta según Vidal, 1984].*

est composée de grès quartzo-feldspathiques et de pélites, mais dans certains niveaux, elle est pyroclastique, plus rarement lavique.

Les brèches pyroclastiques sont formées de fragments (5-20 cm) d'andésites cimentés par des tufs. Dans certaines brèches, le contact entre les galets et la matrice est marqué par une auréole aphyrique claire suggérant un déséquilibre thermique et/ou chimique entre les galets volcaniques et la matrice.

5.1.2. Coupe au S de Zihuatanejo

Les niveaux intermédiaires à supérieurs affleurent, au Sud de Zihuatanejo, le long de la route menant à l'aéroport (fig. 88). Cette coupe (coupe 2, fig. 89), longue d'environ 300 m, montre de bas en haut :

- des grauwackes et des microconglomérats à interlits pélitiques,

- 50 m de calcaires récifaux à subrécifaux qui ont livré une faune de l'Albo-Cénomanien (dont *Chondrodonta sp.*, *Toucasia sp.*, *Acteonella sp.*, *Coalcomana ramosi* et *Nerinea sp.* [Bonneau, 1972; Campa et Ramírez, 1979; Vidal, 1984]),

- 100 m de grès volcanoclastiques, riches en fragments de rudistes et de nérinées, alternant avec des tufs et des pélites (pl. 13, fig. 4),

- 200 m de laves acides à intercalations pyroclastiques, plus rarement ignimbritiques.

On observe parfois des filons métriques de basalte tertiaire qui recoupent ces formations.

Les laves, légèrement porphyriques, sont formées de microphénocristaux (< 0,5 mm) de plagioclases et d'amphiboles oxydées, inclus dans une mésostase très siliceuse (Z14, Z17). Les brèches sont à éléments de rhyolite pris dans une matrice tuffacée.

5.1.3. Coupe de Playa Linda

Le sommet de cette séquence affleure sur environ 300 m le long de la plage «Playa Linda» au Nord de Zihuatanejo (fig. 88 et 89).

La base de cette coupe (fig. 89) est constituée de grès et de pélites volcanoclastiques associés à des conglomérats polygéniques et des pyroclastites (brèches, tufs, ignimbrites). Les conglomérats sont à galets de granite à muscovite et biotite, de

séricitoschistes, de gneiss et de laves (andésites et rhyolites), cimentés par une matrice gréseuse, parfois tuffacée (pl. 13, fig. 2). Les passées ignimbritiques, forment des horizons variant entre 20 cm et 1 m d'épaisseur (pl. 13, fig. 3).

- Au milieu de la coupe, les volcanoclastites et les pyroclastites s'interstratifient dans des calcaires récifaux (prédominant à la base) ou bréchiques (abondants au sommet), parfois lenticulaires.

- Le sommet de la coupe est formé de pyroclastites granoclassées à stratifications obliques. Les niveaux sont parfois même lenticulaires. Ces brèches grossières (surtout monogéniques) renferment soit des blocs soit des bombes andésitiques (pl. 13, fig. 5), cimentés par des tufs cendreux. Elles passent latéralement ou verticalement à des lapilli-tufs et des tufs. Les niveaux les plus fins sont formés par une accumulation soit de cristaux de feldspaths et de minéraux ferro-magnésiens, soit de cendres extrêmement fines et ± vitreuses. Toutes ces pyroclastites sont imprégnées d'épidotes qui les colorent plus ou moins intensément en vert. Elles représentent l'édification de matériel volcanique le long des flancs de volcans sub-aériens, probablement resédimentés localement.

Les andésites, très porphyriques et moyennement vésiculaires, sont à phénocristaux de plagioclase et plus rarement d'amphibole (Mx199, Mx201, Mx203). La mésostase partiellement recristallisée renferme des microcristaux de plagioclase et des minéraux secondaires interstitiels. Les vésicules sont remplies, soit par du quartz ou de la calcite, soit par des sphérolites d'actinotes associées à des plagioclases et des épidotes.

Localement, entre Zihuatanejo et Playa Azul (fig. 2), de nombreuses couches rouges continentales (grès et silts) s'interstratifient dans les laves et les calcaires [Bonneau, 1972; Vidal , 1984].

5.2. Structure et composition du complexe de subduction de Las Ollas

Le complexe de subduction de Las Ollas est formé d'écailles et de blocs dont les dimensions varient de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Nous allons décrire deux coupes qui illustrent la disposition des écailles et la distribution des blocs. Nous préciserons en outre la lithologie des écailles, des blocs et de la matrice. La localisation des coupes sélectionnées est reportée dans la figure 88 et les coupes structurales sont présentées en figure 89.

5.2.1. Coupe de Las Ollas

Vidal [1984] a défini cette unité près du village de Las Ollas (fig. 88), le long du ruisseau du même nom. A l'Est, le complexe de Las Ollas est limité par des décrochements alors qu'à l'Ouest, il est d'abord recoupé par des filons de granite et d'andésite tertiaires, puis par un important pluton de même âge.

Ce complexe de subduction apparaît formé d'un empilement d'écailles, larges de plusieurs dizaines de mètres à vergence Ouest (coupe 4; fig. 89), constituées de roches basiques incluses dans une matrice pélitique intensément plissée et schistosée (association de Type I), ou de roches ultrabasiques fortement serpentinisées prises dans une matrice de serpentine (association de Type II).

L'association de Type I affleure surtout dans les niveaux structuraux inférieurs mais elle peut être présente ailleurs dans l'édifice structural où elle cohabite avec des écailles renfermant des associations de Type II.

Les blocs très fortement déformés de **l'association de Type I** sont constitués de basaltes, d'amphibolites, de gabbros et plus rarement de grès volcanoclastiques. Leur forme est ellipsoïdale (longueurs comprises entre 1 et 15 m), parfois arrondie. La déformation s'exprime par une mylonitisation quasi complète dans les petits blocs. Dans les grands blocs, cette déformation se concentre en zones de cisaillement centimétriques à plurimétriques qui s'entrecroisent. A l'intérieur de ces zones, les roches sont des mylonites et leur protholite est difficile à déterminer.

Dans les zones les moins déformées, les blocs de basalte montrent des textures reliques, définies par des phénocristaux de clinopyroxène transformés en amphibole verte et des plagioclases inclus dans une mésostase verdâtre partiellement recristallisée (M40). Des agrégats millimétriques d'amphibole verte et de plagioclase apparaissent dispersés dans la mésostase et semblent remplir d'anciennes vésicules.

Les amphibolites sont des roches sombres et leur litage métamorphique est représenté par des niveaux d'amphiboles brunes et de plagioclases avec quelques oxydes (M26).

Les gabbros sont subdoléritiques ou plus rarement à texture de cumulat. Ils contiennent des plagioclases partiellement altérés et des clinopyroxènes complètement transformés en amphiboles vertes (M29, M39). Certains blocs montrent, dans les zones de cisaillement, des agrégats de minéraux fibreux verdâtres-bleuâtres qui se sont révélés être des amphiboles bleues, partiellement rétromorphosées en amphiboles vertes.

L'association de Type II est moins fréquente et renferme de nombreux blocs centimétriques à plurimétriques de roches ultrabasiques, prises dans une matrice de serpentine fibreuse et plus rarement dans du flysch. Les roches ultrabasiques sont tellement serpentinisées que leur lithologie originelle est difficile, voire impossible, à préciser sur le terrain.

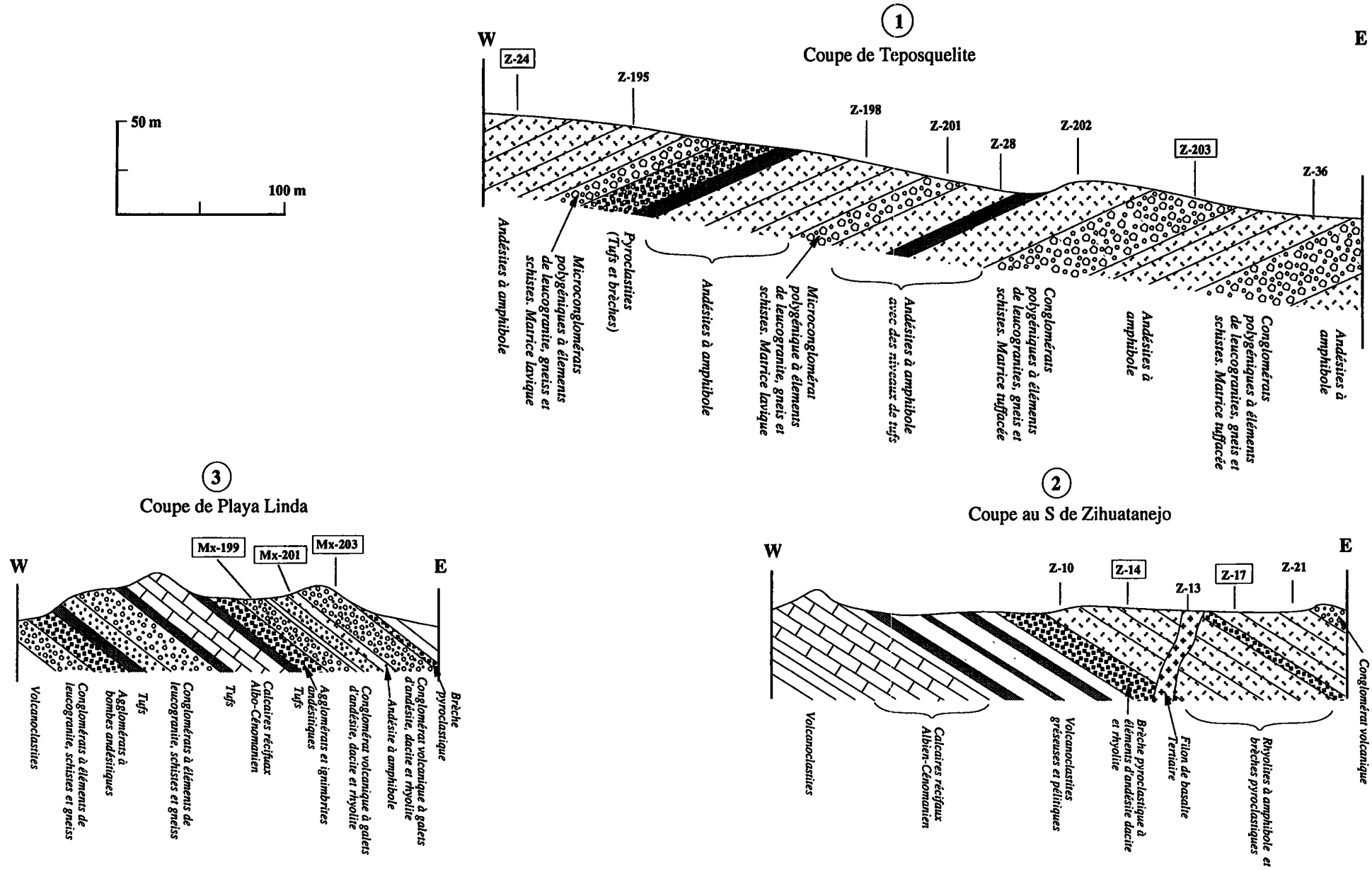


FIG. 89. – Coupes structurales schématiques montrant la succession lithostratigraphique de la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo. La localisation des coupes est indiquée en figure 88. Les numéros encadrés indiquent les échantillons analysés à la microsonde et/ou en roche totale.

FIG. 89. – *Secciones estructurales esquemáticas mostrando la succesión litoestratigráfica de la secuencia volcano-sedimentaria de Zihuatanejo. La localización de las secciones está indicada en la figura 88. Los números enmarcados indican las muestras analizadas en la microsonda y/o en roca total.*

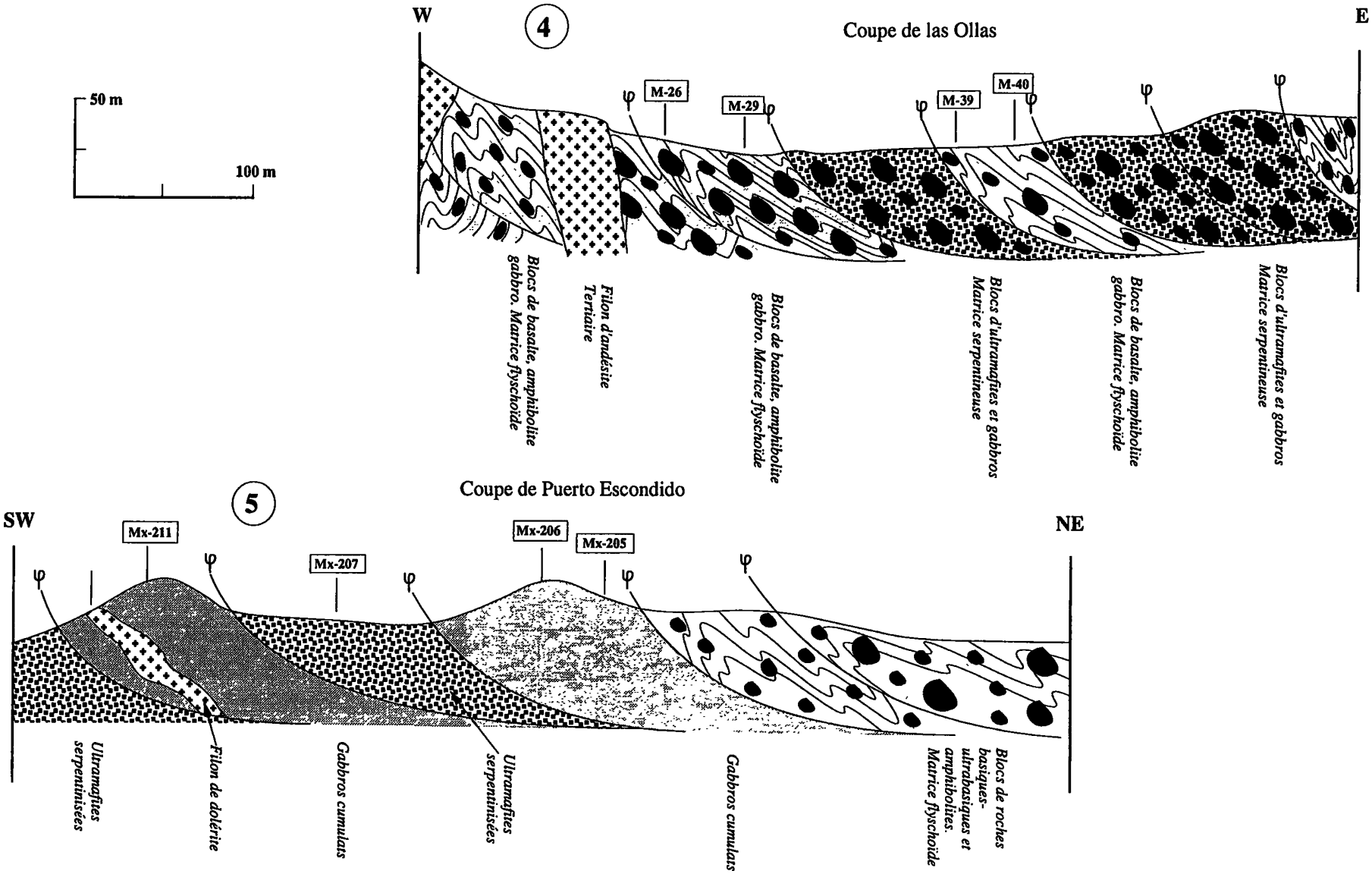


FIG. 89 (suite). – Coupes structurales schématiques montrant la succession lithostratigraphique de la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo. La localisation des coupes est indiquée en figure 88. Les numéros encadrés indiquent les échantillons analysés à la microsonde et/ou en roche totale.

FIG. 89 (continuación). – *Secciones estructurales esquemáticas mostrando la succesión litoestratigráfica de la secuencia volcano-sedimentaria de Zihuatanejo. La localización de las secciones está indicada en la figura 88. Los números enmarcados indican las muestras analizadas en la microsonda y/o en roca total.*

5.2.2. Coupe de Puerto Escondido

A proximité du village de Puerto Escondido (fig. 88), la structure tectonique de ce complexe est identique (coupe 5; fig. 89). Dans les niveaux structuraux les plus bas, les écailles sont représentées par des associations de type II tandis que dans les niveaux structuraux les plus hauts, ce sont des écailles à associations de Type I qui dominent.

Les blocs de **l'association de Type II** sont des gabbros, des pyroxénites et des péridotites affectés par des bandes de cisaillement métriques (pl. 13, fig. 4) renfermant des nids millimétriques à centimétriques d'amphiboles bleues et vertes. Dans les zones non cisaillées, les textures magmatiques sont préservées. La matrice serpentineuse ou volcanoclastique est peu abondante ou manque complètement.

La texture cumulat des gabbros est soulignée par une érosion plus importante des minéraux ferromagnésiens (clinopyroxènes et amphiboles) qui sont en creux, alors que les plagioclases plus résistants forment des bosses. Cette érosion différentielle imprime à la roche un aspect de nid d'abeilles (Mx205, Mx206, Mx207; pl. 13, fig. 3). Parfois, le rubannement des gabbros se marque par une alternance de lits leucocrates anorthositiques et sombres riches en ferromagnésiens. Certains blocs plurimétriques de gabbro sont traversés par des filons métriques de dolérite.

Les datations radiométriques réalisées sur ces gabbros ont donné les âges suivants :

1 - 112 ± 3 M.a ($^{40}Ar/^{39}Ar$ d'après Delgado *et al.*, 1990 sur amphibole magmatique)

2 - 96,3 ± 2,5 Ma (K/Ar d'arpès Delgado, 1982 sur l'amphibole magmatique;)

3 - 40 ± ? Ma (K/Ar sur concentré d'amphibole; M. Bonhomme, cette étude)

4 - 39 ± 3,2 Ma (Rb/Sr sur roche totale)

5 - 33,1 ± 1,5 Ma (K/Ar sur concentré d'amphiboles métamorphiques [Delgado et Morales, 1983]).

Les âges crétacés sont interprétés comme les âges des protholites tandis que les âges tertiaires reflètent le métamorphisme thermique produit par les nombreuses intrusions du Tertiaire moyen (34 à 44 Ma, P. Damon *in* Vidal [1984], Stein *et al.* [1992]).

Les roches ultrabasiques sont serpentinisées mais localement il est encore possible d'observer des roches partiellement conservées. On reconnaît des pyroxénites et des péridotites à olivine ± pyroxène (Mx207).

L'association de Type I renferme des blocs très fortement déformés, centimétriques à métriques, de basaltes, de dolérites, de gabbros et de roches ultrabasiques, pris dans une matrice flyschoïde abondante. Parfois, les blocs manquent complètement.

5.2.3. Conclusions

Dans la région de Zihuatanejo, affleurent deux unités d'arc tectoniquement superposées.

- La séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo, d'âge Albo-Cénomanien, composée d'andésites et de rhyolites interstratifiées avec des volcanoclastites et des pyroclastites, des calcaires récifaux à subrécifaux de l'Albien-Cénomanien et des conglomérats à galets de granite à muscovite ± biotite, de gneiss et de schistes. Il faut noter la présence occasionnelle de couches rouges continentales.

- Une unité type «Mélange» formée de nombreux blocs de roches basiques-ultrabasiques pris dans une matrice de flysch et de serpentine, interprétée comme un «complexe de subduction» daté du Crétacé inférieur.

La présence dans la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo : (1)de laves et de volcanoclastites granoclassées à la base, (2) de pyroclastites au sommet, (3) de calcaires récifaux et de couches rouges continentales, indiquent que cette séquence représente le sommet d'un arc insulaire qui progressivement à la fin de son évolution émerge et devient aérien. Toutefois, l'absence de coulées à débit en coussins et la présence de calcaires récifaux indiquent que le milieu sous-marin était peu profond. De plus, la présence de conglomérats à galets de granite, de muscovite ± biotite et de roches

PLANCHE 13. – Lithologies de la séquence de Zihuatanejo

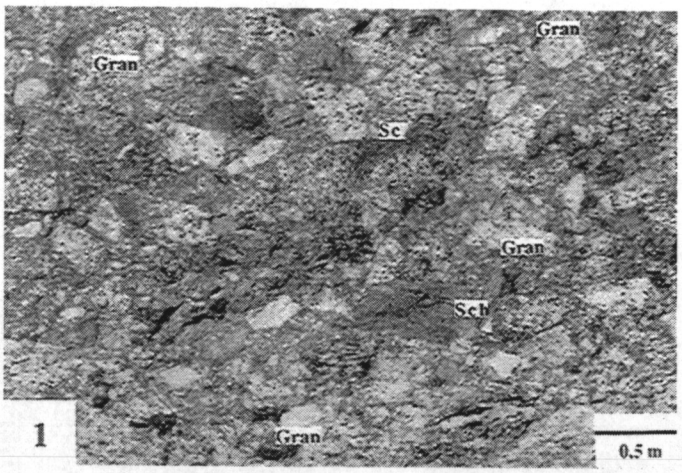
Fig. 1. – Conglomérat polygénique à éléments pluri-centimétriques de leucogranite à muscovite ± biotite et de schistes à muscovite dans une matrice clastique des niveaux de base de la succession lithostratigraphique (coupe de Teposquelite).

Fig. 2. – Niveau de conglomérat polygénique à galets de granite à muscovite, de schistes et de volcanites des niveaux supérieurs de la colonne lithostratigraphique (coupe de Playa Linda).

Fig. 3. – Ignimbrite andésitique montrant des éléments de volcanite et des cristaux cassés de plagioclase pris dans un ciment riche en verre des niveaux supérieurs de la colonne lithostratigraphique (coupe de Playa Linda).

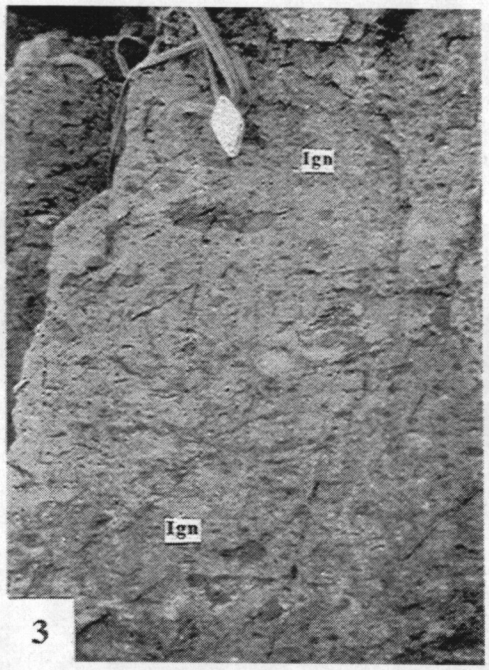
Fig. 4. – Grès volcanoclastiques contenant des fragments de rudistes et nérinées de l'Albien dans les niveaux sommitaux de la colonne lithostratigraphique (coupe au S de Zihuatanejo).

Fig. 5. – Niveaux de brèches pyroclastiques andésitiques à bombes dans les niveaux sommitaux de la succession lithostratigraphique (coupe de Playa Linda).



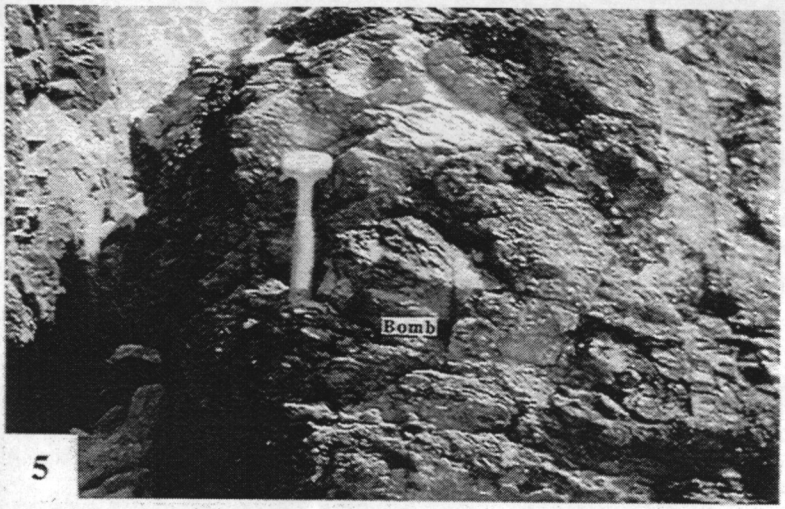
1

2



3

4



5

métamorphiques (gneiss, schistes) suggère que l'arc était proche d'une marge continentale ou d'un bloc continental émergé.

5.3. Caractères pétrographiques et minéralogiques des roches des séries de Zihuatanejo-Las Ollas

Les faciès lithologiques magmatiques et métamorphiques reconnus dans les deux unités décrites ci-dessus peuvent être regroupés en :

(1) laves orogéniques en coulées, en galets ou en fragments dans la séquence de Zihuatanejo;

(2) galets de granites, de gneiss et de schistes dans les conglomérats de la séquence de Zihuatanejo;

(3) blocs ignés et métamorphiques du complexe de Las Ollas.

Nous allons présenter les caractères pétrographiques et minéralogiques des roches des groupes dans l'ordre où ils viennent d'être définis. Le tableau XIV résume les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des associations volcano-plutoniques d'arc de Zihuatanejo et de Las Ollas.

5.3.1. Les laves orogéniques de Zihuatanejo

Ces laves sont représentées par des andésites, des dacites et des rhyolites. Leur distinction est basée sur les teneurs en SiO_2 [Peccerillo et Taylor, 1976]. Les andésites ($53 < SiO_2\% < 63$) sont soit en coulées (coupe de Teposquelite; fig. 89), soit en fragments dans des pyroclastites et volcanoclastites (coupe de Playa Linda; fig. 89). Les dacites ($63 < SiO_2\% < 73$) et les rhyolites ($SiO_2 > 73\%$) sont restreintes au sommet (coupe au S de Zihuatanejo; fig. 89).

On distingue deux types d'andésites : andésites à amphibole et andésites leucocrates.

Les andésites à amphibole (Z24, Mx201, Mx203), très porphyriques (phénocristaux 30-40 % modal) sont à phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles et d'oxydes ferro-titanés. Les cristaux, de 0,1 à 3 mm, sont partiellement ou complètement transformés en albite-oligoclase secondaires ± épidote. Des reliques de plagioclases magmatiques montrent des compositions de labrador (Ab_{50-56}). Les amphiboles prismatiques (0,1 à 2 mm) sont pseudomorphosées en oxydes + actinote + épidote ± plagioclase ± sphène. Les oxydes ferro-titanés subautomorphes, en grains isolés ou regroupés, inclus dans une mésostase fortement colorée par de l'hématite, sont des magnétites ($Magn_{99}$), pauvres en TiO_2, Al_2O_3 et Cr_2O_3.

Les andésites leucocrates (Mx199), extrêmement porphyriques (phénocristaux ≈ 40 % modal), sont particulièrement abondantes dans les pyroclastites de la coupe de Playa Linda; fig. 89). Les plagioclases (< 0,1 à 2 mm) sont complètement remplacés par l'association plagioclase secondaire + mica blanc + épidote et plus rarement par des chlorites et actinotes. Les oxydes ferro-titanés sont millimétriques et rarement transformés en sphène. Les vésicules millimétriques sont à remplissage de calcite et/ou du quartz, ou enfin d'actinote + épidote + plagioclase. La mésostase, anciennement vitreuse, grise ou rouge, renferme des microlites de plagioclase, des grains d'oxydes ferro-titanés et des agrégats d'actinote + épidote ± plagioclase.

Les dacites (Z14, Z17) ont été observées surtout en coulées dans la coupe au S de Zihuatanejo (fig. 89). Ce sont des roches moyennement porphyriques (phénocristaux ≈ 15-20 % modal) à phénocristaux de plagioclases (< 0,5 mm) transformés en mica blanc et épidote et de quartz corrodés. Certaines dacites renferment des actinotes auréolées de cristaux millimétriques d'oxydes de Fe qui représentent des pseudomorphes d'anciennes amphiboles magmatiques. La mésostase, très abondante, est formée d'un mosaïque microgranulaire de plagioclase + oxydes de Fe-Ti ± quartz et renferme parfois du feldspath potassique

Les rhyolites forment des coulées associées aux dacites ou des niveaux ignimbritiques. Elles diffèrent des dacites par une plus grande richesse en quartz et surtout par la présence de phénocristaux de feldspath potassique. Les ignimbrites contiennent de nombreux cristaux, généralement cassés, de plagioclase, d'orthose, de quartz et des oxydes inclus dans une mésostase fluidale riche en verre.

5.3.2. Les galets des conglomérats de Zihuatanejo

Ces galets sont formés de granite, de gneiss et de schistes.

Les granites (Z203) sont à muscovite ± biotite. Les plagioclases sont subautomorphes tandis que les feldspaths potassiques sont plutôt xénomorphes. Le quartz est tardif puisque interstitiel. La muscovite omniprésente est inaltérée alors que la biotite est totalement chloritisée.

Les gneiss sont d'origine ortho. Le litage métamorphique est formé de lits quartzo-feldspathiques alternant avec des biotites. Tous les minéraux sont altérés. Les plagioclases sont destabilisés en mica blanc et plus rarement en épidotes tandis que les feldspaths alcalins sont transformés en minéraux argileux. Les biotites sont partiellement ou complètement transformées en chlorite ± oxydes ± sphène.

Les schistes à chlorite ± muscovite et à deux micas (très rares)sont moins répandus. Les plans de schistosité sont microplissés en «kink band». *Les schistes à chlorite* sont à lits quartzo-feldspathiques et chloriteux. Les chlorites vertes à jaunes moulent les plagioclases et semblent cristallliser à partir d'une matrice finement cristallisée relativement magnésienne. Ces schistes sont vraisemblablement des grès à débris volcaniques. *Les schistes à chlorite et muscovite* sont très comparables

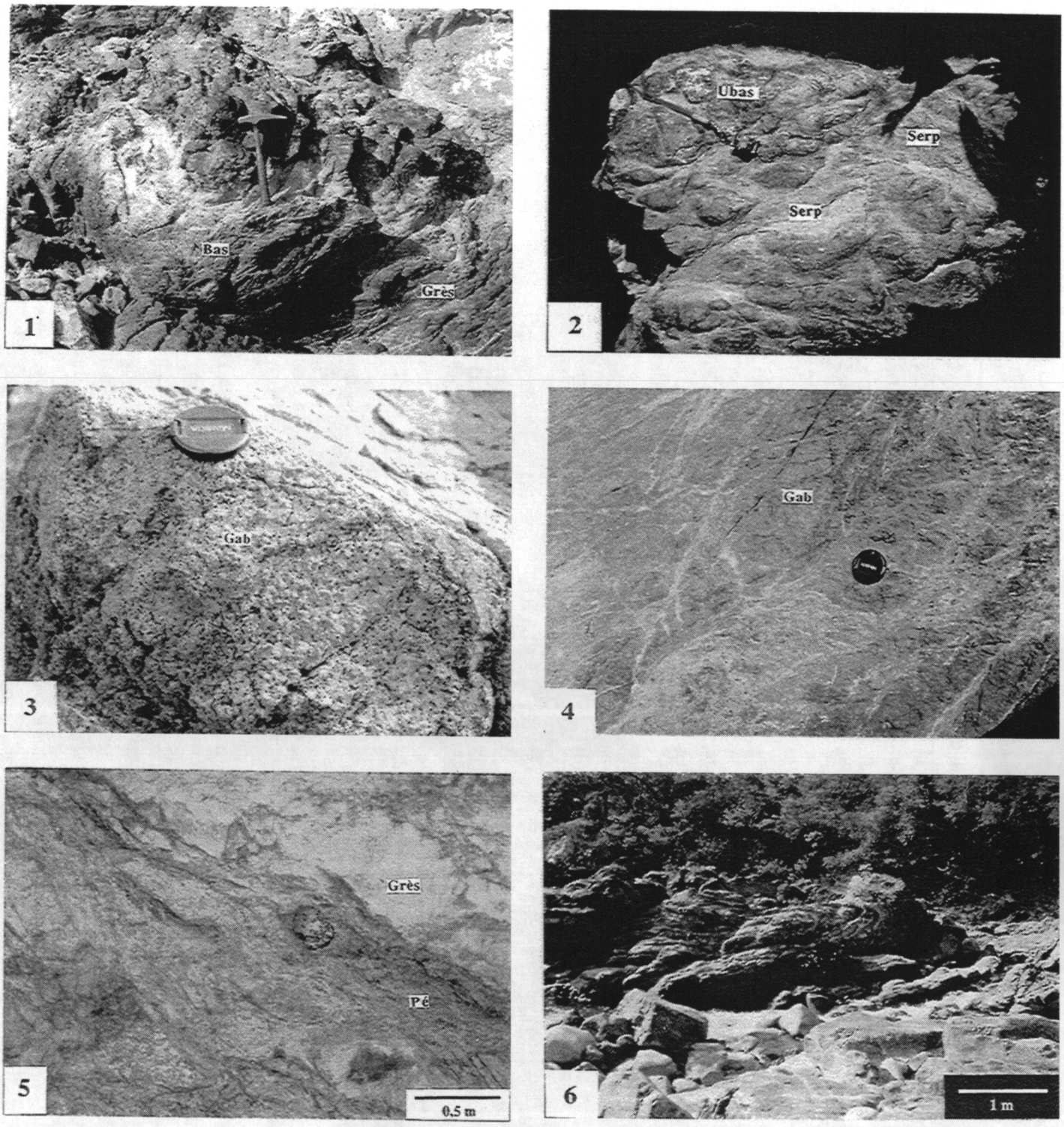


PLANCHE 14. – Lithologies du complexe de subduction de Las Ollas

Fig. 1. – Bloc métrique de basalte pris dans une matrice gréseuse typique de l'association de Type I dans la coupe de Las Ollas.

Fig. 2. – Blocs centimétriques de roches ultrabasiques montrant une forme assymétrique prise dans une matrice de serpentine caractéristique de l'association de Type II dans la coupe de Las Ollas.

Fig. 3. – Détail d'un mégabloc de gabbro cumulat de l'association de Type II dans la coupe de Puerto Escondido.

Fig. 4. – Détail des bandes de cisaillement dans un mégabloc de gabbro cumulat de l'association de Type II dans la coupe de Puerto Escondido.

Fig. 5. – Détail de la matrice cisaillée englobant les blocs de l'association de Type I dans la coupe de Las Ollas.

Fig. 6. – Pli isoclinal cassé dans la matrice clastique de l'association de Type I dans la coupe de Las Ollas.

	Zihuatanejo					Las Ollas					
Echantillon	Mx-199	Mx-201	Mx-203	Z-17	Z-14	M-40	M-26	M-29	M-39	Mx-206	Mx-211
Localité	Playa Linda	Playa Linda	Playa Linda	S de Zihuatanejc	S de Zihuatanejo	Las Ollas	Las Ollas	Las Ollas	Las Ollas	P. Escondido	P. Escondido
Coupe	3	3	3	2	2	4	4	4	4	5	5
Nature	Bloc d'andésite	Andésite	Bloc d'andésite	Dacite	Dacite	Basalte	Amphibolite	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro
SiO2 %	58,27	55,78	61,62	67,34	67,67	52,71	50,72	45,9	48,65	45,64	51,71
TiO2 %	0,6	0,52	0,54	0,64	0,59	0,69	0,78	0,91	0,39	0,13	0,25
Fe2O3 %	5,76	5,66	5,16	4,15	3,84	9,16	7,79	9,49	9,85	6,9	6,98
MgO %	3,45	4,51	1,2	0,39	0,76	5,94	8,53	11,35	10,75	7,34	9
K2O %	1,6	1,06	1,12	2,66	2,66	0,06	0,01	0,17	2,06	0,32	0,16
Cr ppm	126	29	50	8	7	250	208	200	535	323	401
Ni ppm	60	27	31	8	5	46	104	73	163	149	105
Y ppm	13,28	11,77	13,68	19,45	17,94	19,51	17,44	20,47	8,45	4,23	7,76
Zr ppm	58	64	76	252	231	57	33	52	31	14	5
Zr/Yb	50	51,613	68,468	138,46	133,526	30,811	19,643	27,083	34,066	31,818	6,024
Ti/V	29,508	27,368	22,192	76,8	107,273	17,107	23,284	23,636	12,857	11,642	7,937
Ti/Zr	62,069	48,75	42,632	15,238	15,325	72,632	141,818	105	75,484	55,71	300
Zr/Y	4,367	5,438	5,556	12,956	12,876	2,922	1,892	2,54	3,669	3,31	0,644
Eu/Eu*	0,88	0,933	0,91	1,026	0,669	0,971	1,095	1,058	0,941	1,045	0,847
(La/Yb)N	3,77	2,469	5,43	8,66	9,831	0,76	0,91	1,129	1,48	3,927	0,504
Texture	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	Schisteuse	Subdoléritique	Subdoléritique	Mésocumulat	Mésocumulat
Minéralogié ignée	Pg, Amph Oxy-Fe-Ti	Pg, Amph Oxy-Fe-Ti	Pg, Amph Oxy-Fe-Ti	Pg, Oxy Fe-Ti Amph, Q	Pg, FK, Q Oxy Fe-Ti	Cpx, Pg Oxy Fe-Ti		Pg, Cpx Oxy Fe-Ti	Pg, Cpx Oxy Fe-Ti	Pg, Cpx Oxy Fe-Ti	Pg, Cpx; Ol Oxy Fe-Ti
Minéralogie métamorphiqu	Pg, Amph verte Ep	Pg, Amph verte Ep, Chl, Sph	Pg, Amph verte Ep	Pg, Amph verte Ep	Pg, Amph verte Ep	Pg, Amph verte Chl, Sph	Amph, Pg Oxy Fe-Ti	Pg, Amph	Pg, Amph	Pg, Amp bleue Amph verte, Lw Ep, MBlanc	Pg, Amp bleue Amph verte, Ep, MBlanc

TABLEAU XIV. – Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des laves de la séquence de Zihuatanejo et des blocs du complexe de subduction de Las Ollas.

TABLA XIV. – *Tabla recapitulativa de las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las lavas de Zihuatanejo y de los bloques del complejo de subducción de Las Ollas.*

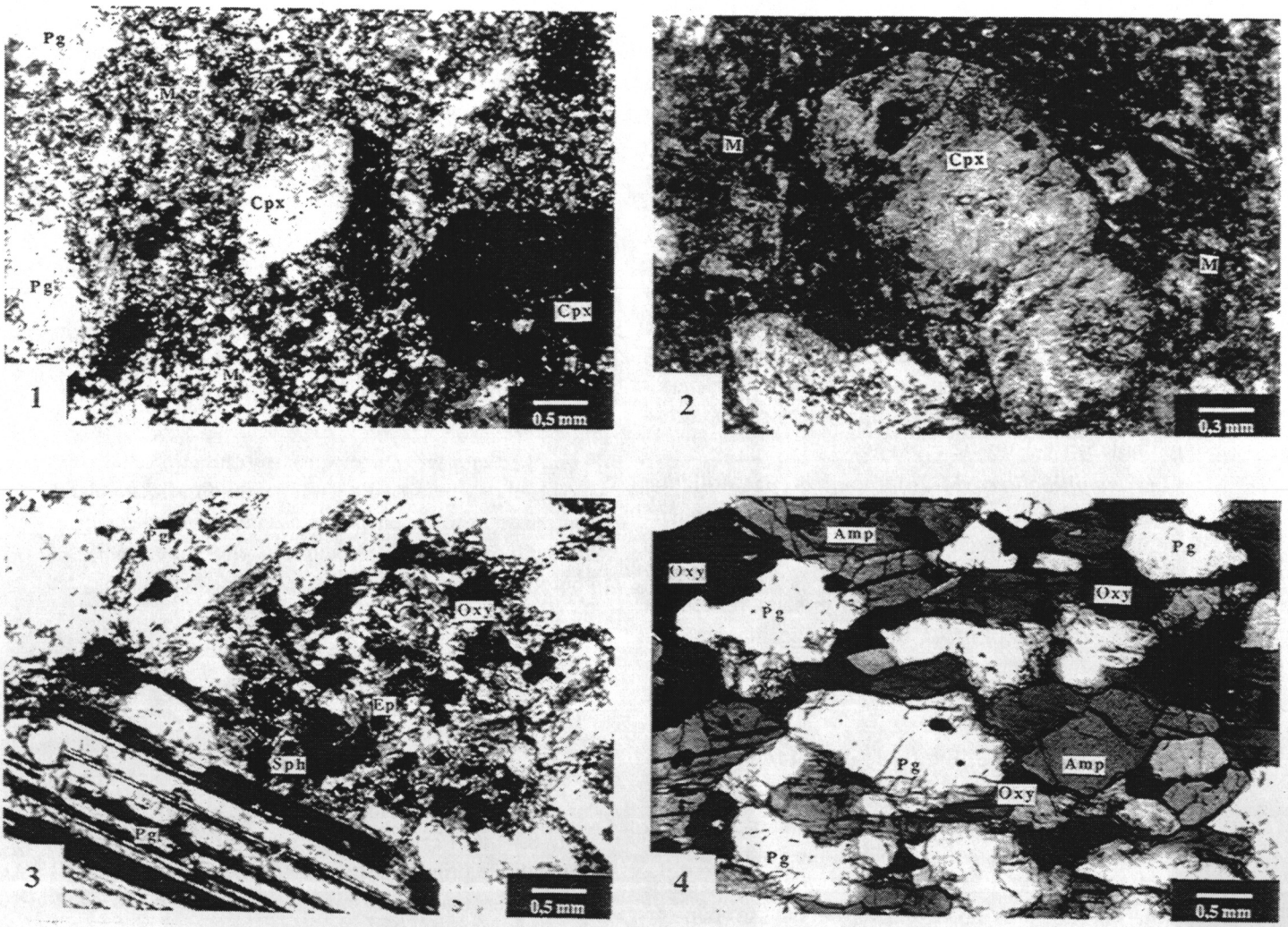


PLANCHE 15. – Texture et minéralogie des blocs du complexe de Las Ollas

Fig. 1. – Texture porphyrique dans un bloc de basalte à clinopyroxène + plagioclase de la coupe de Las Ollas (*M-40*). L. N.

Fig. 2. – Détail d'un phénocristal de clinopyroxène partiellement transformé en amphibole verte dans un bloc de basalte de la coupe de Las Ollas (*M-40*).

Fig. 3. – Texture sub-doléritique dans un gabbro à clinopyroxène de la coupe de Las Ollas (*M-29*).

Fig. 4. – Amphibolite schisteuse à amphibole + plagioclase + oxydes ferro-titanés postérieurement recuite dans la coupe de Las Ollas (*M-54*).

aux précédents mais leur richesse en muscovite suggère que le ciment pélitique de ces anciens grès était beaucoup plus abondant. *Les schistes à deux micas* sont plus grossièrement cristallisés et proviennent d'anciens grès très pélitiques.

5.3.3. Les blocs de roches basiques et ultrabasiques de Las Ollas

Dans le complexe de subduction de Las Ollas, les blocs forment une série basique-ultrabasique constituée de basalte, d'amphibolite, de gabbro, de pyroxénite et de péridotite. La proportion des roches basiques par rapport aux roches ultrabasiques varie d'un endroit à l'autre. Cependant, on observe que globalement, les roches basiques et en particulier les gabbros constituent le type de bloc le plus abondant. Tous les blocs sont plus ou moins déformés. De plus, ils montrent souvent des transformations métamorphiques importantes surtout dans les zones proches des zones de cisaillement et à proximité des intrusions granitiques. Néanmoins, certains blocs conservent dans les coeurs leurs caractéristiques magmatiques. Dans cette partie nous allons décrire seulement les caractéristiques magmatiques des blocs. La pétrographie métamorphique des blocs sera traitée ultérieurement.

Les basaltes (M40) sont pétrographiquement et minéralogiquement très homogènes. Ils sont moyennement porphyriques (phénocristaux ≈ 10-15 % modal); leurs phénocristaux sont constitués de clinopyroxènes,

de plagioclases et d'oxydes de Fe et Ti. Les clinopyroxènes sont systématiquement transformés en ouralites + plagioclases ± oxydes (pl. 15, fig. 1 et 2). Les plagioclases en lattes millimétriques sont remplacés par des plagioclases secondaires plus riches en Na, parfois associés à l'épidote et à l'actinote. Les oxydes montrent des compositions variant depuis des magnétites ($Magn_{97-100}$, $Chrom_{0-3}$) jusqu'aux ilménites (Ilm_{93-96} $Hém_{4-7}$). Ils sont parfois partiellement transformés en sphène. Les vésicules environ 1-2 mm), bien que peu abondantes sont remplies par du quartz ou une association de plagioclases secondaires riches en Na et des actinotes-trémolites. La mésostase apparaît complètement recristallisée en plagioclase secondaire + amphibole verte + quartz ± oxydes.

Les amphibolites (M-26) montrent une foliation magmatique exprimée par une alternance de lits d'amphiboles + oxydes ferro-titanés et de plagioclases. Ces roches sont finement grenues sauf quand elles sont recristallisées. Les contacts entre les cristaux présentent des points triples (pl. 15, fig. 4), suggérant une re-équilibrage thermique, lié à la mise en place des plutons tertiaires (cf. métamorphisme des séries d'arc de Zihuatanejo-Las Ollas).

Les gabbros (M29, M39, Mx205, Mx206, Mx207) représentent les faciès les plus abondants et les plus diversifiés. Leur texture est subdoléritique ou cumulative. Les faciès subdoléritiques prédominent dans la coupe de Las Ollas alors que les gabbros cumulats et rubanés s'observent surtout dans la coupe de Puerto Escondido (fig. 89).

Les gabbros subdoléritiques (M29, M39) sont formés de lattes (2-4 mm) de plagioclases, cimentées par des clinopyroxènes, des oxydes ferro-titanés et des minéraux secondaires (pl. 15, fig. 3). Les plagioclases sont plus ou moins complètement transformés en plagioclases secondaires (+ Na) seuls ou associés aux épidotes ± amphiboles vertes ± micas blancs (saussurite). Les clinopyroxènes (0,5-3 mm) sont soit totalement ouralitisés (amphiboles vertes + plagioclases + oxydes), soit recristallisés en pyroxènes métamorphiques de haute température (cf. Minéralogie métamorphique).

Les gabbros rubanés à texture de cumulat (Mx205, Mx206, Mx211) sont formés de lits décimétriques anorthosiques alternant avec des passées mélanocrates constituées de plagioclase + clinopyroxène + oxydes de Fe-Ti ± olivine (?). Leur texture mésocumulat montre les minéraux ferromagnésiens en cumulus, cimentés par les plagioclases qui représentent la phase intercumulus. La richesse en plagioclases varie beaucoup d'un échantillon à l'autre. Certains faciès sont si leucocrates qu'ils sont formés de quelques cristaux isolés de ferromagnésiens qui «nagent» dans un ciment plagioclasique. Les clinopyroxènes automorphes sont complètement pseudomorphosés en amphiboles vertes + plagioclases ± serpentines alors que les plagioclases xénomorphes présentent des altérations identiques à celles observées dans les faciès subdoléritiques. Les oxydes ferro-titanés sont les seules phases magmatiques conservées. Leurs compositions varient depuis des magnétites ($Magn_{97-100}$ $Chrom_{0-3}$) à des ilménites (Ilm_{50-93} $Hém_{0-14}$).

Les ultramafites (Mx207) sont formées soit presque exclusivement de clinopyroxènes (clinopyroxénites), soit d'olivines associées à des orthopyroxènes et des clinopyroxènes (werhrlites et lherzolites). A l'exception des clinopyroxénites, ces roches sont quasi complètement serpentinisées. Elles ne sont alors reconnaissables que par leurs textures cumulats.

Les clinopyroxénites grossièrement cristallisées montrent des textures d'adcumulat ou d'orthocumulat et renferment parfois un peu d'olivine et de plagioclase. Les clinopyroxènes subautomorphes montrant des couronnes réactionnelles d'amphiboles vertes ± oxydes de Fe.

Les dunites sensu lato, sont à texture mésocumulat avec les péridots en cumulus, altérés en antigorite maillée, cimentés par un feutrage d'amphiboles vertes et de serpentines.

Les werhlites et les lherzolites représentent les faciès les plus répandus dans la coupe de Puerto Escondido (fig. 89). A l'exception de rares clinopyroxènes, la minéralogie primaire est complètement oblitérée par la serpentinisation et les minéraux métamorphiques liés aux intrusions tertiaires. Toutefois, les textures magmatiques sont relativement préservées car les minéraux ont conservé leur forme antérieure. Les textures d'adcumulat sont les plus communes. Les olivines à inclusions de spinelles chromifères et les orthopyroxènes sont entièrement serpentinisés (antigorite, chrysotile ?). Les clinopyroxènes sont partiellement pseudomorphosés en bastites. Le plagioclase rarement présent est partiellement transformé en calcite ou en produits micacés.

5.4. Métamorphismes des séries d'arc de Zihuatanejo-Las Ollas

Les observations microscopiques fines et les analyses à la microsonde des phases magmatiques et métamorphiques des roches des unités de Zihuatanejo et de Las Ollas ont permis de mettre en évidence deux épisodes métamorphiques bien distincts :

- (1) un métamorphisme haute pression-basse température (HP-BT), présent seulement dans les blocs du complexe du subduction de Las Ollas.

- (2) un métamorphisme basse pression-moyenne à forte température (BP-HT), observé dans les deux unités et induit par les intrusions tertiaires.

Nous nous proposons de décrire les caractéristiques

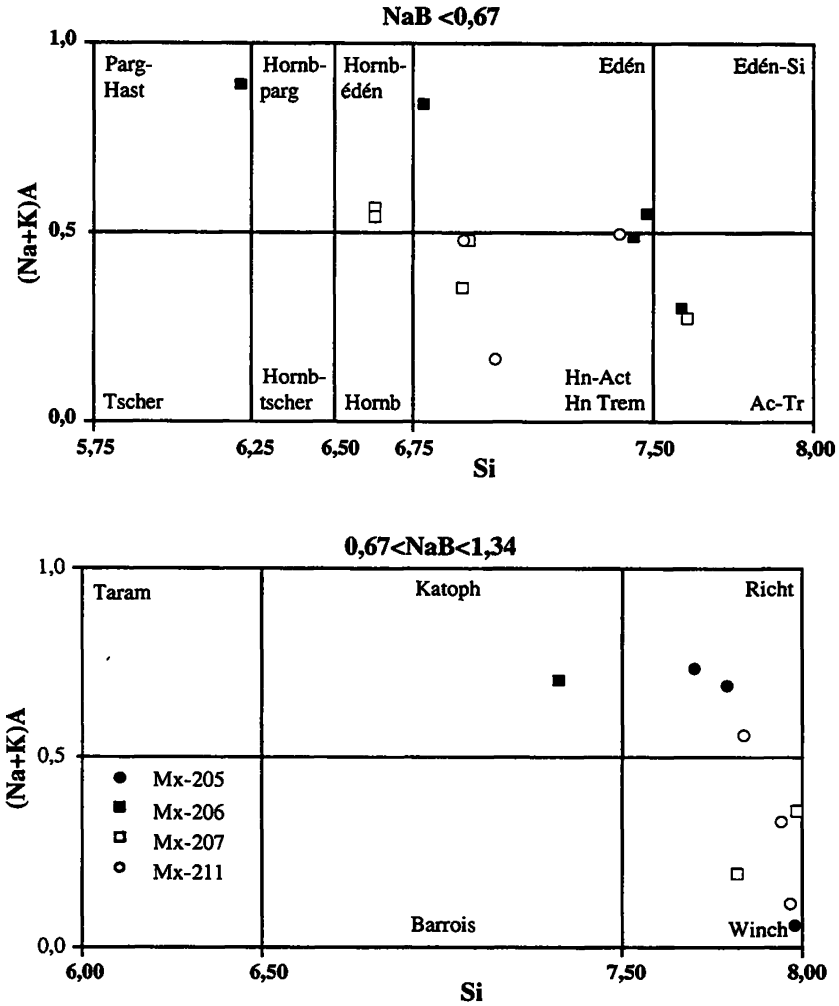


FIG. 90. – Compositions des amphiboles bleues des blocs du complexe de subduction de Las Ollas dans le diagramme de classification de Leake [1978].

FIG. 90. – *Composiciones de los anfíboles azules de los bloques del complejo de subducción de Las Ollas en el diagrama de clasificación de Leake [1978].*

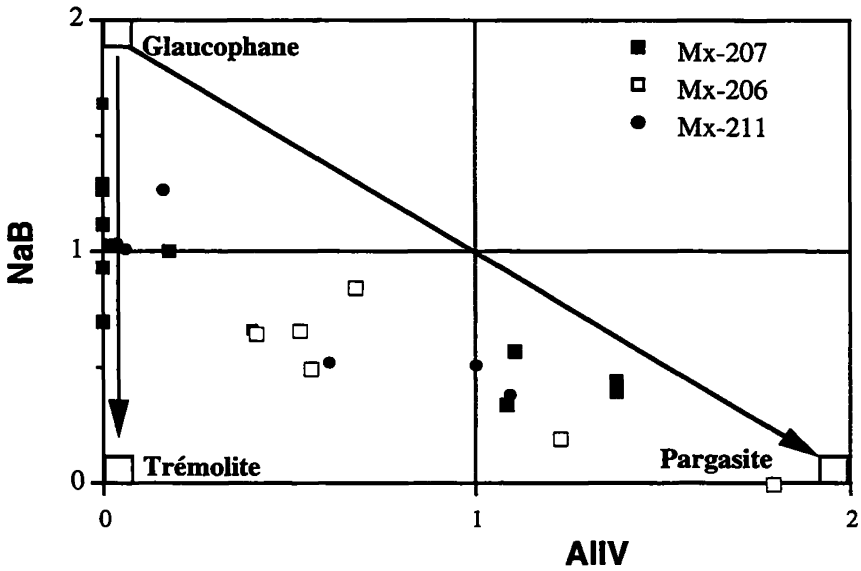


FIG. 91. – Diagramme NaB en fonction de l'Al^{IV} des amphiboles bleues de Las Ollas montrant les deux principaux types de substitution : trémolitique et pargasitique [d'après Deer *et al.*, 1980].

FIG. 91. – *Diagrama NaB en función del Al^{IV} de los anfíboles azules de Las Ollas mostrando los dos tipos principales de substituciones : tremolítica y pargasítica [según Deer et al., 1980].*

texturales et minéralogiques liées à ces deux métamorphismes. Cependant, du fait que seulement quelques échantillons ont été analysés, nous n'avons pas pu déterminer les variations spatiales de ces métamorphismes. Seules les paragenèses complétées par les compositions chimiques sont décrites.

5.4.1. Le métamorphisme haute pression-basse température (HP-BT)

Les associations minérales représentatives de ce métamorphisme n'ont été observées que dans les zones de cisaillement (pl. 14, fig. 4) présentes dans quelques

Ech	Mx-205	Mx-205	Mx-205	Mx-205	Mx-205	Mx-207	Mx-207	Mx-207	Mx-207	Mx-211	Mx-211	Mx-211
Roche	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Gabbro	Gabbro	Gabbro
N° Anal	4	12	31	43	65	97	102	105	119	98	130	146
Si	6,473	6,193	6,640	6,673	6,336	5,616	5,597	5,665	5,710	6,022	5,545	6,159
AlIV	1,527	1,807	1,360	1,327	1,664	2,384	2,403	2,335	2,290	1,978	2,455	1,841
Fe	0,360	0,390	0,334	0,274	0,356	1,693	1,887	1,930	1,848	2,485	2,235	2,339
Mg	10,016	9,658	9,910	10,043	9,654	7,436	7,256	7,231	7,232	6,480	7,010	6,835
Ca	0,004	0,017	0,033	0,016	0,002	0,024	0,035	0,026	0,033	0,108	0,015	0,029
Na	0,004	0,008	0,000	0,049	0,011	0,015	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000
XFe	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,19	0,21	0,21	0,21	0,28	0,24	0,26
%Chl	0,98	0,97	0,92	0,93	0,94	0,91	1,00	1,00	0,98	0,90	1,03	0,92
T (°C)	184	229	157	152	206	322	325	314	307	256	333	234

TABLEAU XV. – Tableau récapitulatif des compositions, des proportions de chlorite et des températures des chlorites associées aux amphiboles bleues dans les blocs du complexe de Las Ollas.

TABLA XV. – *Tabla recapitulativa de las composiciones, propociones de clorita y las tempreraturas de las cloritas asociadas de anfibol azul en los bloques del complejo de Las Ollas.*

Echantillon	Paragénèses
Mx-205	Amphibole bleue + Trémolite Amphibole bleue + Trémolite + Chlorite Trémolite + Chlorite
Mx-206	Amphibole bleue + Lawsonite + Mica Blanc Amphibole bleue + Lawsonite
Mx-207	Amphibole bleue + Mica blanc + Chlorite Amphibole bleue + Chlorite
Mx-211	Amphibole Bleue + Chlorite

TABLEAU XVI. – Tableau récapitulatif des paragenèses métamorphiques HP-BT observées dans les blocs du complexe de Las Ollas.

TABLA XV.I – *Tabla recapitulativa de las paragénesis metamórficas HP-BT observadas en los bloques del complejo de Las Ollas.*

blocs échantillonnés à Las Ollas et à Puerto Escondido. Les minéraux de haute pression sont plus ou moins totalement transformés par un métamorphisme de pression plus faible mais de température plus élevée. Les différences de compositions chimiques entre les minéraux produits par les métamorphismes HP-BT et BP-HT permettent de les distinguer facilement. Toutefois, afin d'éviter des erreurs d'interprétation qui pourraient conduire à un recensement incorrect, nous n'avons considéré que les minéraux se trouvant en contact et ne présentant aucune réaction. De tels critères réduisent considérablement le nombre de minéraux appartenant au métamorphisme HP-BT qui sont les suivants : amphiboles bleues, lawsonite, trémolites, chlorites magnésiennes et micas blancs. Dans l'échantillon Mx207, l'amphibole bleue est bien associée au clinopyroxène mais elle forme une auréole de réaction autour de ce minéral (pl. 16, fig. 1 et 3) indiquant que ces deux minéraux cohabitent mais ne sont pas à l'équilibre. D'ailleurs, le clinopyroxène montre une composition de diopside identique à celle des cristaux formés durant le métamorphisme BP-HT et considérés comme stables durant ce métamorphisme.

5.4.1.1. Minéralogie

Les amphiboles bleues

Les amphiboles bleues sont avec la lawsonite les minéraux caractéristiques du métamorphisme HP-BT. Les amphiboles bleues, associées à la lawsonite, aux clinopyroxènes et plus rarement aux trémolites et chlorites cristallisent toujours à l'intérieur des bandes de cisaillement, en baguettes isolées et déformées ou auréolant des pyroxènes (pl. 16, fig. 1 à 4). Elles sont

fortement pléochroïques et colorées en bleu clair à foncé ou bleu verdâtre.

Les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes ne tiennent pas compte du partage du Fe; tout le Fe étant exprimé sous forme de Fe^{2+}. Ces amphiboles montrent des compositions chimiques très variables. D'après la classification de Leake [1978], ce sont des amphiboles calco-sodiques de type katophorite, richtérite ou winchite et des amphiboles calciques (pargasites, hornblendes édénitiques, édénites, hornblendes trémolitiques et trémolites; fig. 90) anormalement enrichies en sodium. Un seul cristal a montré une composition de glaucophane.

Les teneurs en SiO_2 (40,84-56,01%), Al_2O_3 (2,65-14,20%), FeO (11,26-22,54%) et MgO (6,37-15,12%) sont très variables. Les teneurs en Na_2O (2,33-6,29%) sont relativement basses comparées à celles des amphiboles sodiques [Deer *et al.*, 1980], mais elles sont compensées par des teneurs en CaO (2,35-12,76%) élevées. Les teneurs en K_2O sont inférieures à 1%. On observe une bonne corrélation négative entre SiO_2 d'une part et Al_2O_3 et CaO d'autre part. Inversement, l'enrichissement en Na_2O est couplé à l'augmentation de SiO_2. Les larges variations de composition ainsi que les corrélations entre les différents éléments suggèrent l'intervention de substitutions importantes des molécules de trémolite et de pargasite [Goodge, 1989]. Ces substitutions sont clairement observées dans le diagramme qui oppose l'Al^{IV} au Na_B (fig. 91). En effet, les points représentatifs des amphiboles s'alignent soit parfaitement sur l'ordonnée Na_B entre les pôles glaucophane-trémolite, soit de manière plus dispersée parallèlement à la droite glaucophane-pargasite. Ces deux tendances expriment des substitutions glaucophane-trémolite et amphiboles calciques-pargasites sodiques.

Les substitutions de type trémolite sont courantes dans les amphiboles sodiques de haute pression [Goodge, 1989; Grunow *et al.*, 1992]. Par contre, les substitutions de type pargasitique n'ont jamais été décrites à notre connaissance. Ainsi, la richesse en pargasite dans les amphiboles bleues peut être expliquée ainsi :

- ces amphiboles riches en pargasites ont cristallisé en même temps que les amphiboles sodiques dans des conditions thermodynamiques particulières qu'il faudrait préciser;
- ces amphiboles riches en pargasite représentent une transformation partielle des amphiboles sodiques liée à une diminution de la pression lors de la remontée du complexe de subduction;
- ces amphiboles riches en pargasite représentent une tranformation incomplète des amphiboles sodiques lors du métamorphisme thermique BP-HT tardif lié aux plutons tertiaires.

De ces trois hypothèses, la deuxième nous semble la moins vraisemblable, compte tenu qu'une telle transformation requiert une très longue période pour permettre aux amphiboles de se re-équilibrer lors d'une lente remontée des roches affectées par un métamorphisme de haute pression. D'un autre côté, le nombre réduit des échantillons étudiés et le caractère local de l'échantillonnage ne nous permet pas de favoriser une des deux autres hypothèses.

Les lawsonites

La mise en évidence de la lawsonite s'est faite uniquement à partir d'observations à très fort grossissement et surtout grâce aux analyses chimiques, réalisées à la microsonde car ce minéral a cristallisé en tous petits grains arrondis. La lawsonite n'a été trouvée que dans un gabbro (Mx-206) en auréole autour des amphibole bleues ou incluse dans ces amphiboles ou dans des plagioclases calciques associés à ces mêmes amphiboles.

Les compositions de lawsonite sont très homogènes. Les éléments, autres que SiO_2, Al_2O_3 et CaO, sont absents ou présents en très faibles quantités, à l'exception d'une lawsonite anormalement enrichie en Na_2O (Na_2O = 3,44%). Les teneurs en Si cationique (sur la base de 8 oxygènes) sont systématiquement élevées (> 2) alors que les teneurs en Al (1,747-1,817) et en Ca (0,689-0,855) sont faibles. Ces compositions donnent les formules chimiques et structurale suivantes : $Ca_{0,69-0,85}\ Al_{1,7-1,8}\ Si_{2,22-2,26}$.

Les trémolites

Des amphiboles trémolitiques associées aux amphiboles bleues et aux chlorites magnésiennes n'ont été observées que dans un gabbro cumulat (Mx-205) de la coupe de Puerto Escondido. Elles apparaissent généralement en agrégats fibreux, plus rarement en aiguilles isolées, incolores ou vert clair.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 23 oxygènes en considérant tout le fer comme du Fe^{2+}. Les trémolites sont chimiquement très homogènes. D'après la classification de Leake [1978], elles se placent dans le champ des trémolites riches en Si (fig. 92). Elles sont pauvres en Na_2O (<0,4 %), K_2O (<0,9 %) et Al_2O_3 (<0,8 %; à l'exception d'une trémolite renfermant 2,35 % d'alumine).

Les chlorites

Les chlorites sont présentes dans presque tous les blocs de Las Ollas. Elles ont été analysées dans deux gabbros (Mx205, Mx211) et dans une pyroxénite (Mx207) de la coupe de Puerto Escondido (fig. 88 et

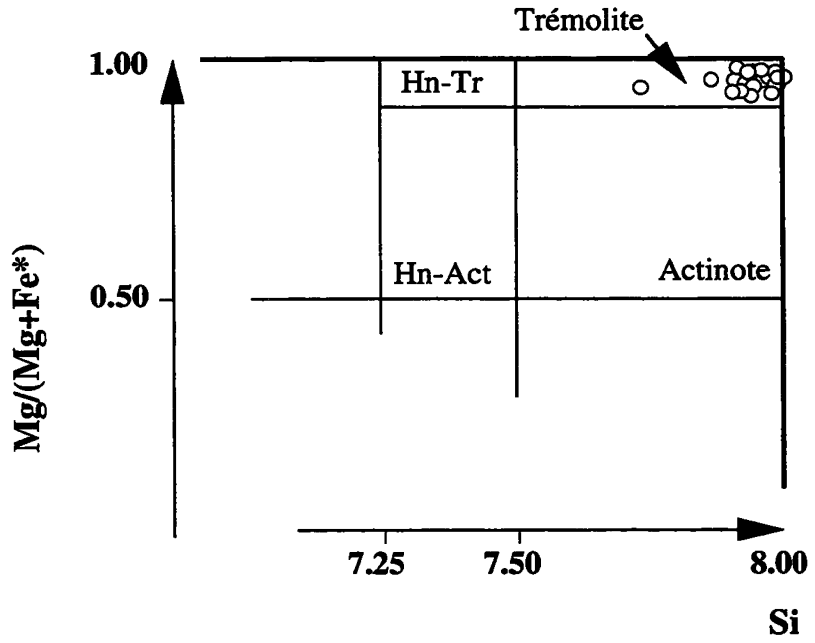


FIG. 92. – Compositions des amphiboles trémolitiques des blocs du complexe de Las Ollas dans la classification de Leake [1978].

FIG. 92. – *Composiciones de los anfíboles tremolíticos de los bloques del complejo de Las Ollas en la clasificación de Leake [1978].*

89). Elles cristallisent en petites fibres millimétriques associées aux amphiboles bleues et aux trémolites. Par contre, elles sont absentes lorsque ces amphiboles cohabitent avec les lawsonites. Elles sont vertes, parfois bleuâtres quand elles sont magnésiennes, mais toujours légèrement pléochroïques.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 28 oxygènes. Tout le fer est exprimé sous forme de Fe^{2+}. Les chlorites montrent des compositions relativement diversifiées. Dans le diagramme de classification de Hey [1954], elles se répartissent dans les champs de la pycnochlorite, de la shéridanite, du clinochlore et de la peninne mais la majorité des chlorites ont des compositions de clinochlore et peninne (fig. 93).

Les compositions des chlorites analysées sont résumées dans le tableau XV. Leurs teneurs en SiO_2 (26,19-34,74 %), MgO (21,27-35,77 %) et FeO (1,70-23,75 %) sont variables alors que leurs concentrations en Al_2O_3 (18,61-21,27 %) sont homogènes, à l'exception des chlorites de l'échantillon Mx-205 qui sont plus pauvres en Al_2O_3 (12,19-15,25 %). L'extrême pauvreté en CaO (≤ 0,5%), Na_2O (≤ 0,06%) et K_2O (≤ 0,011%) de ces chlorites (concentrations au-dessous du seuil de détection) indiquent qu'elles ne renferment pas de smectites et qu'elles sont presque pures. Le calcul du pourcentage chlorites-smectites suivant la méthode de Bettison et Shiffman [1988] confirme bien que ce sont des minéraux presque sans smectites (% Chl = 0,90-1,03).

Les micas blancs

Les micas blancs n'ont été trouvés qu'en très faible quantité dans un gabbro (Mx-206) et une pyroxénite (Mx-207) de la coupe de Puerto Escondido. Ils forment des agrégats microcristallins à la périphérie des amphiboles bleues. Leurs compositions sont homogènes, caractérisées par de faibles rapports Si/Al (1,6), classiques des muscovites [Deer *et al.*, 1980]. Toutefois, il n'est pas exclu que ces muscovites représentent d'anciennes phengites transformées lors du métamorphisme thermique.

5.4.1.2. Paragenèses métamorphiques et conditions du métamorphisme

Les paragenèses caractéristiques du métamorphisme HP-BT recensées dans les échantillons étudiés ne sont

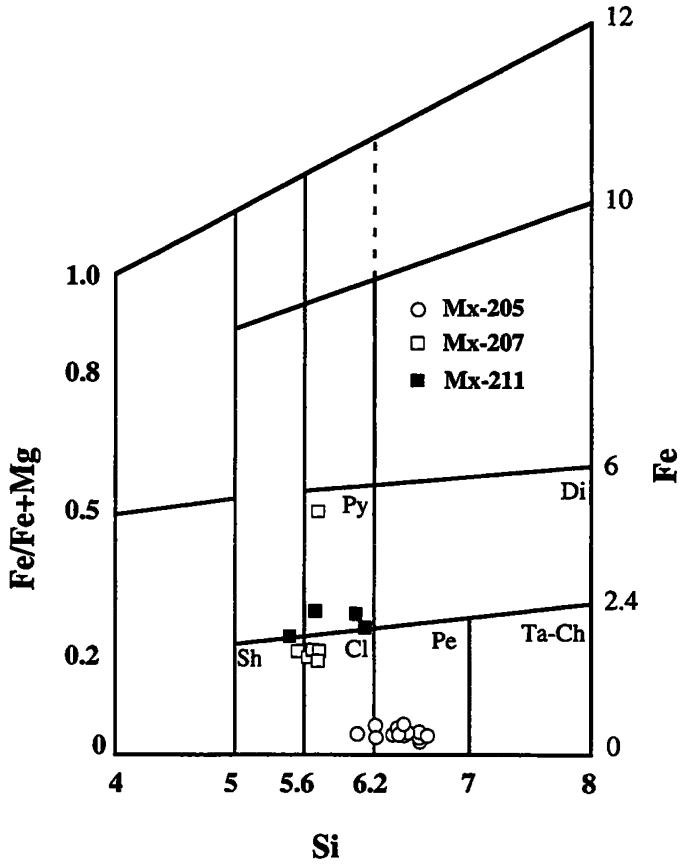


FIG. 93. – Compositions des chlorites HP-BT des blocs du complexe de Las Ollas dans la classification de Hey [1954].

Fig. 93. – Composiciones de las cloritas HP-BT de los bloques del complejo de Las Ollas en la clasificación de Hey [1954].

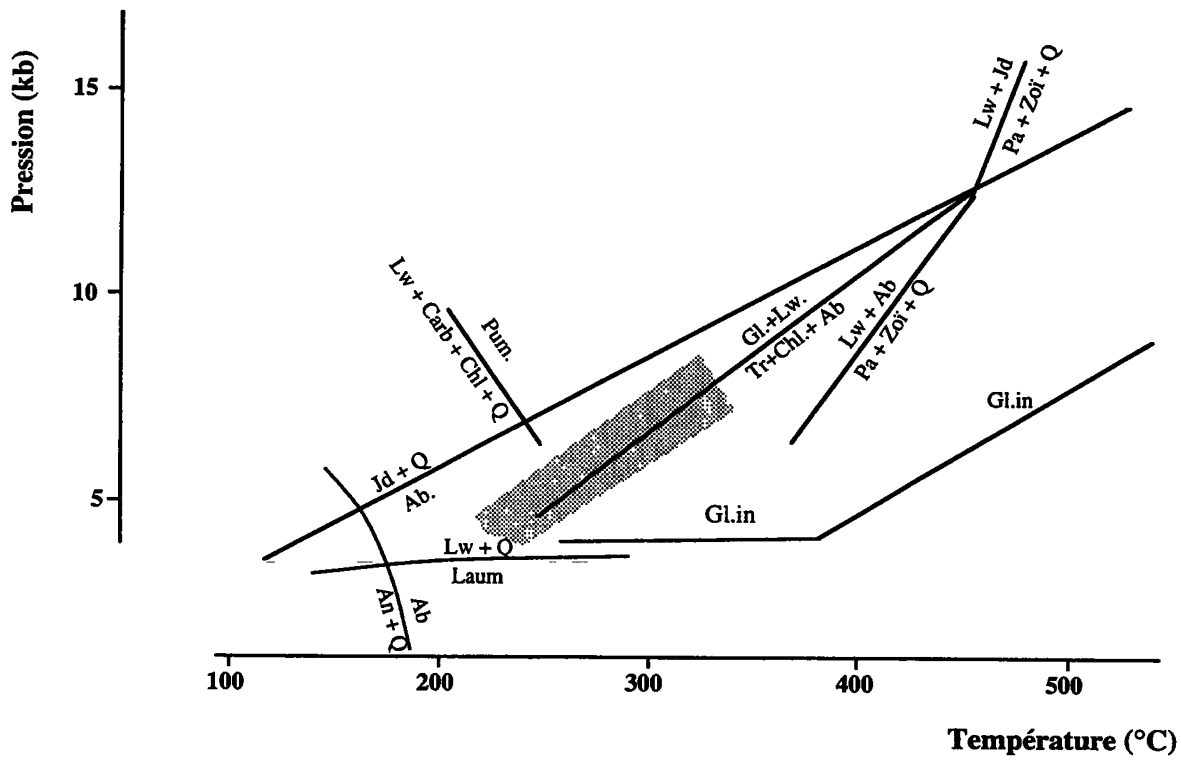


FIG. 94. – Grille pétrogénétique montrant le champ des conditions de P/T déduites pour le métamorphisme HP-BT du complexe de subduction de Las Ollas. [d'après plusieurs sources *in* Kienast et Rangin, 1982].

FIG. 94. – *Diagrama petrogenético mostrando el campo de condiciones de P/T deducidas para el metamorfismo HP-BT del complejo de subducción de Las Ollas [según varias fuentes in Kienast y Rangin, 1982].*

Minéralogie / Echantillon	Zéolites	Plagioclase	Amphibole	Epidote	Clinopyroxène	Chlorite	Olivine	Oxydes	Sphène	Grenat	Wollastonite
Z-24		Ab94-98									
M-40		Ab59-92									
Mx-205											
Mx-206		Ab0-3									
Mx-207		Ab0-3									
Mx-211		Ab37-50									
Mx-219		Ab19-31									

TABLEAU XVII. – Distribution des minéraux métamorphiques BP-HT dans les échantillons analysés. Les compositions des plagioclases de chaque échantillon sont également indiquées.

TABLA XVI.1 – *Distribución de los minerales metamórficos BP-HT en las muestras estudiadas. Las composiciones de las plagioclasas de cada muestra han sido también indicadas.*

représentées que par des amphiboles bleues et associées à quelques minéraux qui varient d'un échantillon à l'autre (tableau XVI). Ainsi par exemple, les trémolites ne sont associées à l'amphibole bleue que dans un gabbro (Mx205) alors que les lawsonites n'apparaissent que dans un autre gabbro (Mx-206). Les paragenèses à amphiboles bleues + chlorites magnésiennes ± mica blanc sont présentes dans trois autres échantillons (Mx205, Mx207, Mx211).

Ces paragenèses sont caractéristiques du faciès schistes bleus [Liou, 1977; Winkler, 1979; Liou *et al.*, 1987; Perchuk et Aranovich, 1980] et sont comparables à celles décrites dans plusieurs complexes de subduction péri-pacifiques affectés par un métamorphisme HP-BT. Goodge [1989] signale la présence d'une zone à amphibole bleue + lawsonite ± épidote ± phengite ± magnétite dans les schistes triasiques de Stuart Fork des Klamath (N. Californie). Ernst [1980] décrit l'association amphibole bleue + lawsonite + jadéite dans le «Franciscain» des «Coast ranges». Au Mexique, Kienast et Rangin [1982] signalent la présence d'amphibole bleue + lawsonite + jadéite dans les mélanges de l'île de Cedros, en Basse Californie.

Le petit nombre de minéraux associés aux amphiboles bleues et l'absence de paragenèses à épidotes (zoïsite), pyroxènes ou laumontite dans les blocs de Las Ollas interdisent de déterminer avec précision le champ de stabilité de l'association amphibole bleue + lawsonite [Winkler, 1979]. D'après la grille pétrogénétique présentée par Kienast et Rangin [1982], cette association amphibole bleue + lawsonite est stable à des températures comprises entre 230° et 460° C pour des pressions de l'ordre de 5 à 11 kb (fig. 94). La présence des paragenèses à trémolite + chlorite évoque des conditions de P-T similaires [Perchuk et Aranovich, 1980]. D'ailleurs, il est fort probable que la réaction trémolite + chlorite + albite ⇔ glaucophane + lawsonite ait eu lieu dans certaines roches de Las Ollas. Si c'est le cas, le métamorphisme des blocs du complexe de subduction de Las Ollas pourrait se situer le long de la ligne Gl + Lw = Tr + Chl + Alb dans la grille présentée figure 94.

La présence de chlorites pures associées à l'amphibole bleue + lawsonite nous permet d'affiner les conditions de P/T déduites précédemment. En effet, on peut estimer les températures en utilisant le géothermomètre des chlorites formées lors de métamorphismes hydrothermaux [Cathelineau, 1985, 1988; Schiffman et Fridleifsson, 1991] et de bas degré (basse pression- basse température; Bevins *et al.* [1991]). Les températures calculées à partir des chlorites analysées en utilisant le géothermomètre de Cathelineau [1988] sont présentées dans le tableau XV. Les chlorites presque pures des blocs de Las Ollas se seraient formées à des températures comprises entre 152°-333° C, comparables à celles déduites des champs de stabilité de la paragenèse amphibole bleue + lawsonite. Dans deux échantillons (Mx-207 et Mx-211) les températures estimées sont plus homogènes et relativement élevées (256 < T°C < 333). Dans l'échantillon Mx-205, les températures sont également homogènes mais nettement plus basses (152 < T°C< 229). On pourrait penser que l'estimation de ces températures plus basses sont liées au fait que les chlorites de cet échantillon Mx-205 sont légèrement plus enrichies en smectites (0,92 < %Chl < 1,00) que celles présentes dans les échantillons Mx-207 et Mx-211. Il apparaît peu vraisemblable que ce soit le cas, compte tenu du faible % de smectites contenues dans ces chlorites quel que soit l'échantillon. Les différences en composition des chlorites, notamment les teneurs en Al^{IV}, sont vraisemblablement liées aux compositions des roches hôtes ou des variations locales de température de ce métamorphisme.

Ainsi, si l'on prend en considération les températures calculées à partir des chlorites ainsi que le champ de stabilité de la réaction Gl + Lw = Tr + Chl + Alb, on peut considérer que les blocs du complexe de subduction de Las Ollas ont été métamorphisés à des

---

PLANCHE 16. – Minéralogie métamorphique des roches de Zihuatanejo et Las Ollas ►

Fig. 1. – Amphiboles bleues (Amph 1) à inclusions de clinopyroxène et partiellement transformées en amphiboles vertes (Amph 2) dans un bloc de gabbro de la coupe de Puerto Escondido (*Mx-206*). Noter la réaction entre les inclusions de clinopyroxène et les amphiboles bleues L. N.

Fig. 2. – Amphiboles bleues auréolées par des amphiboles vertes et des plagioclases dans un bloc de gabbro de la coupe de Puerto Escondido (*Mx-206*). L.N.

Fig. 3. – Amphiboles bleues déformées à inclusions de clinopyroxène à l'intérieur d'une bande de cisaillement dans un gabbro de la coupe de Puerto Escondido (*Mx-206*). L. N.

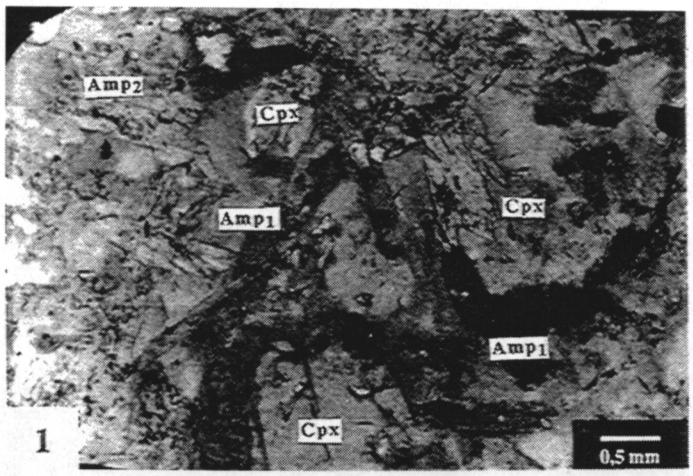
Fig. 4. – Détail de l'auréole de réaction autour d'une amphibole bleue. La zone de réaction contient de l'amphibole verte et du plagioclase essentiellement (*Mx-211*). L. N.

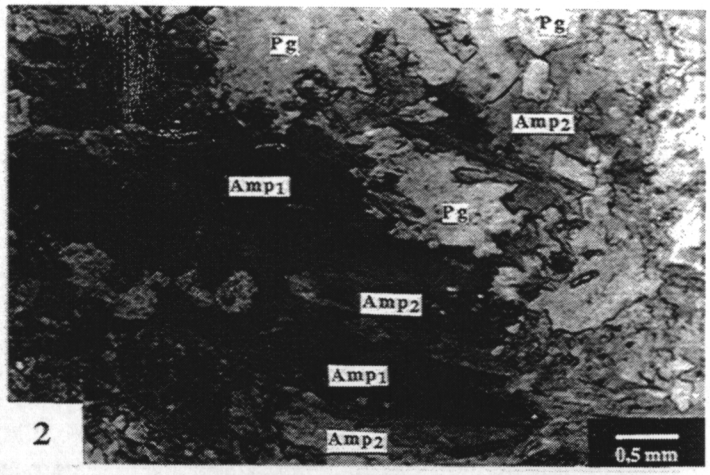
Fig. 5. – Recristallisation d'une bande de cisaillement produite par le métamorphisme BP-HT dans un bloc de gabbro de la coupe de Puerto Escondido (*Mx-205*). L. N.

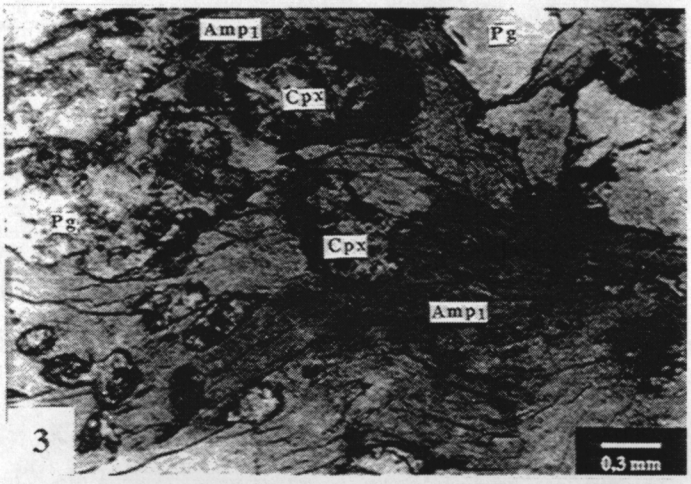
Fig. 6. – Texture en nid d'abeilles dans l'enclave volcanoclastique. La minéralogie est composée de grenat + plagioclase + clinopyroxène (*Mx-219*). L. N.

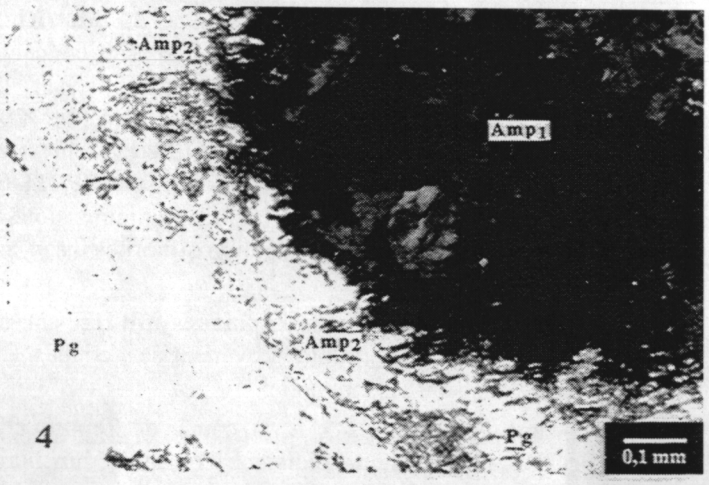
Fig. 7. – Vacuole remplie d'amphibole verte + plagioclase + oxydes dans un bloc de basalte de la coupe de Las Ollas (*M-40*). L. N.

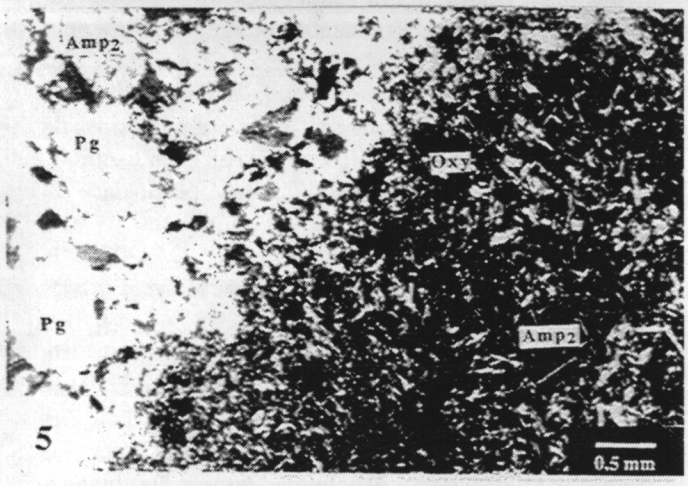
Fig. 8. – Association tardive de zéolite + épidote dans l'enclave volcanoclastique (*Mx-219*). L. N.

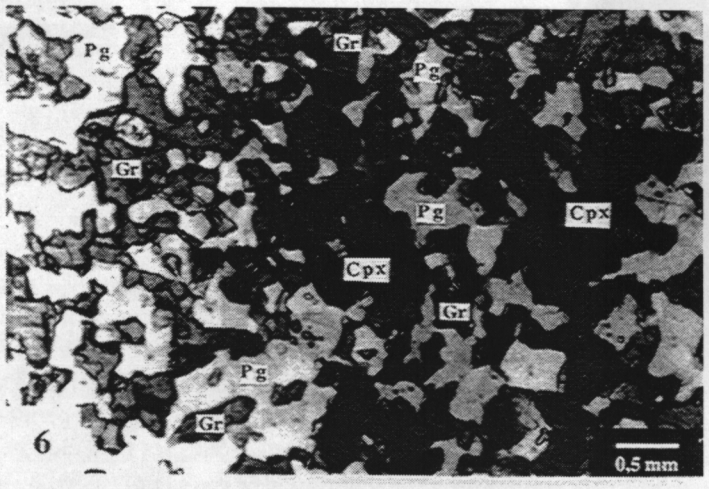

Amp2
Cpx
Amp1
Cpx
Amp1
Cpx
1
0,5 mm

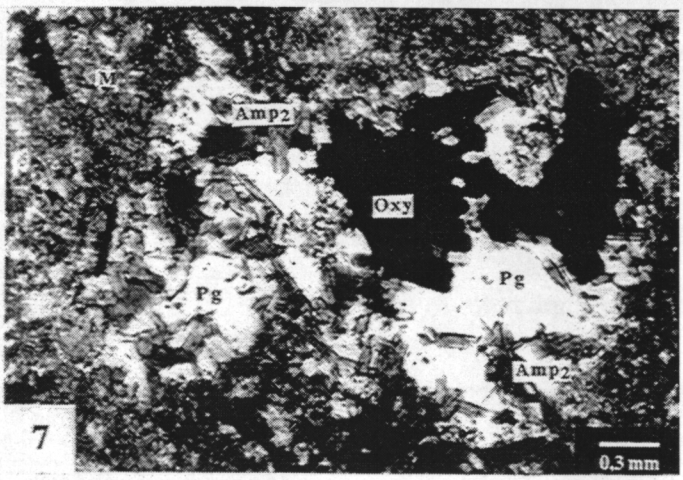

Pg
Pg
Amp2
Amp1
Pg
Amp2
Amp1
Amp2
2
0,5 mm

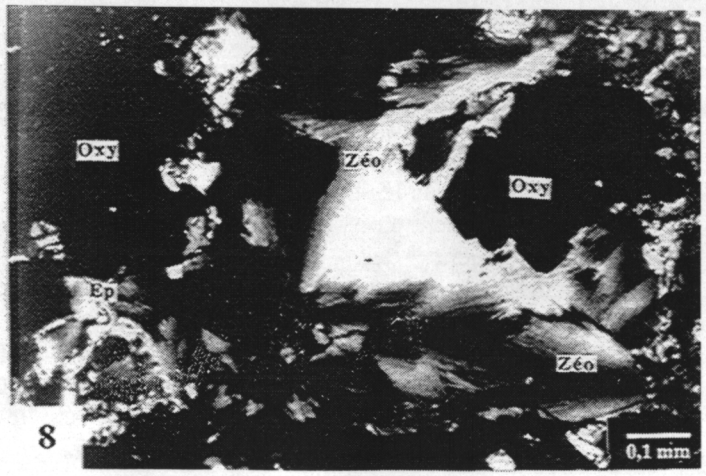

Amp1
Pg
Cpx
Pg
Cpx
Amp1
3
0,3 mm


Amp2
Amp1
Pg
Amp2
Pg
4
0,1 mm


Amp2
Pg
Oxy
Pg
Amp2
5
0,5 mm


Pg
Gr
Pg
Gr
Pg
Cpx
Cpx
Gr
Pg
Gr
6
0,5 mm


M
Amp2
Oxy
Pg
Pg
Amp2
7
0,3 mm


Oxy
Zéo
Oxy
Ep
Zéo
8
0,1 mm

températures entre 200° et 330° C et à des pressions entre 5 et 7 kb.

5.4.2. Le métamorphisme basse pression-moyenne à haute température (BP-HT)

La séquence volcano-sédimentaire d'arc de Zihuatanejo et le complexe de subduction de Las Ollas sont affectés par un métamorphisme thermique induit par les plutons tertiaires. En effet, dans les blocs de Las Ollas, ce métamorphisme thermique post-date le métamorphisme HP-BT précédemment décrit. Les datations radiométriques [Delgado et Morales, 1983; cette étude] sur des minéraux de paragenèse de haute température donnent des âges de 39 ± 3,2 Ma (Rb/Sr roche totale) et de 33-40 Ma (K/Ar sur concentré d'amphibole), identiques à ceux obtenus sur les minéraux magmatiques des plutons (34 à 44 Ma; K/Ar sur amphibole; Damon *in* Vidal [1984]; Stein *et al.* [1992]) confirmant que ce métamorphisme BP-HT est bien lié aux nombreuses intrusions tertiaires dont la composition varie depuis des gabbros-diorites jusqu'aux granodiorites.

Les paragenèses métamorphiques BP-HT ont été étudiées dans 6 échantillons provenant de 4 coupes. Ces échantillons sont les suivants :

- une andésite (Z24) de la coupe de Teposquelite (fig. 89), levée dans la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo (fig. 88);

- des blocs de basalte (M40), de gabbros (Mx205, Mx206, Mx211) et de pyroxénite (Mx207) du complexe de subduction de Las Ollas. Le basalte provient de la coupe de Las Ollas (fig. 88 et 89) alors que les gabbros et la pyroxénite ont été échantillonnés à Puerto Escondido (fig. 88 et 89).

Le dernier échantillon est une enclave de volcanoclastite (Mx219), prélevée entre Puerto Escondido et Zihuatanejo (fig. 88), au coeur des intrusions de gabbro. A part cette enclave d'encaissant, les distances des roches analysées avec les intrusions n'ont pas été mesurées avec précision. Cependant, l'andésite et le basalte sont les roches les plus éloignées des intrusions alors que les gabbros et la pyroxénite sont à quelques 100 m des intrusions plutoniques.

Dans l'andésite de Zihuatanejo et le bloc de basalte de Las Ollas, les minéraux métamorphiques apparaissent soit en remplacement des phases magmatiques soit comme transformation de la mésostase. Dans les blocs de pyroxénite et de gabbros de Puerto Escondido, ils résultent essentiellement du remplacement des minéraux magmatiques et métamorphiques antérieurs et de la recristallisation des zones de cisaillement. Dans toutes ces roches, les textures primaires (magmatiques) sont conservées. Naturellement, la nature détrique primaire de la roche volcanoclastique a complètement disparu à la suite du développement des minéraux métamorphiques (pl. 16, fig. 6). Enfin, les habitus des minéraux métamorphiques (en mosaïque, jonctions triples, fabrique en nid d'abeilles) sont typiques du métamorphisme thermique.

Les paragenèses métamorphiques BP-HT sont nombreuses si l'on considère l'ensemble des échantillons étudiés mais elles sont beaucoup plus restreintes à l'échelle de l'échantillon (tableau XVII).

5.4.2.1. Minéralogie

Les plagioclases

Les plagioclases, présents dans tous les échantillons étudiés, remplacent les feldspaths calco-sodiques magmatiques ou cristallisent dans les vésicules des laves, ou enfin se forment à partir de la mésostase. Ils peuvent être associés à l'actinote, chlorite, etc., lors de la tranformation des amphiboles et des clinopyroxènes magmatiques. Enfin, ils naissent de la déstabilisation des minéraux HP-BT, en particulier de la lawsonite. Ils sont le plus souvent subautomorphes (0,1-3 mm) mais quand ils sont inclus dans les amphiboles, ils cristallisent en grains millimétriques.

Les plagioclases montrent, dans l'ensemble, une très large gamme de composition (fig. 95). Ils varient depuis des albites presque pures (Ab_{98}) jusqu'aux anorthites pures (An_0). La discontinuité de compositions entre les bytownites et les anorthites représente vraisemblablement une lacune d'échantillonnage. A l'intérieur d'une même roche, les plagioclases montrent, par contre, une grande homogénéité, à l'exception du gabbro Mx211 qui contient deux populations de plagioclases (bytownite, oligoclase). Ainsi par exemple, dans l'andésite de Zihuatanejo (Z24), le plagioclase est essentiellement de l'albite tandis que dans un des gabbros (Mx206) et la pyroxénite (Mx207), le plagioclase est une anorthite. Ces différences systématiques de composition sont dues, au moins en partie, aux différences du degré (température) du métamorphisme. Cette observation est en accord avec les variations de composition observées dans les amphiboles associées à ces feldspaths. En effet, les albites sont associées aux actinotes ou aux hornblendes actinolitiques tandis que les anorthites cohabitent avec les pargasites ou les hornblendes pargasitiques (cf. description des amphiboles). Ainsi, observe-t-on une bonne corrélation entre les compositions des plagioclases et des amphiboles associées (fig. 96). Cette corrélation est connue et a été déjà décrite [Mevel, 1982; Stakes *et al.*, 1992].

Les amphiboles

Elles sont présentes dans toutes les roches analysées sauf dans l'enclave de grès volcanoclastique. Elles sont toujours moins abondantes que les plagioclases. Les

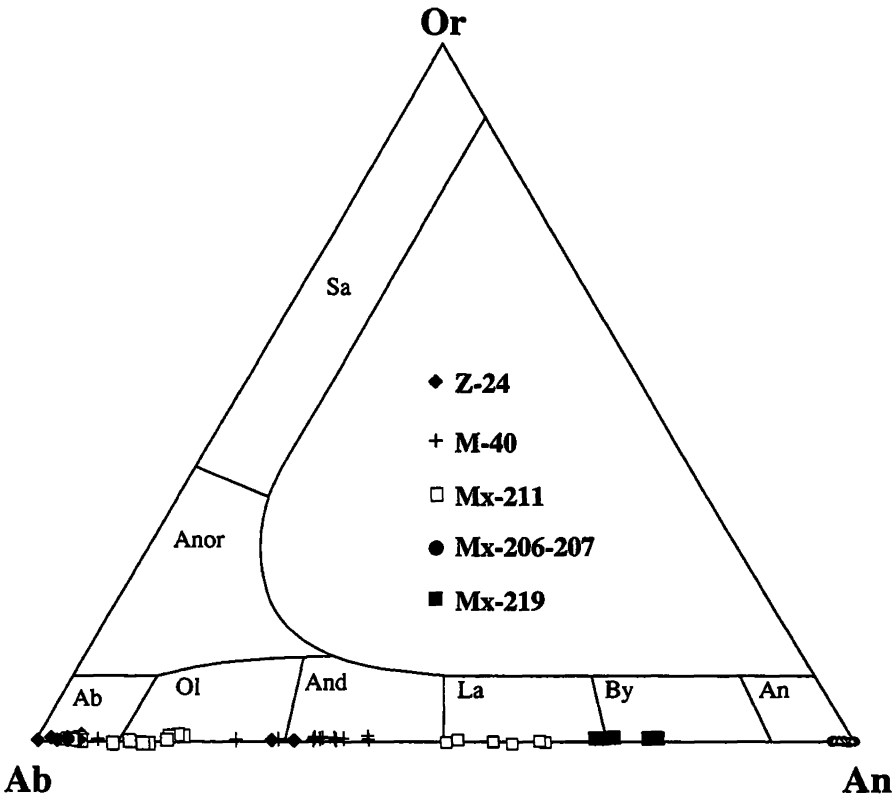


FIG. 95. - Compositions des plagioclases métamorphiques (BP-HT) des blocs du complexe de subduction (M-40, Mx-211, Mx-206, Mx-207), de l'andésite (Z-24) et de l'enclave de volcanoclastite (Mx-219) de la séquence de Zihuatanejo dans le diagramme Or-Ab-An.

FIG. 95. - *Composiciones de las plagioclasas metamórficas (BP-HT) de los bloques del complejo de subducción (M-40, Mx-211, Mx-206, Mx-207), de la andesite (Z-24) y del enclave volcanoclástico (Mx-219) de la secuencia de Zihuatanejo en el diagrama Or-Ab-An.*

amphiboles secondaires de BP-HT se développent un peu partout. Leur habitus est aciculaire ou prismatique. Leur couleur évolue depuis des jaunes-bruns à des verts soutenus. Elles sont parfois totalement incolores. Elles pseudomorphosent les amphiboles et les clinopyroxènes magmatiques. Dans les laves, elles remplissent les anciennes vacuoles ou se développent à partir de la mésostase. Dans les zones de cisaillement, elles recristallisent ou naissent de la déstabilisation des amphiboles de HP-BT (pl. 16, fig. 1-5 et 7-8).

Les formules structurales des amphiboles sont calculées sur la base de 23 oxygènes. Le fer total est exprimé sous forme de Fe^{2+}. Les teneurs en Na_B et en Ca_B utilisées dans la thermobarométrie ont été calculées suivant la méthode de Robinson *et al.* [1982]. L'ensemble des amphiboles montre une très large gamme de composition. D'après la classification de Leake [1978], ces amphiboles varient de façon continue depuis des pargasites ferrifères jusqu'aux actinotes (fig. 96). Dans certains gabbros (Mx-206, Mx-211) et la pyroxénite (Mx-207), les cristaux de pargasite ou de hornblende pargasitique sont auréolés de hornblendes actinolitiques.

Toutes ces amphiboles sont caractérisées par des teneurs variables en Ti cationique (≤ 0,90), mais faibles, typiques des amphiboles métamorphiques [Raase, 1970]. Une seule analyse montre une teneur anormalement élevée (Ti = 0,281), typique des amphiboles magmatiques. Les teneurs en Si et en Al sont très variables et suggèrent des variations importantes du degré (température) métamorphique [Mevel, 1982; Stakes *et al.*, 1991].

Dans la figure 97 nous avons remporté les % en Ab des plagioclases en fonction des teneurs en Si des amphiboles associées. Seulement, les amphiboles et les plagioclases cristallisant dans la même plage ont été utilisés. Pour simplifier le diagramme, seulement certaines paires représentatives ont été reportées. A part le gabbro Mx211 qui contient des oligoclases et des labradors associés à des amphiboles de même composition, il existe une étroite relation entre les compositions des amphiboles et celles des plagioclases associés [Mevel, 1982; Robinson *et al.*, 1982; Stakes *et al.*, 1991]. Globalement, les plagioclases riches en albite sont associés aux amphiboles riches en Si (actinotes-hornblendes actinolitiques). De même, les anorthites sont toujours associés aux amphiboles pauvres en Si de type pargasitique. Les plagioclases de composition intermédiaire entre albite et anorthite pures sont associés aux magnésio-hornblendes et aux amphiboles de type édénite. Dans le détail, on observe qu'à l'intérieur de chaque roche, la corrélation est moins évidente car les droites amphibole-plagioclase s'entrecroisent souvent.

Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes métamorphiques ont été observés seulement dans les gabbros, la pyroxénite et l'enclave de grès volcanoclastique (tableau XVI). Ils remplacent plus ou moins complètement les clinopyroxènes et les amphiboles magmatiques; leur forme automorphe est alors héritée des anciens cristaux primaires. Ils ont fréquemment la couleur verte, typique des clinopyroxènes métamorphiques. Dans les zones de cisaillement, ils sont intimement associés aux

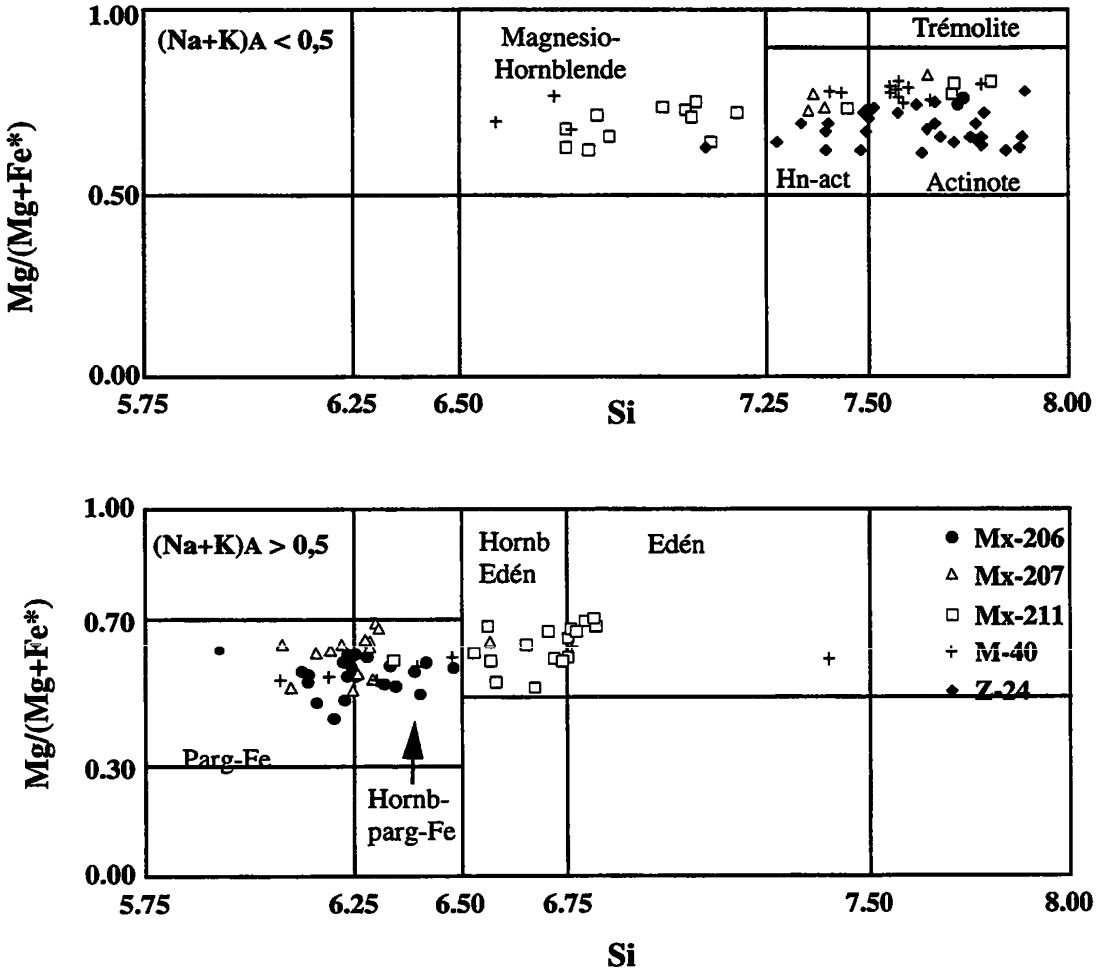


FIG. 96. – Compositions des amphiboles BP-HT des échantillons étudiés dans le diagramme de classification de Leake [1978].

FIG. 96. – *Composiciones de los anfíboles BP-HT de las muestras estudiadas en el diagrama de clasificación de Leake [1978].*

amphiboles bleues comme par exemple dans la pyroxénite (Mx207) en cristaux millimétriques xénomorphes. Cependant, leurs compositions chimiques ne varient pas quelle que soit la nature des minéraux associés. On considère donc qu'ils sont en équilibre avec les minéraux BP-HT. Dans le grès volcanoclastique, ils cristallisent en cristaux de 1 à 3 mm, associés aux grenats, aux plagioclases et à la wollastonite.

Les compositions des pyroxènes sont plutôt variables et dépendent aussi du chimisme de la roche hôte. Les clinopyroxènes des gabbros sont en majorité des salites et des augites, plus rarement des diopsides (fig. 98A). Dans la pyroxénite, les clinopyroxènes montrent des compositions de diopside et de salite (fig. 98B). Les clino-pyroxènes du grès volcano-clastitique sont des salites riches en fer (ferrosalite; fig. 98C). Plusieurs analyses de diopside et de salite-ferrosalite se placent hors de leurs champs respectifs à cause de leur enrichissement anormal en CaO. D'après Girardeau et Mevel [1982] et Mevel [1987], cet enrichisse-ment, couplé à un appauvrisse-ment en Al^{IV} et en Ti, est caractéristique des clinopyroxènes métamorphiques. Dans le diagramme Al^{IV} en fonction du Ti (fig. 99) proposé par Mevel [1982] pour distinguer les clinopyroxènes métamorphiques et magmatiques, les points représentatifs des clinopyroxènes analysés sont fortement dispersés même pour les cristaux d'un même échantillon. Cependant, la majorité des points (75%) se regroupe dans le champ des clinopyroxènes métamorphiques. Certains cristaux sont manifestement des reliques magmatiques, comme par exemple, les augites et les diopsides renfermant du chrome des gabbros et de la pyroxénite, alors que d'autres sont en déséquilibre.

L'olivine

Elle n'a été trouvée que dans un gabbro (Mx205) où elle apparaît en petits cristaux (<0,5 mm) transparents en inclusions dans les clinopyroxènes, les amphiboles et les plagioclases.

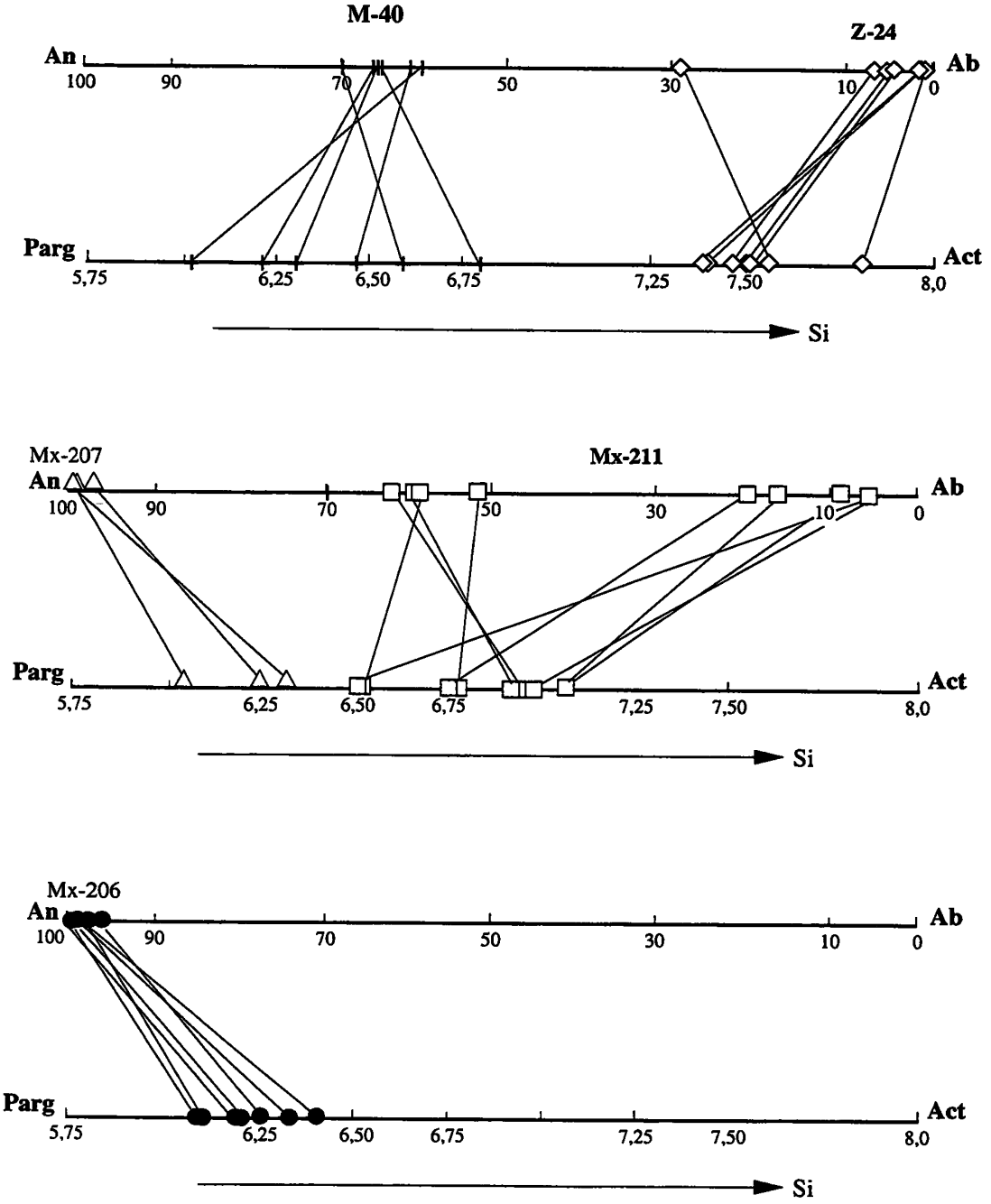


FIG. 97. – Relations entre les compositions des plagioclases et des amphiboles dans les échantillons étudiés. Seulement les minéraux en contact ont été considérés.

FIG. 97. – *Relaciones entre las composiciones de las plagioclasas y de los anfíboles en las muestras estudiadas. Solamente se consideraron los minerales en contacto físico.*

Les analyses chimiques des olivines, très homogènes, montrent qu'il s'agit de forstérite (Fo_{91-93}). Les formules structurales ont été calculées sur la base de 4 oxygènes en considérant tout le fer comme Fe^{2+}.

Les chlorites

Les chlorites associées aux minéraux métamorphiques BP-HT ne sont présentes que dans l'andésite (Z24). Elles cristallisent en agrégats fibreux millimétriques aux dépens des amphiboles magmatiques et plus rarement des plagioclases. Elles résultent aussi de la cristallisation du verre de la mésostase et elles remplissent aussi les anciennes vacuoles. Elles ont les couleurs jaunâtres à brunâtres, typiques des interstratifiés chlorites-smectites mais certaines sont plus vertes, vraisemblablement plus proches des «vraies» chlorites. Les deux variétés montrent un léger pléochroïsme.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 28 oxygènes et ne tiennent pas compte du partage du fer; tout le fer étant exprimé sous forme de Fe^{2+}. Ces

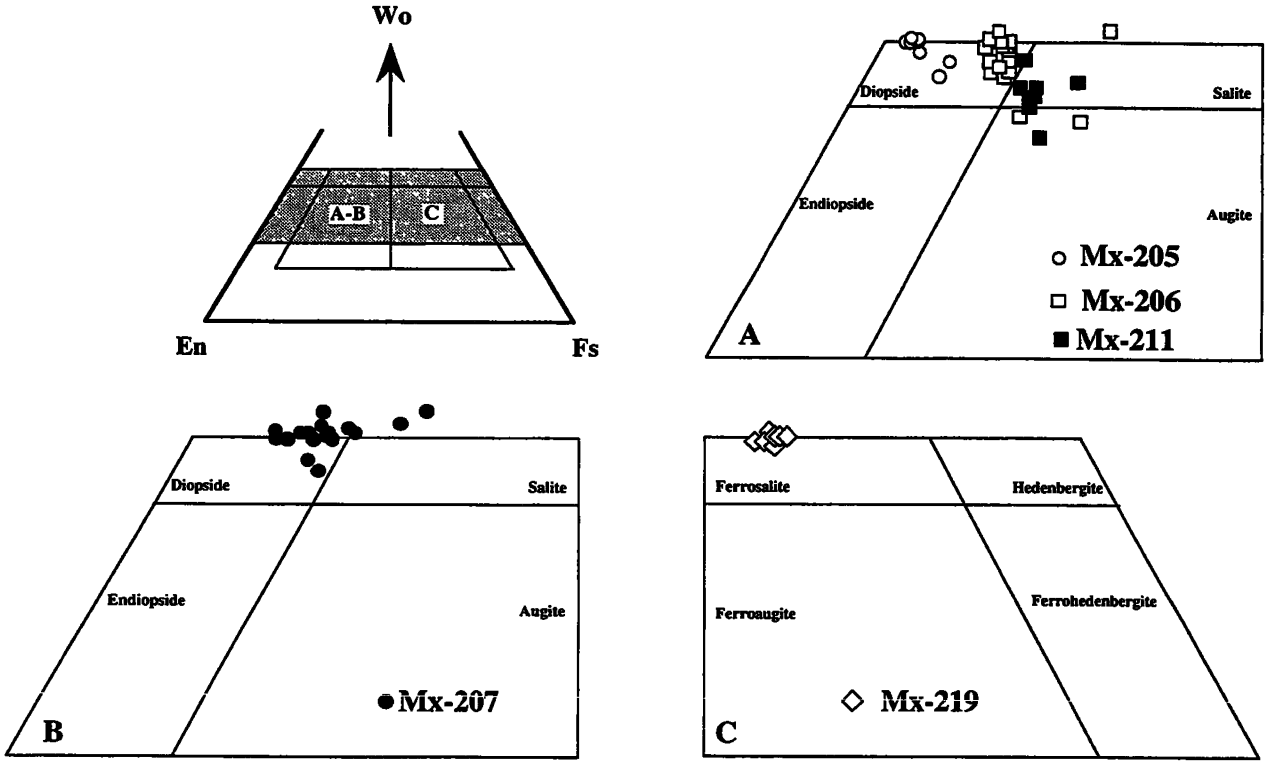


FIG. 98. – Classification des clinopyroxènes métamorphiques des blocs de gabbro (A), de la pyroxénite (B) et de l'enclave volcanoclastique (C) dans le diagramme Wo-En-Fs.

FIG. 98. – *Clasificación de los clinopiroxenos metamórficos de los bloques de gabro (A), de la piroxenita (B) y de la volcanoclastita (C) en el diagrama Wo-En-Fs.*

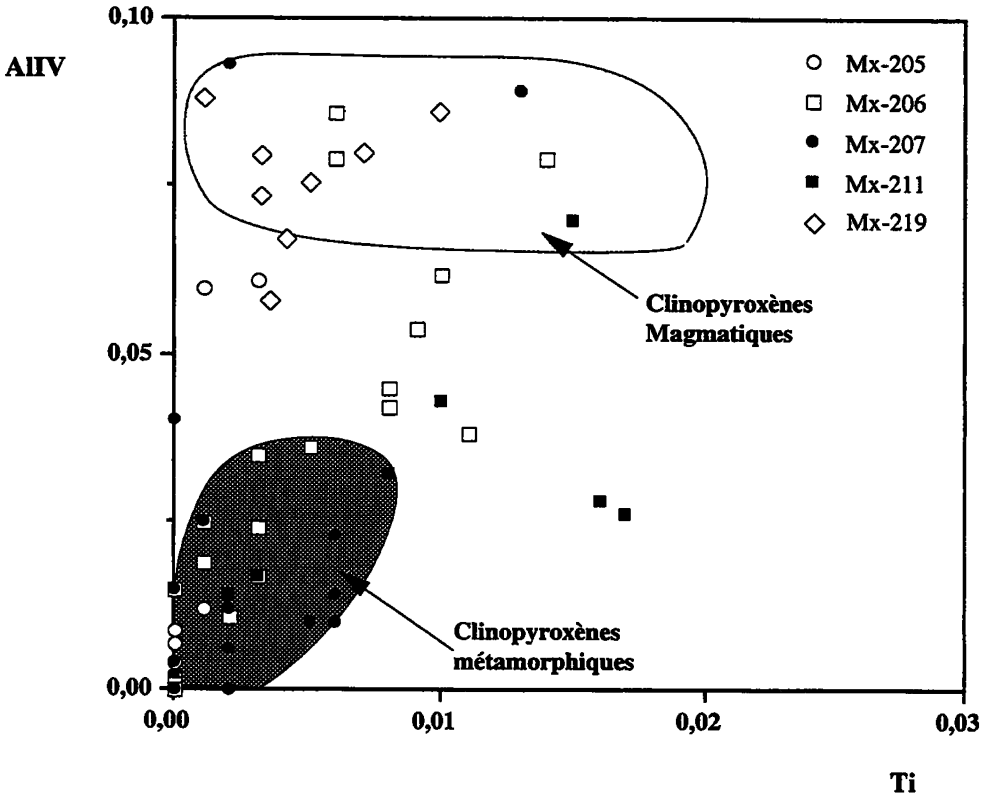


FIG. 99. – Diagramme Al^{IV} en fonction de Ti permettant de différencier les clinopyroxènes magmatiques et métamorphiques des échantillons étudiés [modifié d'après Mevel, 1982].

FIG. 99. – *Diagrama de discriminación Al^{IV} en función de Ti entre clinopiroxenos magmáticos y metamórficos de las muestras estudiadas [modificado de Mevel, 1982].*

chlorites montrent des compositions de pycnochlorite et de diabantite, proches respectivement des champs du clinochlore et de la pennine (fig. 100; Hey [1954]). Elles se caractérisent par des teneurs variables en SiO_2 (28,7-31,2%) et en Al_2O_3 (16-18,6%). Les teneurs en CaO (≤ 0,66) et en K_2O (≤ 0,53%) sont également variables mais élevées à cause de leur richesse en smectites. Les calculs des proportions des smectites [Bettison et Shiffman, 1988] montrent, en effet, que ces minéraux sont riches en smectites (0,65<% Chl<0,93; tableau XVII). Ce sont les minéraux à composition de diabantite (Si>6,2) qui sont les plus enrichis en smectites.

Les épidotes

L'andésite de Zihuatanejo (Z24) est très riche en épidotes qui sont associées avec tous les minéraux secondaires (amphiboles, plagioclases, chlorites, sphène et

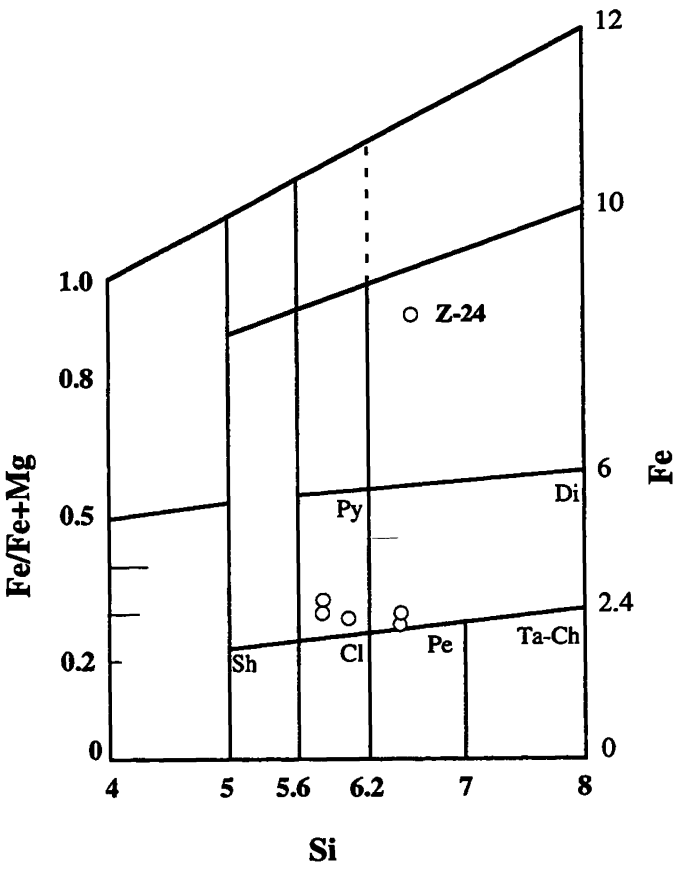


FIG. 100. - Compositions des chlorites BP-HT de l'andésite de Zihuatanejo dans le diagramme de classification de Hey [1954].

FIG. 100. - *Composiciones de las cloritas BP-HT de la andesita de Zihuatanejo en el diagrama de clasificación de Hey [1954].*

Ech	Z-24	Z-24	Z-24	Z-24	Z-24
N° Anal	27	55	65	68	70
Domaine	Vésicule	Vésicule	Amph	Vésicule	Vésicule
Si	6,466	6,025	5,811	5,999	6,461
AlIV	1,534	2,432	2,189	2,001	1,539
Fe	2,563	2,674	3,016	2,702	2,632
Mg	6,583	6,565	6,444	6,469	6,139
Ca	0,013	0,047	0,024	0,055	0,145
Na	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000
K	0,137	0,010	0,000	0,054	0,082
XFe	0,28	0,29	0,32	0,30	0,30
%Chl	0,76	0,84	0,93	0,83	0,65
T (°C)	185	256	291	260	186

TABLEAU XVIII. - Tableau récapitulatif des compositions, des proportions de chlorite et des températures des chlorites dans l'andésite de la séquence de Zihuatanejo.

TABLA XVIII. - *Tabla recapitulativa de las composiciones, propociones de clorita y las temperaturas de las cloritas de la andesita de la secuencia de Zihuatanejo.*

oxydes). Le bloc de pyroxénite de Puerto Escondido (Mx207) en renferme aussi, surtout associées aux hornblendes actinolitiques en auréole autour des pyroxènes. Dans le grès volcanoclastique, les épidotes sont associées à des zéolites. Quel que soit l'échantillon, l'habitus des épidotes est toujours en baguettes longues de 1 à 2 mm.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 12,5 oxygènes en considérant tout le fer comme du Fe^{3+}. Les compositions des épidotes de l'andésite sont homogènes et classiques alors que dans la pyroxénite, ces minéraux sont pauvres en fer (Fe_2O_3 > 9%) car les épidotes en présence d'amphiboles + plagioclases sont très alumineuses (le lecteur peut les comparer, par exemple, avec les épidotes des faciès pumpellyite-actinote et schiste vert de Teloloapan, fig. 30). Les subsitutions Al ⇔ Fe^{3+} s'effectuent dans la fourchette $0,19 < X_{Fe}^{3+} < 0,32$ (fig. 101). Des rapports plus faibles ont été observés dans deux épidotes de la pyroxénite ($X_{Fe}^{3+} = 0,07$).

Les grenats

Ils sont très abondants dans l'enclave de grès volcanoclastique où ils apparaissent en grains millimétriques (0,5-2 mm), xénomorphes, de couleur jaune à brune. Ils s'associent aux ferrosalites et aux anorthites avec lesquels ils forment très souvent des jonctions triples à 120° suggérant qu'ils sont à l'équilibre thermique. Ils apparaissent également associés à la wollastonite.

Les formules structurales sont calculées sur la base de 24 oxygènes en considérant tout le fer comme du Fe^{2+}. Les teneurs en Fe^{3+} sont présentées à titre indicatif et ont été calculées en admettant que les sites octahédriques vacants (somme parfaite = 4) sont remplis par du Fe^{3+} [Deer *et al.*, 1980]. Les analyses des grenats montrent une grande homogéneité et et la somme des éléments ne dépasse pas 98 % (96-98%). La reproductibilité des résultats suggère qu'il ne s'agit pas d'erreurs analytiques mais ce déficit à 100% dans la somme des éléments est vraisembla-blement lié soit à l'absence de dosage d'un élément léger, soit à la richesse en Fe^{3+} des grenats.

Les teneurs en Si cationique sont élevées (> 6) et remplissent totalement le site tétrahédrique. Les teneurs en Ca (>6) sont également très élevées. Par contre, les teneurs en éléments octahédriques (Al^{VI}, Ti, Cr) sont très faibles, suggérant des

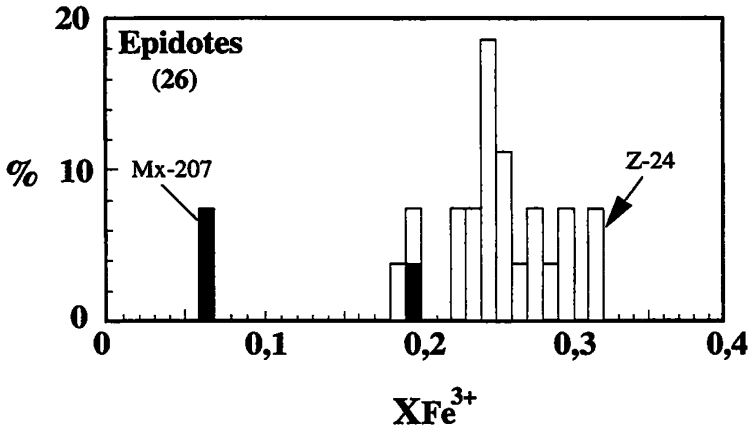


FIG. 101. – Histogrammes de fréquences des rapports X_{Fe3+} des épidotes de l'andésite (Z-24) et de la pyroxénite (Mx-207).

FIG. 101. – *Histogramas de frecuencias de las relaciones X_{Fe3+} de las epidotas de la andesita (Z-24) y de la piroxenita (Mx-207).*

concentrations élevées en Fe^{3+}. Ces caractéristiques chimiques sont typiques des grenats de type andradite. D'après les analyses de référence données par Deer *et al.* [1980], ce type de grenat contient essentiellement du Fe^{3+} et ainsi, il est fort probable que ce déficit à 100% dans la somme des éléments soit lié à du Fe^{3+} remplacant du Fe^{2+}.

Les teneurs en Mg (0,021-0,052), en Mn (0,056-0,085) et en Cr (0,0- 0,002) sont extrêmement faibles indiquant que ces grenats sont très pauvres en pyrope, spessartite et ouvarovite. Les différences entre les valeurs de Fe^{2+} données et celles de Fe^{3+} calculées indiquent que ces grenats sont riches en Fe trivalent et donc riches en grossulaire.

Les zéolites

L'enclave de grès volcanoclastique renferme beaucoup de zéolites interstitielles (remplissant les espaces laissés par les autres phases métamorphiques BP-HT; pl. 16, fig. 8) qui cristallisent en sphérolites (1-4 mm) incolores ou jaunes. Bien que ces zéolites soient en contact avec les grenats, les ferrosalites et les anorthites, elles ne sont pas en équilibre avec ces minéraux. Elles s'associent aussi avec des cristaux fibreux jaunes probablement de l'épidote (?).

Leurs compositions chimiques montrent qu'elles sont riches en H_2O et éléments légers. Il s'agit de zéolites calciques (11,88% < CaO < 12,83%) de type mésolite relativement pauvres en Na_2O (< 2,53%).

Quelques autres minéraux métamorphiques

Dans la plupart des roches analysées, on observe fréquemment du sphène et des oxydes ferro-titanés dans les vacuoles ou les pseudomorphes d'amphibole. L'enclave de grès volcanoclastique renferme aussi de la wollastonite.

Le sphène apparaît soit en agrégats micro-granulaires bruns foncés, soit plus rarement en petits cristaux de forme losangique. Les analyses des sphènes de l'andésite (Z24) montrent des teneurs variables mais relativement élevées en Al_2O_3 (2,32-6,0), comparables à celles des sphènes du faciès schiste vert de Teloloapan.

La wollastonite forme des agrégats millimétriques fibreux invariablement pourvus d'une auréole de réaction en contact avec le grenat suggérant un déséquilibre thermique ou chimique. Toutefois, le champ de stabilité de la wollastonite n'est pas très différent de celui du grenat et ces deux minéraux sont donc à l'équilibre (du point de vue des températures). L'auréole de réaction est donc liée à des échanges chimiques entre ces deux minéraux. Les analyses des wollastonites révèlent des compositions proches de la stoïchiométrie idéale $Ca_{0,99}$ $Si_{0,99}$ Si_3. Le fer est le seul élément mineur relativement abondant (<1%).

5.4.2.2. Paragenèses et faciès métamorphiques

Les différentes paragenèses et les compositions des amphiboles et des plagioclases liées au métamorphisme BP-HT sont résumées dans le tableau XVIII. Les paragenèses à amphiboles + plagioclases sont présentes dans toutes les roches sauf dans l'enclave de grès volcanoclastique qui est caractérisée par deux paragenèses différentes : (1) ferrosalite + anorthite + grenat ± wollastonite et (2) zéolite ± épidote (?). L'association amphibole + plagioclase + clinopyroxène est présente dans les gabbros et la pyroxénite. Le gabbro Mx211 renferme deux populations différentes d'amphiboles et de plagioclases (fig. 96 et 97). L'olivine n' a été observée que dans le gabbro Mx205. L'andésite Z24 est la seule roche renfermant des paragenèses à chlorite + épidote. Finalement, les oxydes et le sphène sont partout présents.

Si l'on fait abstraction des paragenèses à zéolite et à hornblende actinolitique + albite qui naissent autour des cristaux de pargasite lors d'un métamorphisme à plus faible température (voir ci-dessous), on note évidemment une corrélation entre les paragenèses métamorphiques et les compositions de leurs minéraux constitutifs et la proximité et la nature des plutons.

En effet, l'andésite (Z24) étant la plus éloignée des intrusions est caractérisée par une paragenèse typique de faciès schiste vert c'est-à-dire : actinote + albite ± chlorite ± épidote ± sphène ± oxydes [Liou *et al.*, 1974; Apted et Liou, 1983]. Le basalte (M40), échantillonné dans la partie orientale de la coupe de Las Ollas (fig. 89), est relativement éloigné du pluton (granites à cet

Echantillon	Paragénèses
Z-24	Amph (Act-Hn act) + Pg (Ab94-98; Ab68-70) Amph + Pg + Chl + Ep Amph + Pg + Chl + Oxy + Sph
M-40	Amph (Parg-Hn parg) + Pg (Ab66-70) Amph (Act-Hn act) + Pg (Ab92) Amph + Pg + Oxy
Mx-205	Amph + Pg Amph + Pg + Cpx Amph + Pg + Cpx + Ol
Mx-206	Amphi (Parg-Hn parg) + Pg (Ab0-3) Amph (Act) Amph + Pg + Cpx Amph + Pg + Cpx + Sphe ± Oxy
Mx-207	Amph (Parg-Hn parg) + Pg (Ab0-3) Amph (Hn act) Amph + Pg + Cpx ± Oxy Amph+ Pg + Ep ± Oxy
Mx-211	Amph (Hn éden-Mg-Hn) + Pg (Ab37-49; Ab81-96) Amph (Hn act) Amph + Pg + Cpx ± Sph ± Oxy
Mx-219	Cpx + Pg + Gr Cpx + Gr Pg + Gr Wo + Gr Zéol + Ep (?)

TABLEAU XIX – Tableau récapitulatif des paragenèses métamorphiques BP-HT observées dans les échantillons étudiés. Les compostions des plagioclases et des amphiboles sont également indiquées.

TABLA XIX. – *Tabla recapitulativa de las paragénesis metamórficas BP-HT observadas en los muestras analizadas. Las composiciones de las plagioclasas y des los anfíboles han sido también indicadas.*

endroit) qui recoupe le «complexe de Las Ollas» à l'Ouest (mais vraisemblablement plus près que l'andésite précédente). Il est caractérisé par l'association typique de la transition schiste vert-amphibolite [Liou *et al.*, 1974; Apted et Liou, 1983], soit pargasite + oligoclase-andésine ± oxydes. Les blocs de gabbro (Mx205, Mx206, Mx211) et de pyroxénite (Mx207) qui, enclavés dans leur matrice de serpentine, forment des panneaux d'encaissant dans les plutons (dont la composition varie depuis des diorites jusqu'à des granodiorites) contiennent les associations suivantes : (1) hornblende édénitique et magnésienne + labrador + clinopyroxène; (2) pargasite + anorthite + clinopyroxène. Ces paragenèses sont caractéristiques du faciès amphibolite [Mevel, 1982, Stakes *et al.*, 1991]. Finalement, l'enclave de grès volcano-clastique développe des paragenèses anhydres à grenat + ferrosalite + labrador-bytownite et à grenat + wollastonite, typiques du faciès granulite [Stakes *et al.*, 1991].

Nous avons souligné précédemment que cette enclave et certaines roches basiques (gabbros : Mx206, Mx211; basalte : M40) et ultrabasiques (pyroxénite : Mx207) présentent des paragenèses rétrogrades tardives cohabitant avec les paragenèses liées au métamorphisme BP-HT (zéolites + épidotes avec faciès granulite dans l'enclave de grès; actinote bordant des pargasites, albite et plagioclases calciques dans les gabbros). Cette rétromorphose est probablement liée à la circulation de fluides hydrothermaux formés durant les dernières étapes de refroidissement des plutons ou au cours des épisodes volcaniques qui se succèdent dans cette région, devenue marge active dès la fin du Crétacé supérieur.

5.4.2.3. Conditions du métamorphisme BP-HT

La diversité des paragenèses observées – faciès granulite à schiste vert en passant par le faciès amphibolite – dans les roches étudiées dépendent à la fois de la composition de la roche, de la proximité des plutons et de leur nature (des gabbros et des diorites étant beaucoup plus chauds que des granitoïdes). Il ne faut pas oublier en outre les minéra-logies magmatiques reliques (augites et diopsides renfermant du chrome; peut être olivine). Ainsi, l'intervalle des températures est donc relativement grand soit de 380-800°C si l'on exclut les paragenèses liées à la rétromorphose, signalée ci-dessus.

Le métamorphisme thermique produit par des intrusions plutoniques se déroule généralement à proximité de la surface et donc à faibles pressions. Kerrik [1970] estime, par exemple, que dans l'auréole métamorphique provoquée par le «Sierra Batholith» de Californie, le métamorphisme a eu lieu à des pressions de l'ordre de 2 kb. Des pressions similaires (1,7-2,1 kb) sont déduites par Cho *et al.* [1986] et Cho et Liou [1987]

dans l'auréole de contact des métabasites de Karmutsen (Canada).

Une approche des conditions de P-T sera réalisée en utilisant les différents géothermomètres et géobaromètres applicables aux métabasites contenant l'association amphibole + plagioclase. Le géothermomètre de Spear [1980] dans l'intervalle de température de 300° à 725°C paraît le mieux adapté. Les températures ainsi obtenues seront comparées à celles déduites d'autres géothermomètres en utilisant les associations (1) albite + actinote + chlorite + épidote de l'andésite Z24 [Plyusnina, 1982] et (2) ferrosalite + grenat de l'enclave de grès [Ellis et Green, 1979], soit les chlorites seules [Cathelineau, 1988]. Les pressions seront estimées à partir des paragenèses appropriées en utilisant le géobaromètre de Brown [1977].

Le tableau XIX illustre les résultats obtenus pour chacun des géothermomètres et le géobaromètre utilisés. Le géothermomètre de Spear [1980] est calibré pour des compositions de plagioclase Ab > 10% qui correspondent à des températures de 725°C. Dans le calcul des températures des paragenèses en association avec du plagioclase plus calcique, les températures ont été simplement signalées comme supérieures à 725°C.

A l'exception de l'enclave de grès volcanoclastique où l'association plagioclase + amphibole est absente, le géothermomètre de Spear [1980] est applicable à toutes les roches étudiées. Les températures obtenues varient considérablement depuis 310°C jusqu'à 725°C, comme on pouvait s'en douter, compte tenu des différences de composition entre les différents couples plagioclases + amphiboles; ces différences dépendant naturellement de la nature basique ou acide des plutons et de leurs proximités par rapport aux roches étudiées. Ces variations de température, tout aussi importantes à l'échelle de l'échantillon (tableau XIX), sont très souvent au-dessus des limites d'erreur (± 25°C). Considérons maintenant les températures estimées à partir des faciès les plus bas aux plus élevés, observés à l'échelle de l'échantillon.

– L'andésite la plus éloignée des intrusions est affectée par un métamorphisme schiste vert qui s'est formé aux températures les plus faibles qui varient entre 320° et 510°C avec une moyenne de 415°C (tableau XIX; fig. 102). Si on utilise le thermomètre de Plyusnina [1982], les températures estimées sont très légèrement plus élevées (460-545°C avec une moyenne de 502°C; tableau XIX; fig. 103); la majorité des analyses se placant à des températures autour de 460°C (deux analyses montrant des températures plus élevées d'environ 540°C). Les températures obtenues avec le géothermomètre des chlorites [Cathelineau, 1988] sont nettement plus basses (185-291°C avec une moyenne de 238°C) mais ce géothermomètre, calibré pour des températures inférieures à 300°C ne peut donc pas être appliqué ici. Nous l'avons utilisé à titre de comparaison avec le faciès schiste vert régional observé dans les laves de Teloloapan.

– Les températures estimées à partir des paragenèses du basalte (M-40) sont légèrement plus élevées mais tout aussi variables (tableau XIX; fig. 102). Elles varient entre 310°C-530°C avec une moyenne de 420°C. Si on fait abstraction de la température la plus faible (310°) obtenue à partir d'un couple actinote + oligoclase, les températures plus homogènes sont comprises entre 490 et 530°C (moyenne de 510°C) et comparables à celles obtenues à partir des paragenèses de l'andésite (fig. 102).

– Les températures estimées à partir des paragenèses des gabbros (Mx206 et Mx211) et de la pyroxénite, (Mx207) sont tout aussi variables et comprises entre 390° et > 725°C.

– Les associations dans le gabbro Mx211 montrent des températures comprises entre 390° et 525°C qui sont les plus faibles mais aussi les plus variables si l'on prend en compte l'association actinote-albite. Mais nous avons vu que cette paragenèse est nettement tardive et doit être exclue de cette estimation. Donc, les températures estimées à partir des couples hornblendes édénitiques et magnésiennes + labrador sont comprises entre 505° et 525°C (moyenne de 515°C).

– Le gabbro Mx206 et la pyroxénite Mx207 contiennent surtout des anorthites et donc ne peuvent être utilisées pour le géothermomètre de Spear [1980]. Mais la présence de bytownite (An < 90) et les teneurs en Na_B et Ca_B des amphiboles) permettent d'estimer que les températures étaient supérieures à 725°C (tableau XIX). Girardeau et Mevel [1982] estiment des températures autour de 750°C pour l'association bytownite + pargasite + diopside de l'ophiolite de Bay of Island (Terre Neuve, Canada). Des températures comparables ont été estimées par Stakes *et al.* [1991] pour la même paragenèse observée dans les méta-gabbros du Leg 735B («Southwest Indian Ride»). De plus, Rollinson [1981] suggère que la disparition de l'amphibole et l'apparition du grenat dans les granulites de Scourie, en Ecosse, s'effectue à des températures de 800°C mais à des pressions d'environ 7 kb. Ainsi, il est raisonnable d'admettre que les paragenèses plagioclase calcique + amphibole + clinopyroxène des gabbros de Puerto Escondido se sont formées à des températures voisines de 750°C.

– Finalement, les températures de cristallisation de la paragenèse à grenat + ferrosalite + bytownite de l'enclave de grès volcanoclastique ont pu être calculées grâce au géothermomètre Ellis et Green [1979], basé sur la partition du Fe-Mg entre grenats et clinopyroxènes (tableau XIX). Elles sont comprises entre 778°-881°C ± 50° C (moyenne de 829,5°C). L'absence d'amphibole qui disparaît au-dessus de 800°C [Rollinson, 1981] et la présence de wollastonite qui n'est stable qu'à des températures supérieures à 700°C et à des pressions autour de 2 kb [Winkler, 1979] confirment que l'estimation de ces températures est correcte.

Il n'y a pas beaucoup de géobaromètres applicables aux associations métamorphiques de haute température.

Ech	Gre nat XFe	Gre nat XMg	Clinopy roxène XFe	Clinopy roxène XMg	Plagioclase XCa	Plagioclase XNa	Plagioclase n(An/Ab)	Amphibole XNaB	Amphibole XCaB	Amphibole XAlIV	Amphibole n (Ca/Na	Amphibole Altot	Chlorite AlIV	Température (°C) El & Gr	Température (°C) Plyu	Température (°C) Spear	Température (°C) Cathelineau	Pression (kb) Plyu	Pression (kb) Brown
M-40					0,288	0,688	-0,872	0,046	1,954		3,749					500			
					0,342	0,641	-0,628	0,016	1,984		4,820					490			
					0,235	0,723	-1,124	0,013	1,987		5,029					310			
					0,369	0,615	-0,511	0,079	1,921		3,191					520			
					0,358	0,62	-0,549	0,038	1,962		3,944					510			
					0,364	0,629	-0,547	0,093	1,907		3,021					530			
					0,408	0,59	-0,369	0,068	1,932		3,347					520			
Z-24					0,047	0,888	-2,939	0,056	1,944	0,519	3,547	0,788	1,534		465	410	185	2,5	1,1
					0,026	0,939	-3,587	0,092	1,908	0,602	3,032	0,94	1,975		460	430	256	3,5	1,8
					0,038	0,926	-3,193	0,128	1,872	0,605	2,683	0,912	2,189		465	460	291	3,3	2,6
					0,32	0,688	-0,765	0,045	1,955	0,507	3,771	0,635	2,001		545	500	260	<2	0,9
					0,024	0,943	-3,671	0,023	1,977	0,598	4,454	0,87	1,539		460	360	186	3,3	0,5
					0,037	0,939	-3,234	0,044	1,956	0,494	3,794	0,737			465	410		2,8	0,9
					0,02	0,976	-3,888	0,013	1,987	0,207	5,029	0,356			460	320		<2	0,3
					0,288	0,701	-0,890	0,062	1,938	0,425	3,442	0,68			535	510		<2	1,2
								0,067		0,349									1,3
								0,049		0,498									1,0
								0,04		0,726									0,8
								0,064		0,503									1,3
								0,026		0,512									0,5
								0,149		0,898									3,0
								0,018		0,11									0,4
								0,023		0,598									0,5
								0,03		0,376									0,6
								0,037		0,361									0,7
								0,014		0,319									0,3
								0,116		0,328									2,3
								0,099		0,114									2,0
Mx-211					0,175	0,785	-1,501	0,035	1,935		4,013					390			
					0,039	0,956	-3,199	0,062	1,938		3,442					420			
					0,582	0,417	0,333	0,039	1,961		3,918					505			
					0,49	0,46	0,063	0,06	1,94		3,476					520			
					0,5	0,491	0,018	0,055	1,945		3,566					515			
					0,091	0,882	-2,271	0,051	1,949		3,643					410			
					0,616	0,374	0,499	0,092	1,908		3,032					525			
Mx-207					1,003	0,015	4,203	0,063	1,937		3,426					>725			
Mx-206					1,033	0,018	4,050	0,005	1,995		5,989					>725			
					1,024	0,009	4,734	0,004	1,996		6,213					>725			
					1,029	0,009	4,739	0,024	1,976		4,411					>725			
Mx-219	0,342	0,004	0,282	0,214										818					
	0,337	0,005	0,28	0,208										863					
	0,338	0,005	0,304	0,231										881					
	0,314	0,002	0,276	0,215										781					
	0,348	0,004	0,288	0,208										833					
	0,334	0,002	0,285	0,205										779					
	0,34	0,002	0,286	0,203										778					

TABLEAU XX. – Thermobarométrie des échantillons étudiés.

(El & Gr) : Ellis et Green, 1979; (Plyu) : Plyusnina, 1982; (Spear) : Spear, 1980; (Cathelineau) : Cathelineau, 1998; (Brown) : Brown, 1977.

TABLA XX. – *Geotermobarometría de las muestras estudiadas.*

(El & Gr) : Ellis y Green, 1979; (Plyu) : Plyusnina, 1982; (Spear) : Spear, 1980; (Cathelineau) : Cathelineau, 1998; (Brown) : Brown, 1977.

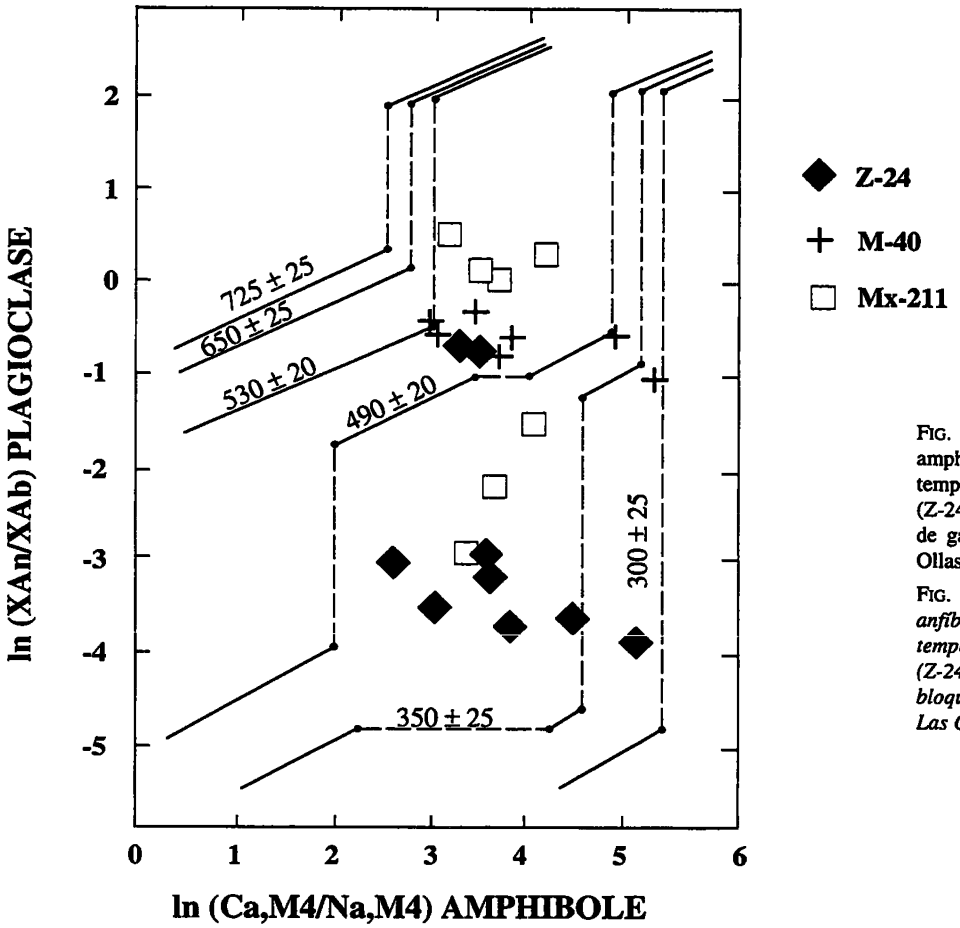


FIG. 102. – Géothermomètre plagioclase-amphibole de Spear [1980] montrant les températures de l'andésite de Zihuatenejo (Z-24), le bloc de basalte (M-40) et un bloc de gabbro (Mx-211) du complexe de Las Ollas.

FIG. 102. – *Geotermómetro plagioclasa-anfíbol de Spear [1980] mostrando las temperaturas de la andesita de Zihuatanejo (Z-24), el bloque de basalto (M-40) y un bloque de gabro (Mx-211) del complejo de Las Ollas.*

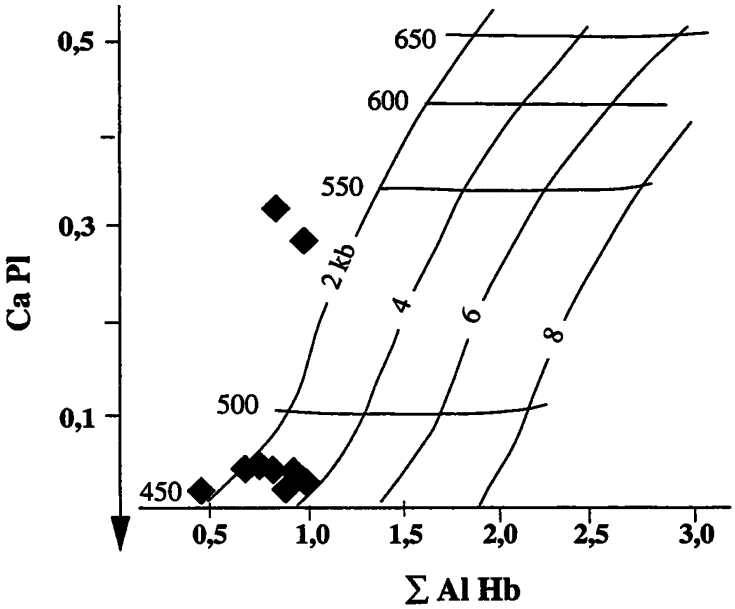


FIG. 103. – Géothermobaromètre plagioclase-amphibole de Plyusnina [1982] montrant les températures et les pressions des paragénèses de l'andésite (Z-24) de Zihuatanejo.

FIG. 103. – *Geotermobarómetro plagioclasa-anfíbol de Plyusnina [1982] mostrando las temperaturas y présiones de las asociaciones de la andesita (Z-24) de Zihuatanejo.*

Toutefois, Brown [1977] signale qu'en présence de plagioclase + amphibole + chlorite + épidote, les teneurs en Na_B (composant crossite) et en Al^{IV} des amphiboles peuvent donner une indication de la pression de cristallisation. Seule la paragenèse présente dans l'andésite (Z24) peut fournir une estimation des pressions de cristallisation. Les faibles teneurs en Na_B des amphiboles (Na_B < 0,149 avec plus de 95% <0,1 à teneurs en Al^{IV} variables comprises entre 0,11-0,90) suggèrent que ce métamorphisme a eu lieu à de faibles pressions de l'ordre de 0,3-3.0 kb ± 1kb (obtenues à partir du géobaromètre de Brown [1977]; tableau XIX et fig. 104). Si on fait abstraction des pressions minimale et maximale (qui n'apparaissent qu'une seule fois), l'intervalle des pressions est de 0,5-2,6kb ± 1kb (moyenne de 1,55 kb ± 1). De telles pressions sont classiques des auréoles métamorphiques d'intrusions granitiques [Hietanen, 1974; Brown, 1977; Cho et Liou, 1986; Cho *et al.*, 1987] et suggèrent des profondeurs de l'ordre de 5-6 km pour la mise en place des intrusions.

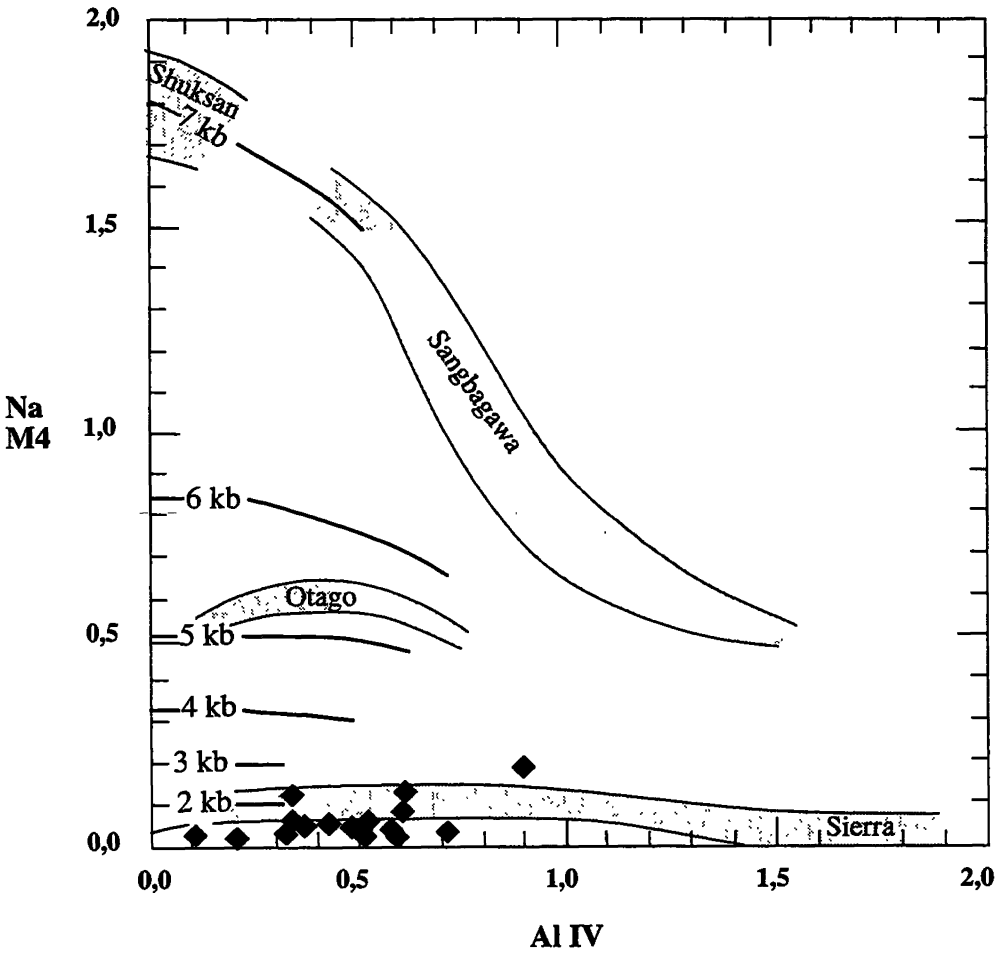


FIG. 104. - Géobaromètre des amphiboles de Brown [1977] montrant les pressions des amphiboles de l'andésite (Z-24) de Zihuatanejo.

FIG. 104. - *Geobarómetro de anfíboles de Brown [1977] monstrando las presiones de los anfíboles de la andesita (Z-24) de Zihuatanejo.*

5.4.2.4. En conclusion

Le complexe de subduction de Las Ollas est affecté par un métamorphisme **haute pression-basse température** caractérisé par des paragenèses à amphibole bleue ± lawsonite ± trémolite ± mica blanc ± chlorite formées à des températures comprises entre 200-300°C et à des pressions de 5 à 7 kb.

Le complexe de subduction de Las Ollas et la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo ont subi un métamorphisme de contact **Basse pression-Moyenne à Haute température** induit par les plutons tertiaires (gabbros, diorites, granitoïdes). On observe grossièrement une zonalité croissante depuis des paragenèses albite + actinote + chlorite-smectite + épidote dans les zones les plus éloignées des plutons jusqu'aux paragenèses à plagioclase calcique + ferrosalite + grenat ± wollastonite dans les enclaves d'encaissant des plutons. Il faut souligner en outre qu'il existe certainement des reliques de clinopyroxènes magmatiques, peut-être de l'olivine. Enfin, des paraganèses à zéolites et actinote-albite cohabitent avec des associations de HT, suggèrant que ces roches ont subi localement un métamorphisme rétrograde, lié soit aux derniers stades de refroidissement des plutons soit à des épisodes volcaniques plus récents qui abondent dans cette région.

5.5. Caractères géochimiques des roches ignées du Zihuatanejo et de Las Ollas

Ce paragraphe est consacré à la géochimie et aux affinités magmatiques des roches ignées de Zihuatanejo et de Las Ollas. Nous aborderons d'abord l'étude géochimique des laves crétacées de la séquence de Zihuatanejo puis celle des blocs du complexe de subduction de Las Ollas. Une comparaison (incluant les compositions isopopiques) entre les deux ensembles est présentée dans le chapitre IV.

5.5.1. Les laves de la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo

5.5.1.1. Caractères chimiques généraux

Cinq échantillons d'andésites (53< SiO_2% < 63) et de dacites (63 < SiO_2% < 73) provenant essentiellement des niveaux sommitaux de la séquence ont été analysés. Trois correspondent à des coulées affleurant à Playa Linda et au S de Zihuatanejo et les deux autres sont des fragments inclus dans les pyroclastites à Playa Linda (fig. 88). Le tableau XIII résume les caractéristiques

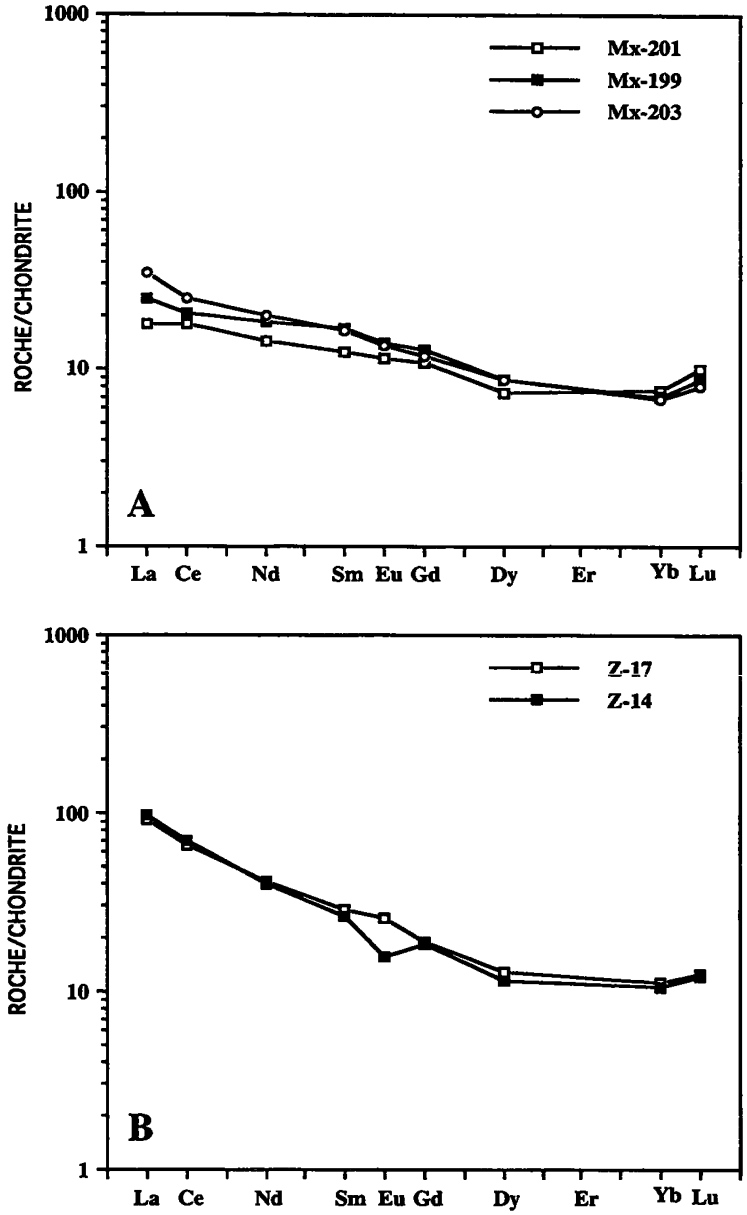


FIG. 105. – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites d'Evensen *et al.* [1978] des andésites (A) et des dacites (B) de la séquence de Zihuatanejo.

FIG. 105. – *Espectros de tierras raras normalizadas con respecto a las condritas de Evensen et al. [1978] de las andesitas (A) y de las dacitas (B) de la secuencia de Zihuatanejo.*

pétrographiques, minéralogiques et géo-chimiques des ces échantillons.

Ce sont des roches relativement fractionnées car leurs concentrations en MgO (<4,5%), Cr (<126 ppm) et Ni (<60 ppm) sont basses. Les andésites sont plus alumineuses (Al_2O_3 = 17-18%) que les dacites Al_2O_3 = 15%). Les teneurs faibles en TiO_2 (< 0, 64 %) sont globalement identiques dans les andésites et les dacites. Par contre, les concentrations en Fe_2O_3 et en V diminuent des andésites aux dacites à taux de silice croissant. Ce comportement du fer et du vanadium est typique des séries calco-alcalines [Miyashiro, 1974; Miyashiro et Chido, 1975] mais montre par contre que les variations en TiO_2 ne sont pas seulement liées au fractionnement des oxydes ferro-titanés ou à leur concentration mais aussi au comportement de l'amphibole (Ti et l'Y ayant des forts coefficients de partage pour ce minéral; Henderson [1982]). En effet, on note une bonne corrélation entre les teneurs en Y et en TiO_2 et la présence ou l'absence d'amphibole d'une part et la richesse en amphiboles d'autre part. Par exemple, parmi les andésites, l'échantillon Mx201 est celui qui est le moins riche en amphiboles et qui est le plus appauvri en Y et TiO_2. De même, en comparant les deux dacites, l'échantillon Z14 où l'amphibole est absente, montre les concentrations en TiO_2 et Y les plus basses. Donc, les variations en Y et Ti sont liées au fractionnement et/ou à l'accumulation de l'amphibole dans l'évolution magmatique de ces laves.

Les andésites, malgré leur fractionnement relativement important sont pauvres en Zr (58 <Zr ppm < 76) pour des laves calco-alcalines moyennement potassiques [Gill, 1981]. Ces concentrations sont plutôt caractéristiques des tholéïtes d'arc. Les dacites au contraire sont enrichies en Zr (231 < Zr ppm < 252, présence de zircon ?). Si l'on compare l'enrichissement en Zr des dacites par rapport aux andésites de Zihuatanejo avec celles de laves orogéniques à des concentrations identiques en SiO_2 (entre andésites et dacites tholéïtiques de Martinique; Coulon *et al.* [1991]; ou entre andésites et dacites calcoalcalines de l'arc des Marianes, Bloomer *et al.* [1989]), on constate que les différences observées entre les roches de Zihuatanejo sont trop importantes pour penser que les dacites dérivent des andésites par cristallisation fractionnée. Ces différences chimiques entre andésites et dacites se retrouvent aussi dans les concentrations et les fractionnements des terres rares et suggèrent que ces roches ne sont pas cogénétiques. Le métamorphisme BP-HT qui a affecté ces roches a entraîné une mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux dont les concentrations sont extrêmement variables d'une lave à l'autre (surtout les éléments se concentrant dans les plagioclases). Cependant K_2O (1,06-2,66%) et Rb (16-46 ppm) semblent avoir été moins perturbés par ce métamorphisme. En effet, les rapports K/Rb de ces laves sont compris dans les intervalles des valeurs données pour des andésites et des dacites calco-alcalines moyennement potassiques (Gill

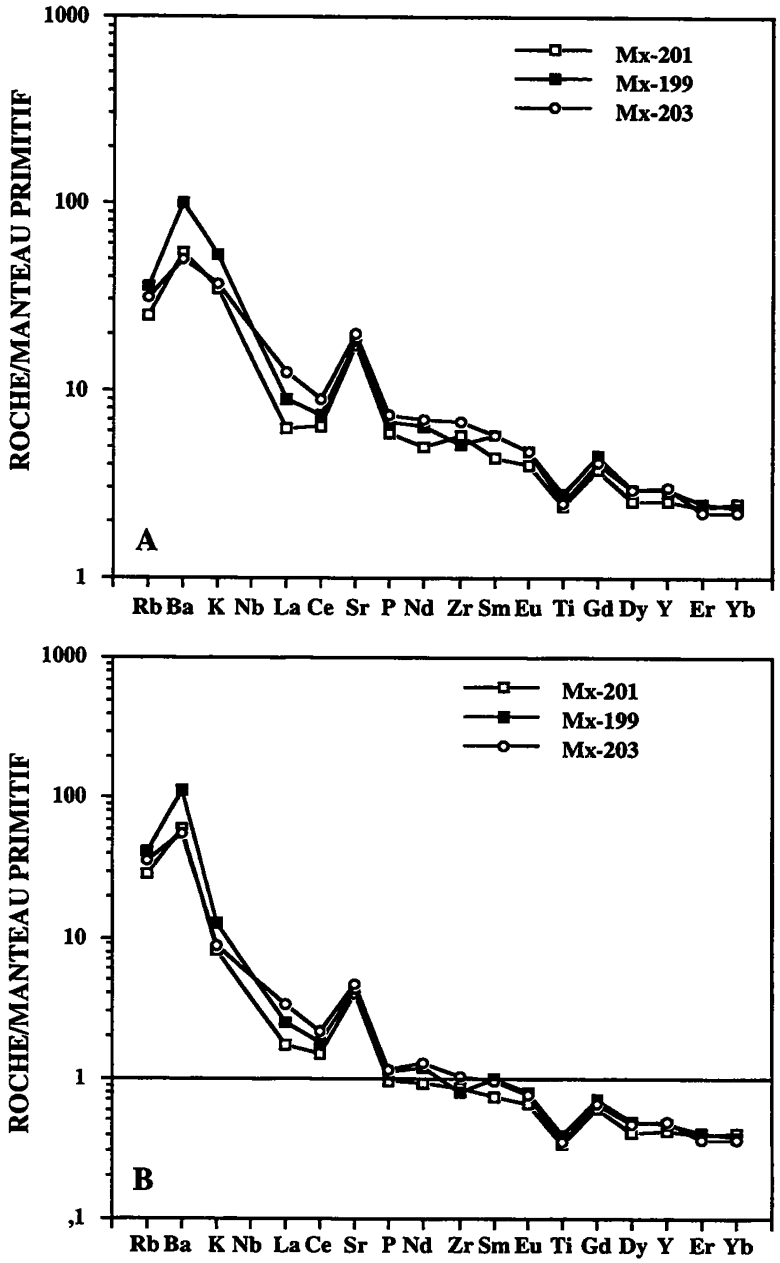


FIG. 106. - Spectres d'éléments lithophiles normalisés au manteau primitif (A) et au N-MORB (B) de Sun et McDonough [1989] des andésites de Zihuatanejo.

FIG. 106. - *Espectros de elementos litófilos normalizados al manto primitivo (A) y a N-MORB (B) de Sun y McDonough [1989] de las andesitas de Zihuatanejo.*

[1982]; K/Rb des andésites est compris entre 464 et 577; K/Rb des dacites est compris entre 470 et 501).

5.5.1.2. Affinité magmatique des andésites et dacites de Zihuatanejo

La plupart des diagram-mes discriminants existant dans la littérature [Ti-V de Shervais [1982]; Ti-Zr ou Ti/100-Zr-Y*3 de Pearce et Cann [1983] sont seulement applicables aux laves basiques ou à la limite aux laves de composition intermé-diaire associées à des basaltes. C'est pourquoi, pour préciser l'affinité mag-ma`tique de ces laves nous allons utiliser :

- (1) les diagrammes de terres rares normalisées aux chondrites [Evensen *et al.*, 1978];
- (2) les spectres d'éléments lithophiles normalisés au manteau primitif et au N-MORB [Sun et McDonough, 1989], pour les andésites et au ORG [Pearce, 1984], pour les dacites.

Globalement, les laves analysées montrent des teneurs en terres rares relativement faibles compte tenu de leur caractère fractionné. Leur enrichissement en terres rares légères (fig. 105) est classique des séries calco-alcalines faiblement à moyennement potassiques [Gill, 1981]. Cependant, les andésites, comparées aux dacites (La_N = 91-98; Yb_N = 10,5-11; $(La/Yb)_N$ ~ 9), sont appauvries en terres rares (La_N = 17,7-34,8; Yb_N = 6,7-7,5) et nettement moins enrichies en terres rares légères ($(La/Yb)_N$ compris entre 2,5 et 5,4). De plus, on observe dans les andésites des différences de fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Par exemple, l'andésite Mx203 caractérisée par les teneurs en terres rares légères les plus élevées est celle qui est la plus appauvrie en terres rares lourdes. Pour l'andésite Mx201, c'est l'inverse (appauvrie en terres rares légères et enrichie en terres rares lourdes). Ces différences se matérialisent par le recoupement des spectres (fig. 105A). Toutes ces différences font qu'il est difficile de penser que ces laves puissent être cogénétiques.

Les andésites montrent une très légère anomalie négative en Eu (Eu/Eu* = 0,88-0,93). Les dacites présentent des anomalies en Eu soit fortement négatives (Z14, Eu/Eu* = 0,67), soit légèrement positives (Z*17; Eu/Eu*=1,03). Ces différences sont liées au fractionnement ou à l'ac-cumulation des plagioclases.

Les spectres étendus des andésites ont été normalisés au manteau primitif et au N-MORB [Sun et McDonough, 1989; fig. 106A et B]. On observe que, quelle que soit la normalisation utilisée, les andésites sont fortement enrichies en éléments litho-philes et appauvries en éléments à forte charge ionique. Ces

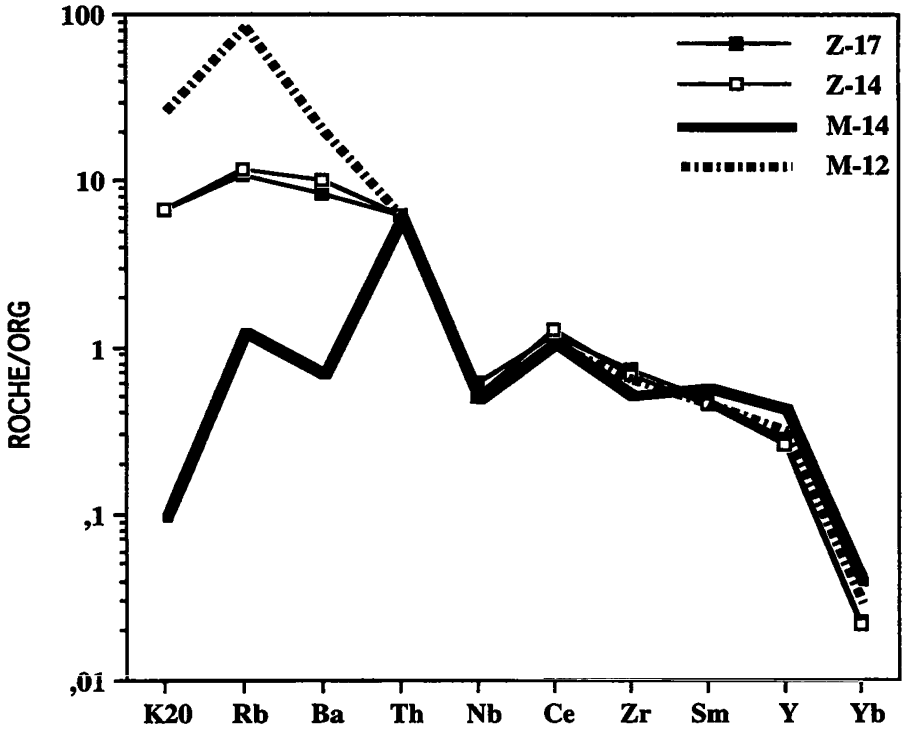


FIG. 107. – Spectres d'éléments lithophiles normalisés au ORG [Pearce, 1984] des dacites de Zihuatanejo. Les rhyolites tholéïtiques de Teloloapan (M-12, M-14) sont indiquées à titre de comparaison.

FIG. 107. – *Espectros de elementos litófilos normalizados a ORG [Pearce, 1984] de las dacitas de Zihuatanejo. Las riolitas tholeíticas de Teloloapan (M-12, M-14) son indicadas para comparación.*

caractères sont typiques de séries calco-alcalines. A l'exception du Sr et du TiO_2, elles sont moins enrichies en éléments lithophiles que les dacites. Enfin, deux anomalies impor-tantes caractérisent les spectres multi-éléments des andésites :

- (1) une anomalie négative prononcée en Ti, classique des laves orogéniques calco-alcalines (fractionne-ment précoce des oxydes ferro-titanés)

- (2) un forte anomalie positive en Sr. Le Sr est un élément lithophile montrant, d'un côté, une forte affinité pour le plagioclase [Henderson, 1982] et, d'un autre côté, une tendance à être remobilisé pendant l'altération hydro-thermale et le métamorphisme. Si l'on considère que cet enrichissement est primaire, l'anomalie positive indiquerait une forte concentration des plagioclases dans les andésites. Or, comme nous l'avons remarqué précédemment, les andésites montrent une légère anomalie négative en Eu suggérant un fractionnement plutôt qu'une accumu-lation des plagioclases. Donc, l'enrichis-sement en Sr des andésites n'est pas lié à l'accumulation des plagioclases. Il est possible que cet enrichissement soit lié au métamorphisme thermique qui a affecté ces roches. Les rapports isotopiques du Sr (cf. Chapitre IV) montrent effectivement qu'une andésite (Mx201) est enrichie en Sr radiogénique et le point représentatif de son rapport εSr(T) = -2,59 est nettement déplacé à droite du «Mantle Array». L'autre andésite (Mx199) présente la même anomalie positive en Sr, cependant son rapport εSr (-8,67) montre que

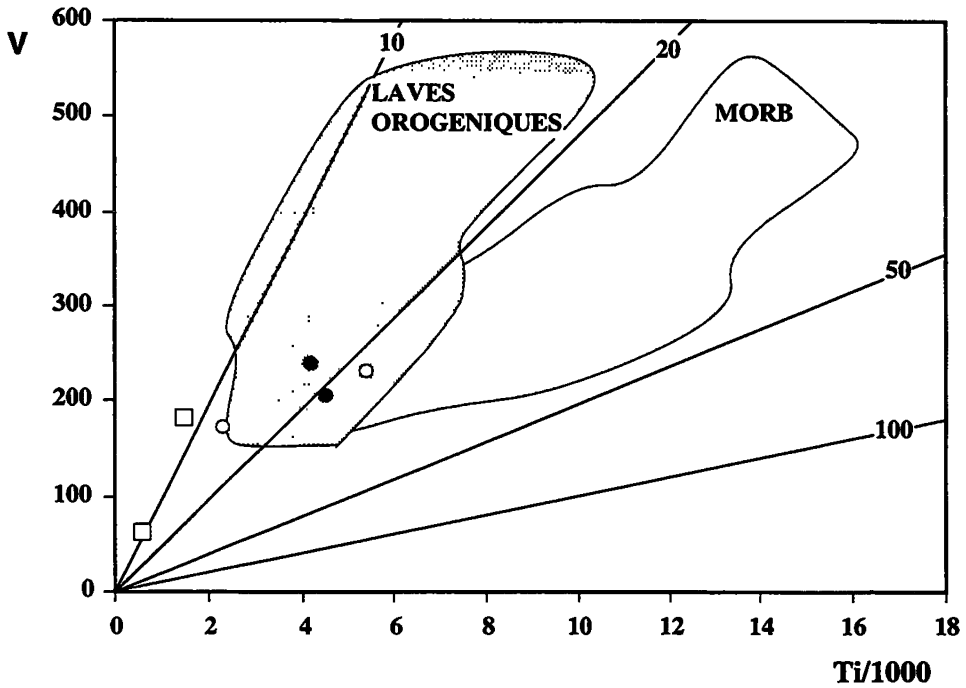


FIG. 108. – Diagramme discriminant V en fonction du Ti de Shervais [1982] pour les blocs de basalte et amphibolite (cercles pleins), de gabbros subdoléritiques (cercles vides) et des gabbros cumulats (carrés vides) du complexe de Las Ollas.

FIG. 108. – *Diagrama de discriminación V en función del Ti de Shervais [1982] de los bloques de basalto y anfibolita (círculos negros), gabros subdoleríticos (círculos blancos) y de los gabros cumulados (cuadrados blancos) del complejo de Las Ollas*

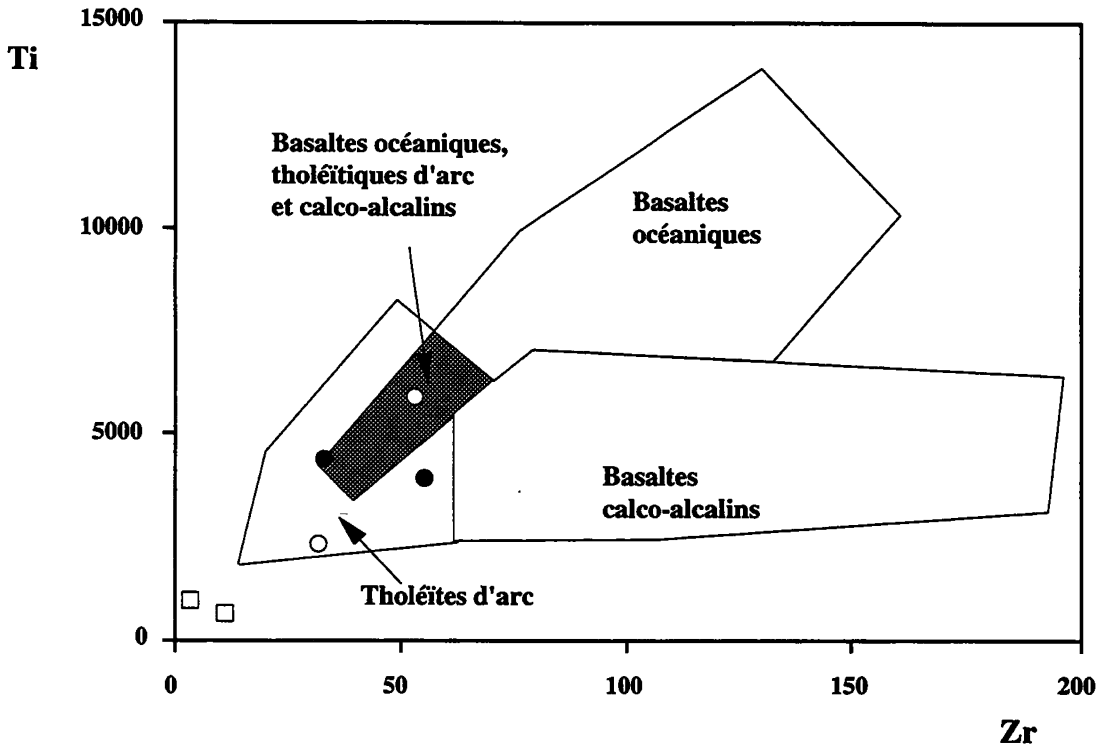


FIG. 109. - Diagramme discriminant Ti en fonction du Zr de Pearce et Cann [1983] pour les blocs du complexe de Las Ollas. Même légende que la figure 108.

FIG. 109. - *Diagrama de discriminación Ti en función del Zr de Pearce y Cann [1983] de las bloques del complejo de Las Ollas. Leyenda igual que la figura 108.*

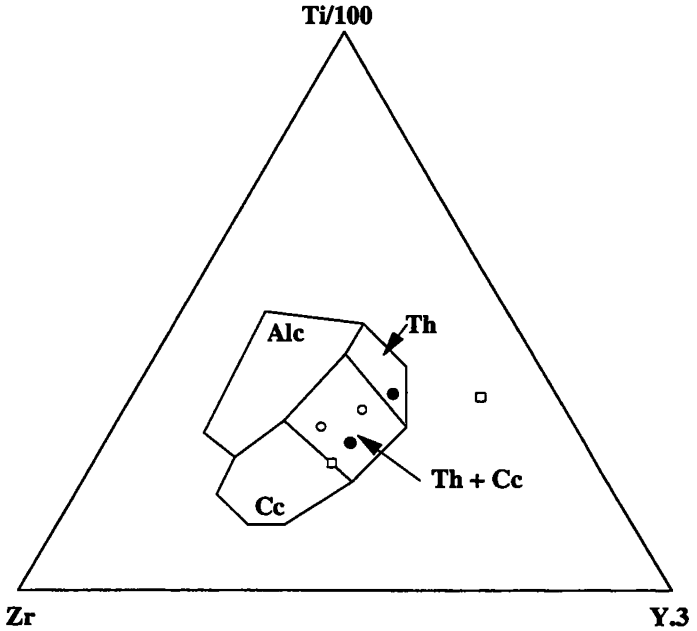


FIG. 110. - Diagramme discriminant Ti-Zr-Y de Pearce et Cann [1983] pour les blocs du complexe de Las Ollas. Même légende que la figure 108.

(Alc) Basaltes alcalins ; (Th) Tholéïtes d'arc ; (Cc) Basaltes calco-alcalins.

FIG. 110. - *Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y de Pearce y Cann [1983] de los bloques del complejo de Las Ollas. Leyenda igual que la figura 108.*
(Alc) Basaltos alcalinos ; (Th) Tholeitas de Arco ; (Cc) Basaltos calco-alcalinos.

l'enrichissement radiogénique a été moins important. Ces différences entre les rapports isotopiques du Sr des deux roches doivent dépendre aussi du comportement du Rb durant le métamorphisme (lessivage ou concentration).

Les dacites ont été normalisées par rapport au ORG (Granites des rides océaniques; Pearce [1984]). Leurs spectres multi-éléments (fig. 107) montrent les caractères classiques des roches acides calco-alcalines (enrichies en LILE et appauvris en HFS) et sont comparables aux spectres de rhyolites calco-alcalines de marge active (les rhyolites mésozoïques de Chine [Lapierre *et al.*, 1992]).

En conclusion, les laves de la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo montrent des affinités de séries calco-alcalines faiblement à moyennement potassiques. Les faibles concentrations en Zr des andésites sont plutôt typiques des tholéïtes d'arc. Les différences de concentrations en P_2O_5, en Zr, en Y et en terres rares entre les andésites et les dacites ainsi que l'enrichissement en terres rares légères moins marqué dans les andésites que dans les dacites indiquent que les dacites ne dérivent pas des andésites par cristallisation fractionnée. D'un autre côté, les différences d'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, observées au sein des andésites, suggèrent que ces andésites ne dérivent pas l'une de l'autre par cristallisation fractionnée. Deux hypothèses sont alors possibles :

- (1) les andésites ne sont pas cogénétiques et dérivent de magmas calco-alcalins différents;

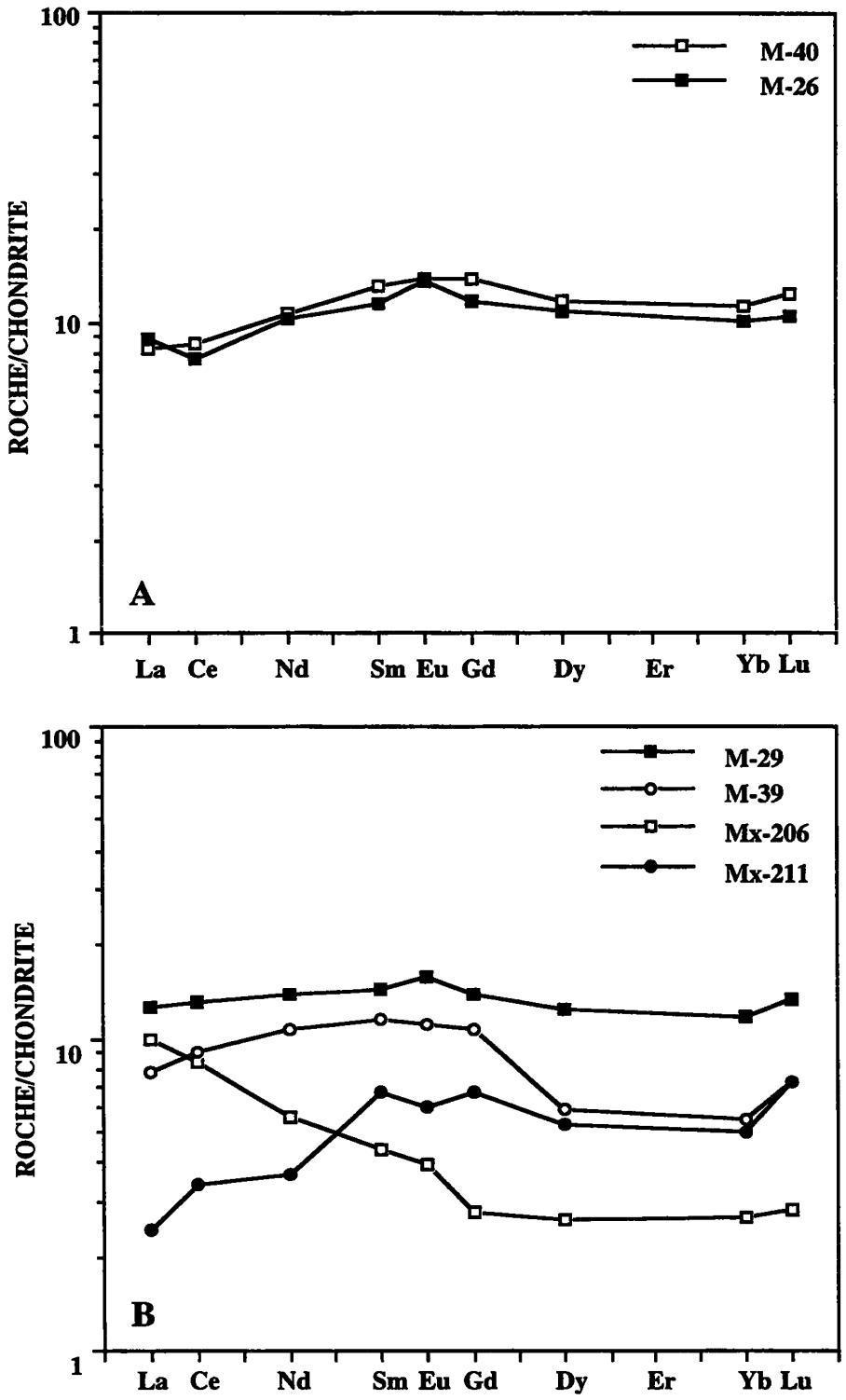


FIG. 111. – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites d'Evensen *et al.* [1978] des blocs de basalte et d'amphibolite (A) et de gabbro (B) du complexe de Las Ollas.

FIG. 111. – *Espectros de tierras raras normalizadas a las condritas de Evensen et al. [1978] de los bloques de basalto y anfibolita (A) y de gabro (B) del complejo de Las Ollas.*

- (2) ces laves sont cogénétiques mais leurs caractères géochimiques diffè-rent à cause de processus complexes (accumulation préférentielle de minéraux, AFC, mélanges magmatiques acide-basique).

5.5. 2. Les blocs du complexe de subduction de las Ollas

5.5.2.1. Caractères chimiques généraux

Six blocs provenant des deux coupes étudiées ont été analysés: quatre échantillons (un basalte : M40; une amphibolite : M26, et deux gabbros sub-doléritiques : M29 et M39) proviennent de la coupe de Las Ollas, fig. 89; les deux autres échantillons sont des gabbros cumulats de Puerto Escondido, fig. 89). Les principales caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimi-ques des blocs analysés sont résumées dans le tableau XIII.

Toutes ces roches présentent des compositions basiques (SiO_2 <53 %). Le basalte et l'amphibolite sont des liquides relativement peu différenciés car riches en MgO (8,5 < MgO % < 6) et en Cr (~200 ppm). L'absence ou la présence de très peu d'olivine explique les basses teneurs en Ni (46-76 ppm). Naturellement, les gabbros où se sont accumulés des clino-pyroxènes, les amphiboles et les oxydes ferro-titanés sont nettement plus magnésiens, surtout chromifères (accumu-lation des cpx) et enrichis en V. Enfin, quelque soit le type de roche, les teneurs en TiO_2, inférieures à 1% (TiO_2<0,91%) sont typiques des laves orogéniques. Les teneurs en Fe_2O_3 (6,90-9,85%), élevées montrent que ces roches sont vraisemblablement des tholéïtes d'arc.

Les teneurs en CaO (7,91-16,85), Na_2O (1,03-5,19%), K_2O (0,01-2,06%), Rb (5-33 ppm), Ba (45-284 ppm) et Sr (91-258 ppm) sont extrêmement variables. Naturellement, les concentrations en CaO, Na_2O et Al_2O_3 reflètent les compositions des plagioclases : Mx206 contenant de l'anorthite est riche

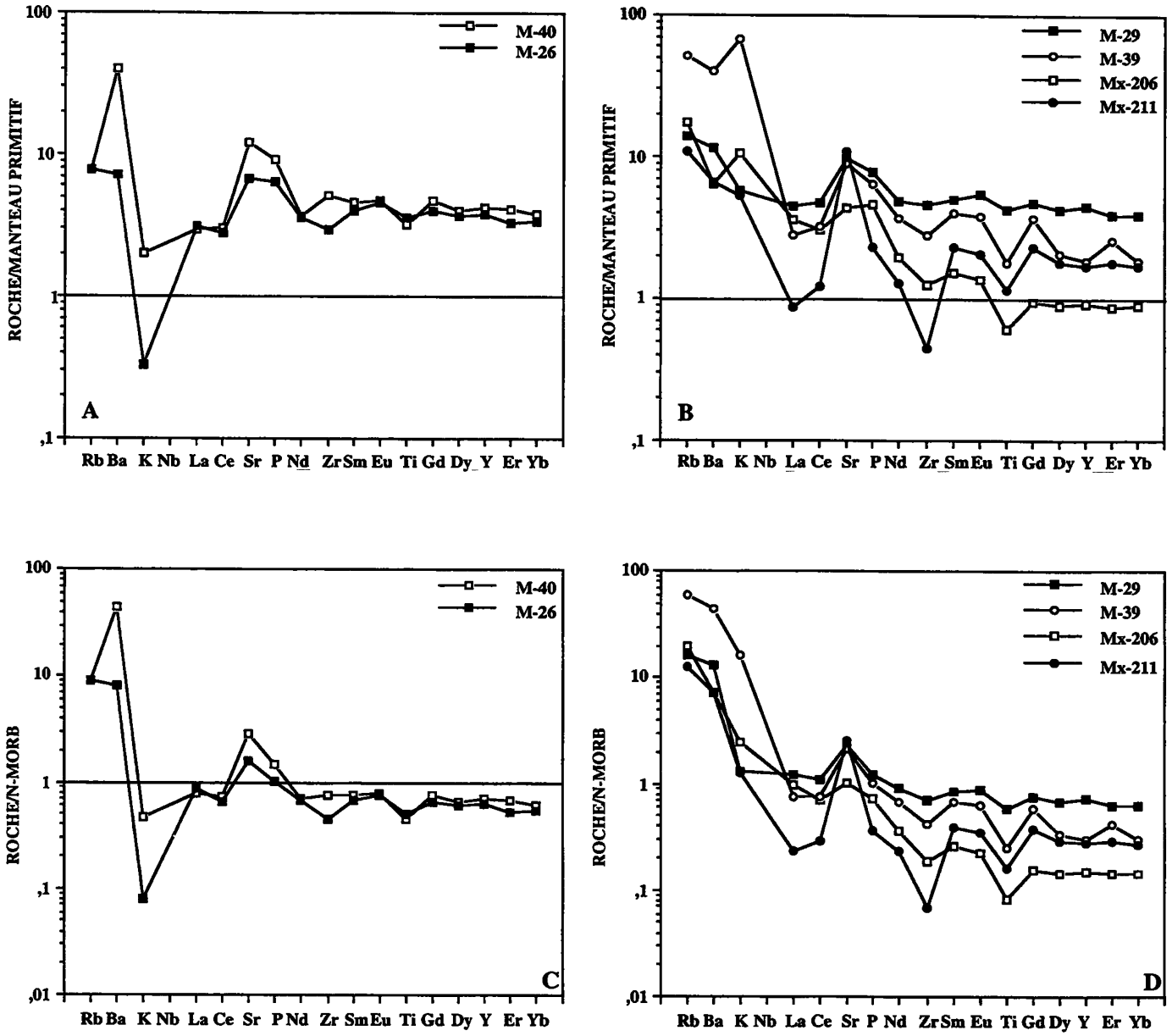


FIG. 112. – Spectres étendus normalisés au Manteau primitif (A-B) et au N-MORB (C-D) des blocs de basalte et d'amphibolite (A-C) et de gabbro (B-D) du complexe de Las Ollas.

FIG. 112. – *Espectros de elementos litófilos normalizados al manto primitivo (A-B) y a N-MORB (C-D) de los bloques de basalto y anfibolite (A-C) y de gabro (B-D) del complejo de Las Ollas.*

en CaO = 16,9 % et en Al_2O_3 = 20,25%, Mx211 ayant du plagioclase de type albite-oligoclase, est riche en Na2O (4%) et plus pauvre en CaO et Al_2O_3

Les concentrations variables en Y (4,23-20,47 ppm) sont liées à la présence de l'amphibole. On remarque une étroite corrélation entre les concentrations en Y et en TiO_2; les roches sont à la fois pauvres en Y et en TiO_2. La teneur la plus faible en Y (4,23 ppm) correspond au gabbro Mx206 qui est le plus appauvri en TiO_2 (0,13%) et qui ne renferme que peu d'amphiboles.

Les teneurs en Zr (5-57 ppm), bien que très variables, sont systématiquement faibles dans toutes les roches et comprises dans la fourchette des valeurs considérées comme typique des séries tholéïtiques d'arc. Evidemment, ce sont les gabbros cumulats, riches en cpx et amphiboles (Mx206 et Mx211) de la coupe de Puerto Escondido (fig. 89) qui montrent les teneurs les plus faibles (5< Zr ppm < 14).

5.5.2.2. Affinité magmatique des blocs

Les gabbros cumulats sont chimiquement différents du basalte et de l'amphibolite qui sont plus représentatifs de liquides. Cependant, ces roches montrent en commun une pauvreté en TiO_2 et une richesse en Fe_2O_3, caractéristiques des tholéïtes d'arc. Nous allons tenter de confirmer ou d'infirmer cette affinité magmatique à l'aide :

- (1) des diagrammes discriminants faissant intervenir des éléments peu ou pas mobiles pendant l'altération et le métamorphisme. Notamment, nous allons utiliser les diagrammes Ti-V, Ti-Zr et Ti/100-Zr-Y*3 préconisés respectivement par Shervais [1982] et Pearce et Cann [1983];

- (2) des spectres de terres rares normalisées aux chondrites d'Evensen *et al.* [1978];

- (3) des spectres multi-élements normalisés au manteau primitif et au N-MORB [Sun et McDonough, 1989].

Dans les diagrammes, (1) V en fonction du Ti (fig. 108); (2) Ti en fonction du Zr (fig. 109), et (3) Ti/100-Zr-Y*3 (fig. 110), les points représentatifs du basalte et de l'amphibolite ainsi que les gabbros subdoléritiques dont le caractère accumulatif n'est pas trop prononcé se placent bien dans le champ des laves orogéniques et des tholéïtes d'arc. Les points représentatifs des gabbros cumulats appauvris en Ti, V et an Zr sortent des champs définis à partir de basaltes.

Les concentrations en terres rares varient fortement d'un groupe de roche à l'autre. Le basalte et l'amphibolite qui sont représentatifs de liquides montrent des concentrations homogènes (La_N = 8,20-8,89; Yb_N = 10,18-11,21 fois les chondrites), classiques de tholéïtes d'arc, appauvries en terres rares légères [$(La/Yb)_N$ = 0,76-0,91).

Les gabbros subdoléritiques de Las Ollas montrent des concentrations légèrement supérieures à celles du basalte et de l'amphibolite (La_N = 7,83-12,54; Yb_N = 5,52-11,64 fois les chondrites). Leurs spectres diffèrent à cause des phases minérales plus ou moins accumulées qu'ils contiennent. M29 montre une anomalie positive en Eu, liée à l'accumulation des plagioclases alors que M39 est caractérisé par une très légère anomalie négative en Eu, indiquant que les plagioclases ont plutôt fractionné (fig. 111). Le fractionnement important en terres rares lourdes de M-39 est lié à l'abondance des clinopyroxènes accumulés et peut-être à un moindre degré aux oxydes ferro-titanés (magnétite-ilménite).

L'allure des spectres des terres rares (fig. 111) des gabbros cumulats de Puerto Escondido est dominée par les phases minérales accumulées comme les clinopyroxènes et les amphiboles. M206 est enrichi en terres rares légères $(La/Yb)_N$ = ~4) et montre pour les terres rares lourdes un spectre presque plat. Un tel spectre évoque une accumulation importante d'amphiboles et à un moindre degré de plagioclases. Inversement, l'échantillon M211 montre un spectre appauvri en terres rares légères $(La/Yb)_N$ = 0,5), typique d'un cumulat riche en clinopyroxènes.

Les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif et au N-MORB sont regroupés de la même manière que les spectres de terres rares (fig. 112). Quelque soit la normalisation choisie, les spectres multi-éléments mettent en évidence les importantes variations en éléments lithophiles produites par les métamorphismes affectant les roches. Cependant, l'amphibolite et le basalte sont appauvris en K_2O, ce qui est une caractéristique des tholéïtes d'arc. Si l'on fait abstraction des LILE, on remarque que le basalte et l'amphibolite montrent des spectres plats relativement comparables avec la légère anomalie négative en Ti classique des tholéïtes d'arc. Cependant, les concentrations en P, Zr et terres rares lourdes (Gd, Dy, Er) du basalte sont légèrement plus élevées que celles de l'amphibolite pour des teneurs en terres rares légères identiques. Ceci indiquerait que le basalte est légèrement plus fractionné que l'amphibolite. Le spectre du gabbro subdoléritique M29 est comparable à ceux du basalte et de l'amphibolite. Enfin, les spectres multi-éléments de gabbros qui présentent des caractères de cumulats, plus ou moins accusés (M39, Mx206, Mx211) sont systématiquement appauvris en TiO_2; donc ils dérivent de magmas tholéïtiques d'arc. Les anomalies (positives ou négatives) sont très variables selon les faciès et dépendent des minéraux – clinopyroxènes, amphiboles, oxydes ferro-titanés – qui se sont plus ou moins accumulés dans ces roches.

En conclusion, les blocs du complexe de subduction de Las Ollas montrent tous la même affinité magmatique. Ce sont des tholéïtes d'arc, appauvries en terres rares légères, donc relativement primitives. Le basalte et l'amphibolite et un des gabbbros subdoléritiques sont géochimiquement comparables (surtout les comportements de TiO_2, Zr, Y) et sont probablement cogénétiques. Le basalte et l'amphibolite représentent les termes effusifs alors que le gabbro subdoléritique a cristallisé dans les parties hautes d'une chambre magmatique. Les gabbros cumulats représenteraient les termes plutoniques de la même séquence. Soit en d'autres termes, les blocs basiques du complexe de subduction de Las Ollas représenteraient les différents termes d'une croûte supérieure d'un arc tholéïtique intra-océanique, vraisemblablement formée aux tous premiers stades de son fonctionnement.

5.6. Conclusions sur l'étude de la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo et sur le complexe de subduction de Las Ollas

Dans la région de Zihuatanejo, le long de la côte pacifique, affleurent deux unités tectoniquement superposées, liées à l'activité d'un arc insulaire du Crétacé inférieur.

– La séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo est composée de pyroclastites et de laves calco-alcalines déjà différenciées, associées à des calcaires récifaux et/ou des couches rouges continentales. Elle représente le dernier stade d'évolution d'un arc insulaire intra-océanique qui progressivement émerge et devient aérien. Localement affleurent des niveaux congloméra-

tiques à galets de schistes, de gneiss et de granites suggèrant que cet arc était proche d'une marge continentale ou d'un bloc continental émergé.

– Le complexe de subduction de Las Ollas comprend des blocs de roches basiques et ultrabasiques enchassés dans un matrice de serpentine ou de flysch. Ces blocs sont affectés par un métamorphisme HP-BT. Les roches basiques montrent des affinités de tholéïtes d'arc, appauvries en terres rares légères. Leurs caractères géochimiques communs suggèrent qu'elles représentent des fragments dissociés d'un croûte supérieure d'un arc insulaire intra-océanique, formée aux tous premiers stades de l'activité de l'arc.

Ces deux unités, actuellement tectoniquement associées, représentent donc les témoins des stades précoce et ultime d'un arc insulaire intra-océanique.

Le plutonisme tertiaire gabbbro-diorite-granodiorite, lié la subduction du Pacifique sous la marge continentale mexicaine, recoupe les formations d'arc mésozoïque en induisant un métamorphisme BP-HT.

CHAPITRE IV : ÉVOLUTION DU «GUERRERO TERRANE» MÉRIDIONAL

1. – Introduction

Dans les chapitres précédents, le cadre structural, la stratigraphie et les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques, métamorphiques et géochimiques des différentes séquences d'arc affleurant dans la région de Taxco-Zihuatanejo (Mexique méridional) ont été développés. Il faut rappeler que les formations d'arc sont omniprésentes dans toutes les Cordillères mexicaines ou selon la terminologie nord-américaine «Guerrero terrane» [Campa et Coney, 1983; Campa, 1985; Coney, 1989], aussi bien le long du Pacifique qu'au centre du Mexique. Il est maintenant unanimement admis que certaines séquences sont édifiées sur un substratum continental (Basse Califonie, Sinaloa, Michoacan [Bonneau, 1972; Mullan, 1978] alors que d'autres ont été reconnues comme reposant sur de la lithosphère océanique, en particulier au Mexique central (Guanajuato, Zacatecas; fig. 2 [Monod *et al.*, 1990; Ortiz *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992a et b; Ortiz, 1992; Tardy *et al.*, 1992; Yta, 1992]).

Les séquences d'arc de la région de Taxco-Zihuatanejo, étudiées dans ce mémoire, montrent des affinités magmatiques variables selon les séquences et parfois à l'intérieur d'une même séquence, mais la prédominance des laves basiques, leur milieu d'épanchement sous-marin et leurs caractéristiques géochimiques et isotopiques (voir ci-dessous) suggèrent qu'elles se sont édifiées sur un substratum océanique. Seule la séquence de Taxco-Taxco Viejo montre des caractéristiques d'arc insulaire installé sur croûte continentale.

Nous nous proposons donc de présenter ici, afin d'avoir un aperçu synthétique des caractères géochimiques et des affinités magmatiques des formations orogéniques mésozoïques des Cordillères mexicaines :

- (1) une synthèse des paragenèses métamorphiques, observées dans les séries d'arc de la région de Taxco-Zihuatanejo;

- (2) une comparaison axée sur les caractéristiques géochimiques (terres rares et éléments à forte charge ionique) des séries d'arc de la région étudiée avec celles de mêmes affinités qui affleurent au Mexique central et le long du Pacifique entre Tecoman et Playa Azul; nous nous sommes restreints à ces seules séquences car les données géochimiques complètes étaient disponibles (thèses d'Ortiz, 1992 et d'Yta, 1992; publications avec données chimiques] (la comparaison des successions lithostratigraphiques de ces séries d'arc et leurs implications géodynamiques seront présentées dans le chapitre V);

- (3) une approche pétrogénétique à l'aide des terres rares et des compositions isotopiques (obtenues dans cette étude, publiées et travaux en cours de C. Freydier) afin de caractériser la ou les sources mantelliques des séries d'arc du «Guerrero terrane». Une conclusion partielle termine ce chapitre.

2. – Comparaison des métamorphismes dans les séries d'arc du secteur étudié

Avant cette étude, les caractéristiques métamorphiques des séries d'arc de la région étudiée étaient peu ou mal connues. La plupart des auteurs avaient bien reconnu la présence de phases métamorphiques mais les conditions thermodynamiques de ces métamorphismes n'avaient pas été discutées ou précisées [Campa et Ramírez, 1979; De Cserna *et al.*, 1978; Elias et Zavala, 1991; Ortiz, 1992]. D'ailleurs, la présence de minéraux métamorphiques fut systémati-quement rattachée à la mise en place tectonique des séries. Les études présentées dans les chapitres précédents ont permis de préciser les conditions physico-chimiques (P-T, fO_2, X_{CO2}, etc.) des méta-morphismes ainsi que leurs conséquences dans les changements des compositions chimiques des roches métamorphisées.

Les répartitions des phases métamorphiques dans les roches et à travers les successions lithostratigraphiques de chaque séquence, ainsi que les natures et les compositions chimiques des minéraux secondaires indiquent que ces métamorphismes qui ont affecté ces séries correspondent à plusieurs processus.

Dans la séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan ou d'Arcelia, par exemple, le métamorphisme précoce est produit par la percolation de fluides hydrothermaux dans des conditions statiques tandis que le métamorphisme tardif de Teloloapan ou celui de Taxco-Taxco Viejo, syncinématique, est étroitement associé aux tectoniques compressives qui ont accompagné l'édification des Cordillères mexicaines. De même, dans le complexe de subduction de Las Ollas la présence de paragenèses différentes indiquent la participation d'un métamorphisme précoce haute pression-basse température lié aux processus de subduction et d'un métamorphisme basse pression-haute température, lié au plutonisme tertiaire. Finalement, le métamorphisme reconnu dans les roches de la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo est vraisemblablement d'enfouissement.

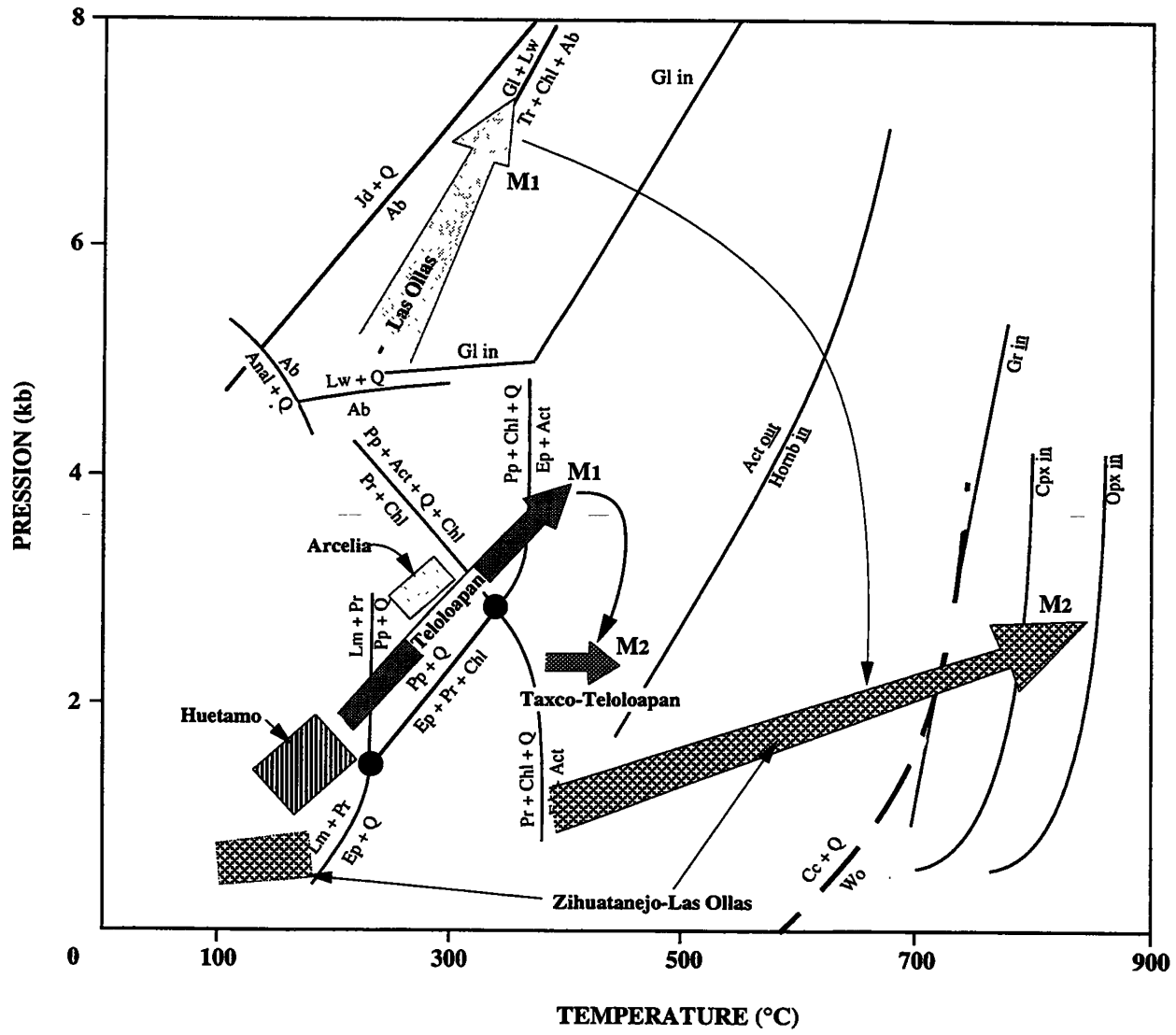


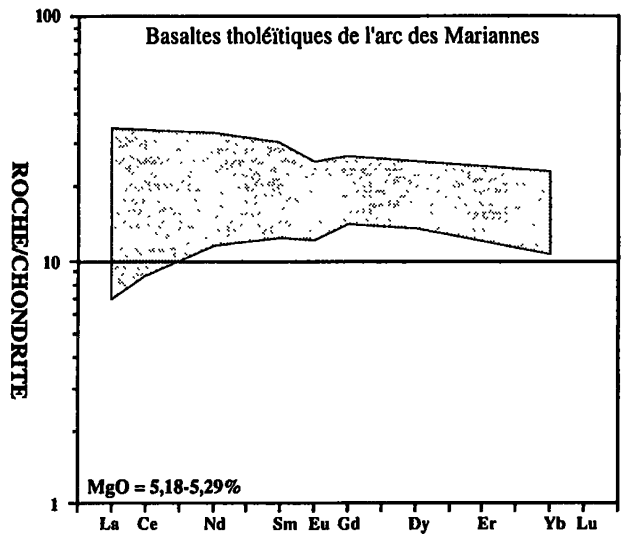
FIG. 113. – Grille pétrogénétique synthétique du système basique montrant les conditions de P-T des métamorphismes reconnus dans les séries d'arc du secteur étudié. Les réactions sont d'après Liou *et al.* [1987]; Mevel [1984], Lasnier [1977] et Kienast et Rangin [1982]. La réaction Cc + Q = Wo du système calcaire est d'après Winkler [1979] et est indiquée à titre de comparaison. La position dans l'axe des pressions du métamorphisme M2 (syncinématique) de Taxco-Teloloapan est arbitraire.

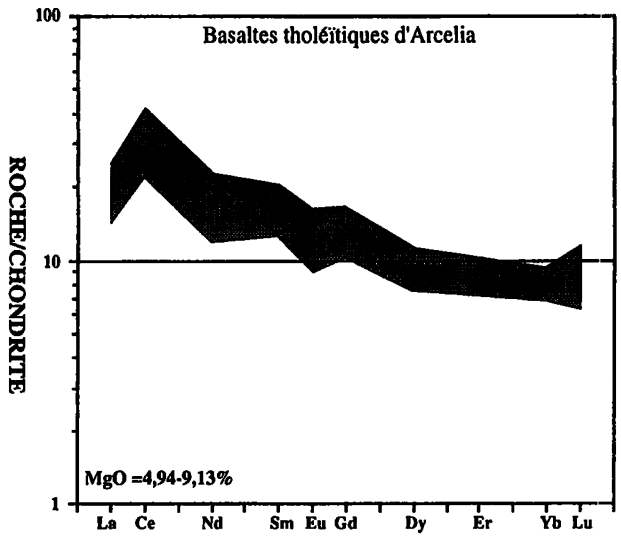
FIG. 113. – *Diagrama petrogenético sintético del sistema básico mostrando las condiciones de P-T de los metamorphismes reconocidos en las series de arco del área de estudio. Las reacciones sont según Liou et al. [1987]; Mevel [1984], Lasnier [1977] y Kienast et Rangin [1982]. La reacción Cc + Q = Wo del sistema calcareo est según Winkler [1979] y es dada para comparación. La posición en el eje de las presiones del métamorfismo M2 de Taxco-Teloloapan es arbitrario.*

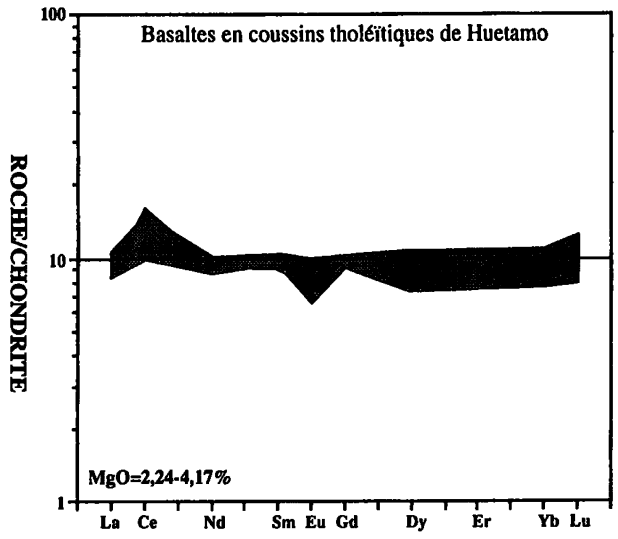
La figure 112 est une grille pétrogénétique synthétique des roches basiques qui illustre les conditions des différents métamorphismes dans chacune des séquences étudiées. Cette figure met en évidence les différences des conditions pour chaque épisode métamorphique. Elles ne sont homogènes qu'à l'intérieur de chaque séquence concernée. Ainsi, nous pouvons conclure que les conditions métamorphiques sont essentiellement différentes les unes par rapport aux autres. Cette homogénéité dans les conditions de métamorphisme de chaque séquence est à corréler avec la stratigraphie, l'âge, la pétrologie et les affinités magmatiques de chaque séquence étudiée (voir ci-dessous).

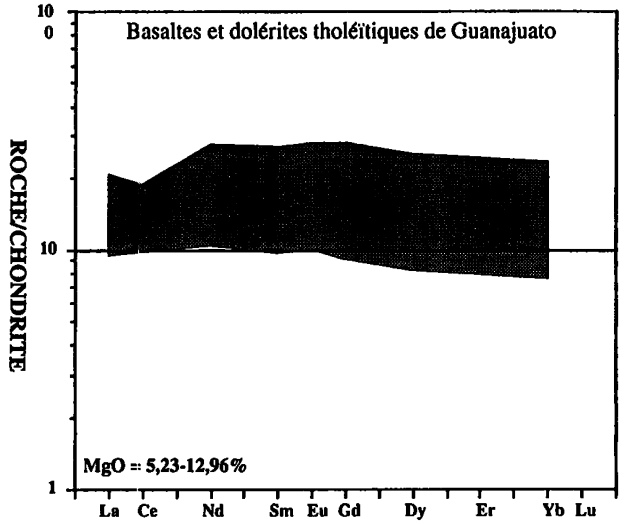
3. – COMPARAISON DES CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES SÉRIES D'ARC DU «GUERRERO TERRANE»

Les figures 114 à 117 regroupent les champs des spectres de terres rares et des spectres multi-éléments normalisés au N-MORB [Sun et McDonough, 1989] des laves orogéniques appartenant aux séquences d'arc du Mexique central et méridional en fonction de leur affinité magmatique. Les intervalles des teneurs en MgO, considérés ici comme indicatifs du degré de fractionnement des roches, ont été reportés pour chaque grande famille volcanique. Nous avons également reporté les champs des séries volcaniques de l'arc des Mariannes servant de référence. Cet arc a été









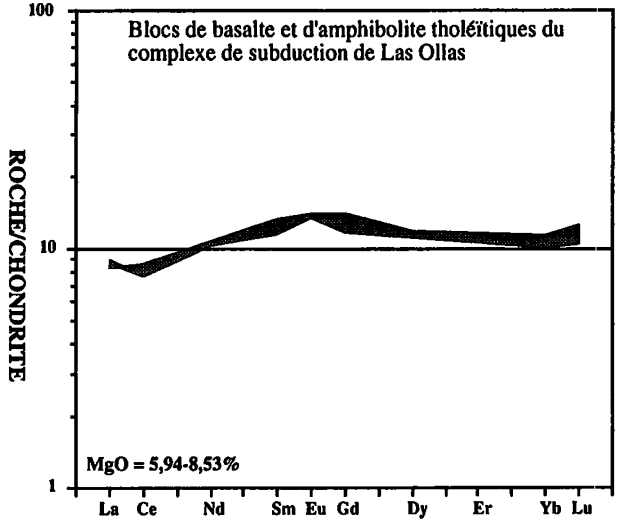


FIG. 114. - Comparaison des spectres de terres rares des roches tholéïtiques reconnues dans le secteur étudié avec d'autres séries tholéïtiques du «Guerrero terrane». Le champ des tholéïtes de l'arc des Mariannes [Lin *et al.*, 1989] est aussi présenté pour comparaison. La ligne arbitrairment placé à chondrite = 10 sert de référence. Source des données : Guanajuato [Lapierre *et al.*, 1992a], Arcelia [Ortiz, 1992].

FIG. 114. - *Comparación de los espectros de tierras raras de las series tholeíticas reconocidas en el área de estudio con otras series tholeíticas del terrero Guerrero. El campo de las tholeïtas del arco de Las Marianas [Lin et al., 1989] est también presentado para comparación. La linea arbitrariamente colocada a condritas = 10 sirve de referencia. Fuente de Datos : Guanajuato [Lapierre et al., 1992a], Arcelia [Ortiz, 1992].*

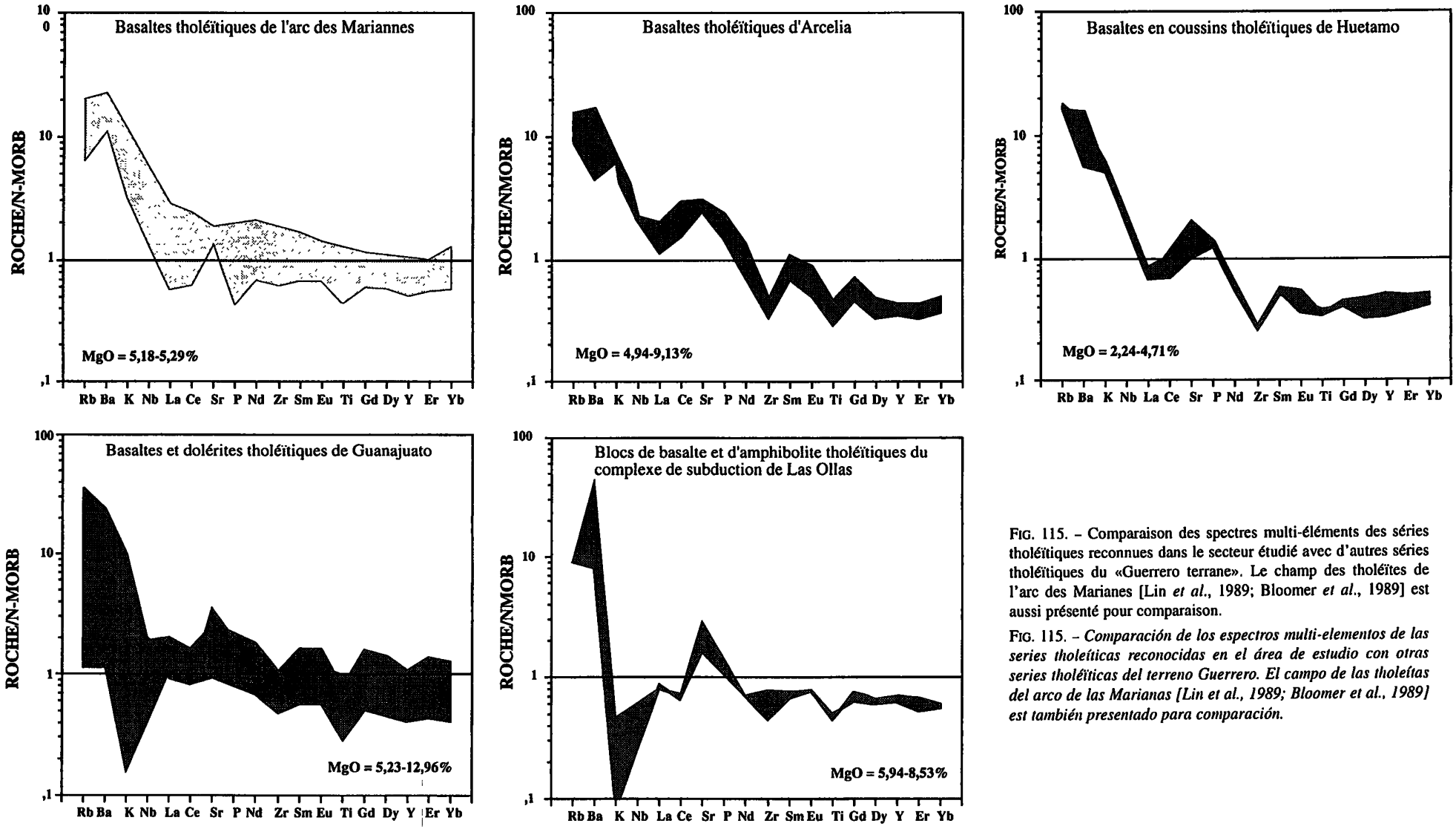


FIG. 115. - Comparaison des spectres multi-éléments des séries tholéïtiques reconnues dans le secteur étudié avec d'autres séries tholéïtiques du «Guerrero terrane». Le champ des tholéïtes de l'arc des Marianes [Lin *et al.*, 1989; Bloomer *et al.*, 1989] est aussi présenté pour comparaison.

FIG. 115. - *Comparación de los espectros multi-elementos de las series tholeíticas reconocidas en el área de estudio con otras series tholéïticas del terreno Guerrero. El campo de las tholeítas del arco de las Marianas [Lin et al., 1989; Bloomer et al., 1989] est también presentado para comparación.*

séléctionné car : (1) il est strictement intra-océanique; (2) son volcanisme comprend des tholéïtes ainsi que des séries calco-alcalines et shoshonitiques; et (3) il a été particulièrement étudié (North Marianas Sea Mount Province; nombreuses analyses publiées par Lin *et al.*, 1989; Bloomer *et al.*, 1989 et le Leg 60.

3.1. Les tholéïtes

On observe depuis le basalte et l'amphibolite de Las Ollas aux basaltes et microgabbros d'Arcelia en passant par les laves de Huetamo (fig. 114) :

- un enrichissement progressif en terres rares légères;
- une augmentation des concentrations des terres rares.

Les tholéïtes d'Arcelia et de Huetamo présentent un fractionnement plus important en terres rares lourdes et en Y, comparées à celles de Las Ollas. Au niveau des éléments à forte charge ionique, ces trois séries sont toutes plus ou moins appauvries en Zr et Ti (fig. 115). Cependant, ce sont les laves de Huetamo qui sont les plus appauvries en Zr et ce sont les roches de Las Ollas qui renferment le moins de Ti.

Si on compare ces trois séries tholéïtiques avec celle de Guanajuato; les roches de Las Ollas et de Huetamo sont assez comparables alors que les basaltes et les microgabbros d'Arcelia s'en distinguent surtout par un enrichissement en terres rares légères, totalement absent dans les basaltes et les dolérites de Guanajuato (les dolérites de Guanajuato sont un peu plus enrichies en Ti car on observe parfois une accumulation des oxydes ferro-titanés [Lapierre *et al.*, 1992a]).

En conclusion, on peut reconnaître parmi ces roches tholéïtiques deux grandes familles :

- (1) les tholéïtes à spectres de terres rares plats ou légèrement appauvris en LREE, regroupant les roches de Las Ollas, Huetamo et Guanajuato;
- (2) les tholéïtes légèrement enrichies en terres rares légères d'Arcelia.

Si on compare ces deux familles de tholéïtes avec celles de l'arc des Mariannes, on peut globalement dire que c'est la famille I (tholéïtes à spectres plats ou légèrement appauvris en LREE) qui ressemble le plus aux tholéïtes des Mariannes (les différences étant liées surtout aux caractères plus ou moins fractionnés des roches)

3.2. Les roches calco-alcalines et shoshonitiques

Les séries calco-alcalines forment l'essentiel des laves des séquences de Taxco (c'est-à-dire Taxco-Taxco Viejo pour simplifier), de Teloloapan et de Zihuatanejo et des galets des conglomérats de Huetamo. Nous avons mentionné la présence de quelques coulées calco-alcalines à Arcelia [Lapierre *et al.*, 1992b; Ortiz, 1992; Tardy *et al.*, 1992]. On connaît des plutons basiques calco-alcalins qui recoupent les péridotites de Guanajuato [Stein, 1992; Lapierre *et al.*, 1992b] mais la comparaison avec d'autres gisements de laves calco-alcalines du Mexique central ou occidental concerne :

- (1) les laves albiennes de San Miguel de Allende [Lapierre *et al.*, 1992b; Ortiz, 1992];
- (2) les basaltes à olivine du Néocomien de Fresnillo [Lapierre *et al.*, 1992b; Yta, 1992];
- (3) les andésites acides et rhyodacites de Playa Azul datées du Crétacé inférieur [Lapierre *et al.*,, 1992b; Tardy *et al.*, 1992]. Des andésites et des dacites à affinité shoshonitique ont été trouvées en galets dans l'Aptien-Albien à Huetamo ainsi que des basaltes shoshonitiques albiens à Tecoman (fig. 116 et 117 [Lapierre *et al.*, 1992b]).

Les laves calco-alcalines de Teloloapan présentent beaucoup de points communs avec les basaltes à olivine de Fresnillo et les basaltes et andésites de San Miguel de Allende. Toutes ces roches sont très enrichies en terres rares légères; les champs des basaltes-andésites de Fresnillo-San Miguel de Allende et ceux des laves de Teloloapan sont globalement parallèles (bien que toutes ces roches ne dérivent pas d'un même magma par cristallisation fractionnée). Les concentrations en terres rares sont plus basses dans le groupe Fresnillo-San Miguel de Allende ($(La/Yb)_N$ compris entre 4 et 7), car ce sont des roches beaucoup moins fractionnées que celles de Teloloapan puisqu'elles renferment de l'olivine (inclusions de spinelles chromifères) et/ou des diopsides ± riches en Cr (Ni = 76-161 ppm; Cr = 463-466 ppm [Lapierre *et al.*, 1992b; Ortiz, 1992, Yta, 1992]. Cet enrichissement se retrouve aussi dans les concentrations en Zr, Y et P_2O_5 et même en TiO_2. En effet, l'anomalie négative en TiO_2 (par rapport au N-MORB), comparéee aux autres séries calco-alcalines mésozoïques du Mexique (fig. 116) est de loin la moins marquée dans ces roches (naturellement, elle s'accroit au cours de la différenciation fractionnée; ce sont les basaltes à olivine de Fresnillo qui sont les plus riches en TiO_2). Le Zr et à un moindre degré l'Y et le P_2O_5 présentent dans ces roches le même comportement que le TiO_2 (les basaltes de Fresnillo et de San Miguel de Allende qui sont beaucoup moins fractionnés que les laves de Teloloapan ont des concentrations en Zr = 124-99 ppm , Y = 13-15 ppm, déja trés élevées). Toutes ces roches sont donc anormalement enrichies en HFS pour des laves calco-alcalines d'arc insulaire. Bien que les dosages en Nb soient moins fiables (dosages par ICP), ces laves sont aussi enrichies en Nb (La/Nb* = 0.56-0,92, dosage par ICPMS), comparées à des laves calco-alcalines d'arc insulaire [Gill, 1981; 1987]. Enfin, ces laves calco-alcalines présentent des caractères intermédiaires entre ceux des séries calco-alcalines et shoshonitiques de la «North Seamount Province» de l'arc des Mariannes (fig. 115 et 116 [Lin *et al.*, 1989]]. Enfin, elles ressemblent fortement aux laves calco-

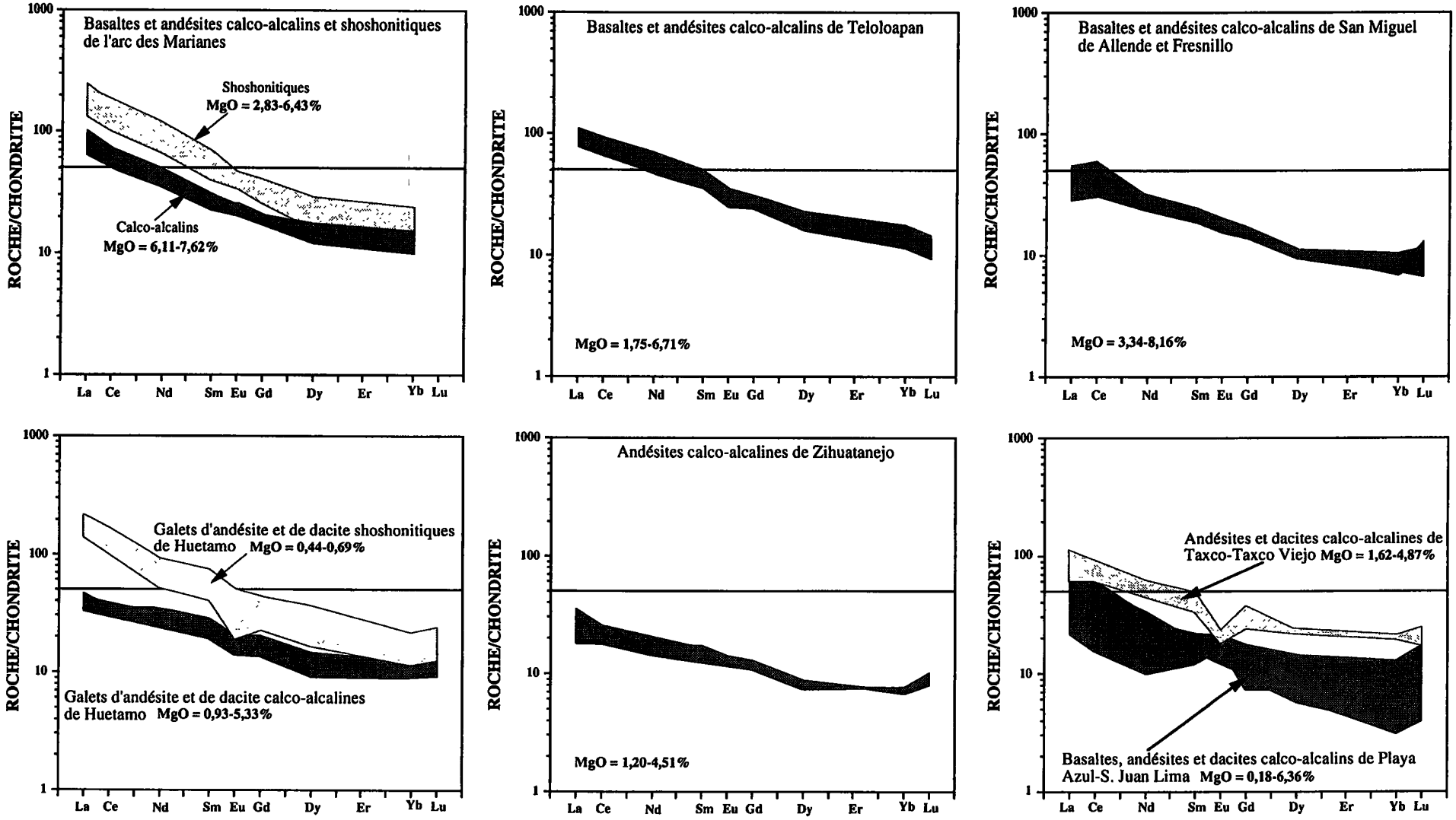


FIG. 116. - Comparaison des spectres des terres rares des séries calco-alcalines reconnues dans le secteur étudié avec d'autres séries calco-alcalines du «Guerrero terrane». Les champs des shoshonites et des laves calco-alcalines de l'arc des Mariannes [Lin *et al.*, 1989] sont aussi présentés pour comparaison. La ligne arbitrairement placée à chondrite = 50 sert de référence. Source des données : Zacatecas [Yta, 1992]; St. Miguel Allende [Ortiz, 1992]; Playa Azul-S. Juan Lima [Lapierre *et al.*, 1992b].

FIG. 116. - *Comparación de los espectros de tierras raras de las series calco-alcalinas reconocidas en el área de estudio con otras series calco-alcalines del terreno Guerrero. Los campos de las shoshonitas y de las lavas calco-alcalinas de l'arc de Marianas [Lin et al., 1989] sont tambien présentados para comparación. La linea arbritariamente colocada a condritas = 50 sirve de referencia. Fuente de datos: Fresnillo [Yta, 1992]; S. Miguel Allende [Ortiz, 1992]; Playa Azul-S. Juan Lima [Lapierre et al., 1992b].*

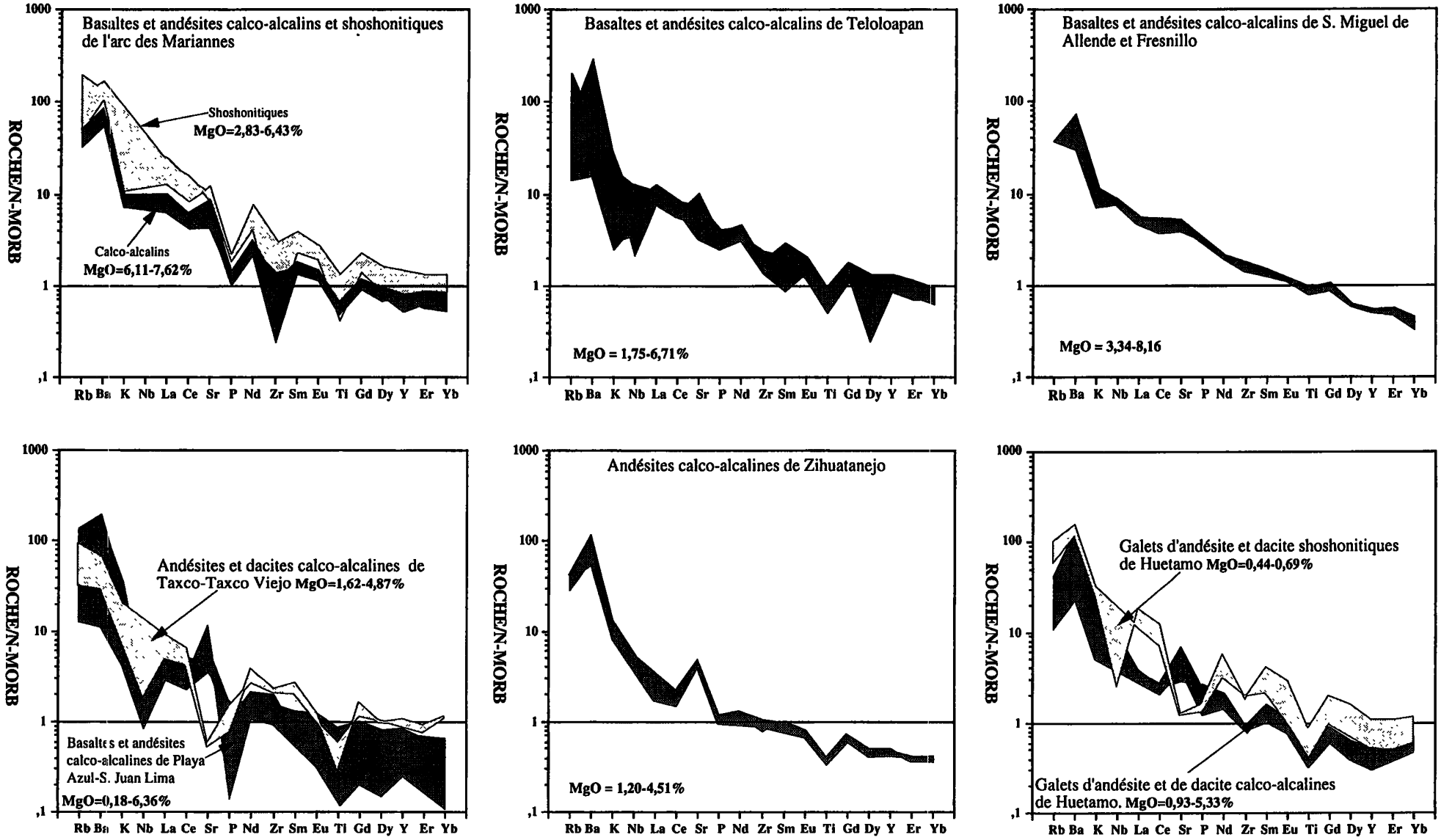


FIG. 117. – Comparaison des spectres multi-éléments des séries calco-alcalines reconnues dans le secteur étudié avec d'autres séries calco-alcalines du «Guerrero terrane». Les champs des shoshonites et des laves calco-alcalines de l'arc des Mariannes [Lin *et al.*, 1989; Bloomer *et al.*, 1989] sont aussi présentés pour comparaison. Sources des données cf. fig. 116.

FIG. 117. – *Comparación de los espectros multi-elementos de las series calco-alcalinas reconocidas en el área de estudio con otras series calco-alcalinas del terreno Guerrero. Los campos de las shoshonitas y de las lavas calco-alcalinas del arco de las Marianas [Lin et al., 1989; Bloomer et al., 1989] sont tambien presentados para comparación. Fuente de datos vea figura 116.*

alcalines [Tardy *et al.*, 1993] des arcs d'Halmahera [Morris *et al.*, 1990] et des arcs de Philippine [Mukasa *et al.*, 1987].

Parmi les séries calco-alcalines mésozoïques du Mexique, à taux de fractionnement comparables, les andésites de Zihuatanejo sont de loin les roches les plus appauvries : enrichissement très modéré en LREE, teneurs en Y et Zr relativement faibles pour des laves calco-alcalines différenciées. Elles ressemblent fortement aux galets d'andésite et de dacite du Crétacé inférieur de Huetamo. Globalement, elles sont plus appauvries (LREE, HFS) que les roches calco-alcalines «North Seamount Province» de l'arc des Mariannes [Lin *et al.*, 1989]. Elles sont géochimiquement proches des andésites de l'arc des Fiji (intervalles des concentrations en Zr, Y comparables; enrichissements en La_N identiques; Gill [1989]).

Les andésites et les dacites de Taxco-Taxco Viejo sont très différentes à la fois des laves de même composition de Zihuatanejo et des galets de Huetamo et des roches de Teloloapan. Elles seraient assez comparables aux basaltes - andésites acides - rhyolites calco-alcalines de Playa Azul, considérées comme établies sur de la lithosphère continentale [Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994; données C. Freydier]. Bien que leurs concentrations en terres rares soient plus élevées que les rhyolites de Playa Azul, leurs enrichissements en LREE sont comparables. Cependant, elles diffèrent des laves de Playa Azul par un fractionnement moins important des terres rares lourdes et de l'Y. Les laves acides à biotite et hornblende de Playa Azul sont anormalement appauvries en Y (7-12 ppm) et en terres rares lourdes Yb_N = 1,5-5 (présence de zircon et de sphène; fractionnement de l'amphibole [Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994].

Les galets d'andésite et de dacite shoshonitiques de l'Aptien-Albien de Huetamo sont difficilement comparables aux basaltes shoshonitiques à olivine albiens de Tecoman [Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994] car ces roches n'ont absolument pas le même degré de fractionnement. Elles sont relativement comparables aux shoshonites des Mariannes mais leur différenciation est plus marquée. Les basaltes shoshonitiques à olivine albiens de Tecoman [Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994] sont proches de ceux des iles Fiji [Gill, 1989 et communication orale 1992]

Donc, en résumé, on peut reconnaître trois grandes familles parmi les laves calco-alcalines mésozoïques du Mexique :

- Famille I ou série calco-alcaline enrichie en LREE et HFS regroupant les basaltes néocomiens de Fresnillo, les basaltes et andésites albiens de San Miguel de Allende et les laves de l'Aptien-Albien de Teloloapan;
- Famille II ou série calco-alcaline appauvrie en HFS et marquée par un enrichissement modéré en LREE, formée par les andésites de Zihuatanejo et des galets d'andésite et de dacite du Crétacé inférieur de Huetamo;
- Famille III présentant des caractères intermédiaires entre les deux premières familles comprenant les laves édifiées sur un substratum continental, c'est-à-dire Playa Azul et Taxco-TaxcoViejo.

Les laves shoshonitiques sont représentées par les basaltes à olivine albiens de Tecoman et les galets d'andésite et de dacite de l'Aptien-Albien de Huetamo. Les basaltes à olivine représentent des shoshonites édifiées sur un substratum océanique [Lapierre *et al.*, 1992b]. Les shoshonites de Huetamo ressemblent à la fois aux shoshonites des Mariannes et à celles de marge active (cf. chapitre III).

3.3. En conclusion

Les affinités magmatiques des séries d'arc mésozoïques des Cordillères mexicaines ou du «Guerrero terrane» sont très diversifiées à la fois d'une séquence à l'autre et à l'intérieur d'une même séquence. Cependant on peut globalement observer trois ensembles :

- 1) **tholéïtes d'arc appauvries à légèrement enrichies en LREE** composées exclusivement de basaltes et de leurs filons nourriciers (dolérites et microgabbros) présentes à Guanajuato, Arcelia et Las Ollas. Quelle que soit la séquence, des cumulats ultrabasiques et basiques sont tectoniquement associés aux laves. Localement, des roches calco-alcalines sont associées aux séries tholéïtiques (plutons basiques de l'Aptien-Albien à Guanajuato, rares coulées différenciées à Arcelia).
- 2) **séries calco-alcalines enrichies ou appauvries en HFS**. Les roches basiques prédominent dans la série calco-alcaline **enrichie en HFS** (Famille I) qui est représentée par les basaltes néocomiens de Fresnillo, les basaltes et les andésites soit de l'Aptien-Albien de Teloloapan soit de l'Albien de San Miguel de Allende. Il faut noter qu'à Teloloapan, affleurent des rhyolites tholéïtiques. La série **appauvrie en HFS** est représentée par les andésites de l'Albien-Cénomanien de Zihuatanejo et les galets de l'Aptien-Albien de Huetamo (Famille II). Cependant, il ne faut pas oublier qu'à Zihuatanejo, les dacites associées aux andésites présentent des enrichissements plus marqués en LREE et donc elles ne peuvent être considérées comme co-génétiques des andésites. Enfin la famille III, qui regroupe les laves de Taxco et de Playa Azul présente des caractères intermédiaires entre les familles I et II. Ces laves calco-alcalines où prédominent des faciès acides à biotite et amphibole et qui sont associées (tout au moins à Playa Azul) à un grand développement de pyroclastites dont des ignimbrites, sont considérées comme édifiées sur un substratum continental. Elles sont très comparables d'une part aux séries calco-

alcalines de même âge d'Alisitos à substratum continental [Mexique nord-occidental, Fig. 2 Almazan-Vazquez, 1988; Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994] et d'autre part aux laves calco-alcalines miocènes fortement potassiques (à biotite-hornblende) draguées sur la ride de la mer de Banda [Morris *et al.*, en préparation, données fournies par Gill en 1992]. Cette ride est interprétée comme un fragment continental de la marge «d'Irian Jaya» déplacé et actuellement complètement submergé [Silver *et al.*, 1985]

- 3) **basaltes shoshonitiques albiens** de Tecoman édifiés sur un substratum océanique [Lapierre *et al.*, 1992b]; andésites et dacites en galets dans l'Aptien-Albien de Huetamo provenant d'îles volcaniques édifiées vraisemblablement sur un substratum océanique (à cause de la nature du substratum tholéïtique de ce même bassin ?).

Ainsi, les séquences magmatiques orogéniques du «Guerrero terrane» reflètent la complexité de cet arc ou de ces arcs qui, néanmoins, ont fonctionné pratiquement en même temps. Cette diversité des affinités magmatiques dépend naturellement des sources mantelliques, des taux de fusion partielle, de la nature de la lithosphère – océanique, continentale ou intermédiaire – du substratum des séquences et des processus de contamination crustale au niveau de la source ou au cours de la cristallisation fractionnée.

4. – Caractérisation des sources mantelliques des séries orogéniques

A la suite des comparaisons réalisées précédemment, il a été observé que les roches basiques qui sont les seules qui permettent de caractériser la nature de ou des sources magmatiques à des degrés de fusion partielle différents s'apparentent à quatre ou cinq familles – (1) tholéïtes d'arc; lavec calco-alcalines enrichies (2) et appauvries (3) en HFS et (4) shoshonites – qui doivent dériver de sources différentes ou de sources mantelliques proches et à des taux différents de fusion partielle. Nous allons essayer de caractériser ces sources à partir des variations des éléments fortement hygromagmatophiles et des compositions isotopiques.

Joron et Treuil [1977], Pearce et Norry [1979] et Pearce [1980] ont proposé des diagrammes pétrogénétiques basés sur les variations des éléments hygromagmatophiles comme l'Y, Zr, La, Th, Ta, Tb et certains éléments compatibles comme le Cr. DePaolo [1988] propose un diagramme basé sur les variations des rapports εNd en fonction des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ permettant de caractériser la nature de la source (lherzolite à grenat, lherzolite à spinelle source type MORB) et de déterminer les taux de fusion. Seul le diagramme préconisé par Pearce [1980] sera appliqué car nous ne connaissons pas les concentrations en Th, Ta, Tb et Hf utilisés par Joron et Treuil [1977]. Par contre, les données isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr vont nous permettre de confirmer ou d'infirmer les conclusions déduites du diagramme Y en fonction de Zr/Y de Pearce [1980].

4.1. Diagramme Y en fonction de Zr/Y (fig. 118)

Nous avons reporté les roches basiques de chacune des séries étudiées ainsi que les basaltes de Guanajuato, S. Miguel de Allende et de Playa Azul.

L'analyse de ce diagramme montre que :

- (1) Les basaltes calco-alcalins enrichis en HFS de Teloloapan s'alignent sur la droite de la source enrichie (au-dessus des droites à 30 et 15 % de fusion partielle).
- (2) les basaltes de Guanajuato se placent directement au-dessous du point représentatif du manteau primitif (sur la source appauvrie) ou le long de la droite à taux de fusion partielle 30% qui part de la source appauvrie;
- (3) les deux points représentatifs des roches de Las Ollas se placent sur la droite à taux de fusion partielle à 30%, ou au départ de la droite à 15 % de fusion partielle à partir d'une source plus enrichie;
- (4) les basaltes de Huetamo et d'Arcelia s'alignent sur la droite de 30 % de fusion partielle, ou légèrement au-dessus;
- (5) les basaltes calco-alcalins de Playa Azul sont sur la droite qui part de la source enrichie à 15% de fusion partielle, légèrement en dessous des points représentatifs de Teloloapan.

Donc, les basaltes calco-alcalins enrichis en HFS dérivent bien d'une source enrichie. Toutes les tholéïtes d'arc dérivent d'une source appauvrie mais diffèrent par des taux de fusion partielle variables mais inférieurs à 30 %. Enfin, les basaltes de Playa Azul dériveraientt d'une source légèrement moins enrichie que celle de Teloloapan.

4.2. Compositions isotopiques Nd-Sm et Rb-Sr

Des analyses isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr ont été réalisées d'une part par W. Abouchami (CRPG Nancy) sur des microgabbros et basaltes d'Arcelia et d'autre part par F. Vidal (URA 10, Clermont Ferrand) sur des basaltes et des andésites de Teloloapan, un basalte de Huetamo et une andésite calco-alcaline d'Arcelia. Enfin, C. Freydier a réalisé des analyses isotopiques sur un basalte et un gabbro de Las Ollas et des andésites de Zihuatanejo. Les données isotopiques réalisées au cours de ce travail sont portées dans le tableau XX (Teloloapan, Huetamo et Arcelia). Les rapports εNd et les εSr(t) sur les roches analysées par C. Freydier sont reportés dans les diagrammes. Enfin, nous utiliserons les données publiées sur les roches de Guanajuato par

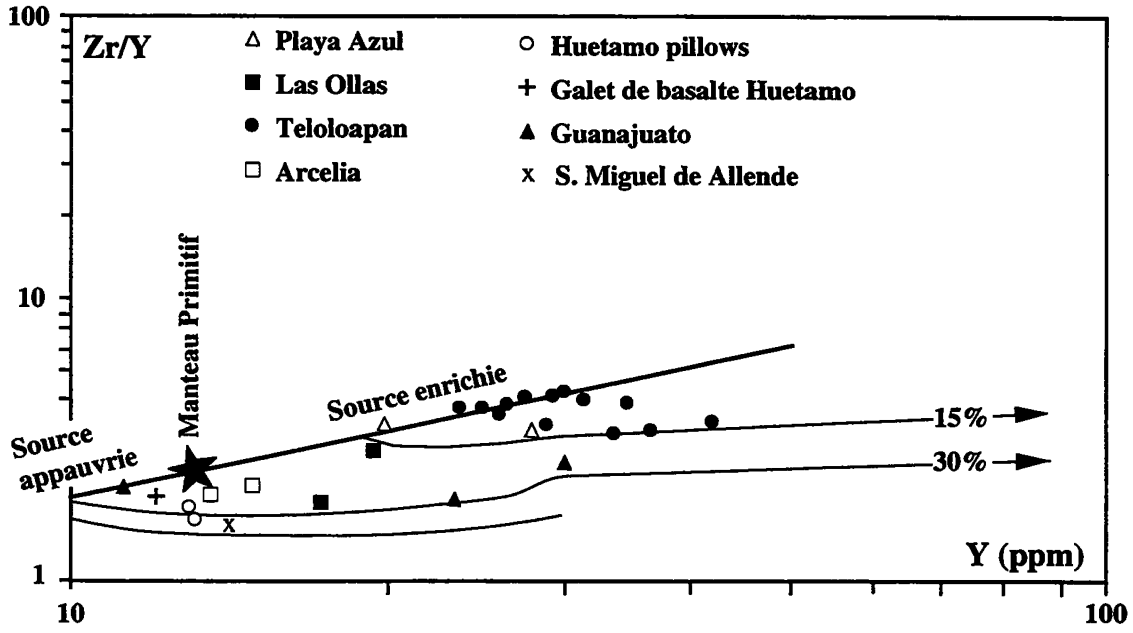


FIG. 118. – Diagramme pétrogénétique Zr/Y en fonction de l'Y de Pearce [1980] montrant les types de source mantelliques des laves basiques du «Guerrero terrane». Pour la source de données cf. figures 114 et 116.

FIG. 118. – *Diagrama petrogenético Zr/Y en función de Y de Pearce [1980] mostrando los tipos de fuentes mantélicas de las lavas básicas del terreno Guerrero. Para la fuente de datos cf. figuras 114 y 116.*

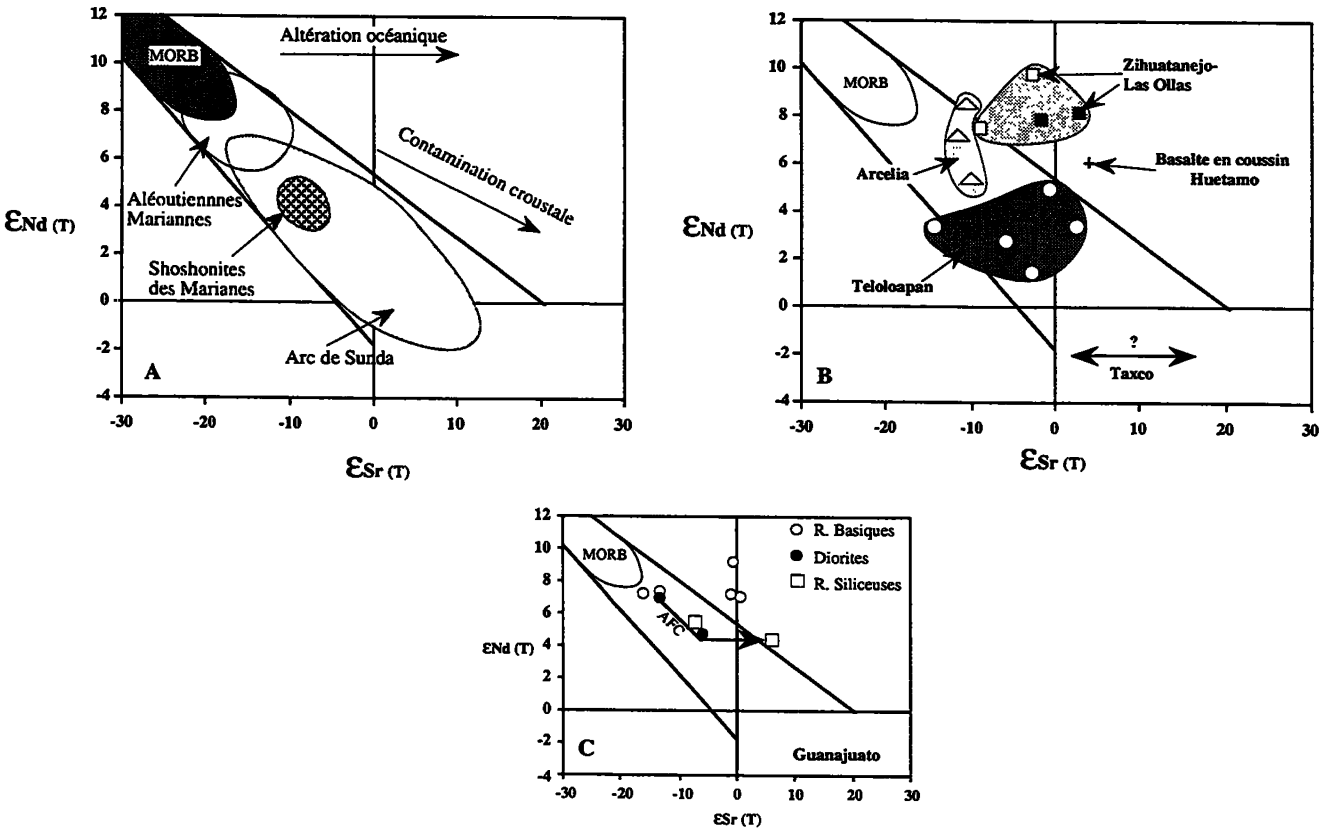


FIG. 119. – Compositions isotopiques Nd et Sr des séries d'arc étudiées. Les champs des séries magmatiques de la figure A sont d'après De Paolo [1988]. Les données des séries tholéïtiques de Guanajuato sont d'après Lapierre *et al.* [1992a]. Les données d'Arcelia sont d'après Ortiz [1992].

FIG. 119. – *Composiciones isotópicas Nd y Sr de las series de arco estudiadas. Los campos de las series magmaticas de la figura A son según De Paolo [1988]. Los datos de las series tholeíticas de Guanajuato son según Lapierre et al. [1992a]. Los datos de Arcelia son según Ortiz [1992].*

Localisation	Faciès pétrographique	Echantillon N°	Sr (ppm)*	Rb (ppm)*	87Rb/86Sr**	87Sr/86Sr	(87Sr/86Sr)i	ESr(T =110 Ma)
Tenanguillo	Basalte aphyrique	T206	665	29	0,132	0,704735 ± 22	0,704533	2,3
Acatempa	Basalte porphyrique	T205A	141	9	0,05	0,704027 ± 21	0,703851	-6
Teloloapan	Basalte porphyrique	Tx70	684	50	0,239	0,704537 ± 18	0,704177	-2,8
Teloloapan	Andésite acide	Tx33	290	16	0,162	0,704596 ± 17	0,704352	-0,3
Teloloapan	Andésite acide	Tx36	108	620	0,538	0,704180 ±14	0,703371	-14,3
Huetamo	Basalte	H201	12,4	18,79	0,433	0,70550 +10	0,70464	4,29

Localisation	Faciès pétrographique	Echantillon N°	Nd (ppm)	Sm (ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	(143Nd/144Nd)i	ENd(T =110 Ma)
Tenanguillo	Basalte aphyrique	T206	30,6	6,17	0,1218	0,512766 ± 9	0,51268	3,5
Acatempa	Basalte porphyrique	T205A	24,81	5,56	0,1354	0,512745 ±10	0,512649	2,9
Teloloapan	Basalte porphyrique	Tx70	24,03	5,27	0,1326	0,512674 ± 12	0,51258	1,6
Teloloapan	Andésite acide	Tx33	21,72	4,27	0,1188	0,512821 ±12	0,512737	4,6
Teloloapan	Andésite acide	Tx36	24,36	4,66	0,1157	0,512762 ± 9	0,51268	3,5
Huetamo	Basalte	H201	3,96	1,31	0,2	0,51270 ± 10	0,51279	6,42

*Analyses réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy-Vandeouvre

**Les analyses isotopiques ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie isotopique de l'URA-CNRS 10 de l'Université de Clermont Ferrand II par Françoise Vidal

TABLEAU XXI. – Compositions des isotopes du Sr et du Nd des basaltes et andésites des séquences de Teloloapan et Huetamo.
Tabla XXI. – Composiciónes de los isotopos de Sr y Nd de los basaltos y andesitas de las secuencias de Teloloapan y Huetamo.

Lapierre *et al.* [1992a] et sur les laves de Taxco par Ruiz *et al.* [1991]. Ces données nous permettront :

- (1) de déterminer la nature de la ou des sources mantelliques des roches de chacune des séquences considérées;
- (2) de voir si les différentes laves d'une même séquence pourraient être cogénétiques;
- (3) de voir si les sources mantelliques sont contaminées par un composant crustal.

Les rapports isotopiques initiaux, les εNd et les εSr ont été calculés en utilisant les valeurs de normalisation et la procédure préconisées par DePaolo [1979]. Les âges utilisés dans les calculs sont : Teloloapan = 108 Ma (limite Aptien-Albien); Arcelia = 105 Ma (Albien inférieur; Huetamo = 147 Ma (Jurassique supérieur); Zihuatanejo et Las Ollas = 110 Ma (Albien supérieur) et Guanajuato = 122 Ma [Crétacé inférieur; Lapierre *et al.*, 1992a].

Les données isotopiques ont été reportées dans le diagramme εNd en fonction de εSr (fig. 119). Nous avons reporté aussi les champs des données isotopiques des arcs insulaires des Aléoutiennes, des Mariannes et de la Sonde à titre de comparaison. Les données isotopiques de Guanajuato complètent cette illustration.

4.2.1. Taxco-Taxco Viejo

D'après Ruiz *et al.* [1991] et Centeno Garcia *et al.* [1993], une roche acide de Taxco est caractérisée par un εNd = -2 (ce point a été reporté dans le diagramme εNd en fonction de εSr en dépit de l'absence du rapport εSr. Bien qu'il s'agisse d'une roche différenciée, la valeur isotopique est faible et tombe dans la fourchette des laves d'arc installées sur de la croûte continentale. La présence d'enclaves de roches métamorphiques dans les laves et dans les conglomérats et les caractéristiques géochimiques des laves apportent des arguments en faveur d'un substratum continental pour la série calco-alcaline de Taxco.

4.2.2. Les laves calco-alcalines enrichies en HFS

Les laves de Teloloapan ont des εNd compris entre 1,6 à 4,6; les basaltes (Tx70, T250A) ont des rapports inférieurs à ceux des andésites (y compris les andésites acides). Nous avions relevé dans le chapitre III, les différences géochimiques présentées par les basaltes de Teloloapan. Pour des taux de fractionnements peu différents (MgO = 5.5-6.2 %; nickel (95-56 ppm), le basalte le plus enrichi en Y et Zr présente le rapport εNd le plus bas. Manifestement, les basaltes et andésites de Teloloapan ne sont pas cogénétiques mais dérivent vraisemblablement d'une source enrichie à des taux de fusion partielle variables. Les εNd des laves de Teloloapan sont nettement inférieurs à ceux des MORB mais ils sont compris dans les intervalles des valeurs

données pour des séries calco-alcalines moyennement à fortement potassiques d'arc insulaire (1) édifiées sur croûte océanique [shoshonites des Mariannes; Lin *et al.*, 1990], (2) de type intermédiaire [arc des Petites Antilles; Hawkesworth et Powell, 1980], (3) croûte continentale [arc de la Sonde; Hawkesworth *et al.*, 1979; Stolz *et al.*, 1990] et même dans certaines marges actives [Verma et Nelson, 1989; Hawkesworth *et al.*, 1979].

Les rapports de l'εSr (εSr= -14,3 à +2,3) sont beaucoup plus variables. Bien que tous les points représentatifs se regroupent dans le Mantle Array, cet intervalle assez large des valeurs de l'εSr reflètent l'enrichissement en Sr radiogénique lié au métamorphisme océanique subis par ces laves.

Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer les caractéristiques isotopiques de Teloloapan :

- (1) les faibles valeurs en εNd résultent de la fusion partielle d'une source mantellique contaminée par des sédiments subductés;
- (2) elles reflètent simplement les compositions isotopiques de la source mantellique. Dans ce cas, la source serait similaire à celle des roches alcalines des îles océaniques ou à celle enrichie des shoshonites de l'Arc des Mariannes.

Les caractéristiques géochimiques particulières des laves calco-alcalines de Teloloapan (enrichissement en Y, Zr, P_2O_5), le fait que ce sont les roches les plus différenciées qui montrent les rapports εNd les plus élévés militent en faveur d'une source mantellique enrichie (source de type OIB).

4.2.3. Les tholéïtes (Arcelia, Huetamo, Las Ollas)

Les valeurs de l'εNd des tholéïtes (Arcelia, Huetamo et Las Ollas), comprises entre 8,1 et 5,5, sont très homogènes et typiques de celles d'arcs insulaires intra-océaniques (Aléoutiennes ou Mariannes; fig. 117). De plus, elles sont très comparables à celles des séries tholéïtiques et calco-alcalines de Guanajuato (fig. 117) [Lapierre *et al.*, 1992a et b; Ortiz, 1992; Stein *et al.*, 1992]. La dispersion des valeurs des rapports εSr (-12,12 à +5,1) est due à l'enrichissement en Sr radiogénique plus ou moins important subi par ces roches au cours de l'altération hydrothermale océanique. L'enrichissement du gabbro et du basalte de Las Ollas en Sr radiogénique est lié au métamorphisme de contact induit par les plutons tertiaires.

Donc les tholéïtes d'arc mésozoïques du Mexique dérivent d'une source mantellique appauvrie.

4.2.4. Les andésites calco-alcalines de Zihuatanejo

Les rapports de l'εNd des andésites acides de Zihuatanejo sont tout aussi élevés que ceux des tholéïtes (εNd +9,73 et +7,43). Les rapports εSr sont encore négatifs (-8,7 et-2,6) mais les points représentatifs sont fortement décalés vers la droite indiquant que les rapports initiaux mantelliques sont perturbés par un enrichissement en Sr radiogénique lié au métamorphisme thermique induit par les plutons tertiaires.5.

5. – Conclusion

Les compositions isotopiques des roches analysées reflètent bien les variations chimiques observées au sein des grandes familles magmatiques. En d'autre termes, les tholéïtes d'arc, plus ou moins appauvries en LREE ou légèrement enrichies en LREE, dérivent d'une source mantellique appauvrie type Lherzolite à spinelles avec des taux de fusion partielle autour de 16 % (en se basant sur les données déduites de Gill [1989] pour les tholéïtes d'arc des îles Fiji géochimiquement comparables aux tholéïtes mexicaines et caractérisés par des εNd identiques). Les andésites appauvries en HFS de Zihuatanejo dérivent d'une source mantellique appauvrie identique à celle des tholéïtes mais avec des taux de fusion partielle moins élevés de l'ordre de 10%. Enfin, les séries calco-alcalines enrichies en HFS dérivent bien d'une source enrichie probablement de «Type Lherzolite à grenat» avec des taux de fusion partielle de l'ordre de 5 à 10% [estimation tirées de Lin *et al.*, 1989]. spinelles avec des taux de fusion partielle autour de 16 % (en se basant sur les données déduites de Gill [1989] pour les tholéïtes d'arc des îles Fiji géochimiquement comparables aux tholéïtes mexicaines et caractérisés par des εNd identiques). Les andésites appauvries en HFS de Zihuatanejo dérivent d'une source mantellique appauvrie identique à celle des tholéïtes mais avec des taux de fusion partielle moins élevés de l'ordre de 10%. Enfin, les séries calco-alcalines enrichies en HFS dérivent bien d'une source enrichie probablement de «Type Lherzolite à grenat» avec des taux de fusion partielle de l'ordre de 5 à 10% [estimation tirées de Lin *et al.*, 1989].

CHAPITRE V : MODELES GEODYNAMIQUES ET CONCLUSIONS

1. – Le «Guerrero terrane» : un arc insulaire complexe ou un complexe d'arcs insulaires ?

Actuellement, deux modèles s'affrontent pour expliquer l'évolution géodynamique du «Guerrero terrane» (ou Cordillères mexicaines) formé par des séquences volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Dans ce chapitre, nous nous proposons, d'abord de présenter les grands traits géodynamiques des deux modèles en question, puis, à la lumière des données stratigraphiques, pétrographiques, métamorphiques et géochimiques développées dans ce mémoire, nous discuterons ces modèles. Enfin, nous dégagerons les données acquises de l'étude des séquences d'arc du «Guerrero terrane» dans le secteur de Taxco à Zihuatanejo. La figure 120 résume les caractères stratigraphiques, tectoniques, pétrographiques et géochimiques des séquences étudiées dans ce mémoire.

1.1. Modèle I. - Le «Guerrero terrane» : un arc insulaire intra-océanique

Ce modèle a été proposé par Tardy *et al.*, [1990, 1991, 1994], Lapierre *et al.* [1992a et b], Ortiz *et al.* [1991] qui, sur la base de données pétrographiques et géochimiques, considèrent que les formations orogéniques du «Guerrero terrane» se sont développées dans un contexte d'arc insulaire intra-océanique, édifié pour partie sur croûte continentale et pour partie sur croûte océanique, qui aurait fonctionné du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (fig. 122). A la fin du Crétacé inférieur, cet arc entre en collision avec le craton nord-américain et chevauche la marge de ce craton.

Les séries d'arc édifiées sur un substratum continental affleurent au Nord (Sinaloa, Basse Californie) et au Sud le long de la côte Pacifique dans la région de Playa Azul (fig. 121). Elles sont représentées par des laves calco-alcalines riches en K_2O, de compositions intermédiaire à acide enrichies en terres rares légères, [$(La/Yb)_N$ = 2,60-26] anormalement appauvries en terres rares lourdes et Y [Almazán, 1988; Lapierre *et al.*, 1992b] pour ce type de roche. Ces faibles concentrations en terres rares lourdes et Y sont liées à la présence de sphène et de zircon et au fractionnement de l'amphibole. La prédominance d'andésites acides et de rhyodacites à biotite et hornblende ainsi que les importants épanchements d'ignimbrites interstratifiées dans des couches rouges continentales dans la région de Playa Azul ont permis à Lapierre *et al.* [1992b] de considérer que ce segment de l'arc était édifié sur un bloc continental dans un environnement aérien ou côtier (fig. 122).

Les séries d'arc à substratum océanique, largement plus variées, sont présentes au centre et au sud du Mexique (fig. 121). Elles comprennent soit des ensembles plutono-volcaniques tholéïtiques (Guanajuato, Arcelia, Zacatecas), soit des laves calco-alcalines (Teloloapan, Zihuatanejo), soit enfin, shoshonitiques (Tecoman). D'après ce modèle, les séries de ce segment de l'arc montreraient une évolution magmatique et sédimentaire au cours du temps.

– Au début de l'activité de l'arc, les laves épanchées dans un milieu pélagique relativement profond seraient représentées par des tholéïtes primitives (Guanajuato, Zacatecas) caractérisées par des spectres appauvris en terres rares légères ou plats [$(La/Yb)_N$ = 0,64-1,23] et des εNd (7-9) élevés [Ortiz *et al.*,1991; Lapierre *et al.*, 1992a; Tardy *et al.*, 1994].

– Les tholéïtes primitives seraient suivies par l'émission, dans un environnement toujours pélagique, de tholéïtes matures et de rares laves calco-alcalines (Arcelia et Fresnillo). Les tholéïtes sont caractérisées par des spectres légèrement enrichis en terres rares légères [$(La/Yb)_N$=2,08-2,42] et des εNd (5,5-8) comparables ou légèrement plus faibles [Ortiz, 1992; Tardy *et al.*, 1992; 1994]. Les basaltes calco-alcalins sont à olivine chromifère et donc relativement primitifs (Cr=416-463 ppm; Fresnillo). Ils sont enrichis en éléments à forte charge ionique Y et Zr et caractérisés par des spectres enrichis en terres rares légères [$(La/Yb)_N$=10,4-11,5] [Yta, 1992; Lapierre *et al.*, 1992b].

– La croûte de l'arc s'épaissit, à l'Aptien-Albien, l'environnement sédimentaire devient néritique, le volcanisme toujours sous-marin est représenté par des laves calco-alcalines surtout basiques, très enrichies en terres rares légères [$(La/Yb)_N$ = 5,7-10], à fortes concentrations en éléments à forte charge ionique comme l'Y et Zr et des εNd (1-4) nettement inférieures à ceux des tholéïtes [Talavera *et al.*, 1992]. Localement, la sédimentation est plus pélagique (San Miguel de Allende, Tecoman). Les laves émises sont soit calco-alcalines (San Miguel de Allende) très comparables à celles de Teloloapan, soit shoshonitiques (Tecoman). Il est vraisemblable que les shoshonites se sont épanchées du côté occidental et plus à l'arrière du front volcanique.

Le développement de cet arc insulaire intra-océanique, qui aurait fonctionné environ 45 Ma, serait lié à la subduction pentée vers l'ouest-sud-ouest d'un bassin océanique sous le paléo-Pacifique (fig. 122). Ce bassin d'Arperos [Tardy *et al.*, 1992; 1994] serait localisé entre l'arc et le craton nord-américain. Les

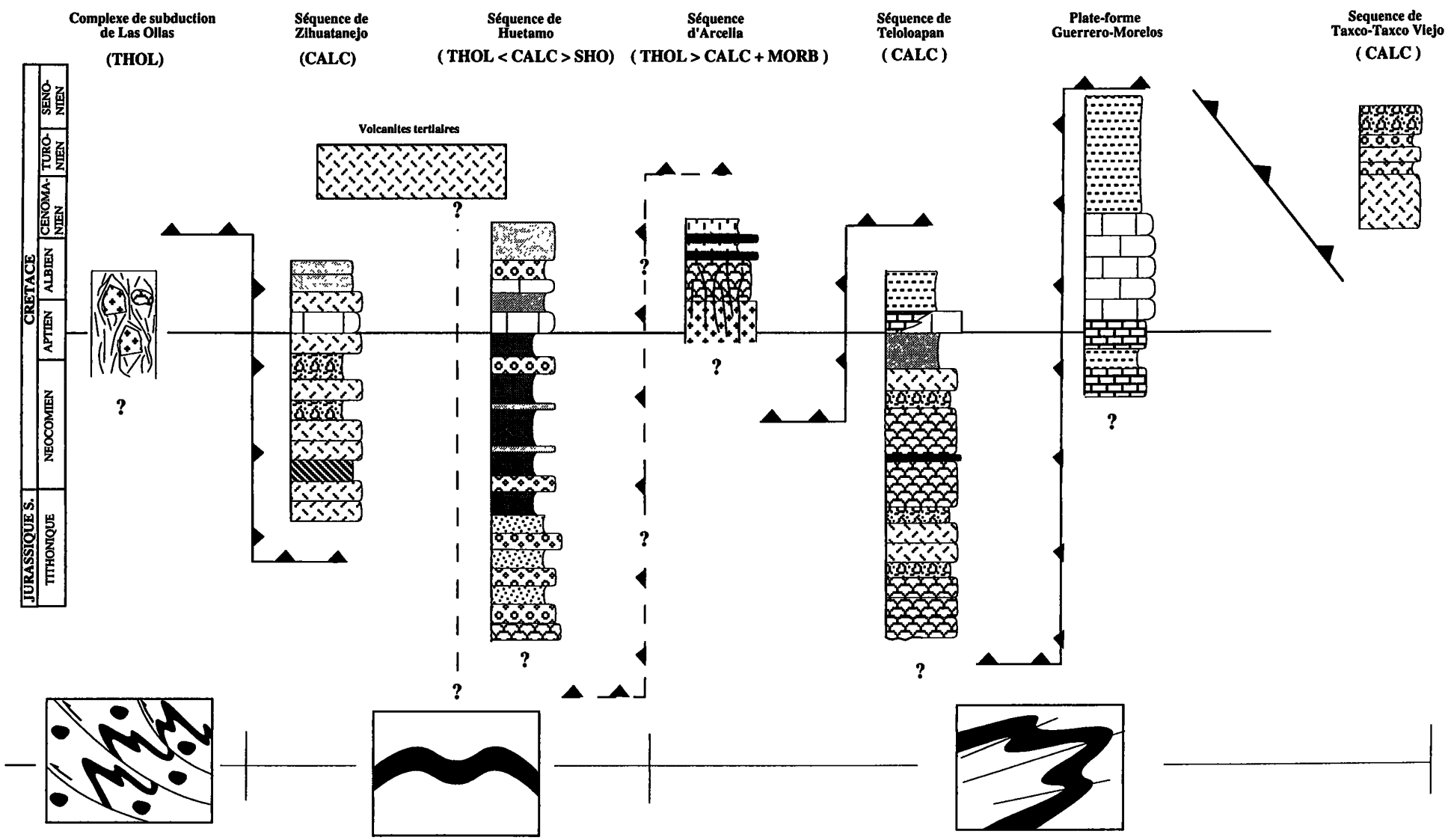


FIG. 120. – Figure récapitulative résumant les caractéristiques stratigraphiques, géochimiques et tectoniques des séries d'arc dans le secteur étudié. La ligne placée à l'Aptien sert de référence.

FIG. 120. – *Figura recapitulativa resumiendo las características estratigráficas, geoquímicas y tectonicas de las series de arco en el área estudiada. La linea colocada en el Aptiano sirve de referencia.*

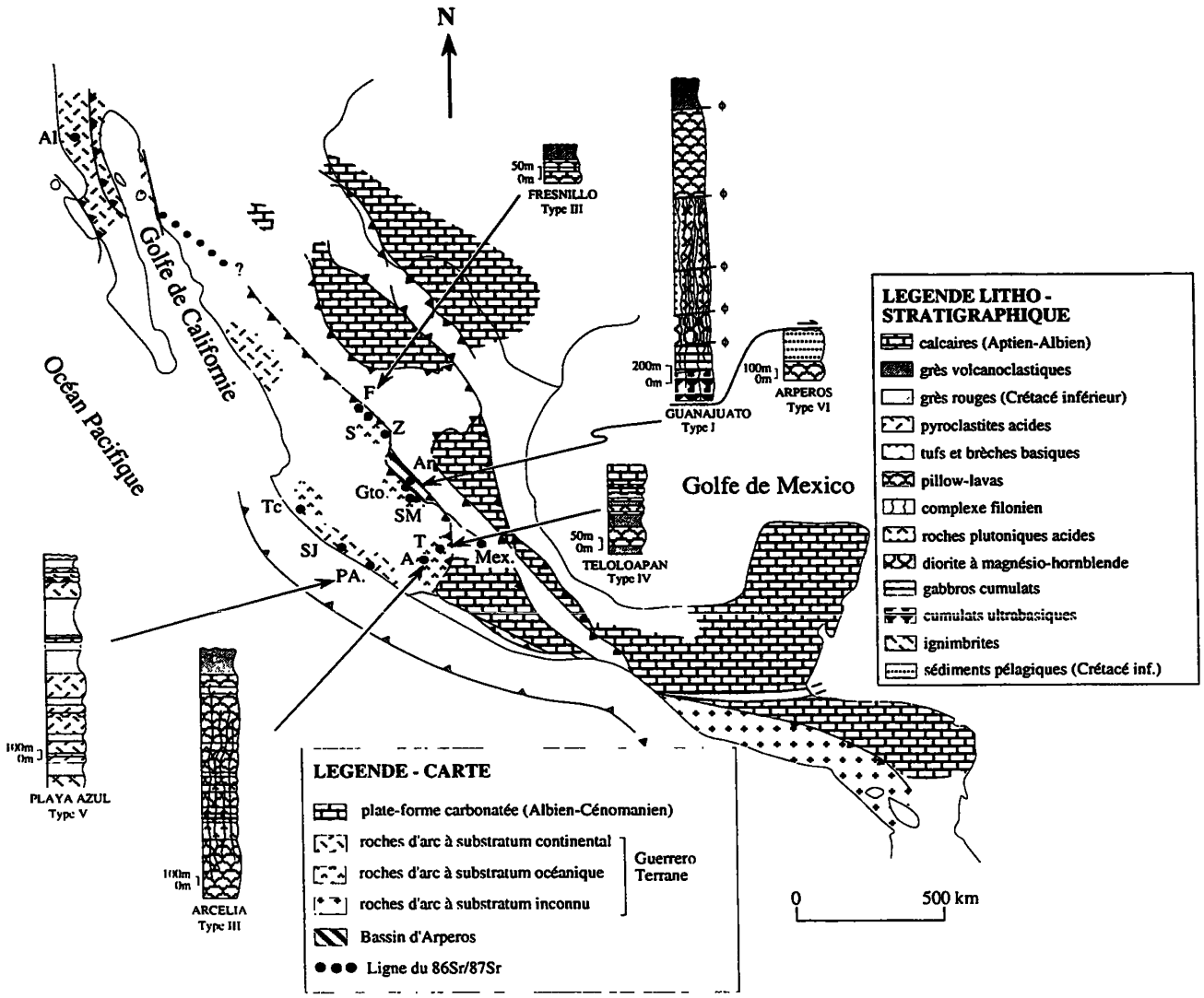


FIG. 121. – Carte structurale du Mexique montrant la distribution des séries d'arc du «Guerrero terrane» édifiées sur croûte continentale et sur croûte océanique utilisées dans le modèle I [d'après Tardy *et al.*, 1994].

FIG. 121. – *Carta estructural de México mostrando la distribución de las series de arco del terreno Guerrero formadas sobre corteza continental y sobre corteza oceánica utilizadas en el modelo I [según Tardy et al., 1994].*

témoins de ce bassin océanique dit d'Arperos sont connus. Ils sont représentés par des basaltes et des dolérites alcalins de type OIB [Ortiz, 1992; Lapierre *et al.*, 1992b] qui sont associés à une sédimentation pélagique (calcaires et radiolarites) datée du Crétacé inférieur [Davila Alcocer et Martinez Reyes, 1987]. Ces témoins affleurent en écailles sous les formations d'arc au front du chevauchement majeur des formations allochtones avec les plates-formes carbonatées orientales [Monod *et al.*, 1990]. On retrouve d'ailleurs des témoins de ce bassin plus au nord en Sinaloa [Freydier *et al.*, 1993]. La polarité de la subduction est déduite des directions et des vergences des structures tectoniques développées au front du chevauchement majeur des séquences d'arc sur les plates-formes téthysiennes orientales. Au fur et à mesure du développement de l'arc, le bassin d'Arperos se résorbe et l'arc se rapproche de la marge du craton nord-américain. La collision arc-continent intervient à la fin du Crétacé inférieur (orogénèse orégonienne; fig. 122). Elle induit la déformation par écaillage du pied de la marge continentale ainsi que celle de l'arc accrété qui, désormais émergé, la chevauche. Les produits de destruction de l'arc accrété s'accumulent à ses pieds et tout particulièrement dans le bassin du Haut-Plateau central mexicain.

1.2. Modèle II. - Le «Guerrero terrane» : plusieurs arc insulaires séparés par des bassins marginaux

Ce modèle a été proposé par Campa *et al.* [1981], Campa et Coney [1983], Campa [1985], Coney et Campa [1987], Coney [1989] et Ramírez *et al.* [1991]. Ces auteurs se basent sur les différences stratigraphiques et structurales observées dans les séquences d'arc de la

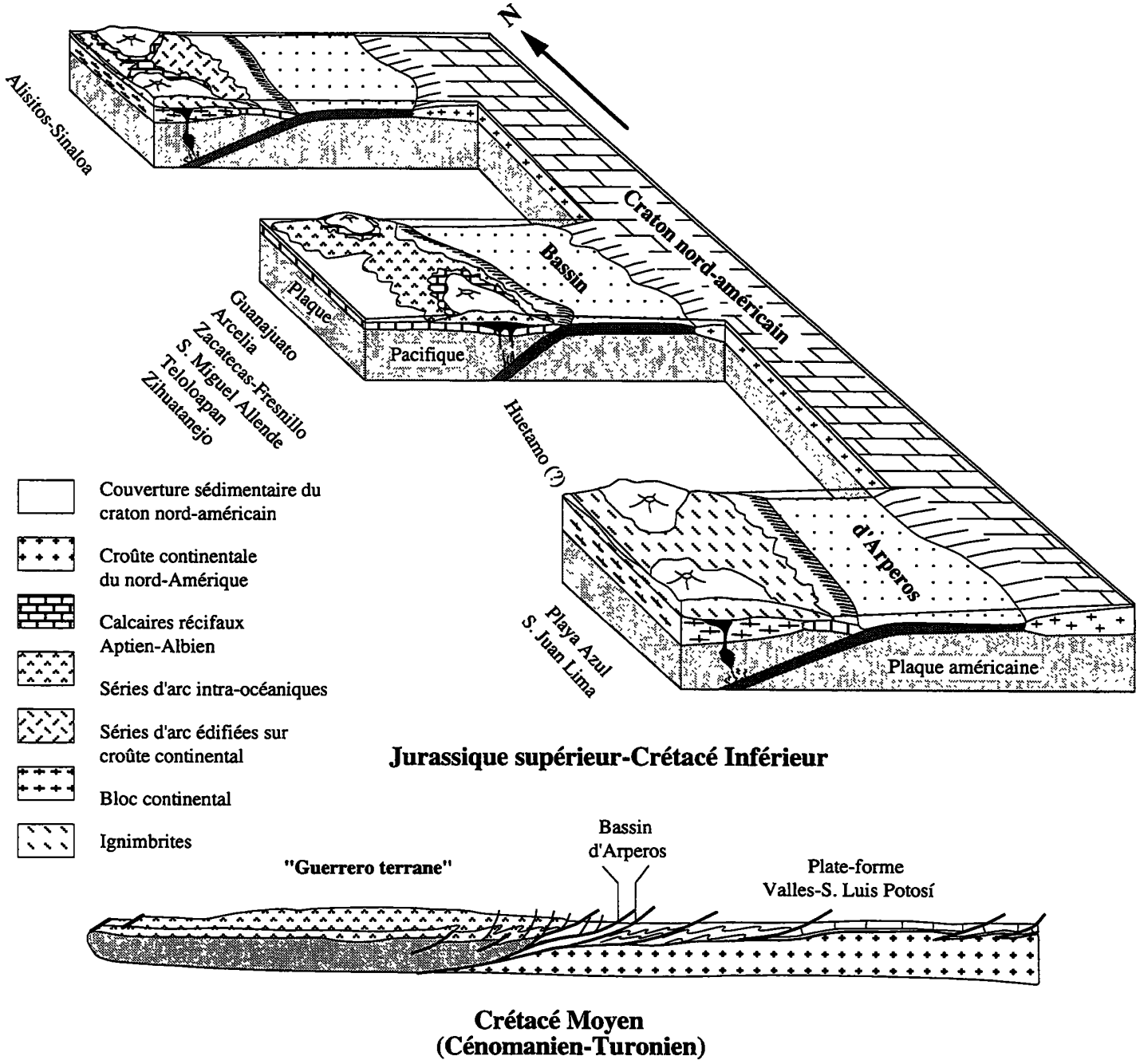


FIG. 122. – Modèle géodynamique du Mexique occidental considérant l'existence d'un seul arc au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et sa collision au Crétacé moyen [d'après Tardy *et al.*, 1991 et 1994].

FIG. 122. – *Modelo geodinámico de México occidental considerando la existencia de un solo arco durante el Cretácico inferior (A) y su colisión en el Cretácico medio (B) [según Tardy et al., 1991 y 1994].*

région de Taxco-Zihuatanejo ainsi que sur les relations et les dispositions géométriques de ces séquences. Ces auteurs considèrent que les séries d'arc du «Guerrero terrane» représentent vraisemblablement des témoins de différents arcs insulaires disposés plus ou moins parallèlement entre eux et accrétés à la marge pacifique du craton nord-américain au Crétacé supérieur (orogénèse laramide).

Au sud de l'Axe volcanique trans-mexicain, dans la région de Taxco-Zihuatanejo, Campa et Coney [1983] subdivisent les formations allochtones du «Guerrero terrane» en trois ensembles tectono-stratigraphiques séparés par des accidents tectoniques majeurs. Ces trois ensembles représenteraient autant de fragments d'arc.

– Le «Teloloapan sub-terrane» daté du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, comprend les séquences volcano-sédimentaires de Teloloapan et d'Arcelia intensément déformées et affectées par un métamorphisme syn-cinématique schiste vert.

– Le «Huetamo sub-terrane» de même âge et formé

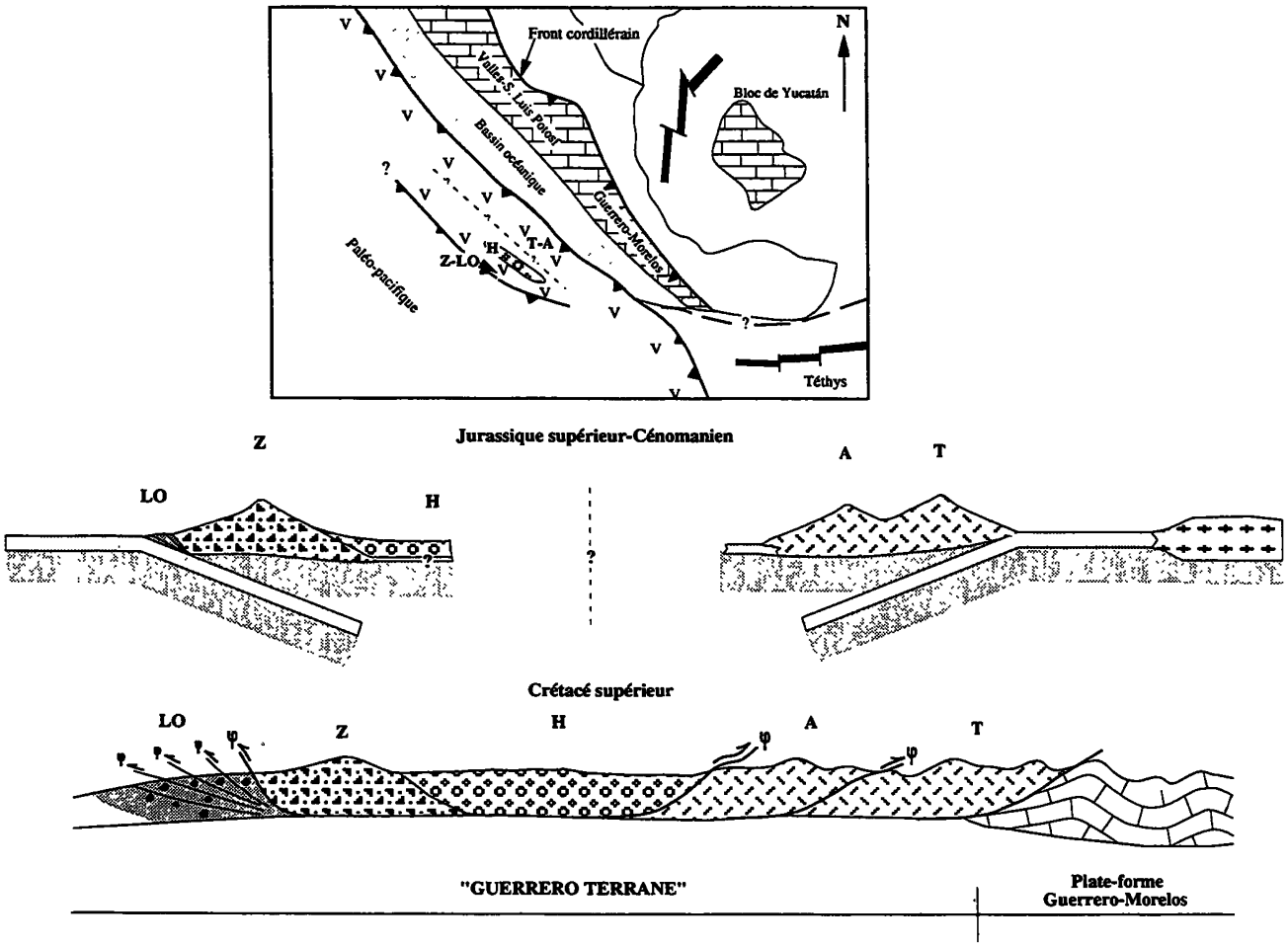


FIG. 123. – Modèle géodynamique du Mexique occidental considérant l'existence de deux arcs insulaires pendant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et leur collision pendant le Crétacé supérieur [d'après Ramírez *et al.*, 1991].

FIG. 123. – *Modelo de evolución geodinámica de México occidental considerando la existencia de dos arcos insulares durante el Jurásico superior-Cretácico inferior y su colisión durante el Cretácico superior [según Ramírez et al., 1991].*

de sédiments détritiques et de rares coulées de basalte, est faiblement déformé et non métamorphisé et représente le remplissage d'un bassin lié à un arc insulaire.

– Enfin, le «Zihuatanejo sub-terrane», du Crétacé inférieur, comprend la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo et le complexe de subduction de Las Ollas. La séquence de Zihuatanejo, non déformée et non métamorphisée, est formée d'andésites et de puissants dépôts pyroclastiques, interstratifiés avec des calcaires récifaux et des couches rouges continentales. Le complexe de subduction de Las Ollas est un «mélange tectonique» formé dans un paléo-prisme d'accrétion.

D'après Campa et Coney [1983], l'évolution et la disposition de ces arcs avant leur accrétion au craton nord-américain durant le Crétacé supérieur est difficile à préciser mais ils considèrent qu'ils se sont développés simultanément mais dans des contextes tectoniques différents.

Plus récemment, Ramírez *et al.* [1991] proposent un modèle d'évolution géodynamique comparable. Pour ces auteurs, les séries volcano-sédimentaires de la partie méridionale du «Guerrero terrane» représenteraient les témoins de deux arcs insulaires qui auraient évolué différemment pendant le Crétacé (fig. 123).

Les séquences de Teloloapan et d'Arcelia seraient caractérisées par la même évolution tectono-magmatique (forte déformation compressive, métamorphisme de bas degré et représenteraient les témoins d'un même arc insulaire intra-océanique produit par la subduction pentée vers l'ouest d'un bassin océanique sous le Paléo-Pacifique (fig. 123). Son évolution comprendrait deux étapes :

(1) Une première étape, du Tithonique à l'Aptien serait caractérisée par l'épanchement des laves calco-alcalines de Teloloapan, d'abord, dans un environnement pélagique, puis néritique et finalement sub-aérien tout au moins localement. L'activité de l'arc diminuerait considérablement vers l'Aptien permettant la mise en place de dispositifs récifaux sur les édifices volcaniques alors que leurs produits de démantèlement se déposent dans des bassins intra-volcans.

(2) La deuxième étape serait marquée par un changement drastique dans la nature du magmatisme et

de l'environnement sédimentaire. Le rapprochement de l'arc vers la marge passive du craton nord-américain à la suite de la subduction du bassin océanique produirait un changement dans le pendage du plan de subduction qui serait moins accusé. Un nouveau magmatisme apparaîtrait à l'arrière de l'arc, sur une croûte océanique plus mince. Ce magmatisme serait représenté par les tholéïtes d'Arcelia, épanchées dans un environnement pélagique.

L'hypothèse de deux étapes volcaniques consécutives dans l'évolution de l'arc de Teloloapan-Arcelia se base fondamentalement sur les différences d'âge entre les séquences de Teloloapan et d'Arcelia. Les données stratigraphiques obtenues par Campa *et al.* [1974]; Campa et Ramírez [1979] et Guerrero *et al.* [1990 et 1991] sur la séquence de Teloloapan et par Davila et Guerrero [1990], Delgado *et al.* [1990] et Ortiz *et al.* [1991] sur la séquence d'Arcelia, montrent que l'activité volcanique de Teloloapan s'est produite du Tithonique à l'Aptien avec quelques épanchements isolés à l'Albien inférieur tandis que les tholéïtes d'Arcelia se seraient mises en place à l'Albien-Cénomanien, à la fin du volcanisme de Teloloapan.

Enfin, pour Ramirez *et al.*, [1991], les séquences de Zihuatanejo et Huetamo se seraient développées dans un environnement d'arc totalement différent de celui de Teloloapan-Arcelia car elles sont peu déformées et peu métamorphisées. Ils considèrent donc que si le complexe déformé de La Ollas représente un paléo-prisme, les séquences de Zihuatanejo et Huetamo représentent respectivement les témoins d'un arc insulaire intra-océanique et de son bassin arrière-arc qui seraient localisés plus à l'ouest (en position actuelle) de l'arc Teloloapan-Arcelia (fig. 123). La distribution géographique actuelle de ces trois séquences de l'ouest vers l'Est - Las Ollas (prisme d'accrétion) - Zihuatanejo (arc) - Huetamo (bassin arrière-arc) et les chevauchements pentés vers l'Ouest du complexe de Las Ollas impliquent que la subduction liée au développement de l'arc de Zihuatanejo était pentée vers l'Est. La position de cet arc en face de celui de Teloloapan est basée sur les vecteurs des déplacements des phases de déformations compressives [E-NE; Campa *et al.*, 1974; Campa et Ramírez, 1979]. Toutefois, ces auteurs signalent qu'il n'est pas exclu que l'arc Zihuatanejo était localisé plus au nord et que sa position actuelle serait liée à un décrochement tertiaire. L'existence de tels décrochements dans la marge paficique mexicaine est bien documentée par le déplacement du bloc Chortis vers l'Amérique Centrale.

L'accrétion de ces deux arcs intra-océaniques pénécontemporains dont le développement est lié à deux subductions à pendages opposées (arc Teloloapan-Arcelia à subduction pentée vers l'ouest; arc Zihuatanejo à subduction pentée vers l'est, s'est produite vraisemblablement à différentes périodes pendant le Crétacé supérieur (orogénèse laramide). Les âges de ces déformations sont basés sur les observations suivantes : (1) les formations du Tithonique à l'Aptien-Albien de Teloloapan chevauchent le flysch crétacé supérieur de Mexcala [De Cserna *et al.*, 1978; Campa et Ramírez, 1979; Campa *et al.*, 1986], (2) le Crétacé supérieur repose en concordance sur les formations de l'Albien-Cenomanien dans la séquence de Huetamo [Campa, 1977].

1.3. Discussion des modèles

L'existence de deux modèles géodynamiques différents pour une même région souligne la complexité tectonique des séries d'arc mésozoïques du Mexique Occidental. Il est évident que les deux modèles proposés sont relativement «simplistes» par rapport à la complexité de l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines pendant le Mésozoïque. Nous allons discuter ces deux modèles en fonction des résultats obtenus dans cette étude (fig. 120).

Au Mexique méridional, ces séquences d'arc forment des ceintures pluri-kilométriques N-S limitées par des accidents tectoniques majeurs. Les contacts entre ces séquences sont toujours tectoniques et leurs successions stratigraphiques diffèrent d'une séquence à l'autre. Cependant, dans une même séquence on observe une homogénéité de l'environnement sédimentaire des laves et des affinités magmatiques bien que, localement, on puisse observer des rhyolites tholéïtiques qui reposent en concordance stratigraphique sur des basaltes calco-alcalins, par exemple à Teloloapan, ou bien quelques laves calco-alcalines surmontent les tholéïtes en coussins d'Arcelia. Cependant, à l'exception des laves calco-alcalines de Taxco-Taxco Viejo qui reposeraient sur un substratum continental, les gisements des laves, la nature des sédiments qui leur sont associés, la prédominance des faciès basiques et les caractéristiques géochimiques et isotopiques indiquent que toutes ces séquences se sont développées dans un environnement d'arc insulaire intra-océanique.

Par ailleurs, ces séquences sont globalement contemporaines. Il ne semble pas tout au moins dans la région étudiée que l'on puisse observer une évolution spatio-temporelle du magmatisme d'arc. A la fin du Jurassique par exemple, tandis qu'à Teloloapan des laves calco-alcalines enrichies en terres rares et en éléments à forte charge ionique s'épanchaient, des tholéïtes primitives appauvries en terres rares légères se mettaient en place à Guanajuato. A Huetamo, les rares coulées de laves tholéïtiques à spectres de terres rares plats s'épanchaient dans un bassin subsident et donc dans un contexte un peu différent de ceux de Teloloapan ou de Guanajuato. De même, à l'Albien-Cénomanien, des tholéïtes enrichies en terres rares légères s'épanchent à Arcelia alors qu'à Zihuatanejo, ce sont des andésites calco-alcalines appauvries en HFS et des rhyolites. Enfin, à l'Albien, des basaltes et des andésites calco-alcalines enrichies en HFS (San Miguel de Allende) ou des basaltes shoshonitiques s'épanchent

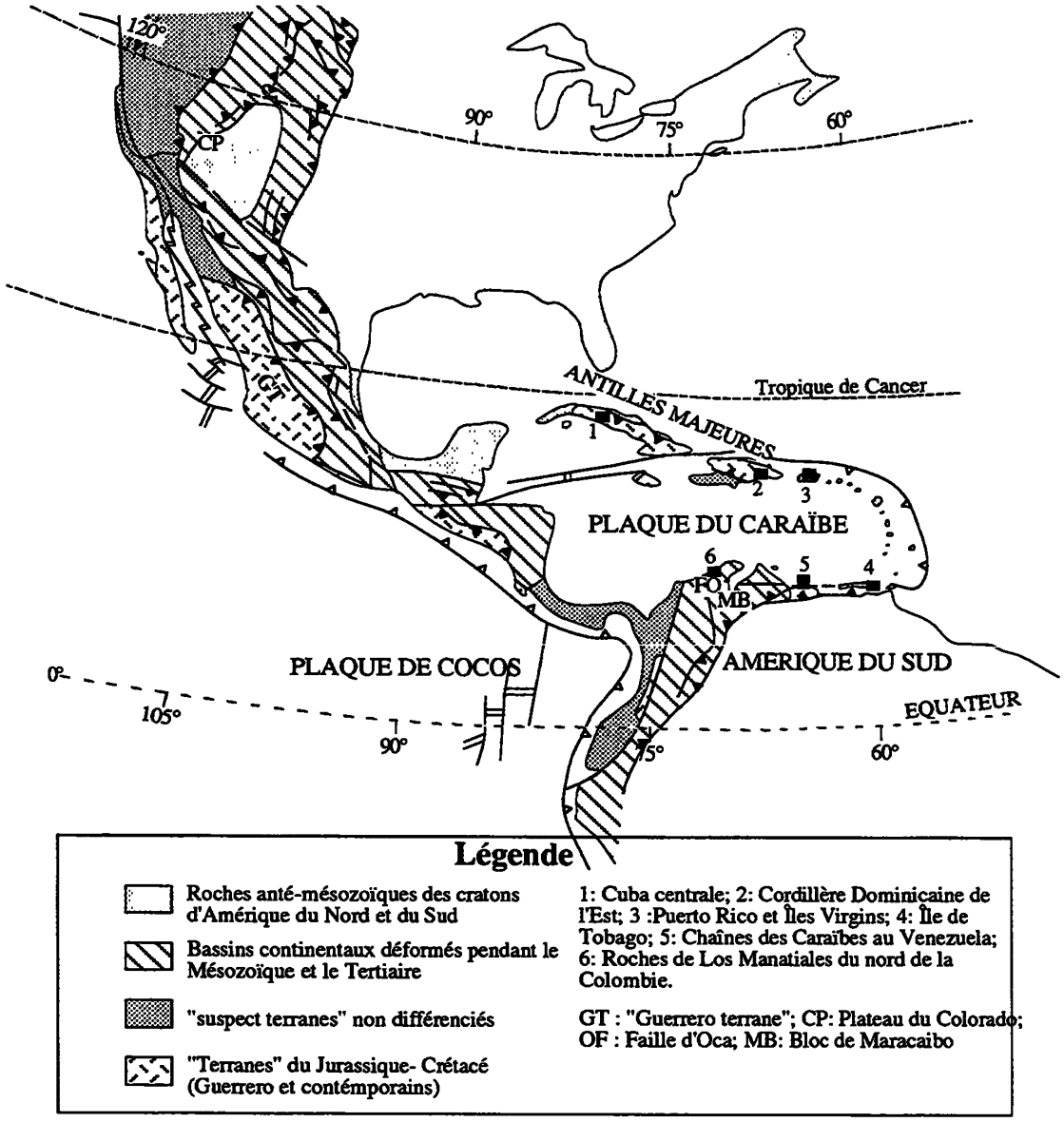


FIG. 124. – Carte structurale schématique des Cordillères nord- et sud américaines montrant la localisation du «Guerrero terrane» et des séquences d'arc contemporaines accrétées pendant le Mésozoïque et le Tertiaire [d'après Tardy *et al.*, 1994].

FIG. 124. – *Carta estructural esquemática de las cordilleras norte- y sud-americanas mostrando la localización del tereno Guerrero y las secuencias del arco contemporaneas acrecionadas durante el Mesozoico y el Terciario [según Tardy et al., 1994].*

dans un milieu pélagique carbonaté alors qu'à Telolaopan et Zihuatanejo, le volcanisme toujours présent est associé à des calcaires récifaux. De plus, il ne faut pas oublier les îles volcaniques de type guyot (Alisitos) ou franchement aériennes (Playa Azul) édifiées sur un substratum continental qui émettent des andésites et des rhyolites calco-alcalines à peu près à la même époque c'est-à-dire à l'Aptien-Albien.

Finalement, du point de vue structural, les séries étudiées forment deux grands ensembles tectoniques : (1) un ensemble représenté par les séquences de Taxco-Taxco Viejo, Teloloapan et Arcelia caractérisé par une intense déformation polyphasée qui comprend deux phases de déformation compressives; (2) un ensemble peu déformé représenté par les séquences de Huetamo et de Zihuatanejo.

Ainsi, quelle que soit la séquence considérée, la contemporénéïté du volcanisme et son contexte d'arc insulaire intra-océanique suggèrent que toutes ces séquences sont liées à une unique subduction et qu'elles sont l'expression de différents volcanismes émis dans un arc complexe (modèle I à substratum océanique et continental) comparable aux arcs actuels d'Indonésie [Hawkesworth *et al.*, 1979; Stolz *et al.*, 1990], d'Halmahera [Morris *et al.*, 1990] ou de Banda [Silver *et al.*, 1985]. La diversité des affinités magmatiques et les différences géochimiques et isotopiques entre laves de même affinité (calco-alcalines enrichies ou appauvries en HFS) seraient l'expression d'un manteau

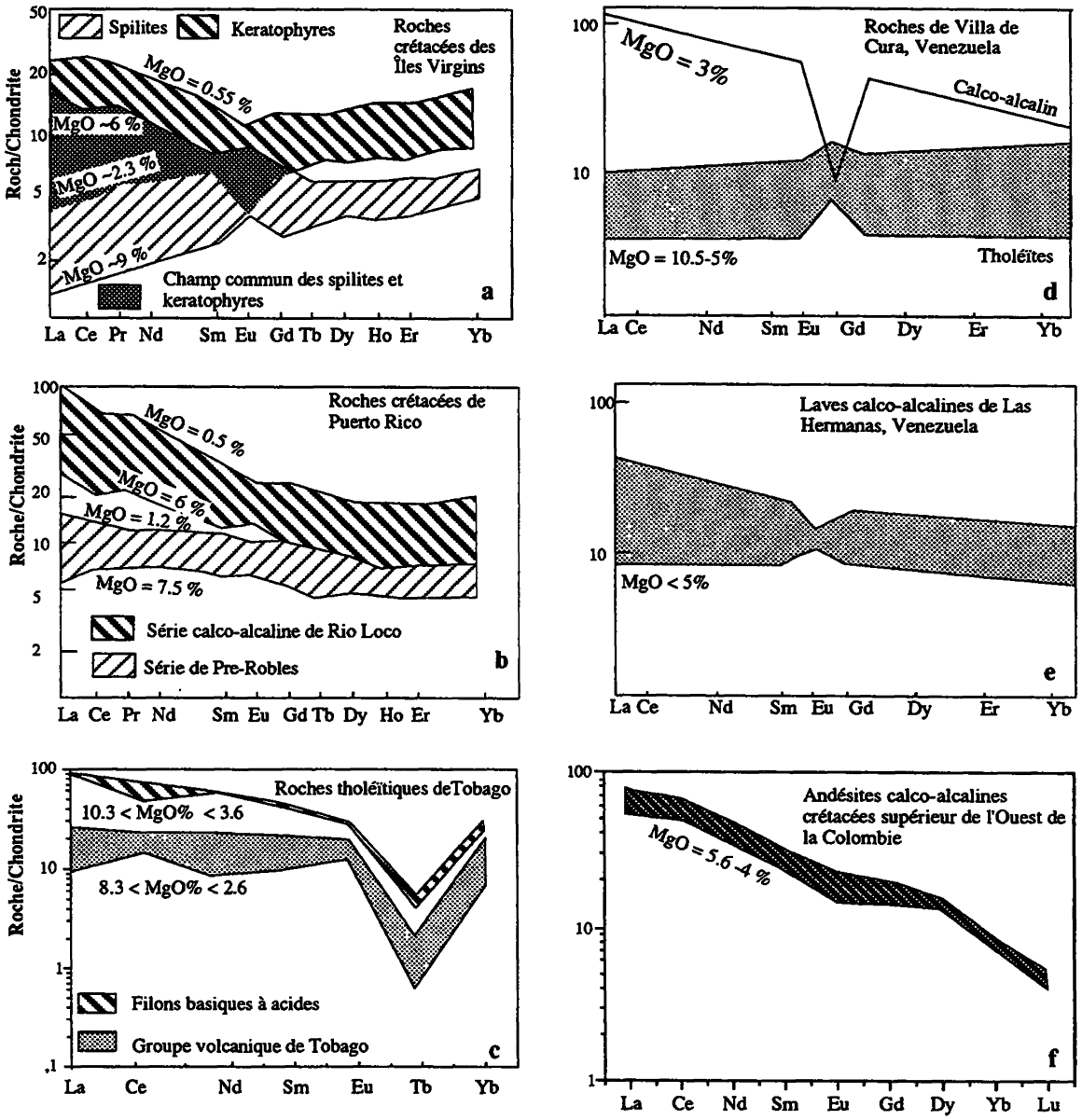


FIG. 125. – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des roches d'arc des Antilles Majeures et de la partie nord de l'Amérique du Sud. Voir le texte pour la source des données.

FIG. 125. – Espectros de tierras raras normalizadas a las condritas de las rocas de arco de las Antillas Mayores y de la parte norte de Sud-América. Cf. texto para la fuente de datos.

hétérogène («plum-pudding mantle») dont la fusion partielle se ferait à des taux variables.

Les différences dans l'intensité des déformations seraient liées aux comportements rhéologiques différents des formations et à leur proximité du front principal du charriage [Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994].

Par contre, l'homogénéité stratigraphique et géochimique à l'intérieur de chaque série ainsi que les différences de déformations entre les séquences sont des arguments en faveur du modèle II, c'est-à-dire plusieurs arcs fonctionnant en même temps et séparés par des bassins intra-arcs. De même, la distribution actuelle des séries, notamment du complexe de subduction de Las Ollas, s'expliquerait beaucoup plus facilement si l'on considère la présence de deux arcs différents.

1.4. Brève comparaison des séquences d'arc du «Guerrero terrane» avec celles contemporaines des Grandes Antilles, du Vénézuela et du NW de la Colombie

Les séquences d'arc du Crétacé inférieur associées à des ophiolites et des basaltes alcalins (OIB) de même age affleurent largement dans les Cordillères des Caraïbes (Grandes Antilles, Tobago, Vénézuela et

Colombie nord-occidentale; fig. 124). Elles sont interprétées comme les témoins d'un arc intra-océanique mésozoïque accrété respectivement au craton nord-américain et au nord du craton sud-américain. Le développement de cet arc serait lié à la subduction de la Téthys sous le Pacifique. Ces séquences d'arc sont considérées comme le prolongement possible du «Guerrero terrane» [Coney, 1989; Ruiz *et al.*, 1991; Tardy *et al.*, 1991 et 1993]. Récemment, Tardy *et al.* [1994] ont réalisé une comparaison basée sur les affinités magmatiques entre les séries d'arc du «Guerrero terrane» et de celles des Cordillères caraïbes, en particulier celles qui affleurent dans les Grandes Antilles, Tobago et au Vénézuela.

Dans les Grandes Antilles (fig. 125), le magmatisme d'arc anté-Eocène est constitué de tholéïtes d'arc [«Primitive Island Arc»-PIA; Donnelly et Rogers, 1978] suivies de laves et de plutonites calco-alcalines et localement par des shoshonites [Donnelly et Rogers, 1978]. Un hiatus important existe presque partout à la fin du Crétacé marqué par la présence d'une discordance des formations éocènes sur les calcaires récifaux qui, comme au Mexique occidental, surmontent les laves orogéniques mésozoïques. Cette discordance marque la phase orogénique induite par la collision de l'arc avec les marges des cratons nord et sud américains.

Les séries tholéïtiques d'arc ou PIA incluent des roches basaltiques à rhyolitiques affectées par un métamorphisme schiste vert qui montrent des affinités tholéïtiques car : (1) les teneurs en TiO_2 ($\leq$ 1,1%) sont faibles; (2) elles montrent un enrichissement en Fe-Ti au cours de la différenciation; (3) elles montrent des spectres de terres rares plats ou légèrement enrichis en terres rares légères [Donnelly et Rogers, 1978 et 1980]. Les tholéïtes d'arc des îles de la Vierge et de Porto-Rico sont caractérisées par des spectres de terres rares plats ou légèrement enrichis ou appauvris en LREE. Les laves calco-alcalines qui succèdent aux tholéïtes sont enrichies en K_2O, Y et terres rares lourdes.

A Tobago, les tholéïtes d'arc sont représentées par une séquence volcano-plutonique formée de cumulats basiques-ultrabasiques qui passent vers le sommet à des diorites et des tonalites pauvres en potassium et à de rares basaltes associés à des tufs qui sont recoupés par des filons et sills basiques [Girard, 1981; Frost et Snoke, 1989]. Les basaltes et andésites sont pauvres en TiO_2 et en Zr et leurs spectres de terres rares sont plats tandis que les filons sont légèrement enrichis en terres rares légères (fig. 146c). Les roches plutoniques et volcaniques montrent des εNd (+9 à +7,5) élevés tandis que les roches acides montrent des εNd (+5,6) légèrement plus faibles [Frost et Snoke, 1989].

Au Vénézuela, les séries d'arc affleurent dans la partie centrale de la Chaîne de Villa del Cura [Beck, 1986]. Elles sont formées de basaltes, andésites et de tufs interstratifiés dans des sédiments mal datés surmontés de rhyolites (Crétacé probable). Toutes les roches sont affectées par un métamorphisme de bas degré avec localement la présence d'une paragenèse de haute pression. Les roches basiques montrent des spectres de terres rares plats ou légèrement appauvris en terres rares légères (fig. 125d) tandis que les rhyolites sont enrichies en terres rares légères [Loubet *et al.*, 1985]. Ainsi, les séries d'arc de la Chaîne de Villas del Cura montrent une évolution avec le temps de tholéïtes à des roches calco-alcalines.

La prolongation sud des Chaînes des Caraïbes est représentée par les Cordillères Occidentales de Colombie et d'Equateur. En Colombie, la Cordillère Occidentale est formée presque entièrement par des ophiolites dont l'âge varie du Crétacé inférieur à anté-Santonien obductées sur la marge du craton sud-américian au Sénonien. Les laves d'arc [des andésites acides) anté-maastrichtiennes n'ont été trouvées qu'en forage près de Los Manantiales, situé immédiatement au nord de la faille «Oka» laquelle forme la limite méridionale du bloc de Maracaïbo (Stephan *et al.*, 1985]. Ces laves reposent sur du matériel ophiolitique très fortement altéré. Leur position anté-éocène doit être recherchée plus à l'Est quelque part entre les chaînes du Vénézuela et les Indes Occidentales car leur position actuelle est due au jeu décrochant dextre de la faille d'Oca qui a joué à l'Eocène. Les andésites acides de Los Manantiales représentent un des jalons les plus méridionaux de l'arc mésozoïque allochtone des Chaînes caraïbes. Elles montrent des textures de trempe typiques de roches sous-marines. Leur affinité calco-alcaline est démontrée par des faibles teneurs en TiO_2 (<0,9%), et des teneurs élevées en Y et en terres rares légères ($[La/Yb)_N$=7,5-) [Tardy *et al.*, 1994].

1.5. Ressemblances et différences entre les séries d'arc du «Guerrero terrane» et les séries d'arc des Chaînes caraïbes

Les principales différences entre les séries d'arc du «Guerrero terrane» et celles des Caraïbes sont les suivantes : (1) la période de l'activité magmatique; (2) l'âge de l'accrétion des séquences d'arc aux marges nord- et sud-américaines; (3) la présence ou l'absence de roches ophiolitiques et de blocs continentaux.

Le magmatisme d'arc dans le «Guerrero terrane» a débuté au Jurassique supérieur pour s'achever à l'Albien-Cénomanien tandis que dans les Chaînes Caraïbes, ce magmatisme continue jusqu'au Maastrichtien. En fait, dans la partie nord des Chaînes Caraïbes, le Maastrichtien repose en discordance sur les formations du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Cette discordance ainsi que l'arrêt du magmatisme pendant le Crétacé moyen suggère la présence d'une phase tectonique à la fin du Crétacé inférieur encore mal explicitée mais qui pose le problème de l'appartenance des shoshonites maastrichtiennes à l'arc Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ou à un arc totalement

différent.

La collision des séries d'arc du «Guerrero terrane» et celles de l'arc Proto-Caraïbe avec les marges nord- et sud-américaines prend place respectivement au Crétacé moyen et au Crétacé supérieur. Finalement, des séries ophiolitiques contemporaines aux séries d'arc existent dans les Caraïbes tandis que dans le «Guerrero terrane» elles manquent ou n'ont pas été encore découvertes. Les séquences d'arc du «Guerrero terrane» sont édifiées pour partie sur de la lithosphère océanique et pour partie sur des blocs continentaux alors que les séquences orogéniques de l'arc Proto-Caraïbe reposent exclusivement sur un substratum océanique.

Sur la base des données géochimiques disponibles, les séries orogéniques du «Guerrero terrane» à substratum océanique et celles de l'arc Proto-Caraïbe montrent la même évolution magmatique au cours du temps. Dans les deux arcs, le stade précoce est représenté par une série volcano-plutonique tholéïtique (Guanajuato et Tobago) formée de cumulats basiques et ultra-basiques passant vers le sommet à des roches acides pauvres en potassium. Les basaltes en coussins sont associés à une sédimentation pélagique. Le magma tholéïtique dérive de la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie. Ensuite, dans les deux arcs, l'activité magmatique continue par l'épanchement de tholéïtes matures [non appauvries en LREE). Cependant, dans l'arc Proto-Caraïbes, les roches acides sont abondantes alors que dans l'arc du Guerrero terrane elles sont rares ou totalement absentes. Dans les deux arcs, les dernières phases magmatiques sont représentées par la mise en place de plutons acides calco-alcalins ou par l'épanchement de laves calco-alcalines et/ou shoshonitiques. En même temps, la sédimentation devient néritique avec le dépôt des calcaires récifaux de l'Aptien-Albien au Mexique occidental, Porto Rico et dans la Cordillère dominicaine et du Santonien au Maastrichtien dans les Caraïbes.

Ainsi, les séquences orogéniques du «Guerrero terrane» et des Chaînes Caraïbes appartiennent à un arc insulaire intra-océanique et montrent des évolutions magmatiques et sédimentaires comparables. L'arc du «Guerrero terrane» s'est installé sur des blocs continentaux et sur de la lithosphère océanique tandis que l'arc Proto-Caraïbe s'est complètement édifié sur une plaque océanique.

On peut donc imaginer que ces deux arcs sont liés à la subduction de bassins océaniques sous le Paléo-Pacifique. Ces bassins océaniques - Arperos et Téthys caraïbe - bordaient le craton nord-américain et le nord du craton sud-américain. La collision de l'arc du Guerrero terrane avec le craton nord-américain survient à la fin du Crétacé inférieur quand le bassin d'Arperos a presque complètement disparu par subduction. L'espace océanique de la Téthys étant beaucoup plus vaste, l'arc Proto-Caraïbe continue son développement jusqu'au moment où il entre en collision avec les marges nord et sud américaines à la fin du Crétacé. On peut imaginer que ces arcs bordaient les cratons nord et sud américains à la fin du Mésozoïque de la même manière que les arcs tertiaires du Pacifique se développaient non loin des marges du sud-est de l'Asie [Tardy *et al.*, 1994].

2. – Conclusions générales

Le «Guerrero terrane» dans le secteur de Taxco-Zihuatanejo (Mexique méridional) est constituée de six séquences volcano-sédimentaires ou volcano-plutoniques d'arc datées du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Les principaux résultats de cette étude des séquences d'arc affleurant au sud du Mexique portent sur :

– les différents métamorphismes qui ont affecté les laves et les sédiments mésozoïques;

– les affinités magmatiques des différentes séquences d'arc et la nature des sources mantelliques des différentes suites reconnues;

- la caractérisation des environnements géodynamiques de ces séquences.

2.1. Les métamorphismes

2.1.1. Métamorphisme statique hydrothermal

Les séquences d'arc de la région de Taxco-Zihuatanejo sont presque toutes affectées par un **métamorphisme régional** statique de bas degré - faciès zéolite à schiste vert - lié à **des fluides hydrothermaux produits lors du volcanisme d'arc essentiellement sous-marin**.

Ce métamorphisme est très bien exprimé dans la séquence de Teloloapan où les roches volcaniques et volcanoclastiques contiennent des paragenèses caractéristiques des faciès zéolite, prehnite-pumpellyite, pumpellyite-actinote et schiste vert. La nature et la répartition des phases métamorphiques à travers la succession lithostratigraphique indiquent que les gradients métamorphiques ont été essentiellement contrôlés par la profondeur et l'activité volcanique :

- (1) la température calculée à partir des relations de phases et du géothermomètre des chlorites de Cathelineau [1988] passent d'environ 150°C dans le faciès zéolite des niveaux lithostratigraphiques supérieurs à des températures voisines de 400°C dans le faciès schiste vert à l'extrême base de la pile volcanique;

- (2) les pressions, globalement faibles, varient d'environ 1 kb dans le faciès zéolite à environ 4 kb dans le faciès schiste vert;

- (3) la fO_2, globalement élevée, semble décroître avec la profondeur comme en témoignent les diminutions des rapports $X_{Fe}{}^{3+}$ des silicates de Fe et

Al (prehnite, pumpellyite, épidote) depuis le faciès zéolite jusqu'au faciès schiste vert. Les limites des faciès sont toujours discontinues et comprennent la disparition, au moins d'une phase minérale, l'apparition d'une autre et/ou d'une paragenèse typique et d'importantes variations dans les compositions chimiques de certains minéraux, en particulier des silicates de Fe et Al (prehnite, pumpellyite et épidote) et des chlorites.

Les fluides hydrothermaux issus probablement de l'interaction de l'eau de mer avec le magma sont riches en K et pauvres en CO_2. L'action des ces fluides est à l'origine des variations importantes dans les éléments alcalins et alcalino-terreux observées dans les compositions chimiques globales des roches de Teloloapan.

La séquence presque exclusivement sédimentaire de Huetamo n'est affectée que par un **métamorphisme à faciès zéolites** en dépit de sa puissance (4000 à 7000 m). On peut penser raisonablement que ce métamorphisme n'est lié qu'à l'enfouissement.

2.1.2. Le métamorphisme syn-cinématique

Les séquences d'arc de Teloloapan et de Taxco-Taxco Viejo sont affectées par un **métamorphisme syn-cinématique** développé essentiellement le long des grands accidents tectoniques. Il affecte les laves et leur couverture sédimentaire et il est lié à la mise en place tectonique des séquences mésozoïques. Ce métamorphisme produit une recristallisation irrégulière de basse température (schiste vert) et l'oblitération au moins localement des textures et des structures magmatiques ainsi que des paragenèses métamorphiques précoces.

2.1.3. Le métamorphisme HP-BT des blocs du complexe de subduction de Las Ollas

Le complexe de subduction de Las Ollas est affecté par un métamorphisme **haute pression-basse température** caractérisé par des paragenèses à amphiboles bleues ± lawsonite ± trémolite ± mica blanc ± chlorite formées à des températures comprises entre 200-300°C et à des pressions de 5 à 7 kb. Cependant les paragenèses caractéristiques observées dans les blocs de roches basiques et ultrabasiques ne sont représentées que par des amphiboles bleues et associées à quelques minéraux qui varient d'un échantillon à l'autre. L'association amphibole bleue ± trémolite ± lawsonite est moins répandue que la paragenèse amphibole bleue + chlorite magnésienne ± mica blanc.

2.1.4. Le métamorphisme Basse pression-Moyenne à Haute température

Le complexe de subduction de Las Ollas et la séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo ont subi un métamorphisme de contact **Basse pression-Moyenne à Haute température** induit par les plutons tertiaires (gabbros, diorites, granitoïdes). On observe grossièrement une zonalité croissante depuis des paragenèses albite + actinote + chlorite-smectite + épidote dans les zones les plus éloignées des plutons jusqu'aux paragenèses à plagioclase calcique + ferrosalite + grenat ± wollastonite dans les enclaves d'encaissant des plutons. Il faut souligner en outre qu'il existe certainement des reliques de clinopyroxènes magmatiques, peut être de l'olivine. Enfin, des paraganèses à zéolites et actinote-albite cohabitent avec des associations de HT, suggérant que ces roches ont subi localement un métamorphisme rétrograde, lié soit aux derniers stades de refroidissement des plutons soit à des épisodes volcaniques plus récents qui abondent dans cette région.

2.2. Les affinités magmatiques et la nature des sources mantelliques

Les affinités magmatiques recensées dans les six séquences d'arc affleurant dans la région de Taxco-Zihuatanejo sont de trois types :

(1) les tholéïtes d'arc présentes à Arcelia, dans les coulées de basaltes en coussins de Huetamo et dans les blocs du complexe de Las Ollas;

(2) les séries calco-alcalines (Teloloapan, Zihuatanejo et Taxco-TaxcoViejo);

(3) les andésites et les dacites shoshonitiques en galets dans les conglomérats de l'Aptien-Albien de Huetamo.

Nous nous bornerons à rappeler les principaux caractères des tholéïtes d'arc et des laves calco-alcalines.

2.2.1. Les tholéïtes d'arc appauvries à légèrement enrichies en LREE

Elles sont composées exclusivement de basaltes et de leurs filons nourriciers (dolérites et microgabbros) et sont présentes à Arcelia et Las Ollas. Quelle que soit la séquence, les cumulats ultrabasiques et basiques sont tectoniquement associés aux laves. Leurs valeurs de l'εNd comprises entre 8,1 et 5,5, sont très homogènes, comparables à celles des séries tholéïtiques et calco-alcalines de Guanajuato [Lapierre *et al.*, 1992a et b; Ortiz, 1992; Stein *et al.*, 1994] et des arcs insulaires intra-océaniques (Aléoutiennes ou Mariannes). La dispersion des valeurs des rapports εSr (-12,12 à +5,1) est due à l'enrichissement en Sr radiogénique plus ou moins important subis par ces roches au cours de l'altération hydrothermale océanique ou au métamorphisme de contact induit par les plutons tertiaires. Elles dérivent d'une source mantellique appauvrie vraisem-

blablement de type Lherzolite à spinelles (peu ou pas contaminée par des fluides enrichis en LILE) avec des taux de fusion partielle autour de 16%.

2.2.2. Les séries calco-alcalines

Trois types ont été reconnus :

I - La série calco-alcaline **enrichie en terres rares légères et en HFS de Teloloapan**

II - **La série calco-alcaline andésites-dacites appauvrie en HFS de Zihuatanejo**;

III - **La série calco-alcaline andésites acides-dacites de Taxco-Taxco Viejo** qui présente des caractères intermédiaires entre les séries calco-alcalines enrichies ou appauvries en HFS.

Les roches basiques prédominent dans la série calco-alcaline **enrichie en HFS** (Famille I) qui est représentée par les basaltes et les andésites de l'Aptien-Albien de Teloloapan. Leurs εNd sont compris entre 1,6 et 4,6; les basaltes ont des rapports inférieurs à ceux des andésites acides. Les basaltes et andésites ne sont pas cogénétiques mais dérivent vraisemblablement d'une source enrichie probablement de «Type Lherzolite à grenat» à des taux de fusion partielle de l'ordre de 5 à 10% [estimation tirées de Lin *et al.*, 1989].

Les rapports de l'εSr (εSr = -14,3 à +2,3) sont beaucoup plus variables. Bien que tous les points représentatifs se regroupent dans le Mantle Array, cet intervalle assez large des valeurs de l'εSr reflètent l'enrichissement en Sr radiogénique lié au métamorphisme océanique subi par ces laves.

La série **appauvrie en HFS** est représentée par les andésites de l'Albien-Cénomanien de Zihuatanejo et les galets de l'Aptien-Albien de Huetamo (Famille II). Cependant il ne faut pas oublier qu'à Zihuatanejo les rhyolites associées aux andésites présentent des enrichissements plus marqués en LREE qui font qu'elles ne peuvent être considérées comme co-génétiques des andésites. Les rapports de l'εNd des andésites acides de Zihuatanejo sont tout aussi élevés que ceux des tholéïtes (εNd +9,73 et +7,43). Les rapports εSr sont encore négatifs (-8,7 et -2,6) mais les points représentatifs sont fortement décalés vers la droite indiquant que les rapports initiaux mantelliques sont perturbés par un enrichissement en Sr radiogénique lié au métamorphisme thermique induit par les plutons tertiaires.

Enfin la famille III, qui regroupe les laves de Taxco présente des caractères intermédiaires entre les familles I et II. Ces laves calco-alcalines sont très comparables d'une part aux séries calco-alcalines de même âge d'Alisitos et de Playa Azul à substratum continental [Almazan-Vazquez, 1988; Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994] et d'autre part aux laves calco-alcalines miocènes fortement potassiques (à biotite-hornblende) draguées sur la ride de la mer de Banda [Morris *et al.*, en préparation, données fournies par Gill en 1992].

2.3. La caractérisation des environnements géodynamiques

Les séquences d'arc de la région de Taxco-Zihuatanejo montrent donc des affinités magmatiques variables selon les séquences et parfois à l'intérieur d'une même séquence, mais la prédominance des laves basiques, leur milieu d'épanchement sous-marin et leurs caractéristiques géochimiques et isotopiques suggèrent qu'elles appartiennent à un arc océanique. Seule la séquence de Taxco-Taxco Viejo montre des caractéristiques d'arc insulaire installé sur croûte continentale.

Références

AGUIRRE, L. & ATHERTON, M.P. (1987). – Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. -*J. Met. Geol.*, **5**, 473-494.

ALMAZÁN V. (1988). – Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. - *Inst. Geol. Revista*, **7**, 78-88.

ANDREWS, A. J. (1980). – Saponite and celadonite in layer 2 basalts, DSDP Leg 37. -*Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 323-340.

AOKI K. & KUSHIRO I. (1968). – Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **18**, 326-337.

APTED M. J. & LIOU J. G. (1983). – Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. - *Am. J. Sci.*, **283A**, 328-354.

BASALTIC VULCANISM STUDY PROJECT (1981). – Basaltic vulcanism on the terrestrial planets. Pergamon, New York, 1286 p.

BECK C. (1986). – La chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Vénézuela). - *Soc. Géol. Nord*, **14**, 461p.

BETTISON L. A. & SCHIFFMAN P. (1988). – Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal Ophiolite, California. - *Am. Mineral.*, **73**, 62-76.

BETTISON-VARGA L., MACKINNON I. D. & SCHIFFMAN P. (1991). – Integrated TEM, XRD and electron microprobe investigation of mixed-layer chlorite-smectite from the Point Sal Ophiolite, California. - *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 697-710.

BEVINS R. E., ROBINSON D. & ROWBOTHAM, G. (1991). – Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. - *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 711-721.

BLOOMER S.H., STERN R.J., FISK E. & GESCHWIND C.H. (1989). – Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. - *J. Geophys. Res.*, **94**, 4469-4496.

BOLES, J.R. & COOMBS, D.S. (1977). – Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hill, New Zealand. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 163-173.

BONNEAU M. (1972). – Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 55-66.

BONNEAU M. (1976). – A propósito de la edad cretácica de los afloramientos volcánicos y volcaniclásticos de la región de Zihuatanejo, Guerrero (Sierra Madre del Sur, México). - *Congreso Latinoamericano de Geología*, Acapulco, Gro., México; Résumés, p. 14.

BROWN, E.H. (1977). – The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. - *J. Petrol.*, **18**, 53-72.

BROWN G.M., HOLLAND J.G., SIGURDSSON H., TOMBLIN O.J.F. & ARCULUS R.J. (1977). – Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 785-801.

BUITRON B.E. (1973). – Tetragramma Gloriae, n. sp. Equinoide de la Formación San Lucas (Hauteriviano-Aptiano) en la región de Huetamo, Michoacán. - *Palentología Mexicana*, Inst. Geol., UNAM, **36**, 33-41.

BURCKHARDT C. (1919). – Faunas jurásicas de Symon (Zac.) y faunas cretácicas de Zumpango del Rio (Gro). - *Bol. Soc. Geol. Mex.*, **33**.

BURCKHARDT C. (1927). – Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. - *Soc. Paléont. Suisse, Mém.*, **49-50**, 280 p.

CAMPA M. F. (1977). – Estudio tectónico, prospecto Altamirano-Huetamo: PEMEX (inedit).

CAMPA, M. F. (1985). – The mexican Thust Belt. In Howell D.G. (ed.). Tectonostratigraphic terranes in the circum-Pacific region. - *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Ressources, Houston, Tex.*, 299-313.

CAMPA M.F. & CONEY P.J. (1983). – Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. - *Can. J. Earth Sci.*, **20**, 1040-1051.

Campa M.F. & Ramírez J. (1979). – La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. - *Serie Técnico-científica*, **1**, 71 p.

CAMPA, M.F., CAMPOS, M., FLORES, R. & OVIEDO, R. (1974). – La secuencia mesozoica volcánica-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro. -*Bol. Soc. Geol. Mex.*, **35**, 7-28.

CAMPA M. F., OVIEDO R. & TARDY M. (1976). – La cabalgadura laramídica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México. - *III Congreso Latino-americano de Geología*, México, 23.

CAMPA M.F., RAMÍREZ J. & CONEY P. (1981). – Conjuntos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Serie Técnico-Científica, UAG.*, **3**, 1-101.

CARFANTAN J.-CH. (1986). – Du système cordillérain nord-américain au domaine caraïbe. Etude géologique du Mexique méridional. - *Thèse de doctorat es sciences, Univ. Savoie*, 558 p.

CATHELINEAU M. (1988). – Cation site occupancy in chlorites and illites as a fonction of temperature. - *Clay Minerals*, **23**, 471-485.

CATHELINEAU M. & NIEVA D. (1985). – A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.

CATHELINEAU, M. & IZQUIERDO, G. (1988). – Temperature-composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 418-428.

CHO, M., LIOU, J.G. & MARUYAMA, S. (1986). – Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, British Columbia. - *J. Petrol.*, **27**, 467-494.

CHO, M. & LIOU, J.G. (1987). – Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, B. C. - *J. Petrol.*, **28**, 417-443.

CONEY P.J. (1989). – The North America Cordillera. in : Ben-Avraham Z.V., Ed., The evolution of the Pacific Ocean Margins. - Oxford University Press, 43-52.

CONEY, P., JONES, D. L. & MONGER, J.W. (1980). – Cordilleran suspect terranes. - *Nature*, **288**, 329-333.

CONEY, P. & CAMPA, M. F. (1987). – Lithotectonic terrane map of Mexico. - *U.S. Geol. Survey map*, MF 1874-D.

COOMBS, D.S., HORODYSKI, R.J. & NAYLOR, R.S. (1970). – Occurrence of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in northern Maine. - *Am. J. Sci.*, **268**, 142-156.

COOMBS, D.S., NAKAMURA, Y. & VUAGNAT, M. (1976). – Pumpellyite-actinolite facies schist of the Taveyane Formation near Loèche, Valais, Switzerland. - *J. Petrol.*, **17**, 440-471.

COULON C., DUPUY C., DOSTAL J. & ESCALANT M. (1991). – Spatial and temporal evolution of the volcanism of Martinique (Lesser Antilles). Petrogenetic implications. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **162**, 1037-1047.

DAVILA V.M. & GUERRERO M. (1990). – Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria de Arcelia, Edo. de Guerrero. - *X Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex.*, Resúmenes, 83.

DAVILA, A. & MARTÍNEZ, R. (1987). – Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. *In* Simposium sobre la geología de la Sierra de Guanajuato. - *Inst. Geol. Rev. Resúmenes*, 19-20.

DEBARI, S, & COLEMAN, R.G. (1989). – Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina Ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. - *Jour. Geophy. Res.* , **94**, 4373-4391.

DE CSERNA, Z. (1965). – Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero, Mex. - *Bol. Inst. Geol. UNAM*, **62**.

DE CSERNA Z., PALACIOS N. & PANTOJA A. (1978). – Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán. - *Bol. Inst. Geol.*, **2**.

DEER W. A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. (1980). – An introduction to the rock-forming minerals. Longmans, London, 388 p.

DELGADO A. L. (1982). – Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico de Loma Baya, Guerrero, México. - *Geof. Inter.*, **25**, 537-558.

DELGADO A. L. & MORALES V. J. (1983). – Rasgos geológicos y económicos del complejo básico-ultrabásico de El Tamarindo, Guerrero. - *Geomimet*, **128**, 81-96.

DELGADO A.L., LÓPEZ M.M., YORK D. & HALL C.M. (1990). – Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente Complexes, southern Mexico. - *Geol. Soc. Am. Annual Meet.*, Abst. with Progr., 326.

DEPAOLO D.J. (1979). – Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crust and mantle. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 201-211.

DEPAOLO D. J. (1988). – Neodymiun isotope geochemistry, an introduction. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-London-Paris-Tokyo, 187p.

DIXON T.H. & BATIZA R. (1979). – Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: Implications for the origin of island arc basalts. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 167-181.

DONNELLY T. W. & ROGERS J. W. (1978). – The distribution of igneous rocks throughout the Caribbean. - *Geol. en Mijnbouw*, **57**, 151-162.

DONNELLY T. W. & ROGERS J. W. (1980). – Igneous series in island arcs : The northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages. - *Bull. Volcanol.*, **43**, 347-382.

ELIAS H. & ZAVALA S. (1992). – Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero state), Southern Mexico. - *Rev. Inst. Geol. UNAM*, **9**, 113-125.

ELLIS D. J. & GREEN D. H. (1979). – An experimental study of the effects of Ca upon gernet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 13-22.

ERNST W. G. (1980). – Mineral paragenesis in Franciscan metagraywackes of the Nacimiento Block, a subduction complex of the southern California Coast Ranges. - *J. Geophys. Rech.*, **85**, 7045-7055.

EVARTS, R.C. & SCHIFFMAN, P. (1983). – Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. - *Am. J. Sci.*, **283**, 289-340.

EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. & O'NIONS R.K. (1978). – Rare earth abundances in chondritic meteorites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.

EWART A. & HAWKESWORTH C. J. (1987). – The Pleistocene-Recent Tonge-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. - *J. Petrol.*, **28**, 495-530.

FAURE G. (1986). – Principles of isotopic geology. - John Wiley & Son, 589 p.

FICHAUT M. (1986). – Magmatologie de la Montagne Pelée (Martinique). - Thèse Univ. Bretagne Occidentale, 319 p.

FISHER R. V. (1984). – Submarine volcanoclastic rocks. *In* Kokelaar B. P. & Howells M. F. Marginal basin geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. - *Geol. Soc. Sp. Pub.*, **16**, 5-27.

FLORES T. (1918). – Los criaderos minerales de Campo Morado y La Suriana, Distrito de Aldama, Estado de Gro. - *Bol. Min.*, **5**.

FLORES T. (1933). – Los cuerpos de pirita cuprífera de Campo Morado, Edo. de Gro. - *XVI Congr. Geol. Intern.* Resúmenes.

FREYDIER C., LAPIERRE H., TARDY M., COULON C., MARTÍNEZ J. & ORTIZ E. (1993). – Remmants of a Late Jurassic-Early Cretaceous oceanic basin between the north-american craton and the Guerrero suspect terrane, Mexico. - *European Union of Geosciences, Strasbourg France, Abstracts.*

FREY M., DE CAPITANI C. & LIOU J. G. (1991). – A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. - *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 497-509.

FRIES C. (1960). – Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. - *Inst. Geol. Bull.*, **60**, 236 p.

FROST, B. R. (1980). – Observations on the boundary between zeolite facies and prehnite-pumpellyite facies. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 365-373.

FROST C. D. & SNOKE A. W. (1989). – Tobago, West Indes, a fragment of a Mesozoic island-arc; petrochemical evidence. - *J. Geol. Soc. London*, **146**, 953-964.

GAPAIS D. & LE CORRE C. (1981). – Processus de déformation à basse température dans les argilo-siltites et les quartzites: effets de la lithologie et des conditions thermiques. - *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phy.*, **23**, 203-210.

GASSLEY, W. E. (1975). – Low-variance phase relationships in a prehnite-pumpellyite facies terrain. - *Lithos*, **8**, 69-76.

GILL J. B. (1976). – From island arc to oceanic island: Fiji southwestern Pacific. - *Geology*, **4**, 123-126.

GILL J.B. (1981). – Orogenic andesites and plate-tectonics. - *Minerals and Rocks*, **16**, 390 p.

GILL J. B. (1987). – Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc : Fiji and the south Fiji basin. - *J. Geol.*, **95**, 589-615.

GILL J. B. & STORK A. L. (1979). – Miocene low-K dacites and trondhjemites of Fiji, *In* Baker K. (Ed). Trondhjemites, dacites and related rocks, 629-649.

GILL J.B. & WHELAN P. (1989). – Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. - *J. Geophys. Res.*, **94**, 4561-4578.

GIRARD D. (1981). – Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine caraïbe et des ensembles magmatiques de l'Île de Tobago: Implications géodynamiques. - Thèse Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, 230 p.

GIRARDEAU J. & MEVEL C. (1982). – Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust: Bay of Island, Newfoundland. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 151-165.

GOODGE J. W. (1989). – Polyphase metamorphic evolution of a Late Triasic subduction complex, Klamath Mountains, northern California. - *Am. J. Sci.*, **289**, 874-943.

GRUNOW A., DALZIEL I. W., HARRISON T. M. & HEIZLER M. T. (1992). – Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antartic Peninsula and southernmost Andes. - *Bull. Soc. Geol. America*, **104**, 1497-1514.

GUERRERO M., RAMÍREZ J. & TALAVERA O. (1990). – Estudio estratigráfico del arco volcánico Cretácico inferior de Teloloapan, Guerrero. - *X Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex.* Resúmenes, 67.

GUERRERO, M., RAMÍREZ, J., TALAVERA, O. & CAMPA, M. F. (1991). – El desarrollo carbonatado del Cretácico inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero. - *Conv. Evol. Geol. México. Soc. Mex. Mineral.*, Resúmenes, 67.

GUERRERO M., RAMÍREZ J., TALAVERA O. & HISCOTT R. (1992). – Analysis de facies, paleocorrientes y proveniencia de los conglomerados de las formaciones Angao y San Lucas en la región de Huetamo, Mich. - *XI Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex.*, Resúmenes, 85-86.

GUZMÁN J. E. (1950). – Geología del noreste de Guerrero. - *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, **1**.

HALL C.H. (1903). – Notes and geological section from Iguala to San Miguel Totolapa, State of Guerrero, Mexico. - *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate*, **13**.

HAMMARSTOM J. M. & ZEN E. (1986). – Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. - *Am. Mineral.*, **71**, 1297-1313.

HASHIMOTO, M. (1966). – On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies. - *J. Geol. Soc. Japan*, **72**, 253-265.

HASHIMOTO, M. (1972). - Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks. - *Lithos*, **5**, 19-31.

HAWKESWORTH C.J., NORRY M.J., RODDICK J.C. & BAKER P.E. (1979). – $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, and incompatible element variation in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 45-57.

HAWKESWORTH C.J. & POWELL M. (1980). – Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**, 297-308.

HENDERSON P. (1982). – Rare earth elements geochemistry. - *Developments in geochemistry*, **2**, 510 p.

HEY, M.H. (1954). – A new review of the chlorites. - *Mineral. Mag.*, **30**, 277-292.

HIETANEN A. (1974). – Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California. - *Am. Min.*, **59**, 22-40.

HOLDAWAY, M.J. (1972). – Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of f_{O2} and Fe content. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **37**, 307-340.

HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H. & SISSON V.B. (1987). – Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. - *Am. Mineral.*, **72**, 231-239.

ISHIZUCA, H. (1985). – Prograde metamorphism of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan. - *J. Petrol.*, **26**, 391-417.

JAKES P. & WHITE A.J.R. (1972). – Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. - *Am. Mineral.*, **57**, 887-902.

JENNY H. (1933). – Gological reconnaisance survey of the northeastern part of Guerrero. - Inf. Gol. PEMEX (Inedit).

JOHNSON C. A., LANG H. R., CABRAL E., HARRISON C. G. & BARROS J. A. (1990). – Preliminary assessment of stratigraphy and structure, San Lucas region, Michoacan and Guerrero states, SW Mexico. - *The Mountain Geologist*, **28**, 121-135.

JORON J. L. & TREUIL M. (1977). – Utilisation des propiétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **19**, 1197-1206.

KASTNER, M. & GIESKES, J.M. (1976). – Interstitial water profiles and sites of diagenetic reactions, Leg 35 DSDP, Bellinghausen abyssal plain. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **33**, 11-20.

KAY R. W., RUBENSTONE J.L. & KAY M. (1986). – Aleutian terranes from Nd isotopes. - *Nature*, **332**, 605-609.

KELLER J. (1983). – Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *In* Aramaki S. & Kushiro I. (Eds). Arc volcanism, 321-335.

KERRIK D. M. (1970). – Contact metamorphism in some areas ot the Siera Nevada, California. - *Bull. Soc. Geol. America*, **81**, 2913-2938.

KIENAST J.-R. & RANGIN C. (1982). – Mesozoic blueschists and mélanges of Cedros Island (Baja California, Mexico) : a consequence of nappe emplacement or subduction ?. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 119-138.

KUNIYOSHI, S. & LIOU, J.G. (1976). – Contact metamorphism of the Karmutsen volcanic rocks, northeastern Vancouver Island, British Columbia. - *J. Petrol.*, **17**, 73-99.

LAPIERRE H., TARDY M., COULON C., ORTIZ E., BOURDIER J.-L., MARTINEZ J. & FREYDIER C. (1992a). – Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du «Guerrero terrane» (Mexique occidental). - *Can. J. Earth Sci.*, (in press).

LAPIERRE H., ORTIZ L.E., ABOUCHAMI W., MONOD O., COULON C. & ZIMMERMANN J.-L. (1992b). – A crustal section of an intraoceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **108**, 61-77.

LAPIERRE H., CHARVET J., JAHN B. M. & YU, Y. W. (1992c). – Occurence of continental magmatic arc activity followed by rifting in South-East China evidencied by the Zhejiang Mesozoic igneous rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.* (soumis).

LASNIER B. (1977). – Persistence d'une série granulitique au coeur du massif central français, Haut-Allier: les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. - Thèse Univ. Nantes, 345 p.

LEAKE B. E. (1978). – Nomenclature of amphiboles, copiled for subcommittee on amphiboles, International Mineralogical Association. - *Mineral. Mag.*, **42**, 533-563.

LEFÈVRE C. (1973). – Les caractères magmatiques du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **41**, 259-271.

LETERRIER J., MAURY R., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M. (1982). – Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 139-154.

LEVI B., AGUIRRE L. & NYSTRÖM J. O. (1982). – Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: Comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from central Chile. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 49-58.

LIN P., STERN R.J. & BLOOMER S.H. (1989). – Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc. 2. Large-ion litophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. - *J. Geophys. Res.*, **94**, 4497-4514.

LIN P.N., STERN R.J., MORRIS J. & BLOOMER S.H. (1990). – Nd- and Sr-isotopic compositions of lavas from northern Mariana and southern Volcano arcs: implication for the origin of island arc melts. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**, 381-392.

LIOU J. G., KUNIYASHI S. & ITO K. (1974). – Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. - *Am. J. Sci.*, **274**, 613-632.

LIOU, J.G. (1979). – Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan ophiolite. - *Am. Mineral.*, **64**, 1-14.

LIOU J. G., MARUYAMA S. & CHO M. (1984). – Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. - *Min. Mag.*, **49**, 321-333.

LIOU J. G., MARUYAMA S. & CHO M. (1987). – Very low-grade metamorphism of volcanic and volcaniclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. *In* Frey M. (Ed). Low temperature Metamorphism, 59-113.

LORENCZI G. I. & MIRANDA J. C. (1978). – Geology and massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico. - *Econ. Geol.*, **73**, 180-191.

LOUBET M., MONTIGNY B., CHAHATI N, DUARTE N., LAMBERT B., MARTIN C. & THUIZAT R. (1985). – Geochemical and geochronological constraints on the geochemical development of the Caribbean chain of Venezuela. - *In* Mascle A. Géodynamique des Caraïbes, 553-566.

LUHR J. F. & CARMICHAEL I. S. E. (1980). – The Colima volcanic complex, Mexico : I. Post caldera andesites from volcán colima. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 343-372.

LUHR J. F. & CARMICHAEL I. S. E. (1981). – The Colima volcanic complex, Mexico : II. Late-Quaternary cinder cones. -

Contrib. Mineral. Petrol., **76**, 127-147.

LUHR J. F. & CARMICHAEL I. S. E. (1985). – Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **90**, 142-161.

MCCULLOCH M.T. & PERFIT M.R. (1981). – $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and trace element contraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 167-179.

MEIJER A. & REAGAN M. (1981). – Petrology abd geochemistry of Island of Sarigan in the Mariana Arc; Calc-alkaline volcanism in an oceanic setting. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 337-354.

MEVEL, C. (1984). – Le métamorphisme de la croute océanique. - *Thése Doctorat d'Etat, Univerisité de Paris VI.* 391 p.

MEVEL C. (1987). - Evolution of oceanic gabbros from DSDP Leg 82: influence of fluid phase on metamorphic crystallizations. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 67-79.

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

MIYASHIRO A. & SHIDO F. (1975). - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviour of Ti, V, Cr, and Ni. - *Am. J. Sci.*, **275**, 265-277.

MONOD O., LAPIERRE H., CHIODI M., MARTINEZ J., CALVET P., ORTIZ E. & ZIMMERMANN J.-L. (1990). – Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central : la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 45-51.

MOORE T. E. (1985). – Stratigraphy and tectonic significance of the Mesozoic tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *In* Howell D. G. (ed). Tectonostratigraphic terranes of the circum-pacific region. Circum-pacific council for energy and mineral resources, Houston. 315-332.

MORRIS J., JESEK P., HART S. & GILL J. (1990). – The Halmahera island arc, Molucca Sea collision zone, Indonesia: a geochemical survey. *In* Hayes E. D. (ed). The tectonic and geologic evolution of South Asian Seas and Islands. Part 2, 27, 373-387.

MORRIS J.D. & HART S.R. (1983). – Isotopic and incompatible element contraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2015-2030.

MORRISON (1980). – Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. - *Lithos*, **13**, 97-108.

MOTTL, M.J. & HOLLAND, H.D. (1978). – Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater. I. Expermental results for major and minor components of seawater. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1103-1115.

MULLAN H. S. (1978). – Evolution of part of the Nevadian orogen in northwestern Mexico. - *Bull. Soc. Geol. Am.*, **89**, 1175-1188.

MUKASA S. B., MCCABE R. & GILL J. (1987). – Pb-isotopic compositions of volcanic rocks from East and West Philippine island arcs: presence of the dupal isotopic anomaly. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 153-164.

MYERS J.D., MARSH B.D. & SINHA K. (1986). – Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental Aleutian arc magmas: evidence from the basaltic lavas of Atka. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 1-11.

NAGASAWA H. (1979). – Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, 359-364.

NAKAJIMA, T., BANNO, S. & SUZUKI, T. (1977). – Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks of the Sanbagawa Metamorphic Belt in central Shikoku, Japan. - *J. Petrol.*, **18**, 263-284.

NICHOLLS I.A. (1983). – Potassium-rich volcanic rocks of the Muriah complex, Java, Indonesia: products of multiple magma sources ?. *In* Aramaki s. & Kushiro I. (eds) Arc volcanism, 337-360.

NICHOLLS I.A. & WHITFORD D.J. (1976). – Primary magmas associated with Quaternary volcanism in the western Sunda arc. *In* Johnson R.W., Ed., Volcanism in Australiasia. Amsterdam-Oxford-New York., Elsevier, 77-90.

NITSCH, K.H. (1971). – Stabilitätsbezihungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen paragenesen. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **30**., 240-260.

NUÑEZ E., SALGADO T. & SEGURA G. (1981). – Reonocimiento geológico del área cromífera de Papanoa-Petatlán, Guerrero. - *Geomimet*, **114**, 45-63

ORTIZ E. (1992). – L'arc intra-oceanic allochtone Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du domaine cordillerain mexicain («Guerrero terrane»): pétrographie, géochimie et minéralisations asociées des segments de Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques pour le Mésozoïque du Mexique. Thèse Univ. Grenoble I, 312 p.

ORTIZ, H. E., YTA, M., TALAVERA, O., LAPIERRE, H., MONOD, O. & TARDY, M. (1991). – Origine intra-pacifique des formations pluto-volcaniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. - *C. R. Acad. Sci.*, **312**, 399-406.

ORTIZ, H.E. & LAPIERRE H. (1991). – Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-oceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **6**, 1503-1517.

PANTOJA A.J. (1959). – Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán. - *Consejo de Rec. No Renov. Bol.*, **50**, 1-36.

PANTOJA A. J. (1990). – Redifinición de las unidades litoestratigráficas de la secuencia mesozoica de la región de Huetamo-Altamirano, Estados de Michoacán y Guerero. *IX Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex*, Resúmenes, 66.

PASSAGLIA, E. & GORDATTI, G. (1973). – Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. - *Can. Mineral.*, **12**, 219-223.

PEARCE J. A. (1980). – Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from thethyan ophiolites. *In* Panayiotou A. (ed) Ophiolites. Proceedings International ophiolite symposium, Cyprus, 261-272.

PEARCE J. A. (1983). – Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* Hawkesworth C.J. & Norry N.J., Ed., Contienental basalts and mantle xenoliths. - Shiva Publishing Limited, 372p.

PEARCE J. A. (1984). – Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - *J. Petrol.*, **25**, 956-983.

PEARCE J. A. & NORRY M. J. (1979). – Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanics rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.

PEARCE J. A. & CANN J. R. (1983). – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. - *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.

PECCERILLO A. & TAYLOR S. R. (1976). – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, northern Turkey. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.

PERCHUK L.L. & ARANOVICH L. Y. (1980). – The thermodynamic regime of metamorphism in the ancient subduction zones. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**, 407-414.

PERFIT M.R., BRUECKNER H., LAWRANCE J.R. & KAY R.W. (1980). – Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska; a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 69.

PLYUSNINA L. P. (1982). – Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 140-146.

RAASE (1974). – Al and Ti contents of hornblende as indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. -

Contrib. Mineral. Petrol., **45**, 231-236.

RAMÍREZ J., GUERRERO M. & TALAVERA O. (1990). – El Terreno Teloloapan, un arco oceánico (?) del Cretácico inferior. - *X Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex.*, Resúmenes, 52.

RAMÍREZ J., CAMPA M. F., TALAVERA O. & GUERRERO M. (1991). – Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. - *Mem. Simp. Evol. Geol. de México.*, Resúmenes, 163-166.

ROBINSON P., SPEAR F. S., SCHUMACHER J. C., LAIRD J., KLEIN C., EVANS B. W. & DOOLAN B. L. (1982). – Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrences and theory. - *Rev. Mineral., Mineral. Soc. America.*, **9B**, 1-227.

ROLLINSON H. R. (1981). – Garnet-pyroxene thermometry and barometry in the Scourie granulites, NW Scotland. - *Lithos*, **14**, 225-238.

RUIZ J., CENTENO E.G., CONEY P.J., PATCHETT P.J. & ORTEGA F.G. (1991). – El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. - *Conv. Evol. Geol. México, Soc. Mex. Mineral.*, Resúmenes, 192-193.

SANCHEZ, J.L. & ELIAS, H. M. (1991). – Metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyita en las rocas volcánicas cretácicas de arco de islas de la porción sudoccidental del estado de México. - *Conv. Evol. Geol. México. Soc. Mex. Mineral.*, Resúmenes, 201.

SANTILLAN M. (1929). – Geología minera de las reciones norte, noroeste y central del estado de Guerrero. - *Bol. Inst. Geol. UNAM*, **48**.

SATO H. (1977). – Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and measure of the degree of olivine fractionation. - *Lithos*, **10**, 113-120.

SCHIFFMAN P. & FRIDLEIFSSON G. O. (1991). – The smectite-chlorite transition in dillholle NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. - *J. Metamorphic Geol.*, **9**, 679-696.

SEKI, Y. (1969). – Facies series in low-grade metamorphism. - *J. Petrol.*, **2**, 407-423.

SEYFRIED, W. E., SHANKS, W.C. & DIBBLE, W.E. (1978). – Clay mineral formation in DSDP Leg 34 basalts. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 265-276.

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

SILVER E. A., GILL J., SCHWATZ D., PRATSETNYO H. & DUNCAN R. A. (1985). – Evidence for a sumerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia. - *Geology*, **13**, 687-691.

SPEAR F. S. (1980). – NaSi - CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33-41.

STAKES D., MEVEL C., CANNAT M. & CHAPUT T. (1991). – Metamorphic stratigraphy of hole 735B. *In* Herzen V. *et al.* (Eds). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results., 118, 153-180.

STEIN G., LAPIERRE H., VIDAL R. & MONOD O. (1992). – Petrology of some Late Mesozoic-Early Tertiary plutons (centra-southern Mexico): Implications for the post-Late Jurassic-Early Cretaceous arc-collision history. *J. South. Am. earth Sci.* (Soumis).

STEPHAN J. F., BLANCHET R. & MERCIER DE LEPINAY B. (1985). – Les festons nord et sud-Caraïbes 5hispaniola-Porto Rico, Panama et Colombie-Vénézuela): des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est-Ouest du bâti continental péri-Caraïbes. *In* Mascle A. (Ed) Géodynamique des Caraïbes, 35-50.

STEPHAN J.-F., MERCIER B., CALAIS E., TARDY M., BECK C., CARFANTAN J.-CH., OLIVET J.-L., VILA J.-M., BOUYSSE P., MAUFFRET A., BOURGOIS J., THERY J.-M., TOURNON J., BLANCHET R. & DERCOURT J. (1990). – Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 915-919.

STEWART D. C. (1975). – Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al amphiboles. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **53**, 195-204.

STOLZ A.J., VARNE R., DAVIES G.R., WHELLER G.E. & FODEN J.D. (1990). – Magma source components in an arc-continent collision zone : The Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**, 585-601.

SUN S. & MCDONOUGH W. F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composiiton and processes. *In* Saunders A. D. & Norry M. J. (Eds). Magmatism in the Ocean Basins, (Geological Society Special Publication 42), 313-345.

TALAVERA O. (1990). – Les séries calco-alcalines de l'Albo-Aptien de Teloloapan (Etat de Guerrero) : dernières manifestations volcaniques de l'arc intra-océanique mésozoïque des crodillères nord-américaines. - - DEA, Univ. d'Orléans, 104 p.

TALAVERA O., RAMÍREZ J., GUERRERO M., SALINAS J. C. & CAMPA M. F. (1992). – Magmatic affinities of the Late Jurassic-Early Cretaceous arc-related sequences of southern Mexico. - *14ème Réunion des schiences de la Terre, Toulouse, France, édité par la Soc. Géol. Fr.*, 147.

TALAVERA, O. & LAPIERRE, H. (1992). – Teloloapan early Cretaceous calc-alkaline suite (southern Mexico): remnants of a mature intra-oceanic island arc. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (soumis).

TARDY M. (1980). – Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique. - Thèse d'état, Univ. P. et M. Curie, Paris, 459 p.

TARDY M., CARFANTAN J.-CH. & RANGIN C. (1986). – Essai de synthèse sur la structure du Mexique. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **6**, 1025-1031.

TARDY M., LAPIERRE H., BOURDIER J.-L., COULON C., ORTIZ E. & YTA M. (1991). – Intra-oceanic setting for the western Mexico Guerrero terrane. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during Cretaceous. - *Mem. Simp. Evol. Geol. México*, Resúmenes.

TARDY M., LAPIERRE H., FREYDIER C., ORTIZ E., TALAVERA O., COULON C., GILL J.B., MARTINEZ J., STEIN G., BOURDIER J.-L. & YTA M. (1992). – An intra-oceanic environment for the mesozoic arc rocks of the Guerrero Terrane (Western Mexico). - *Geology*, (soumis).

TARDY M., LAPIERRE H., FREYDIER C., TALAVERA O., COULON C., ORTIZ, E., BOURDIER J. L. YTA M., BECK C. & MERCIER DE LEPINAY B. (1993). – The Guerrero suspect terrane (Western Mexico) and coeval arc sequences terranes (Greater Antilles and Colombien Andes): a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. - *Congr. Geol. Intern. Sp. Pub.* (soumis).

VELDE (1977). - Clay minerals. *Dev. Sedimen.*, **40**.

VERMA S. P. & NELSON S. A. (1989). – Isotopic and trace element contraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. - *J. Geophys. Res.*, **94**, 4531-4544.

VIDAL R. (1984). – Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur, Mexico. - Tesis Lic. Instit. Polit. Nal., 155 p.

VIDAL R. (1984). – La ofiolita Papanoa y la secuencia metamórfica de Camalotito en Gro., elementos de un complejo de subducción y su relacion tectonica con el terreno Zihuatanejo. - *VII conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mex.*, Resúmenes.

VIDAL R. (1991). – El miembro Posquelite de la formación Zihuatanejo: Evidencia estratigráfica de un sustrato continental para el arco albiano de Zihuatanejo, Estado de Guerrero. - *Conv. Evol. Geol. México. Soc. Mex. Mineral.*, Resúmenes, 228-229.

WHITFORT D.J., COMPTON W., NICHOLLS I.A. & ABBOTT M.J. (1977). – Geochemistry of late cenozoic lavas from eastern Indonesia : Role of subducted sediments in petrogenesis. - *Geology*, **5**, 571-575.

WHITFORT D.J. & JESEK P.A. (1979). – Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia : Trace element ans Sr isotope evidence. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 141-150.

WHITFORT D.J., NICHOLLS I.A. & TAYLOR S.R. (1979). – Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 341-356.

WINKLER, G.F. (1979). – Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag.* 320 p.

YTA, M. (1992). – Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la «Faja de Plata» (Mexique): la zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito. - Thèse Univ. Orléans, 266p.

YTA M., LAPIERRE H., MONOD O. & DEWEVER P. (1990). – Magmatic and structural characteristics of the lower Cretaceous arc-volcano-sedimentary sequences of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (central Mexico). Geodynamic implications. - *12. Geowissenschaftliches Lateinamerica-Kolloquium, Zusammenfassungen..*

YUWONO Y. S. (1987). – Contribution à l'étude du volcanisme potassique de l'Indonesie. Exemples du Sud-ouest de Sulawesi et du volcan Muria (Java). - Thèse Univ. Brest, 285 p.

ZEN, E. (1974). – Prehnite- and pumpellyite-bearing mineral assemblages, west side of the Appalachian metamorphic belt, Pennsylvania to Newfoundland. - *J. Petrol.*, **15**, 197-242.

Annexes

Conditions analytiques des éléments majeurs, éléments en trace et terres rares

Les éléments majeurs, éléments en trace et terres rares ont été dosés par fluorescence X et par plasma à courant inductif (ICP), au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) de Nancy. Le dosage du Nb et des terres rares de certains échantillons ont été effectués par fluorescence X et par ICPMS au Laboratoire de Géologie de Saint-Etienne et au laboratoire du C.N.R.S de Solaize.

Un spectromètre SIEMENS SRS 1 a été utilisé pour le dosage, par fluorescence X, des éléments majeurs. Les conditions analytiques sont :

Anticathode au Cr,
Tension = 50 kV,
Intensité = 44 mA.

Quatre cristaux :
LIF 100 = FeK, TiK, CaK, KK, temps de comptage = 20 s.
LIF 110 = MnK, temps de comptage = 20 s.
PET : SiK, AlK, temps de comptage = 80 s.
Précision analytique = 1 à 5%.

Pour le dosage des éléments en traces, on a utilisé un spectromètre SIEMENS SRS 200 dans les conditions suivantes :

Anticathode au Rh,
Tension et intensité variant suivant les éléments.

Deux cristaux :
LIF 100 : Nb, Zr, Y, Sr, Rb et Ni, temps de comptage = 40 s.
LIF 110 = Cr et V, temps de comptage = 40 s.
Précision analytique = 8 à 10%.

Le dosage des terres rares a été effectué dans un spectromètre Jobin-Yvon AJY48P 20 caneaux couplé à un générateur ICP, méthode décrite par Govindaraju et Mevell [1987]. Temps de comptage pour une solution = 85 s, avec une précision analytique de 0,5 ppm et 5% pour des teneurs supérieures à 10 ppm.

Les analyses des ferro-magnésiens, des plagioclases et des spinelles ont été réalisées à la microsonde automatisée CAMEBAX du Bureau de Recherches Géologiques et Minières d'Orléans, et à la microsonde automatisée CAMEBAX de l'ENSEEG, à l'Université Joseph Fourier de Grenoble 1. Les conditions analytiques utilisées sont les suivantes :

Tension d'accélération = 15 kV,
Courant d'échantillon = 10 hA,
Temps de comptage = 6 à 10 s par triplet d'éléments,
Taille du faisceau = 1 à 3 mm.

Programme de correction ZAF MBXCOR (correction de numéro atomique, d'absorption et de fluorescence) de Hénoc et Tong [1978].

Les spectromètres utilisés sont :
LIF (fluorure de lithium) : dosage du Fe, Mn et Ni.
PET (penta erythryol) : dosage du Ti, Ca, K et Cr.
TAP (phtalate acide de thallium) : dosage du Si, Al, Mg et Na.

Les standards utilisés sont :

Albite : Na,
Orthose : K,
Corindon : Al,
Wollastonite ou orthose : Si,
Hématite : Fe,
Forstérite : Mg,
Apatite ou wollastonite : Ca,
Chromite : Cr,
Rutile : Ti,
Rhodonite : Mn,
Bunsénite : Ni.

Conditions analytiques des données isotopiques

Les rapports des différents isotopes ont été mesurés au Laboratoire de Géochronologie et de Géochimie isotopique du C.R.P.G. de Nancy, sur un spectromètre de masse CAMEGA TSN 206. Les valeurs des standards sont :

Standard E&A : 0,70799 ± 4 (2s) normalisé à $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0,1194.

Standard BCR 1 : 0,51264 ± 3 (2s) normalisé à $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219.

Valeur des blancs totaux < 2 ng pour le Sr et 0,1 ng pour le Ce.

Les rapports initiaux sont calculés avec les constantes de désintégration :

$\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$ an^{-1} pour le ^{87}Rb et

$\lambda = 6,54 \times 1010^{-12}$ an^{-1} pour le ^{147}Sm.

L'εNd est calculé par rapport à une valeur chondritique (CHUR = chondritic uniform reservoir) de $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512638 et $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1967. L'εSr est calculé par rapport à une valeur du réservoir uniforme (UR = uniform reservoir) de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7045 et $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0,0827.

Les datations radiométriques K/Ar ont été effectuées sur des roches totales et sur des amphiboles. Le potassium a été déterminé par absorption atomique et l'argon par dilution isotopique, avec un spectromètre de masse modifié THN 205E [Zimmermann *et al.*, 1985]. L'incertitude des datations est de ± 2σ, et les constantes de désintégration utilisées sont :

$\lambda\beta = 4,962 \times 10^{10}$ an^{1}

$\lambda\gamma = 0,581 \times 10^{-10}$ an^{-1}

$K^{40}/K = 1,167 \times 10^{-4}$ atome/atome.