



**L'arc intraocéanique allochtone jurassique
supérieur-crétacé inférieur du domaine cordillerain
mexicain ("Guerrero Terrane") : pétrographie,
géochimie et minéralisations associées des segments de
Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia ; conséquences
paléogéographiques pour le Mésozoïque au Mexique**

Luis Enrique Ortiz-Hernandez

► **To cite this version:**

Luis Enrique Ortiz-Hernandez. L'arc intraocéanique allochtone jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordillerain mexicain ("Guerrero Terrane") : pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia ; conséquences paléogéographiques pour le Mésozoïque au Mexique. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992. Français. NNT : . tel-00690652

HAL Id: tel-00690652

<https://theses.hal.science/tel-00690652>

Submitted on 24 Apr 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.

THESE

Présentée par

Luis Enrique ORTIZ-HERNANDEZ

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

Specialité : **SCIENCES DE LA TERRE**

**L'ARC INTRA-OCEANIQUE ALLOCHTONE JURASSIQUE
SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DU DOMAINE CORDILLERAINE
MEXICAINE ("GUERRERO TERRANE")**

**Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de
Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques pour le
Mésozoïque au Mexique.**

Date de soutenance : 13 Juillet 1992

E. J. J. J.

THESE

Présentée par

Luis Enrique ORTIZ-HERNANDEZ

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

Specialité : SCIENCES DE LA TERRE

**L'ARC INTRA-OCEANIQUE ALLOCHTONE JURASSIQUE
SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DU DOMAINE CORDILLERAIN
MEXICAIN ("GUERRERO TERRANE")**

**Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de
Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques pour le
Mésozoïque au Mexique.**

Date de soutenance : 13 Juillet 1992

Composition du Jury:

G. MASCLE	Président	Université de Grenoble I
H. LAPIERRE	Directeur	Université de Grenoble I
C. COULON	Rapporteur	Université d'Aix-Marseille III
M. TARDY	Rapporteur	Université de Chambéry
J. CHARVET	Examineur	Université d'Orléans
J. MARTINEZ	Invité	Universidad de México

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un programme de coopération franco-mexicaine entre le Centre Scientifique et Technique de l'Ambassade de France au Mexique et le Consejo de Recursos Minerales (Mexique).

Je tiens tout d'abord à remercier le CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología) du Mexique, pour avoir fourni le support financier de mes études en France, ainsi que le CEFI et le CIFEG qui se sont occupés de toutes les démarches administratives lors de mon séjour en France.

Je tiens ensuite à remercier mon Directeur de thèse, Melle. Henriette Lapiere, qui a accepté de diriger cette thèse. Nos discussions sur le plan professionnel ont beaucoup contribué à mon intérêt pour le magmatisme des séries d'arc. Je tiens à remercier aussi les personnes qui m'ont accueilli dans leurs laboratoires, M. Jacques Charvet, directeur du laboratoire de Géologie structurale à l'Université d'Orléans et M. Georges Mascle, directeur du laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines à l'Université Joseph Fourier de Grenoble I. Je tiens à remercier encore les rapporteurs qui ont accepté de juger mon travail: MM. Christian Coulon et Marc Tardy, dont l'expérience de la pétrologie et de la géologie mexicaine m'ont été d'un grand secours. Mes remerciements vont aussi à M. Juventino Martínez-Reyes de l'*Universidad de México*, qui a accepté de donner son avis sur mon travail et dont la cartographie de la région de Guanajuato a été d'un grand appui.

Je tiens aussi à exprimer ma gratitude aux autorités du Consejo de Recursos Minerales qui m'ont permis de poursuivre mes études en France et de réaliser des missions de terrain sur l'ensemble de la Cordillère mexicaine: M. Fernel Arvizu-Lara, directeur général, M. Carlos Rivera y Villasana, directeur technique, M. Raymundo Bárcenas y López, sous-directeur de l'Exploration Régionale, M. Roberto Montoya-Hernández, gérant de la direction générale, M. José Cárdenas-Vargas, gérant d'Evaluation. Je remercie aussi les autorités des Etats de Guanajuato (Carlos Yáñez-Mondragón), Guerrero (Jorge Fernández), México (Raul Maldonado), Sinaloa (Marco Antonio Bustamante), Sonora (Francisco Cendejas), Jalisco (Jesús Ojeda) et Michoacán (Jaime Núñez), qui ont mis à mon disposition des cartes topographiques, des moyens de transport et du personnel technique pour mes missions de terrain. Je tiens encore à remercier à Antonio Sánchez et à Raul Soto-Araiza, et tous les géologues de la Résidence Guanajuato et Guerrero pour leur appui sur le terrain; je remercie également Melle. Teresa Mejía et M. Pedro Ibarra du Département de Pétrographie qui ont confectionné une partie de mes lames minces et enfin tout ceux qui ont participé directement ou indirectement à l'élaboration de ce travail.

RESUME

L'arc Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du domaine cordillérain mexicain ou "Guerrero terrane" constitue une partie des formations allochtones, accrétées au craton nord-américain à la fin du Crétacé inférieur. Les séquences magmatiques de Guanajuato, de Palmar Chico-Arcelia et de San Miguel de Allende illustrent les principales étapes du développement de cet arc.

La séquence plutono-volcanique de Guanajuato (Mexique central), datée du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, correspond à la base de l'arc et illustre son stade précoce. Elle est représentée par une association tholéiitique complète, formée par des cumulats ultrabasiques-basiques, des diorites, des tonalites-trondhjémites et des filons basiques nourriciers des basaltes en coussins. Les cumulats ultrabasiques sont recoupés par des filons ankaramitiques suggérant un stade de rifting dans l'arc et des gabbros-diorites calco-alcalins, datés de l'Aptien-Albien et associés à des brèches magmatiques qui sont l'expression plutonique du magmatisme calco-alcalin, omniprésent dans l'arc à la fin de son développement. La séquence de Guanajuato chevauche la formation crétacée d'Arperos, formée de basaltes en coussins, de dolérites et de sédiments pélagiques. Les roches basiques se rattachent à un magmatisme alcalin intra-plaque océanique. La formation d'Arperos serait donc le témoin d'un bassin océanique, localisé en bordure de la marge continentale du craton nord-américain.

La séquence magmatique d'Arcelia-Palmar Chico, tithonique à anté-cénomaniennne, est formée de basaltes en coussins et leurs filons nourriciers qui s'apparentent à des tholéiites à orthopyroxène. Localement, les coulées sommitales sont calco-alcalines. Affleurent aussi des petites klippes d'ultrabasites serpentinisées, associées à des diorites qui représentent probablement les équivalents plutoniques des laves tholéiitiques. Cette séquence représente vraisemblablement un stade transitoire dans l'évolution de l'arc, après les tholéiites de Guanajuato et avant et/ou pendant le magmatisme calco-alcalin aptien-albien.

La séquence calco-alcaline albienne de San Miguel de Allende, formée de basaltes et d'andésites, épanchées dans une sédimentation pélagique, représente les produits ultimes de l'activité de l'arc.

Les composants tholéiitiques et calco-alcalins basiques de Guanajuato et d'Arcelia-Palmar Chico sont caractérisés par des valeurs du rapport ϵNd élevés, typiques d'arc intra-océanique. Les roches acides tholéiitiques de Guanajuato ont des ϵNd , légèrement moins élevés, suggérant l'assimilation de croûte océanique et de sédiments métamorphisés formant les parois de la chambre magmatique au cours de la cristallisation fractionnée (processus ACF). Pour expliquer la diversité du magmatisme des séquences d'arc étudiées, il faut envisager la présence de plusieurs processus comme différents degrés de fusion partielle de la souche mantellique, mélanges magmatiques entre magmas primitifs et plus différenciés, fractionnement précoce ou tardif des oxydes ferro-titanés ou des ferro-magnésiens.

La présence de dômes acides calco-alcalins, encaissants des minéralisations sulfurées, stratiformes et polymétalliques du Mexique méridional est à rattacher au régime distensif lié au rifting intra-arc, annoncé par les ankaramites de la séquence de Guanajuato et qui se serait déroulé durant l'étape de maturité de l'arc (Barremien ? - Albien ?).

Ainsi, les séquences d'arc mésozoïques du Mexique centro-méridional seraient les témoins d'un arc intra-océanique dont le développement serait lié à la subduction ouest-sud-ouest du bassin d'Arperos sous le Paléo-Pacifique. Elles représentent le segment de l'arc du "Guerrero terrane", édifié sur croûte océanique. A la fin du développement de l'arc et la résorption presque totale du bassin d'Arperos, l'arc est alors proche du continent nord-américain. A la fin du Crétacé inférieur, il entre en collision avec ce craton, ce qui entraîne son chevauchement sur la marge nord-américaine et finalement son collage au continent nord-américain.

THE LATE JURASSIC-EARLY CRETACEOUS ALLOCHTHONOUS INTRA-OCEANIC ARC OF THE MEXICAN CORDILLERA (GUERRERO TERRANE). Petrography, geochemistry and associated mineralizations of the Guanajuato and Palmar Chico-Arcelia arc sequences. Geodynamic implications

ABSTRACT

The Late Jurassic-Early Cretaceous allochthonous arc sequences of the Mexican Cordillera belong to the Guerrero terrane. They accreted to the North American craton during the late Early Cretaceous. The Guanajuato, Palmar Chico-Arcelia and San Miguel de Allende igneous arc sequences represent the different stages of the arc growth.

The Guanajuato plutono-volcanic sequence (central Mexico), forms the base of the arc and represents the nascent stage of this arc. It consists of a complete tholeiitic suite, composed of plutonic ultramafic-mafic cumulates grading upwards into diorites and K-poor siliceous rocks, and mafic dykes feeding a thick pillow basaltic pile. The ultramafic cumulates are intruded by ankaramitic dykes and Aptian-Albian calc-alkaline mafic plutons associated with magmatic breccias. The ankaramitic dykes suggest rifting in the arc while the Aptian-Albian bodies represent likely the plutonic roots of the widespread calc-alkaline volcanism developed at the end of the arc growth. The Guanajuato sequence is thrust over the Lower Cretaceous Arperos Formation. The latter is formed of intra-oceanic alkaline (OIB) pillow basalts and dolerites associated with pelagic sediments. The Arperos Formation represents the remnants of an oceanic basin, fringing the western margin of the North American craton.

The Tithonian to pre-Cenomanian Palmar Chico-Arcelia sequence (southern Mexico) is composed of arc tholeiitic orthopyroxene-phyric pillow basalts and their feeding dykes. Locally, the uppermost lavas show calc-alkaline affinities. Small bodies of serpentized ultramafic cumulates associated with diorites are thrust on the lavas and associated sediments. These rocks likely represent the plutonic counterparts of the tholeiitic arc lavas and dykes. Thus, the Palmar Chico-Arcelia sequence, showing both tholeiitic and calc-alkaline affinities, represents an intermediate stage in the arc development.

The Albian San Miguel de Allende volcano-sedimentary sequence is formed of calc-alkaline basalts and andesites erupted in a pelagic environment and emitted at the end of the arc growth.

The Guanajuato and Arcelia mafic tholeiitic and calc-alkaline rocks show high ϵNd values common in oceanic magmatic arcs. The Guanajuato siliceous rocks show slightly lower ϵNd values which may be explained by an assimilation-fractional-crystallization process (AFC). The siliceous melts differentiated by crustal fractionation from the tholeiitic mantle magma and assimilated material such as metamorphosed oceanic crust and sediments which formed the wall rocks of the magma chamber. The diversity of the magmas during the arc growth may be explained by various processes such as different degrees of partial melting of the mantle, magma mixing between mafic and evolved melts, the precipitation order of the Fe-Ti oxides in the sequence of crystallization.

The presence of stratiform polymetallic ore deposits associated with siliceous calc-alkaline domes could be linked to the rifting event affecting the arc during its development.

Thus, the Mesozoic arc sequences exposed in central-southern Mexico represent the remnants of an intra-oceanic arc which development was likely linked to the subduction of the Arperos basin under the Pacific plate. This subduction was dipping west-south-west. Late Early Cretaceous, at the end of its development, the arc was probably located near the margin of cratonal America, collided with this margin and was accreted to North America.

**EL ARCO INTRAOCEANICO ALOCTONO JURASICO SUPERIOR-
CRETACICO INFERIOR DEL DOMINIO CORDILLERANO MEXICANO (TERRENO
GUERRERO).**

**Petrografía, geoquímica y mineralizaciones asociadas de los segmentos de
Guanajuato y Palmar Chico-Arcelia. Implicaciones geodinámicas.**

RESUMEN

El arco Jurásico superior-Cretácico inferior del dominio cordillerano mexicano o terreno Guerrero, constituye una parte de las formaciones alóctonas acrecionadas al cratón americano a fines del Cretácico inferior. Las secuencias magmáticas de Guanajuato, de Palmar Chico-Arcelia y de San Miguel de Allende ilustran las principales etapas del desarrollo de este arco.

La secuencia plutono-volcánica jurásica superior-cretácica inferior de Guanajuato, corresponde a la base del arco e ilustra su estado precoz. Ella está representada por una familia toleítica completa, formada de cumulos ultrabásicos-básicos, dioritas, tonalitas-trondhjemitas y diques básicos que alimentan lavas almohadilladas. Los cumulos ultrabásicos son intrusionados por diques de ankaramita, sugiriendo un rifting del arco; y por gabros y dioritas calcialcalinas del Aptiano-Albiano, que están asociadas a brechas magmáticas; constituyendo la expresión plutónica del magmatismo calcialcalino, ubiquista en el arco al final de su desarrollo. La secuencia de Guanajuato cabalga la formación cretácica Arperos, formada de basaltos almohadillados, doleritas y sedimentos pelágicos. Las rocas básicas están asociadas a un magmatismo alcalino de intra-placa oceánica (montes submarinos). La Formación Arperos sería entonces el testigo de una cuenca oceánica localizada en el borde del margen continental del cratón americano, la cual habría sido afectada por un punto caliente durante el Barremiano-Albiano (?).

La secuencia magmática de Palmar Chico-Arcelia, del Titoniano-Albiano (Cénomaniense ?) está formada de lavas almohadilladas y de diques básicos toleíticos con ortopiroxeno. Localmente, los flujos de la cima son calcialcalinos. Los klippen de rocas ultrabásicas serpentinizadas que están asociadas a dioritas representan probablemente los equivalentes plutónicos de las lavas toleíticas. Esta secuencia representa sin duda un estado transitorio en la evolución del arco, y fue formada después de las toleitas de Guanajuato y antes o durante el magmatismo calcialcalino del Aptiano-Albiano.

La secuencia calcialcalina aptiano-albiana de San Miguel de Allende, formada de basaltos y de andesitas que fueron extravasadas al seno de una sedimentación pelágica, representa uno de los últimos productos de la actividad del arco.

Los términos toleítico y calcialcalino básicos de Guanajuato y de Palmar Chico-Arcelia están caracterizados por valores del cociente ϵNd altos, típicos de arco intra-oceánico. Las rocas ácidas toleíticas de Guanajuato presentan ϵNd 's inferiores, sugiriendo asimilación de corteza oceánica y de sedimentos metamorfizados que formaban las paredes de la cámara magmática, durante el transcurso de la cristalización fraccionada (proceso ACF = asimilación-cristalización fraccionada). Para explicar la diversidad del magmatismo del terreno Guerrero, es necesario considerar entonces la presencia de varios procesos incluyendo diferentes grados de fusión parcial de la fuente mantélica, mezcla de magmas entre magmas primitivos y diferenciados, fraccionamiento precoz o tardío de óxidos ferro-titanados o de ferromagnesianos, pero también la introducción de un componente alcalino a la fuente magmática, el cual podría estar representado por basaltos alcalinos de intra-placa oceánica (OIB).

La presencia de domos ácidos calcialcalinos, encajonantes de las mineralizaciones de sulfuros masivos estratiformes polimetálicos en México meridional, se relaciona a un régimen distensivo ligado a un rifting intra-arco, el cual se habría llevado a cabo durante la etapa de madurez del arco (Barremiano ? - Albiano ?).

Así, las secuencias de arco mesozoicas de México centro-meridional serían los testigos de un arco intra-oceánico cuyo desarrollo estaría ligado a la subducción W-SW de la cuenca de Arperos bajo el paleo-pacífico. Ellas representan el segmento del arco del terreno Guerrero, edificado sobre corteza oceánica. Al final del desarrollo del arco, y de la reabsorción casi completa de la cuenca de Arperos, éste estaba próximo al cratón americano. A fines del Cretácico inferior, el arco colisiona con el cratón, lo que produjo su cabalgamiento y finalmente su "collage" al continente americano.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

1.1. - Objet de l'étude.....	1
1.2. - Cadre géologique des formations volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur des Cordillères mexicaines..	2
1.3. - Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain.....	3
1.3.- A - Nord-ouest du Mexique: Basse Californie, Sinaloa, Durango et Sonora	3
1.3.- B - Mexique centro-méridional: Nayarit, Jalisco, Zacatecas, Aguas Calientes, Querétaro et Hidalgo.....	4
1.4.- Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain.....	6
1.5. - Conclusions.....	8

CHAPITRE 2 : CADRE GEOLOGIQUE

2.1. - Géologie de la séquence magmatique de Guanajuato.....	10
2.1. A - Chronologie des déformations.....	13
2.1. B - Les données géochronologiques.....	14
2.2. Géologie de la séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende....	15
2.3. - Géologie de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia.....	15

**CHAPITRE 3 : LES CARACTERES PETROGRAPHIQUES,
MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTES UNITES
ET FORMATIONS PRESENTES DANS LES REGIONS DE
GUANAJUATO, SAN MIGUEL DE ALLENDE ET PALMAR CHICO-
ARCELIA.**

3.1. - REGION DE GUANAJUATO.....	19
3.1-A-1.- Caractères pétrographiques des roches magmatiques de la séquence de Guanajuato.....	19
3.1-A-2. - Minéralogie des minéraux ferro-magnésiens des roches de la séquence de Guanajuato.....	24
3.1-A-3. - Caractères géochimiques de la séquence magmatique de Guanajuato...35	
3.1-A-4. - Caractères géochimiques isotopiques (ϵNd , ϵSr) de la séquence magmatique de Guanajuato.....	39

3.1.-A-5. - Conclusions à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de la séquence magmatique de Guanajuato.....	40
3.1-B. - La formation Esperanza (Jurassique supérieur ?).....	41
3.1-B-1. - Les roches détritiques.....	41
3.1-B-2. - Les roches volcaniques et pyroclastiques.....	41
3.1-C. - Les basaltes et dolérites de la formation Arperos (Crétacé inférieur).....	42
3.2. - REGION DE SAN MIGUEL DE ALLENDE.....	43
3.3. - REGION DE PALMAR CHICO-ARCELIA.....	44
3.3-1. - Caractères pétrographiques de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia.....	44
3.3-2. - Caractères géochimiques de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia.....	46
3.4. - Conclusions à l'étude pétrographique et géochimique.....	48

CHAPITRE 4 : MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX SEQUENCES MAGMATIQUES

Introduction.....	50
4.1. - Types de minéralisations associées aux formations plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires affleurant à Guanajuato.....	50
4.2. - Types de minéralisations associées à la séquence volcano-sédimentaire de Palmar Chico-Arcelia.....	51
4.3. - Quelques autres types de minéralisations associées à l'activité de l'arc....	53
4.4. - Conclusions à l'étude des minéralisations liées au développement de l'arc mésozoïque.....	54

CHAPITRE 5: EXTENSION DES FORMATIONS D'ARC DANS LES ZONES EXTERNES ET MODELE GEODYNAMIQUE.

5.1 - Distribution spatio-temporelle des formations d'arc dans le domaine cordillérain (Mexique occidental).....	55
5.2 - Présence de formations d'arc dans le domaine oriental téthysien.....	56
5.3 - Modèle géodynamique du "Guerrero terrane" et implications pour la paléogéographie mésozoïque du Mexique.....	56
CONCLUSIONS GENERALES.....	61
BIBLIOGRAPHIE.....	63

CHAPITRE 1

INTRODUCTION



CHAPITRE 1: INTRODUCTION

Des études sur la pétrogenèse des roches magmatiques d'arc et leur contribution à la connaissance des mécanismes de croissance des continents existent depuis une vingtaine d'années (Ringwood, 1974; Green, 1980), et sont toujours d'actualité (Hamilton, 1988). Les travaux menés sur les arcs intra-océaniques, en particulier, fournissent des informations importantes pour mieux comprendre le rôle de l'accrétion des arcs dans les processus de croissance continentale. Les études des laves émises dans les arcs intra-océaniques récents ou actuels ont fait l'objet de nombreuses publications (Meijer *et al.*, 1981; Dupuy *et al.*, 1982; Reagan et Meijer, 1984; Gill, 1987; Ewart et Hawkesworth, 1987; Woodhead, 1989, etc.). Néanmoins, les roches plutoniques des racines des arcs n'ont été que peu intégrées dans ces études, parce qu'elles n'affleurent que dans les arcs anciens obductés ou charriés sur les marges continentales et profondément érodés, comme par exemple, l'arc du Kohistan au Pakistan (Tahirkheli *et al.*, 1979; Bard *et al.*, 1980; Jan et Howie, 1981), l'association plutono-volcanique du Dras, en Himalaya (Reibel, 1984), les complexes ultrabasiques-basiques d'Alaska (Burns, 1985; DeBari et Coleman, 1989), ou dans d'autres séquences montrant une association ophiolitique (Orokanay au Japon, Asahina et Komatsu, 1979; Canyon Mountain en Oregon, Etats Unis, Gerlach *et al.*, 1981). La croûte constitutive des arcs intra-océaniques actuels ou récents a pu être étudiée grâce aux xénolithes de cumulats ultrabasiques et basiques contenus dans les laves des arcs des Antilles (Lewis, 1973; Arculus et Wills, 1980) et des Aléoutiennes (Conrad *et al.*, 1983; Conrad et Kay, 1984; DeBari *et al.*, 1987), ou aux cumulats ultrabasiques-basiques, forés ou dragués dans la fosse des Mariannes, considérés comme des ophiolites formées "in situ" (Natland et Tarney, 1981; Bloomer, 1983; Bloomer et Hawkins, 1983).

Schématiquement, la croûte d'un arc intra-océanique comprendrait, de la base au sommet : (i) des cumulats ultrabasiques déformés dans les conditions mantelliques, (ii) un complexe plutonique formé de péridotites, gabbros et diorites, (iii) des plutonites de composition intermédiaire à acide, et enfin (iv) des filons basaltiques alimentant vers le haut des laves généralement basaltiques (DeBari et Sleep, 1991). La composition moyenne de cette croûte d'arc serait riche en Mg et pauvre en Al (DeBari et Sleep, 1991); elle contrasterait donc avec la composition moyenne de la croûte continentale qui montre une composition généralement intermédiaire (Weaver and Tarney, 1984; Taylor and McLennan, 1985). Les processus invoqués pour expliquer ces différences de composition entre la croûte d'arc insulaire et celle d'une lithosphère continentale sont : (1) la délamination des cumulats ultrabasiques de l'arc, déformés lors de la collision de l'arc avec le continent (DeBari et Sleep, 1991; Percy *et al.*, 1990); (2) l'incorporation d'un composant alcalin pour enrichir la croûte continentale en terres rares légères et certains éléments lithophiles (K_2O); (3) la fusion partielle de la croûte inférieure au moment de l'accrétion arc-continent, associée ou non avec la délamination totale ou partielle des cumulats mantelliques de l'arc (Percy *et al.*, 1990).

Le stade évolué d'une croûte d'arc intra-océanique et son passage à une croûte de type intermédiaire nécessite la production d'un important volume de plutonites acides (Lambert et Wyllie, 1972; Wyllie, 1977). La genèse de ces magmas acides peut être liée (a) soit simplement à la cristallisation fractionnée d'un magma basique dans une chambre magmatique, auquel peut s'ajouter un processus d'assimilation à partir des parois de la chambre magmatique (croûte océanique métamorphisée; processus AFC, DePaolo, 1981); soit à la fusion partielle de la lithosphère océanique formant le substratum de l'arc, par exemple des cumulats ultrabasiques-basiques à l'interface croûte-manteau (Kay et Kay, 1985a).

1.1.- Objet de l'étude.

Ce présent mémoire est consacré à la pétrographie et la géochimie de trois séquences volcano-plutoniques d'arc de Guanajuato, Palmar Chico-Arcelia et San Miguel de Allende, datées du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, et qui affleurent respectivement dans le centre et le sud du Mexique (Fig. 1A). Ces deux séquences font

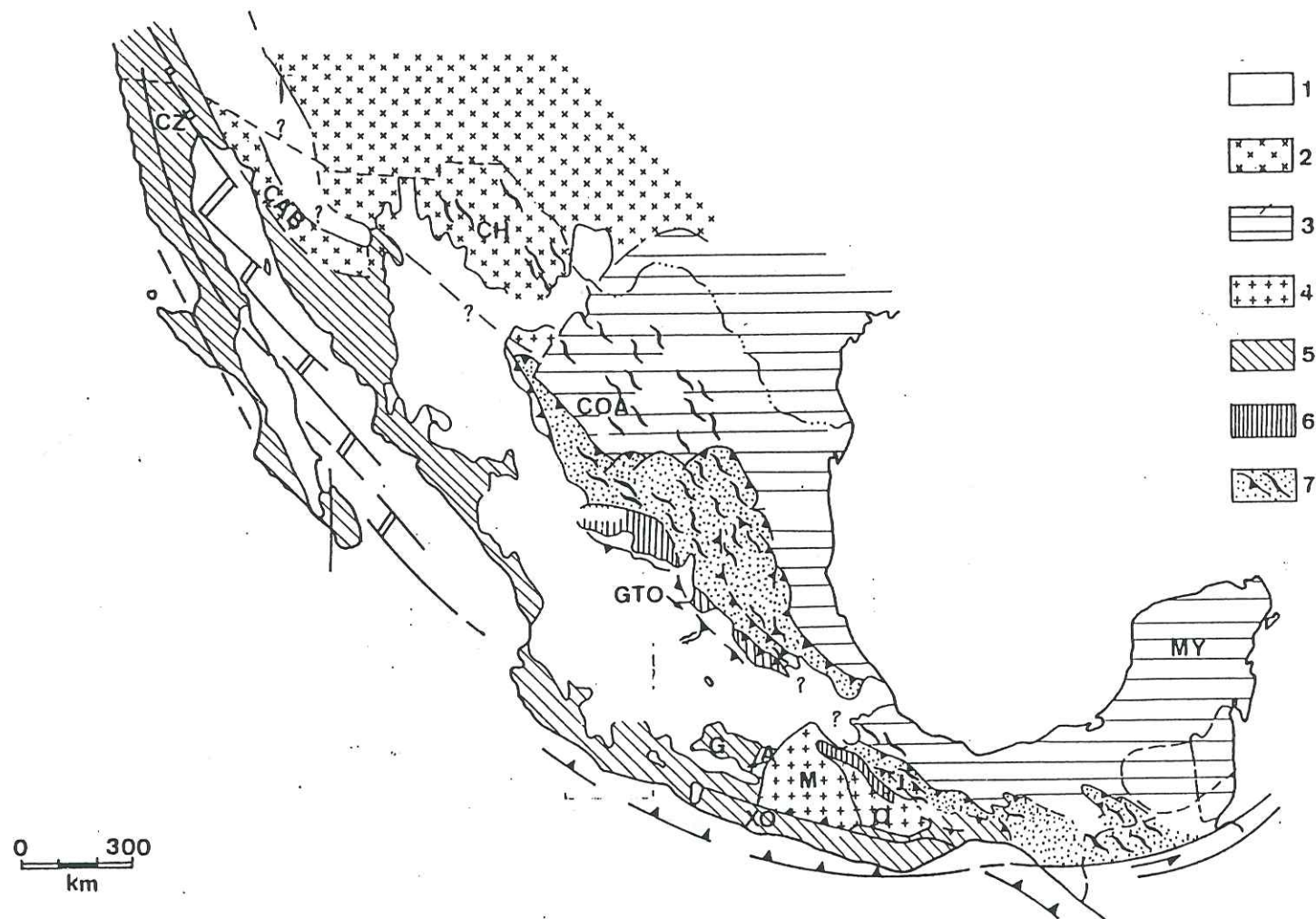


Fig. 1A - Distribution des ensembles tectonostratigraphiques au Mexique (d'après Campa, 1985). G = "Guerrero terrane"; GTO = séquence de Guanajuato; A = séquence de Palmar Chico-Arcelia.

1: Roches volcaniques cénozoïques; 2: Terminaison sud-occidentale du craton nord-américain; 3: Substratum Appalachienn et couverture mésozoïque transgressive du Golfe du Mexique; 4: Blocs continentaux allochtones; 5: Domaine cordillérain composé d'un collage de formations d'arc et d'autres fragments de croûte océanique; 6: Ceinture turbiditique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur; 7: "Mexican Thrust Belt".

Terranes: G: Guerrero; J: Juárez; M: Mixteca; O: Oaxaca; CH: Chihuahua; CZ: Cortez; MY: Maya; XO: Xolapa; CAB: Caborca; COA: Coahuila.

Carte structurale du Mexique

1: sédiments côtiers plio-quaternaires; 2 et 3: volcanisme calco-alcalin plio-quaternaire lié à la subduction de la plaque Cocos; 4: volcanisme andésito-ignimbriologique supérieur; 5: miocène lié aux subductions de la plaque Farallon et de la "paleo-plaque" Cocos au Sud de l'Axe; 6: principaux corps plutoniques mésozoïques et cénozoïques; 7: les grands ensembles mésozoïques et tertiaires dont, dans le domaine cordillérain occidental: 8: mélanges ophiolitiques franciscains; 9: arc andésitique jurassique moyen; 10: arc volcanique andésitique et bassin arrière-arc du Jurassique supérieur; 11: Crétacé inférieur; dans le domaine mésozoïque oriental: 12: plate-forme occidentale; 13: bassin mexicain à fond partiellement océanique; 14: plates-formes carbonatées orientales et bassins épiconcontinentaux; 15: ceinture externe structurée au Miocène supérieur; et avant-pays: 16: continental; 17: marin en partie à croûte océanique (plaine Sigbee); 18: bâti ancien indifférencié.

Légende technique: a: axes des plis; b: failles; c: décrochements majeurs; d: chevauchements; e: front de déformation du Miocène supérieur; f: lides; g: trace de la subduction océanique; h: caldeiras reconnues dans la Sierra Madre occidentale; i: ligne "Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0,706; R.F.P.: ride de l'Est Pacifique; AB, CD, etc.: situation des coupes de la figure 2.

Structural map of Mexico.

1: Pliocene and Quaternary coastal sediments; 2 and 3: Cenozoic volcanism including: 2: calc-alkalic volcanism of Pliocene age in present, related to subduction of the Cocos plate; and 3: andesites and ignimbrites of late Eocene-Miocene age related to subduction of the Farallon plate and the Cocos paleo-plate north and south of the trans-Mexican axis respectively; 4: main Mesozoic and Cenozoic intrusives; 5 to 13: the Mesozoic and Cenozoic geotectonic provinces of Mexico: the western Cordilleran province including 5: the Franciscan ophiolite melanges; 6: the middle Jurassic andesitic volcanic arc; 7: the late Jurassic-Early Cretaceous volcanic arc and back arc basin; the eastern Mexican province including 8: the western platform; 9: the Mexican basin partly floored with oceanic crust; 10: the eastern carbonated platform and apuric basins; 11: late Miocene foreland; the foreland includes 12: continental deposits; 13: marine basins partly floored with oceanic crust (Sigbee plain); 14: undifferentiated basement.

Tectonic symbols: a: fold axis; b: normal fault; c: strike slip fault; d: thrust faults; e: late Miocene deformation front; f: megathrust; g: oceanic subduction zone; h: calderas of the Sierra Madre Occidental; i: "Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0,706 line; R.F.P.: East Pacific Rise; AB, CD, etc.: location of figure 2 cross-sections.

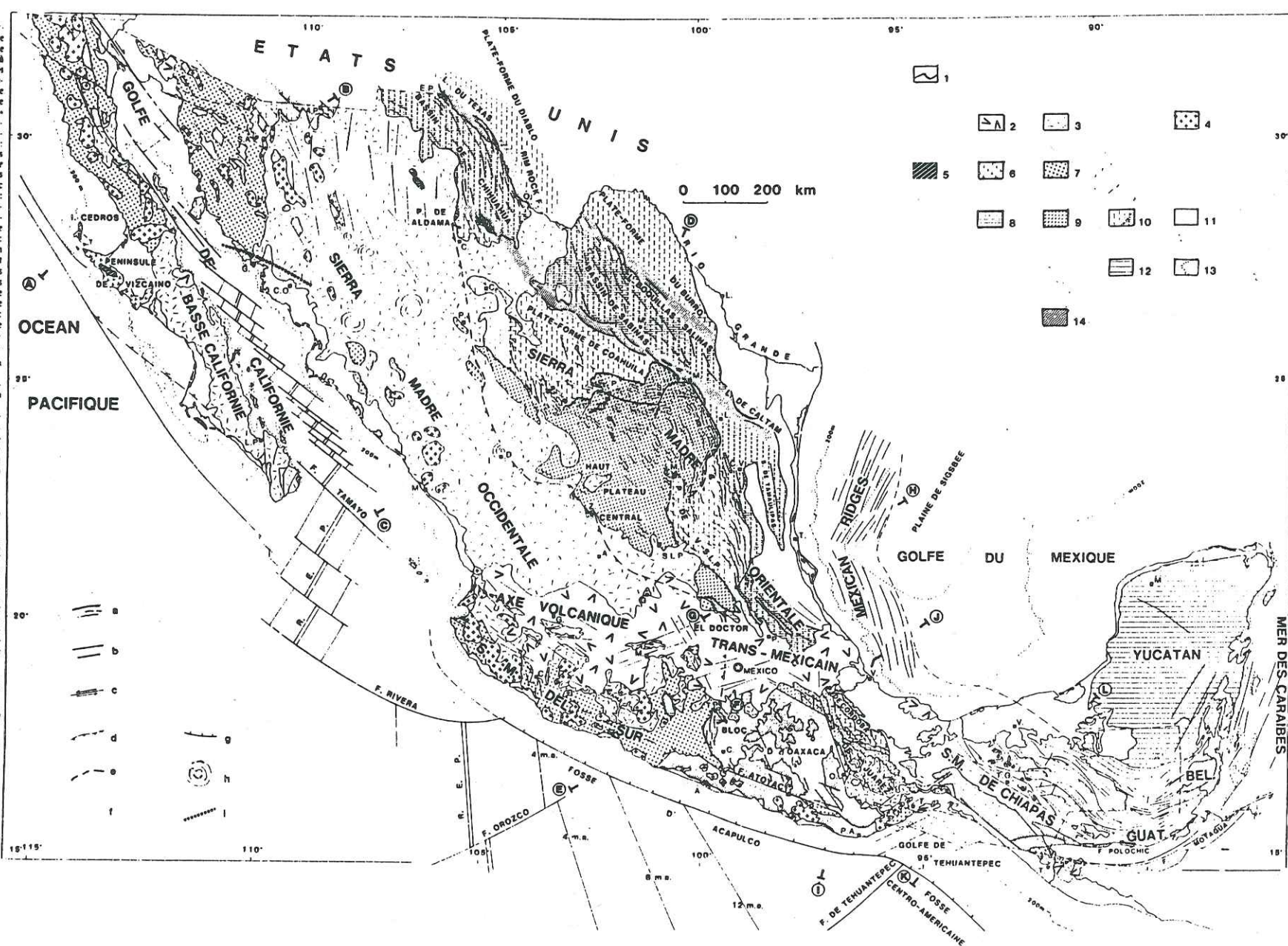


Fig. 1B - Carte structurale du Mexique (d'après Tardy et al., 1986).

partie des Cordillères nord-américaines ou du "Guerrero terrane" selon la terminologie américaine (Campa et Coney, 1983; Coney, 1989). Ce "terrane" représenterait un des plus vastes "suspect terranes" des Cordillères (Coney *et al.*, 1980). Cette étude est complétée par la description des principales minéralisations associées à ces séquences. Puis, le contexte géodynamique de ces formations sera discuté en tenant compte à la fois de leur cadre structural, de la nature de leur composants sédimentaires et de l'affinité magmatique des roches.

Donc, l'objet de notre travail a été de dégager les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des roches ignées d'arc afin de les replacer dans le contexte de l'évolution géodynamique du Mexique centro-méridional au cours du Mésozoïque terminal.

1.2.- Cadre géologique des formations volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur des Cordillères mexicaines.

Les formations mésozoïques du Mexique centro-méridional, recouvertes en discordance par les volcanites tertiaires et plio-quaternaires de la Sierra Madre Occidentale et de l'Axe Volcanique Transmexicain, sont classiquement rattachées à deux grands domaines paléogéographiques distincts, à savoir : le domaine cordillérain péri-pacifique et le domaine téthysien oriental (Tardy, 1977; Córdoba *et al.*, 1980; Tardy *et al.*, 1986).

Le domaine cordillérain péri-pacifique s'étend le long de la côte pacifique, sur une longueur de plus de 1000 km (Fig. 1B). Il est considéré comme le prolongement sud-occidental du système cordillérain nord-américain (Jones *et al.*, 1976), car il est constitué de formations plutono-volcaniques d'arc et il présente des structures à double déversement (il est charrié à l'Ouest sur les unités franciscaines de Basse Californie et à l'Est sur le domaine téthysien (Córdoba *et al.*, 1980; Tardy *et al.*, 1986). Les formations d'arc sont soit volcano-sédimentaires, soit volcano-plutoniques. Leur origine a été classiquement attribuée à des subductions multiples, du Trias au Crétacé moyen, à plongement Est du Paléo-Pacifique sous la marge occidentale du craton nord-américain (Tardy, 1980; Córdoba *et al.*, 1980; Rangin, 1982; Tardy *et al.*, 1986). Pour Campa et Coney (1983) ces formations seraient les témoins de plusieurs arcs indépendants séparés par des bassins intra-arcs et qui se seraient accrétés au craton nord-américain au Crétacé supérieur-Paléocène.

En revanche, le domaine téthysien ou celui des bassins et plates-formes orientales, établis sur le craton nord-américain dès le Jurassique supérieur, présente des structures polyphasées déversées vers l'Est (Córdoba *et al.*, 1980; Tardy *et al.*, 1986) et liées à l'évolution de la marge atlantique occidentale et à l'ouverture du Golfe du Mexique. A l'Albien, ce domaine comprenait des plates-formes carbonatées séparées par des bassins épicontinentaux (Enos, 1974; Tardy *et al.*, 1986).

A la fin de l'Albien et/ou au début du Cénomani, les formations cordilléraines chevauchent les plates-formes du domaine téthysien. Au Turonien, se déposent les premiers flyschs provenant de l'érosion du domaine cordillérain, tectonisé et émergé à la suite de la phase orogénique orégonienne albo-cénomaniennne (Córdoba *et al.*, 1980; Tardy *et al.*, 1986).

Au nord de l'Axe Volcanique Transmexicain, le contact chevauchant entre les domaines cordillérain et téthysien a été mis en évidence dans l'Etat de Sinaloa (Bonneau, 1972; Mullan, 1978), dans le Sonora centre-nord (Pubellier et Rangin, 1987; Sosson *et al.*, 1990), ainsi qu'au Mexique central, aux confins des Etats de Querétaro-Hidalgo (Chauve *et al.*, 1985) et de Jalisco-Guanajuato (Chiodi *et al.*, 1988). Au sud, ce contact est visible à Taxco Viejo (Guerrero) où des formations volcanoclastiques fortement déformées chevauchent les calcaires albo-cénomaniens de la plate-forme Guerrero-Morelos (Fig. 2; Campa *et al.*, 1976).

Les formations volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques du domaine cordillérain ont été diversement interprétées. Les formations plutono-volcaniques, considérées comme des véritables ophiolites (Servais *et al.*, 1982), représenteraient soit des reliques de croûte océanique triasique (Cserna, 1976a), soit des témoins crétacés de bassins marginaux (Servais *et al.*, 1986).

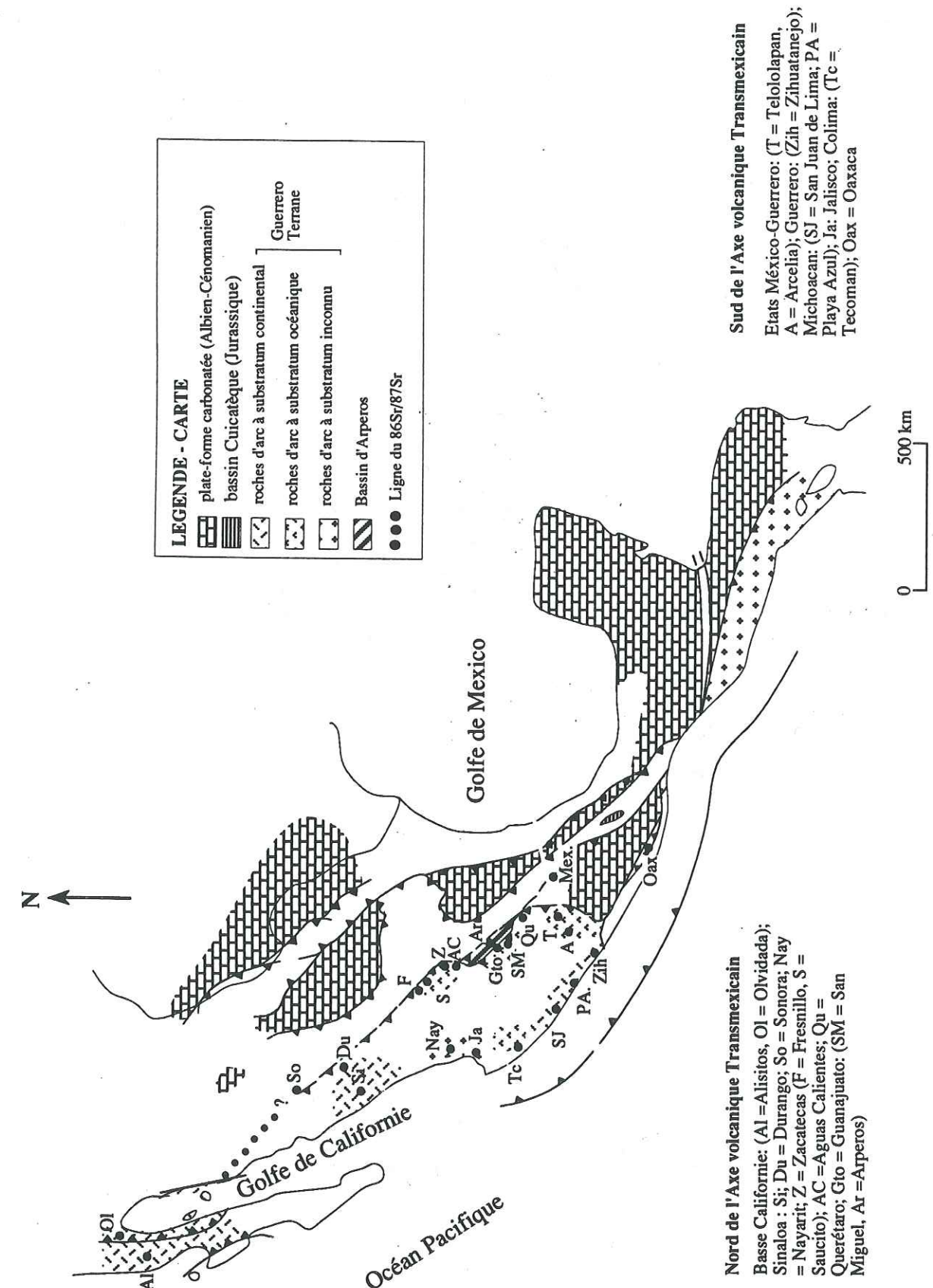


Figure 2: Carte géologique simplifiée du Mexique montrant les principaux affleurements des séquences mésozoïques d'arc (d'après Tardy et al., 1992)

C'est au sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, que les formations du domaine cordillérain trouvent leur meilleure expression. En effet, des séquences volcano-sédimentaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, décrites dans les Etats de México et Guerrero (Campa *et al.*, 1974), sont considérées comme la prolongation méridionale de l'arc d'Alisitos ("Arc Alisitos-Teloloapan" de Campa *et al.*, 1976). Le long de la côte pacifique, en Guerrero, affleurent diverses séquences volcano-sédimentaires ou volcano-plutoniques du Crétacé inférieur, considérées comme soit formées dans un arc insulaire (Vidal-Serratos *et al.*, 1980), soit représentant des cortèges ophiolitiques démembrés (Núñez-Espinal *et al.*, 1981), soit interprétées comme des "racines" plutoniques d'arc (Delgado-Argote *et al.*, 1986).

Nous nous proposons maintenant de présenter brièvement les caractères des formations volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires d'arc qui affleurent de part et d'autre de l'Axe Volcanique Transmexicain à partir des données bibliographiques.

Ces séquences seront présentées :

*D'abord au nord de l'Axe Volcanique Transmexicain (Mexique nord-occidental et méridional, soit du nord-ouest vers le sud-est);

*Puis au sud de l'Axe Volcanique Transmexicain.

1.3. - Nord de l'Axe Volcanique Transmexicain.

1.3. A - Nord-ouest du Mexique: Basse Californie, Sinaloa, Durango et Sonora.

1. BASSE CALIFORNIE

Le complexe Alisitos (Fig. 2) comprend une série volcano-sédimentaire, épaisse de 6000 m, constituée de pélites et grauwackes, intercalées avec des laves et des pyroclastites. Le sommet est constitué de calcaires récifaux de l'Aptien-Albien (Santillán et Barrera, 1930; Almazán-Vázquez et Buitrón, 1988). Les laves calco-alcalines varient en composition depuis des basaltes jusqu'aux rhyolites. Cette série représenterait le témoin volcanique d'un arc insulaire, tantôt sous-marin, tantôt sub-aérien, édifié sur un substratum continental qui se serait développé à proximité de la marge occidentale du craton nord-américain (Arc d'Alisitos, Gastil *et al.*, 1972; Almazán-Vázquez, 1988a). Les diorites qui recoupent les laves en coussins ont fourni des âges aptien-albiens (106.3 ± 2.3 Ma, K/Ar sur roche totale; 107.3 ± 2.4 Ma, K/Ar sur hornblende; Damon *et al.*, 1983). Vers l'Est, ces formations sont chevauchées par une série métamorphique de l'Aptien-Albien (nappe Olvidada), fortement déformée, constituée, entre autre, d'amphibolites et de gabbros. Elle correspondrait aux dépôts d'un sillon subsident (sillon d'Olvidada) dont l'ouverture était accompagnée d'émissions volcaniques basiques (Radelli, 1988).

2. SINALOA

Bonneau (1972) a été le premier à décrire des séries volcanogènes crétacées constituées par des andésites, dacites et tufs, surmontés par des roches détritiques et carbonatées comprenant des calcaires à rudistes de l'Albo-Cénomanién (Vuelta del Cerro; Fig. 2). Localement (Otatillos; Fig. 2), ces andésites reposent en discordance, par l'intermédiaire d'un mince horizon de conglomérats, sur une série flyschioïde plissée, rapportée au Carbonifère (Bonneau, 1972).

Près de Sinaloa de Leyva (Fig. 2), affleure une séquence d'arc formée de couches rouges continentales, de tufs volcaniques et de calcaires récifaux (Bonneau, 1972) qui ont fourni une faune de rudistes et pélécy-podes de l'Albien inférieur (Holguin, 1978).

Dans la région d'El Fuerte (Fig. 2), Mullan (1978) décrit des métavolcanites d'arc associées à des agglomérats, des tufs et des calcaires de l'Albien-Cénomanién (Groupe El Zapote) qui reposent en discordance sur un substratum métamorphique probablement Précambrien (Gneiss Francisco) (Mullan, 1978) ou Paléozoïque tardif (Anderson, 1980; in Cameron *et al.*, 1989).

Donc, en Sinaloa, affleurent des formations volcano-sédimentaires d'arc associées à des calcaires récifaux de l'Aptien-Albien-Cénomanién (?) qui reposent en discordance sur un substratum métamorphique pro-parte Carbonifère. Ces formations peuvent être corrélées à la formation Alisitos de Basse Californie. Ces séries d'arc sont recoupées par des plutonites basiques (El Fuerte et Sinaloa de Leyva) et des filons doléritiques calco-alcalins, dépourvus de toute déformation, vraisemblablement du Crétacé supérieur ou du Tertiaire. Localement, sont présents des basaltes en coussins associés à une sédimentation pélagique, probablement du Crétacé inférieur.

3. DURANGO

Dans l'Arroyo El Picacho, au nord-est de Santa María del Oro, près de San Pedro del Gallo, on retrouve des formations volcanogènes mésozoïques d'arc (Fig. 2; Araujo-Mendieta et Arenas-Partida, 1986) qui reposent en discordance sur des schistes à muscovite et amphibole, datées du Carbonifère supérieur (350 Ma; Damon in Eguiluz de Antuñano et Campa-Uranga, 1982; 326 ± 26 Ma, K/Ar sur roche totale; Araujo-Mendieta et Arenas-Partida, 1986). Ces formations d'arc comprennent des conglomérats polygéniques, des sédiments grésopélitiques et des andésites datées à 118 ± 9 Ma (K/Ar sur roche totale).

4. SONORA

Dans le Sonora centro-méridional affleurent des andésites (128 Ma) et des rhyolites (142 Ma, méthode K/Ar; Anderson *et al.*, 1969), discordantes sur les sédiments détritiques triasiques (Wilson et Rocha, 1946), et interstratifiées avec des calcaires récifaux de l'Albien-Cénomanién (?; Bonneau, 1972; Fig. 2).

Près de Sahuaripa (Fig. 2), Pubellier et Rangin (1987) mettent en évidence la présence d'une phase tectonique tangentielle du Cénomanién-Turonien, responsable du charriage des unités cordilléraines sur l'avant pays téthysien. Ce front cenomano-turonien a été retrouvé par Sosson *et al.* (1990), aux environs de la frontière avec les Etats-Unis (Fig. 2). Il représente, en fait, la reprise de l'édifice névadien et son chevauchement vers le NE (Pubellier et Rangin, 1987; Radelli, 1990; Sosson *et al.* (1990).

En conclusion :

- dans le nord-ouest du Mexique, de part et d'autre du golfe de Californie (Basse Californie, Sinaloa et Durango), les formations volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur comprennent des laves et des pyroclastites calco-alcalines, associées à des calcaires récifaux, qui reposent en discordance sur un substratum paléozoïque, pro-parte Carbonifère. Elles sont affectées par une phase tectonique majeure, dite orégonienne, de la fin du Crétacé inférieur (albo-cénomanién).

1.3. B.- Mexique centro-méridional : Nayarit, Jalisco, Zacatecas, Aguas Calientes, Querétaro et Hidalgo.

1. ETATS DE NAYARIT

Des séquences volcano-sédimentaires, datées du Jurassique supérieur (?) et du Crétacé inférieur ont été signalées par Gastil *et al.* (1978), aux environs de la Sierra de Zapotán, le long de la frontière avec l'Etat de Jalisco (Fig. 2). Ces séquences sont formées de grauwackes, calcaires et andésites et rhyolites datées à 114 Ma (Gastil *et al.*, 1978).

2. ETAT DE ZACATECAS

Au sud-ouest de Fresnillo (23° N; Fig. 2), non loin de Zacatecas, affleurent le long du río Chilitos, des basaltes calco-alcalins (Yta *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992a; Yta, 1992), associés à des roches pyroclastiques et des calcaires (Formation Chilitos de

Cserna, 1976a) qui ont fourni une faune d'ammonites du Néocomien (Cantú-Chapa, 1974).

Dans la même région, à environ 45 Km à l'est de Zacatecas (Fig. 2), non loin de Saucito, affleure une séquence volcano-sédimentaire, formée de basaltes massifs et en coussins, à affinité de tholéiite d'arc. Ces laves sont associées à des radiolarites et des calcaires pélagiques du Crétacé inférieur (Yta *et al.*, 1990; Yta, 1992).

Enfin, il faut signaler les pillow-lavas basaltiques à affinité de tholéiite d'arc de Zacatecas (Yta, 1992; Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1992) qui sont très comparables aux basaltes de la Luz à Guanajuato (cette étude). Ils sont associés à des sédiments volcanoclastiques; leur âge est vraisemblablement crétacé (inférieur d'après Monod et Calvet, 1991; supérieur d'après Ranson *et al.*, 1982; Ponce et Clark, 1988).

De plus, des éléments volcaniques calco-alcalins (andésites-dacites-rhyolites) ont été signalés dans les flyschs du Crétacé supérieur des Etats de Coahuila et de Zacatecas (Tardy et Maury, 1973). L'érosion d'une série anté-Cénomaniennne à dominante de roches volcaniques andésitiques et dacitiques calco-alcalines serait à l'origine de ces éléments. L'aire alimentatrice de ce volcanisme serait située au sud-ouest, à l'actuel emplacement de la Sierra Madre Occidentale. C'est, en effet, sous les plateaux de la couverture ignimbritique de cette Sierra, que des affleurements isolés de pélites et de roches volcanoclastiques intercalées avec des laves en coussins ont été signalés (Flores *et al.*, 1981 in Eguiluz de Antuñano et Campa-Uranga, 1982).

3. ETAT D'AGUAS CALIENTES

Dávila-Alcocer *et al.* (1989) signalent la présence d'une séquence volcano-sédimentaire (Formation Cieneguitas), constituée de basaltes associés à des grès et des pélites siliceuses qui ont livré une faune de radiolaires du Jurassique supérieur. Les basaltes sont recoupés par des roches acides. L'étude géochimique des termes ignées est en cours (Freydier, communication orale, 1992).

4. CONFINS DES ETATS DE QUERETARO ET D'HIDALGO

Aux confins des Etats de Queretaro et d'Hidalgo, Chauve *et al.* (1985) décrivent un chevauchement majeur dit d'Higuerillas qui met en contact des formations volcano-sédimentaires d'affinité cordilléraine sur des séries carbonatées crétacées supérieur du domaine téthysien oriental (Calcaires de El Doctor de l'Albo-Cénomanienn). Les formations volcanogènes, très déformées, datées du Jurassique supérieur (Segestrom, 1962) et du Valanginien-Hauterivienn (González-Arreola et Carrillo-Martínez, 1986) sont formées de tufs acides associés à des grauwackes et des sédiments schisto-gréseux et quartzitiques.

5. ETAT DE GUANAJUATO

Dans la Sierra de Guanajuato affleurent des plutonites ultrabasiques-basiques, tectoniquement associées à des basaltes en coussins, qui chevauchent la Formation Arperos, datée du Tithonique-Néocomien (Dávila-Alcocer et Martínez-Reyes, 1987; Corona-Chávez, 1988). Cette formation Arperos est constituée de basaltes en coussins à affinité alcaline, associés à des calcaires pélagiques et des radiolarites. Localement, elle est recouverte en discordance par des calcaires détritiques récifaux et des grès (Calcaire de La Perlita) de l'Aptien-Albien (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1989). D'après Chiodi *et al.* (1988), cette discordance matérialiserait le contact tectonique entre les formations des domaines cordillérain et téthysien et la tectonisation de l'arc magmatique durant le Crétacé inférieur.

Servais *et al.* (1982) interprètent l'association plutono-volcanique ultrabasique-basique de Guanajuato comme une séquence ophiolitique allochtone, formée dans un bassin arrière-arc. Ce bassin, ouvert durant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, s'étendrait vers le nord jusque dans les Etats de Zacatecas et Chihuahua (Servais *et al.*, 1982; Servais *et al.*, 1986).

En résumé, les séquences magmatiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, affleurant au Mexique central, au nord de l'axe Volcanique Transmexicain, sont formées : (i) de basaltes en coussins associés parfois à des écaillles plutoniques ultrabasiques-basiques; ces laves s'intercalent dans une sédimentation pélagique; (ii) d'andésites et de rhyolites associées à des calcaires récifaux; (iii) des tufs acides interstratifiés dans des sédiments gréso-pélitiques et quartzitiques.

1.4.- Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain - Etats de México, Guerrero, Michoacán, Jalisco, Colima, Chiapas, Oaxaca et Puebla.

C'est au sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, que les formations du domaine cordillérain trouvent leur meilleure expression (Fig. 2).

1. CONFINS DES ETATS DE MEXICO ET DE GUERRERO

Les séquences volcano-sédimentaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, décrites dans le sud de l'Etat de México et en Guerrero (Campa *et al.*, 1974; Colorado-Liévano, 1979), ont été considérées comme la prolongation méridionale de l'arc Alisitos ("Arc Alisitos-Teloloapan"; Campa *et al.*, 1976).

La séquence volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur s'étend depuis la région de Valle de Bravo-Ixtapan de la Sal, dans l'Etat de México, jusqu'à Teloloapan, dans l'Etat de Guerrero (Campa *et al.*, 1974). Elle est formée de roches volcaniques (andésites, dacites, pyroclastites), de pélites noires parfois graphiteuses, de grès et de calcaires. Elle est couronnée à son sommet par des calcaires albiens (Campa *et al.*, 1974). Une abondante faune d'ammonites, d'orbitolines, de rudistes, de nérinées et de coraux ont permis de lui conférer un âge variant du Tithonique à l'Albien (Campa *et al.*, 1974; Lorinczi et Miranda, 1978). Cette séquence chevauche vers l'ENE les séries de la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos (Campa *et al.*, 1976; Córdoba *et al.*, 1980; Fig. 2). Dans la région de Valle de Bravo-Nuevo Santo Tomás de los Plátanos, des tufs ont livré des radiolaires (*Cenosphaera* sp., *Lithocampe* sp. et *Flustrella* sp., d'âge Berriasien; Contreras-Rodríguez *et al.*, 1990).

2. ETAT DE GUERRERO (Fig. 3)

Au sud de l'Etat de Guerrero, dans la région de Zihuatanejo, Bonneau (1976) attribue un âge crétacé inférieur aux andésites et de dacites, interstratifiées avec des calcaires récifaux.

Dans cette même région (Papanao-Petatlán), affleurent des ultrabasites (wehrlites, clinopyroxénites à olivine, dunites), des gabbros (doléritiques et pegmatitiques à hornblende) et des diorites. Toutes ces roches sont recoupées par des filons basiques (dolérite, basalte, microgabbro; Yañez-García, 1977; Núñez-Espinal *et al.*, 1981; Delgado-Argote et Morales-Velázquez, 1984; Morales-Velázquez *et al.*, 1985; Delgado-Argote *et al.*, 1986). L'affinité magmatique de ces plutonites serait calco-alcaline (Delgado-Argote et Morales-Velázquez, 1984), mais les données géochimiques obtenues par Talavera (communication orale, 1992) montrent que ces gabbros et dolérites ont une affinité de tholéiite d'arc.

Cet ensemble ultrabasique-basique forme soit des écaillles chevauchant les unités volcano-sédimentaires du Crétacé inférieur, soit des blocs inclus dans une matrice serpentineuse ou pélitique (Complexe de Las Ollas, dit de subduction, Talavera, communication orale, 1992). Il est diversement interprété. Pour Núñez-Espinal *et al.* (1981), ces complexes ultrabasiques et basiques représenteraient de véritables ophiolites, formés par accréation océanique, tandis que pour Delgado-Argote *et al.* (1990), ils correspondraient à des racines d'arc.

Certaines roches basiques ont été datées du Carbonifère moyen (311 ± 11 Ma; Rb/Sr sur roche totale; de Cserna *et al.* (1978c) ou du Permo-Trias (Delgado-Argote *et al.*, 1986). Ces âges apparaissent peu vraisemblables, car récemment, des datations

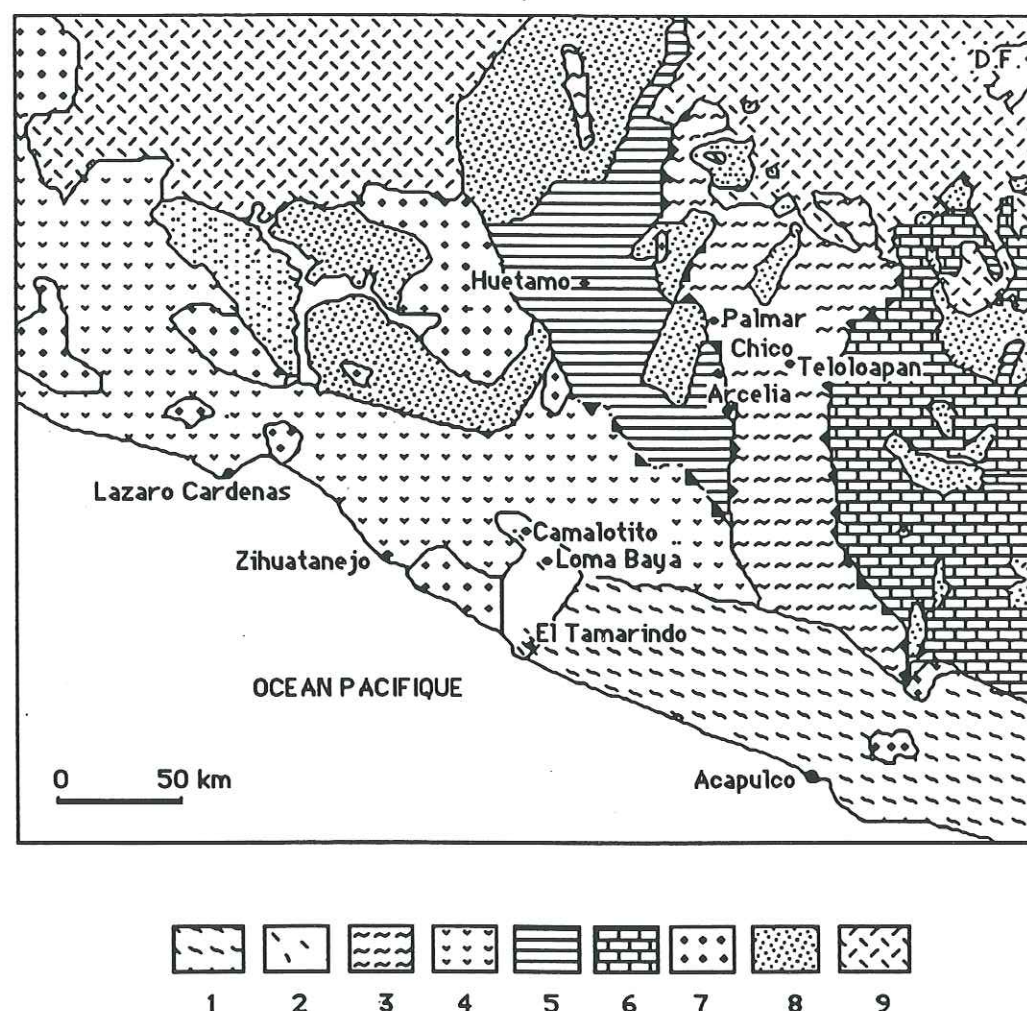


Fig. 3 - Schéma structural des ensembles du Mexique méridional (d'après diverses sources).

1: Migmatites du complexe de Xolapa (Paléozoïque ?); 2: Ecaïlles tectoniques des complexes ultrabasiques-dioritiques de Papanao-Petatlán (Aptien-Albien) reposant sur des séquences volcano-sédimentaires du Carbonifère moyen - Permo-Trias et du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur; 3: Séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan-Ixtapan de la Sal (Tithonique-Albien); 4: Séquence volcano-sédimentaire de Zihuatanejo (Albien); 5: Séquence volcano-sédimentaire de Huetamo (Tithonique-Albien-Cénomanién ?); 6: Formations sédimentaires crétacées de la plate-forme carbonatée de Morelos-Guerrero; 7: Intrusions granitiques du Crétacé supérieur et du Tertiaire; 8: Couches rouges continentales de l'Albien-Cénomanién ? et du Tertiaire; 9: Volcanisme plio-quaternaire de l'Axe Volcanique Transmexicain.

radiométriques par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des hornblendes métamorphiques des gabbros ont donné un âge Crétacé supérieur (96,3 Ma, Delgado-Argote et Morales-Velázquez, 1984; 112 ± 3 Ma, Delgado-Argote *et al.*, 1990).

3. CONFINS DES ETATS DE MICHOACAN ET GUERRERO

Quelques coulées de basaltes en coussins à affinité de tholéiite d'arc (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991) s'observent à la base de la séquence volcano-sédimentaire de Huetamo-Cutzamala (Fig. 3; Pantoja-Alor, 1959 et 1990a), caractérisée surtout par une puissante succession grésopélitique (plus de 1000 m d'épaisseur), datée en partie du Tithonique et du Valanginien-Hauterivien, grâce à des lentilles de calcaire argileux. Au sommet, affleurent des calcaires du Crétacé supérieur (Aptien-Albien) surmontés par des grès et conglomérats à galets d'andésite et de rhyolite. Cette séquence est interprétée par comme le témoin d'un bassin marginal (Campa et Ramirez, 1979; Johnson, 1990).

4. MICHOACAN

Aux frontières des Etats de Jalisco, Colima et Michoacan, affleurent des séquences volcano-sédimentaires d'arc renfermant des andésites et des dacites à intercalations de calcaires datés du Berriasien-Hauterivien grâce à des ammonites (Pimentel, 1980; Cuevas, 1981; Pantoja-Alor, 1983).

Le long de la côte pacifique, entre San Juan de Lima et Playa Azul (Fig. 2), on trouve des conglomérats et grès à interlits silteux rouges, à empreintes de dinosaures (Ferrusquia-Villafranca *et al.*, 1978) qui sont associés à des laves calco-alcalines acides et des pyroclastites de même nature (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1992).

5. JALISCO

Dans cet Etat, on retrouve des séquences volcanogènes d'arc, très comparables à celles décrites dans les Etats de Michoacan et de Nayarit (Fig. 2). Cependant, elles seraient légèrement plus jeunes car datées du Barrémien-Aptien ou de l'Albien (Rodríguez, 1980; Vidal-Serratos *et al.*, 1980). Localement, ces séquences sont en contact tectonique avec le complexe métamorphique d'Arteaga, daté récemment du Permo-Trias (Martinez-Reyes, communication orale, 1992). Ces formations seraient le prolongement des unités volcano-sédimentaires du Crétacé inférieur, affleurant à Zihuatanejo. Elles sont donc considérées comme appartenant à l'ensemble pétro-tectonique de Zihuatanejo" (Vidal-Serratos *et al.*, 1980), ou "Zihuatanejo sub-terrane" de Campa et Coney (1983).

Près de Ciudad Guzmán, Pantoja-Alor (1983) et Pantoja-Alor et Estrada-Barraza (1986) signalent la présence de laves (andésites, dacites, rhyolites) continentales d'âge Néocomien, surmontées en discordance par des calcaires récifaux de l'Aptien supérieur-Albien inférieur. Cette séquence de roches volcaniques continentales serait corrélable avec la séquence calco-alcaline de Playa Azul-San Juan de Lima (Michoacan; Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1992).

Enfin, il ne faut pas oublier la découverte en sondage, dans le bassin Colima-Jalisco, d'une épaisse (1500-2000 m) séquence volcano-sédimentaire en partie du Jurassique supérieur (Aguayo, 1983).

6. ETAT DE COLIMA

Michaud *et al.* (1989) décrivent, au sud de la ville de Colima (Fig. 2), deux formations bien distinctes. La première est une série carbonatée de l'Aptien supérieur-Cénomanién qui se rattacherait au domaine des plates-formes carbonatées téthysiennes (Plate-forme de Guerrero-Morelos; Solís-Vorath, 1965; Buitrón, 1973). La deuxième, bien visible entre les villages de Jala et El Rosario, est formée de basaltes interstratifiés dans des tufs et des calcaires pélagiques qui ont fourni une faune de foraminifères et d'ammonites de l'Albien. Le sommet de cette séquence volcano-sédimentaire est formé de calcaires marneux, puis récifaux de l'Albien supérieur. Les basaltes à olivine sont

shoshonitiques (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1992). Cette séquence volcanogène d'arc, dite de Tecoman, représente le stade final de l'évolution d'un arc insulaire intra-océanique (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1992).

7. ETATS DE PUEBLA, CHIAPAS ET OAXACA (Fig. 2)

Au sud-est du Mexique, dans l'Etat de Chiapas, Carfantan (1977) a montré l'existence d'un complexe plutono-volcanique, allochtone, vraisemblablement mésozoïque, formé de roches ultrabasiques (pyroxénites, péridotites), de gabbros, de diabases et de basaltes en coussins, recoupé par des granites tertiaires. Cette unité plutono-volcanique basique appartient au domaine téthysien oriental; elle serait le témoin d'une distension océanique (Bassin Cuicatèque; Carfantan, 1977), formée au moment de l'ouverture du Golfe du Mexique, au Jurassique.

On retrouverait les prolongements du bassin océanique Cuicatèque dans l'Etat de Oaxaca (Delgado-Argote, 1988; Carfantan, 1986) et non loin de Puebla (Fig. 2; Nyst et Galeotti, 1839; Cantú-Chapa, 1963; Carrasco-Velázquez, 1978).

Enfin, dans l'extrême sud de la Sierra Madre del Sur, au niveau de l'Isthme de Tehuantepec, dans l'Etat de Oaxaca, des formations volcanogènes (Arc Chontal de Carfantan, 1986) représenteraient la continuité méridionale de l'arc "Alisitos-Teloloapan" (Campa *et al.*, 1976). Cette séquence volcano-sédimentaire (Punta Conejo, Carfantan, 1986, p. 281) débute par des conglomérats reposant en discordance sur des migmatites non datées. Les composants volcaniques sont des andésites en coussins associées à des latites, des rhyodacites et des pyroclastites acides. Le matériel sédimentaire est très varié. On y trouve des schistes noirs-graphiteux alternant soit avec des lits de quartzites et de marbres, soit avec des schistes sériciteux et des méta-arkoses continentaux. L'âge Crétacé inférieur de ces formations a pu être précisé grâce aux rudistes contenus dans des lentilles de marbres.

En résumé, on peut dire qu'au sud de l'Axe Volcanique Transmexicain, les formations volcano-sédimentaires d'arc peuvent être subdivisées en trois grands types.

Le premier type (Type I), localisé près de Zihuatanejo, est volcano-plutonique. Les roches sont de composition basique à ultrabasique. Mal daté, il affleure en écaillies ou en blocs dans une matrice de serpentine ou de pérites.

Le deuxième type (Type II) comprend des séquences volcano-sédimentaires où dominant des laves basiques à débit en coussins, associées à une sédimentation volcanoclastique et calcaire (récifale ou pélagique). Les calcaires renferment systématiquement une faune de l'Aptien-Albien (Guerrero, Tecoman). Le substratum est inconnu car il n'est jamais visible à l'affleurement.

Le troisième type (Type III) est surtout formé de laves acides. Les pyroclastites y sont très abondantes. La sédimentation est soit continentale, soit calcaire récifale. Le substratum, quand il est visible, est formé de roches continentales métamorphisées (avec parfois des migmatites).

Les seules formations volcano-plutoniques à caractère océanique certain (Bassin Cuicatèque) sont restreintes au domaine téthysien oriental.

1.5. Conclusions

Après cette longue revue bibliographique sur les formations d'arc du Mexique occidental, certaines remarques s'imposent :

- L'âge des séquences volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires des Cordillères mexicaines ou "Guerrero terrane" est compris entre l'Oxfordien-Tithonique et l'Albien.

- Ces séquences affleurent aussi bien au Nord qu'au Sud de l'Axe Volcanique Transmexicain. Elles sont recoupées par des plutons du Crétacé inférieur-Tertiaire et recouvertes en discordance, soit par des molasses rouges continentales, soit par les volcanismes oligo-miocène et plio-quatenaire de la Sierra Madre Occidentale et de l'Axe Volcanique Transmexicain.

- Ce sont des séquences sous-marines, volcano-sédimentaires et/ou volcano-plutoniques affectées par un métamorphisme schiste vert et plus rarement amphibolite. Elles sont affectées par une tectonique compressive généralement polyphasée.

- Bien qu'il existent encore des désaccords entre les différents géologues, les rapports structuraux avec d'une part les séquences environnantes et/ou leurs couvertures sédimentaires semblent être tectoniques.

- Les roches volcaniques sont variées en composition depuis des termes (basaltes, andésites, rhyolites), mais les faciès basiques prédominent dans les séquences des Etats de Guanajuato, Zacatecas, México et Guerrero.

- Les laves sont toujours associées soit à des sédiments pélagiques (radiolarites, calcaires) soit à des calcaires récifaux et des roches volcanoclastiques. Dans les séquences de Jalisco, Michoacán et Colima, ces laves peuvent être associées à des roches continentales.

- Ces séquences sont surmontées en concordance par des calcaires aptiens-albiens recouverts parfois en discordance par des flyschs du Crétacé supérieur.

On peut subdiviser ces séquences d'arc en trois grands types.

Le Type I comprend une association plutono-volcanique ultrabasique et basique. Le volcanisme est toujours sous-marin et il s'associe à une sédimentation pélagique.

Le Type II est représenté par des laves, toujours sous-marines, basiques, mais associées à une sédimentation volcanoclastique et carbonatée récifale, plus rarement pélagique.

Le Type III est continental. Les laves acides prédominent. Elles sont tantôt aériennes et associées à des couches rouges, tantôt sous-marines et interstratifiées avec des calcaires récifaux. Quand leur substratum est visible, il est formé de roches métamorphiques, continentales et paléozoïques.

Du point de vue tectonique, il existe encore de profonds désaccords entre les géologues qui ont étudié les rapports géométriques d'une part entre les formations des domaines cordilléraire et téthysien, et d'autre part entre les séquences d'arc et leurs unités avoisinantes. De plus, les corrélations entre toutes ces séquences sont difficiles à établir à cause de (i) l'importante couverture volcanique tertiaire à récente, (ii) des intrusions plutoniques mésozoïques et tertiaires, et (iii) de la tectonique distensive des "Basin and Range". En fait, ces séquences d'arc apparaissent à l'échelle du Mexique comme des petites boutonnières, affleurant en bordure des horsts tertiaires.

Pour la majorité des géologues de langue française (Tardy *et al.*, 1986), les formations volcanogènes mésozoïques d'arc du Mexique occidental ont été charriées sur le domaine téthysien au Crétacé moyen (phase orégonienne). Puis l'ensemble, ainsi tectonisé, est repris par une deuxième phase compressive au Crétacé supérieur (phase laramienne). Ces deux phases sont liées à une compression SW-NE, induisant des déformations déversées vers le NE ou l'Est.

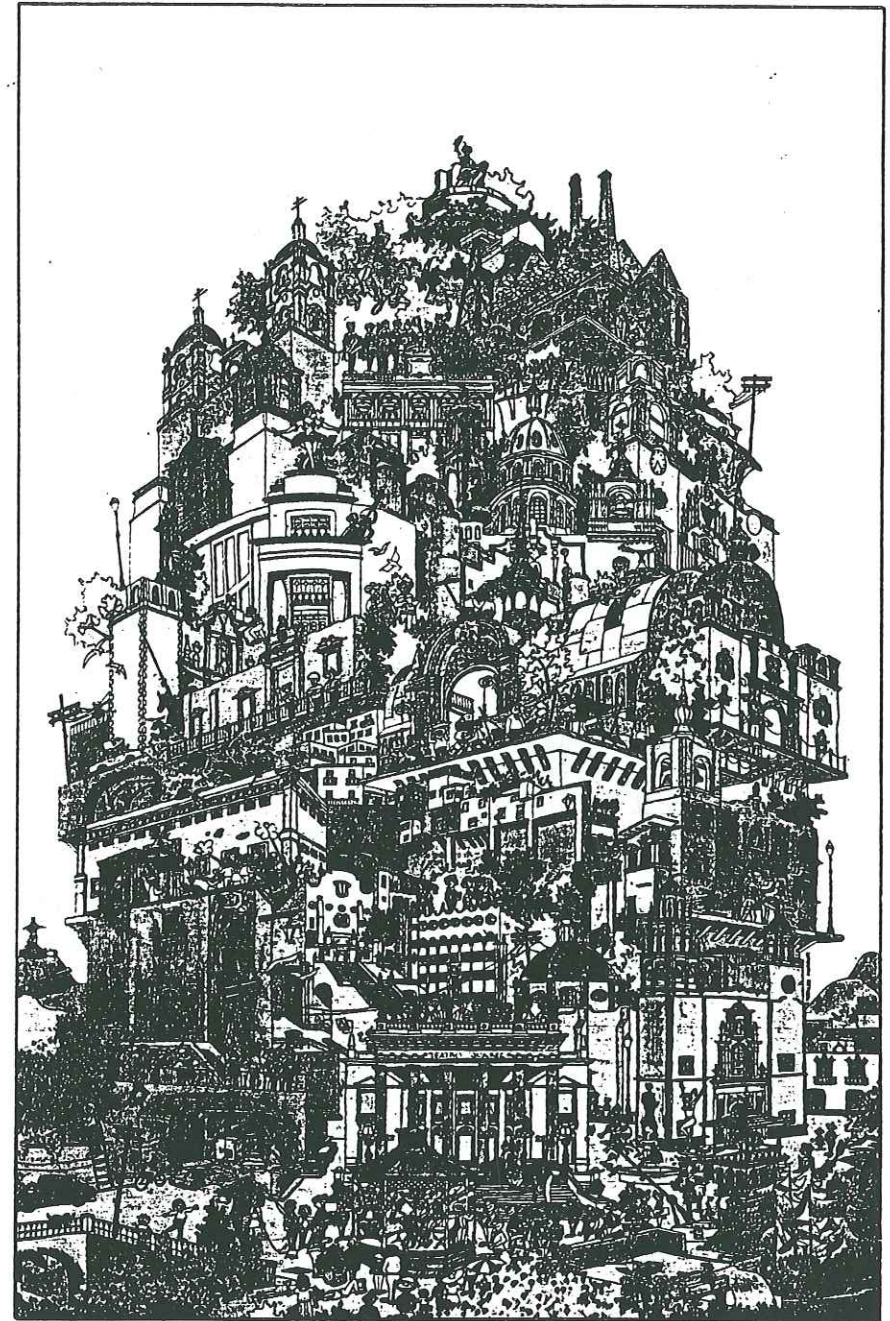
Pour les géologues américains, les formations d'arc des Cordillères mexicaines sont affectées par la seule phase laramienne du Crétacé supérieur (Coney *et al.*, 1980; Campa *et al.*, 1981; Campa et Coney, 1983; Coney et Campa, 1987).

La reconstitution géodynamique des Cordillères mexicaines au Mésozoïque est tout aussi discutée (présence d'un seul arc ou de plusieurs arcs pénécontemporains). Cependant, quel que soit le nombre de phases tectoniques ayant affecté les Cordillères, la disposition géographique actuelle des formations volcanogènes mésozoïques ne reflète pas celle qui existait à la fin du Mésozoïque, au moment de la collision de l'arc ou des arcs avec le craton nord-américain.

C'est dans cet esprit que nous entreprenons l'étude de trois séquences magmatiques orogéniques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, affleurant au Mexique centro-méridional, avec la finalité de dégager leurs affinités magmatiques, afin de discuter leur pétrogénèse et leur signification géodynamique dans le contexte de l'évolution mésozoïque du Mexique occidental.

CHAPITRE 2

CADRE GEOLOGIQUE



© CARLOS MORALES OLIVARES

Guanajuato

Guanajuato, México

A propos de la superposition des unités
tectonostratigraphiques.....

CHAPITRE 2 : CADRE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS MAGMATIQUES MESOZOIQUES D'ARC DU MEXIQUE CENTRO-MERIDIONAL

Les formations volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, présentes au Mexique centro-méridional, se rattachent aux deux premiers types définis précédemment. Les séquences volcano-plutoniques de Guanajuato (Etat de Guanajuato) et de Palmar Chico-Arcelia (Etat du Guerrero) appartiennent au Type I, défini par des roches magmatiques ultrabasiques et basiques et une sédimentation pélagique. Ces séquences sont interprétées comme formées au début du fonctionnement d'un arc intra-océanique (cf., Annexes; Publications 4 et 6). La séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende (Etat de Guanajuato) appartient au Type II, défini par des laves calco-alcalines, interstratifiées dans des calcaires pélagiques albiens; cette séquence représenterait le stade ultime du développement de cet arc intra-océanique.

2.1.- Géologie de la séquence magmatique de Guanajuato.

1. BREF RAPPEL HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

La Sierra de Guanajuato s'étend sur environ 80 km de long (Fig. 4) et présente une orientation générale N 45° W. Le district minier de Guanajuato, localisé à l'extrême Sud-Ouest de la Sierra, est depuis longtemps étudié, à cause de la présence de riches minéralisations filoniennes argento-aurifères, découvertes en 1548 et 1550 par les Espagnols. A l'heure actuelle, il existe d'innombrables travaux géologiques et miniers portant sur les formations volcaniques et sédimentaires continentales tertiaires. Parmi ces travaux, on peut citer ceux de Wandke et Martínez (1928), Taylor (1971) et Gross (1975). Néanmoins, les travaux géologiques sur les formations mésozoïques de la Sierra de Guanajuato restent encore peu nombreux. En 1909, un article publié sur la géologie de la Sierra de Guanajuato cite la présence des schistes et des diabases (Villarello *et al.*, 1909). Echegoyén-Sánchez (1978) fait un inventaire des minéralisations de la Sierra de Guanajuato. Il cite la présence de roches ultrabasiques associées à une séquence volcano-sédimentaire métamorphisée (Formation Esperanza). Randall (1982) est le premier à décrire la discordance stratigraphique des laves tertiaires sur des roches volcaniques mésozoïques (Formation La Luz). Les Formations Esperanza (Echegoyén-Sánchez, 1978) et La Luz (Randall, 1982) ont été très vite corrélées avec la séquence volcanique de Zacatecas, réputée alors triasique.

Récemment, à partir des travaux cartographiques de Martínez-Reyes (1987), Quintero-Legorreta (1989), Monod *et al.*, (1990) et Martínez-Reyes *et al.* (1991), la stratigraphie et les structures des formations volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques de la Sierra de Guanajuato sont précisées (Fig. 4). Toutes ces formations forment un empilement d'écaillles diverticulées et déversées vers le NNE, dont l'allochtonie est démontrée (Monod *et al.*, 1988a et b; Monod *et al.*, 1990). L'âge Crétacé inférieur de certaines roches plutoniques est déterminé par des datations radiométriques (méthode K/Ar; Monod *et al.*, 1990). Enfin, sur des critères pétrographiques et géochimiques, l'affinité tholéitique d'arc des roches ignées est démontrée (Monod *et al.*, 1990; Ortiz *et al.*, 1991a; Lapiere *et al.*, 1992b).

2. LES UNITES TECTONOSTRATIGRAPHIQUES

Plusieurs unités tectonostratigraphiques ont été reconnues dans cette région, soit de bas en haut (Fig. 6):

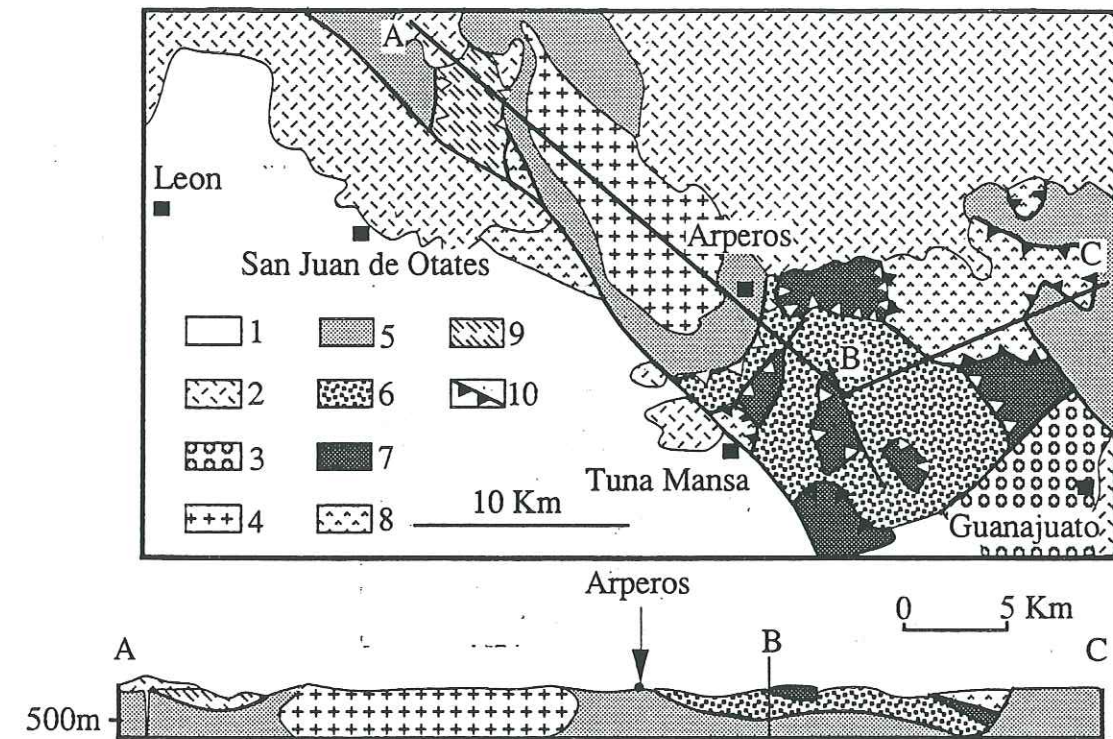


Figure 4 : Carte géologique et coupe simplifiée de la région de Guanajuato d'après Martínez Reyes (1987); Monod *et al.* (1990); Lapiere *et al.* (1992)

- | | |
|--|--|
| 1: Formations néogènes | 6: Basaltes de la Luz |
| 2: Formations volcaniques tertiaires | 7: Complexe filonien de Santa Ana |
| 3: Conglomérats éocènes | 8: Diorite de Tuna Mansa et plutonites acides du Cerro Pelon |
| 4: Plutons du Crétacé sup.-Tertiaire | 9: Ultrabasites et basites de San Juan de Otates |
| 5: Formation Arperos (Crétacé inférieur) | 10: Chevauchements |

I.- Une épaisse séquence pélagique (± 1000 m, d'épaisseur), dénommée **Formation Arperos** par Chiodi *et al.* (1988) et Monod *et al.* (1990), affleure largement depuis Comanja de Corona, dans l'Etat de Jalisco, jusqu'au district minier de Guanajuato (Fig. 2) où elle a été traversée par sondages (Taylor, 1971; Gross, 1975). Elle est formée de pélites siliceuses à radiolaires et de siltites dans lesquelles on observe des intercalations finement laminées de calcaire micritique et de tufs clairs (Planche 1; Photos 1 à 6). Cette sédimentation pélagique est recoupée à différents niveaux par des sills basiques (Planche 1; Photos 4 et 5), identiques à ceux que l'on observe à la base de cette formation (visible le long des arroyos Guanajuatito et Barbosa, à l'extrémité Nord-Est de la Sierra). La base de la Formation Arperos est formée de coulées basaltiques massives ou à débit en coussins (Planche 1; Photo 3), étroitement associées à des calcaires micritiques, parfois silicifiés, qui soit forment la matrice des coussins, soit s'interstratifient dans les laves (Planche 1; Photo 1). Des tufs basiques et des hyaloclastites (Planche 1; Photo 3) s'observent fréquemment au sein des laves. Cet empilement basaltique est recoupé par des filons et sills de dolérite fine ou grossière (faciès sub-gabbroïque). Cette association basaltes en coussins, sills et filons cogénétiques représentent vraisemblablement des faciès de flancs de volcans sous-marins (seamounts) et guyots. Dans la coupe de Magdalenas-Arperos (Fig. 6), des radiolaires extraits de cette formation (*Thanarla sp.*, *Novixitus sp.*, *Archaeodictyomitra sp.*, *Pseudodictyomitra sp.*, *Dictyomitra sp.* et *Alievium sp.*; Dávila-Alcocer et Martínez-Reyes, 1987) donnent un âge allant du Valanginien au Turonien. Dans la même coupe, des calcaires ont livré parmi des nannofossiles indiquant un âge minimum Tithonique-Berriasien (Corona-Chávez, 1988). Au sommet de cette formation, la sédimentation devient plus grossière avec le dépôt de grauweekes, parfois conglomératiques.

II.- L'unité volcanique de **La Luz** est une succession épaisse (± 1000 m) de coulées basaltiques en coussins et/ou massives (Planche 2; Photo 1), comprenant de rares et minces intercalations de termes volcano-sédimentaires (cherts à radiolaires, grauweekes et siltites) et des pyroclastites sensu lato (tufs, hyaloclastites et brèches). Au sommet de l'unité apparaissent des tufs basiques et acides, des rhyodacites ainsi que des niveaux volcano-détritiques peu épais (50m) (Fig. 6). Ces niveaux volcano-détritiques traduisent le début de démantèlement de l'édifice volcanique sous-marin (Monod *et al.*, 1990). L'unité volcanique de La Luz chevauche la Formation Arperos, suivant un contact tectonique presque plat, bien visible entre Arperos et Magdalenas (Fig. 4; coupe A-B).

Les coussins, de taille moyenne (30-50 cm), montrent des vacuoles ($< 5\%$ en volume), remplies par des minéraux secondaires (chlorite, épidote, calcite et/ou quartz). Leur cœur variolitique présente parfois des fissures radiales. La matrice des coussins est constituée par des hyaloclastites altérées en minéraux argileux. Le pourcentage de vacuoles, ainsi que les structures variolitiques suggèrent que ces laves se sont épanchées dans un milieu sous-marin, à forte profondeur (Moore et Schilling, 1973).

III.- Le **complexe filonien de Santa Ana** est un réseau de filons mutuellement sécants de dolérite et de basalte (0,20 à 2 m d'épaisseur). Ces filons traversent un encaissant plutonique, constitué de diorites à clinopyroxène, de tonalites-trondhjémites, de gabbros cumulats et de brèches magmatiques (Figs. 4 et 6). Ce complexe, épais d'environ 500 m, forme de petites klippes, d'environ 5 km² de surface, aux environs des villages de La Luz, du Jitomatal et de la Palma (Fig. 5). Mais, la localité type se situe sur la route qui relie le village de Santa Ana au barrage de La Soledad (Planche 2; Photo 2). L'enracinement dans l'encaissant plutonique, les structures "dyke-in-dyke" ainsi que les bordures figées constituent les traits les plus caractéristiques de ce complexe.

IV.- La **diorite de Tunamansa** est une unité où domine un faciès dioritique grossier à grandes amphiboles, qui surmonte tectoniquement le complexe filonien de Santa Ana, l'unité volcanique de La Luz et la Formation Arperos (Figs. 4, Planche 2; Photo 3). Cette "diorite" affleure également à San Juan de Otates (Fig. 4) où elle est en contact faillé avec des écaillés de cumulats ultrabasiques (Fig. 4). Dans la localité type de Tunamansa, les faciès pétrographiques sont beaucoup plus variés (gabbros, cumulats à amphibole,

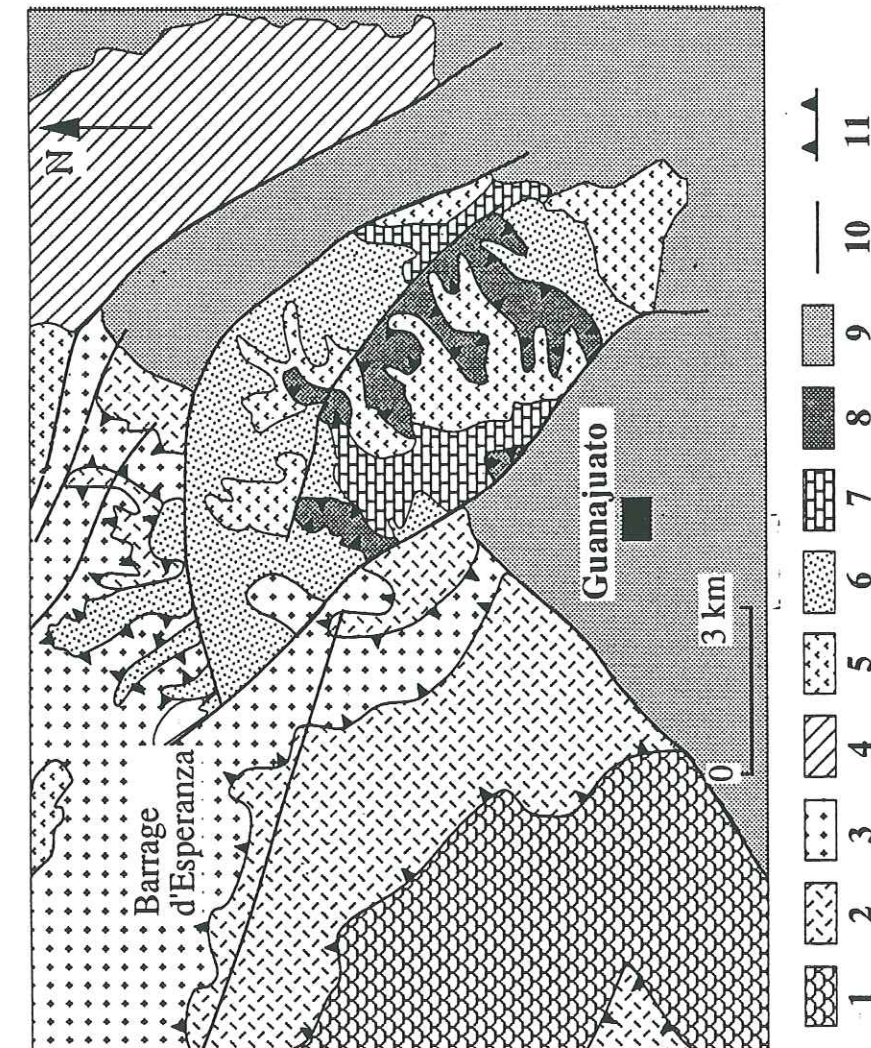


Figure 5 : Carte géologique simplifiée de la région d'Esperanza (d'après Martínez Reyes *et al.*, 1991)

1 : Basaltes de la Luz; 2 : Complexe filonien de Santa Ana; 3 : Plutonites acides du Cerro Pellon;
4 : Formation Esperanza indifférenciée; 5 : Roches volcaniques d'Esperanza; 6 : Sédiments
détritiques d'Esperanza; 7 : Calcaires micritiques d'Esperanza (Jurassique ?); 8 : Méta-pélites déformées
d'Esperanza; 9 : Tertiaire; 10 : Failles; 11 : Contacs anormaux.

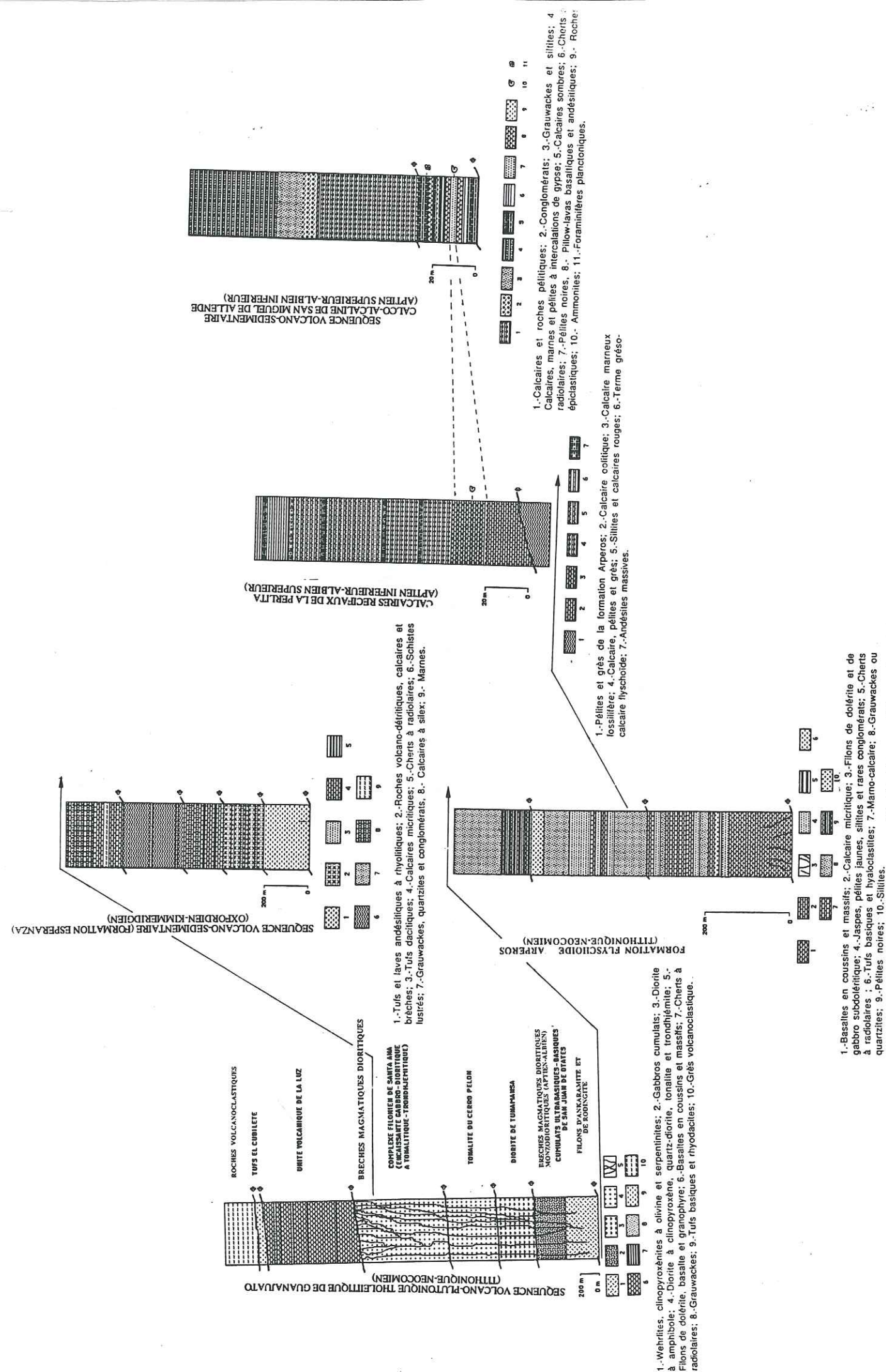


Fig. 6 - Colonnes lithostratigraphiques simplifiées de la Sierra de Guanajuato et de la Formation Esperanza.

clinopyroxénites à plagioclase) et l'encaissant grenu est envahi par des filons métriques de dolérite. Aux environs de La Luz, on observe des enclaves de clinopyroxénites.

V.- La tonalite du Cerro Pelón "flotte" sur le complexe filonien de Santa Ana, ou sur la Formation Arperos suivant un contact tectonique sub-horizontale (Fig. 4; Planche 2; Photo 4). La composition de cette unité varie depuis des diorites à clinopyroxène jusqu'aux tonalites-trondhjémites, en passant par des diorites quartziques. Ces roches sont recoupées par un réseau dense de filons doléritiques et basaltiques (1-2 m d'épaisseur), identiques à ceux du complexe filonien (Fig. 6).

VI.- Les cumulats ultrabasiques-basiques de San Juan de Otates, affleurent à 30 km au nord-ouest de la ville de Guanajuato (Fig. 4). Ils forment une sorte de nappe au sommet de l'édifice tectonique; ils chevauchent la Formation Arperos. Ce sont des wehrlites et des clinopyroxénites à olivine, parfois très serpentinisées qui passent progressivement vers le haut à des gabbros sombres lités (Figs. 4, coupe BC; Planche 2; Photo 5). Ces cumulats sont recoupés par de nombreux filons de gabbros pegmatitiques (N150°E), d'ankaramites (N60°E) (Planche 2; Photo 6), de rodingites (S 65°W; Planche 2; Photo 7), de diorites quartziques (N140°E), et des brèches magmatiques (Planche 2; Photo 8). Les péridotites tectoniques, caractérisées par des déformations mantelliques, typiques des séquences ophiolitiques, sont absentes. Ces roches sont affectées par des failles N 60° - 80° E. Le long de contacts tectoniques majeurs, les ultrabasites sont transformées en talc et en carbonates, alors que les gabbros sont "flaserisés".

Ces écaillles de roches magmatiques (unités tectono-stratigraphiques de 2 à 6) forment la séquence de Guanajuato, interprétée comme représentative de la partie supérieure d'une croûte d'arc intra-océanique (Lapierre *et al.*, 1992a), tectoniquement dissociée par les phases orogéniques du Crétacé moyen (orégonienne) et du Crétacé supérieur-Paléocène (laramienne; Monodet *et al.*, 1990).

VII. - Au barrage d'Esperanza, situé à 3 km au nord-est de la ville de Guanajuato, la Formation volcano-sédimentaire d'Esperanza est en contact tectonique avec la séquence magmatique de Guanajuato (complexe filonien et basaltes). Ce contact est jalonné par une faille normale minéralisée (Veta Madre), orientée au NW (Fig. 5). Cette formation est de loin l'unité tectono-stratigraphique la plus déformée de la Sierra de Guanajuato (Planche 3; Photo 1). Son épaisseur est difficile à estimer (au moins 500 m; Echegoyén-Sánchez, 1978). Elle est formée de laves et tufs de composition intermédiaire à acide, de sédiments volcanoclastiques relativement grossiers, de calcaires micritiques à lits siliceux ou marneux et de pelites schistifiées à passées gréseuses (Fig. 6; Planche 3; Photo 1). Les calcaires micritiques d'Esperanza ont livré une microfaune d'âge Oxfordien-Kimméridgien (Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970). La Formation Esperanza est tectoniquement dissociée en plusieurs écaillles qui sont chevauchées par le complexe filonien de Santa Ana ou par la tonalite du Cerro Pelón.

A cause du manque de datations et de la présence d'un volcanisme rhyolitique, qui pourrait être corrélé aux horizons rhyodacitiques du sommet de l'unité de la Luz, nous avons considéré la Formation Esperanza comme la couverture volcano-détritique de la séquence magmatique de Guanajuato. Pour Martínez-Reyes (communication orale; 1992), elle serait corrélable avec la Formation Arperos et les niveaux détritiques à blocs de roche grenue acide du sommet de la formation pourraient représenter les produits du démantèlement de la séquence magmatique de Guanajuato.

VIII. - A 15 km au nord de León, à proximité du village de la Comanja de Corona (Fig. 6), Chiodi *et al.* (1988) et Quintero-Legorreta (1989) décrivent un niveau de calcaires francs et de calcarénites, épais de 80 m, connu sous le nom du Calcaire de La Perlita. Ce calcaire de la Perlita repose en discordance sur le sommet détritique de la Formation Arperos (Planche 3; Photo 2, Fig. 6). Les calcarénites renferment des fragments remaniés de calcaire et de roches ignées provenant du démantèlement de la séquence magmatique de Guanajuato (Planche 3; Photo 3). Les calcaires remaniés

renferment des fossiles de l'Hauterivien inférieur (Yáñez-Mondragón, 1982), en particulier *Peregrinella*. Ce dernier fossile est particulièrement important car, on connaît dans le domaine téthysien (Lemoine *et al.*, 1982), son association étroite avec l'abondante faune benthonique - "oasis de vie" - qui prolifère dans les zones où le paléo-hydrothermalisme marin et les failles océaniques transformantes (?) sont très actifs. Les péregrinelles caractérisent des environnements particuliers, comme celui de haut fond marin, associé à un ralentissement de la subsidence et des apports terrigènes (Thieuloy, 1972).

La présence d'ammonites (*Eohypoturrilites*, *Pseudouhligella*, *Salaziceras*, *Eutrephoceras*) et de brachiopodes (*Mounithyris*) ont conduit Chiodi *et al.* (1988) à considérer les calcaires francs de la Perlita comme Albien supérieur (Vraconien). Cependant, la présence de *Psilothyris* sp., *Lophosmia* sp., *Astarte* cf., *Astarte subcostata* d'Orbigny, *Protocardia* sp., *Neithea* cf., *Neithea texanus* Roemert, *Cerithiella* sp., ainsi que des ammonites (*Hysteroceras* sp., *Acanthohoplites* sp.) et des microfossiles (*Calciphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Textularia* sp., *Bonetocardinella conoidea*) ont permis à Quintero-Legorreta (1989) d'attribuer à ces mêmes calcaires un âge compris entre l'Aptien inférieur et l'Albien supérieur.

3. CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

Les formations mésozoïques de la Sierra de Guanajuato, décrites ci-dessus, sont affectées par plusieurs phases de déformations qui ont été essentiellement étudiées par Martinez Reyes (1987) et Monod *et al.* (1990). Nous présentons ici un résumé de leurs travaux.

Première phase de déformation

Tous les contacts entre les différentes unités volcano-plutoniques et sédimentaires de la **séquence magmatique de Guanajuato** sont tectoniques. La schistosité S_1 , ubiquiste, quel que soit le type de roche, initialement subhorizontale, est marquée surtout par des minéraux phylliteux (chlorite, biotite, séricite). D'attitude $N 160^\circ E$ à pendage nord ou sud, en fonction des plis tardifs, cette schistosité comporte une linéation minérale L_1 (Fig. 6), d'allongement mécanique discontinue (minéraux étirés, boudinage) dans les roches volcaniques et plutoniques et des cristallisations syntectoniques (ombres de pression) dans les roches volcano-sédimentaires, devenant prépondérantes au voisinage des contacts tectoniques majeurs. Le long de ces derniers, la déformation se concentre le long de bandes de cisaillement métriques (5-10 m d'épaisseur) et les roches sont transformées progressivement en cataclasites, puis en mylonites. La linéation minérale L_1 se matérialise en lames minces par l'orientation préférentielle des minéraux dans les roches plutoniques, des phénocristaux dans les roches volcaniques et des clastes dans les roches sédimentaires.

Dans la **Formation Esperanza**, la présence de plis isoclinaux couchés métriques, à axes courbes, ne fournit aucune indication de vergence, alors que dans la **Formation Arperos**, la schistosité S_1 se confond avec le plan axial des charnières isoclinales de direction E-W (Monod *et al.*, 1990).

La détermination du **sens de déplacement** (Monod *et al.*, 1990) des différentes unités tectoniques qui est du SSW vers le NNE, a été établie, dans le plan $X1Z1$, par la cristallisation en zones abritées dissymétriques développées autour des minéraux opaques, dans les unités sédimentaires, et par l'intermédiaire des plans C et S dans les unités magmatiques. Les caractéristiques de la déformation synschisteuse, vraisemblablement liées à un mouvement cisailant, sont dues à une déformation non coaxiale, dont les mécanismes de la déformation seraient pression-dissolution dans les unités sédimentaires, et rupture dans les unités magmatiques. Ces faits apportent des arguments en faveur, de l'existence d'une première phase de déformation synschisteuse non coaxiale tangentielle, qui serait responsable du déplacement des unités tectoniques vers le NNE, en se rapprochant d'un modèle proche du cisaillement simple

ECHANTILLON	LOCALISATION	TYPE DE ROCHE	MATERIEL ANALYSE	% K	AGE ($\pm 2\sigma$ Ma)
HM 93	Village de Tuna Mansa	Diorite à amphibole	magnésio-hornblende	0,63	$122,5 \pm 5,6$
MC 190	"	Gabbro à amphibole	hornblende actinolitique	0,35	$82,6 \pm 5,4$
MC 194	"	Clinopyroxénite à Pl	roche totale	0,50	$112,8 \pm 6,8$
LP 111	Village de Santa Ana	Diorite quartzique	roche totale	0,18	$157,1 \pm 8,8$
LP 118	"	Diorite à clinopyroxène	roche totale	0,38	$143,0 \pm 9,6$
TSA 13	Tajo de Adjuntas	Hornblende à CPX	magnésio-hornblende	0,01	$319,9 \pm 15,4$
HM 110	Mineral de La Luz	Pillow-lava basaltique	roche totale	1,07	$108,4 \pm 6,2$
MC 198	"	"	"	2,56	$66,7 \pm 3,6$
MA 7	San Juan de Otates	Filon ankaramitique	hornblende pargasitique	0,40	$194,7 \pm 7,5$
TX105A	Palmar Grande	Filon de microgabbro	hornblende mg-hastingsite	0,31	$108,3 \pm 5,6$

Tableau I
Résultats des datations radiométriques K/Ar effectuées sur les roches des séquences magmatiques de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia (données de Zimmermann, C.R.P.G.).

Constantes de désintégration: $\lambda\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

$\lambda\gamma = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

$^{40}\text{K} = 0,01167 \% \text{ K}$

Deuxième phase de déformation

La schistosité S_1 acquise lors de la première phase de déformation, est recoupée par une schistosité de fracture S_2 , plus raide, qui traduit une compression S-N plus tardive, d'âge laramien probable (Monod *et al.*, 1990). Cette deuxième déformation est à l'origine des plis décimétriques à kilométriques amples, ouverts et droits. Les axes des plis sont horizontaux; ils ont une direction de $N 90^\circ E$, comparable à celle décrite dans le Mexique nord-occidental par Henry (1986).

Troisième phase de déformation

C'est une phase tectonique compressive fini-miocène qui recoupe aussi bien les formations mésozoïques que tertiaires, incluant celles du Miocène inférieur. Cette phase de déformation est à l'origine des failles inverses, orientées NW-SE, qui découpent tout le substratum, en provoquant le basculement de panneaux, ainsi qu'une rotation relative entre eux. Cette phase de déformation a été, de même, signalée au Sud de l'Axe Néovolcanique Transmexicain, dans la région de Valle de Bravo, Etat de México et Iguala, Guerrero par Campa *et al.* (1977) et Campa (1978).

Quatrième phase de déformation

C'est une phase néotectonique, cassante, distensive, recoupant tous les terrains jusqu'au Plio-Quaternaire. Elle est responsable de la formation des grabens limités par des failles normales, très importantes, dont l'allongement est NNW-SSE, et qui bordent la Sierra de Guanajuato sur toute sa longueur, se prolongeant au-delà, dans l'Etat de San Luis Potosí, en constituant le Graben de Villa de Reyes et probablement au nord de Querétaro et de Taxco (Johnson et Harrison, 1990).

4. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Une dizaine de datations radiométriques K/Ar ont été effectuées sur la séquence magmatique de Guanajuato par Jean-Louis Zimmermann au C.R.P.G. de Nancy soit sur roches totales, soit sur amphiboles séparées. Les résultats sont reportés dans le Tableau I.

Les basaltes

Deux datations, effectuées sur les basaltes métamorphisés en schiste vert (albite+épidote+actinote+chlorite+sphène) de La Luz (échantillons MC 198 et HM 110), donnent des âges très différents, respectivement 67 et 108 Ma. Le premier âge de 67 Ma est très jeune; il serait lié au métamorphisme thermique induit par la mise en place des granitoïdes laramiens. Le deuxième âge de 108 Ma serait lié, soit à un réchauffement provoqué par mise en place des gabbros et diorites calco-alcalins de l'Aptien-Albien qui recoupent les ultrabasites de San Juan de Otates (112-101 Ma; K/Ar sur amphibole, Zimmermann *et al.*, 1990; Stein *et al.*, 1992), soit au métamorphisme schiste vert régional qui affecte toutes les unités de la séquence magmatique de Guanajuato. Quelque soit l'origine du métamorphisme schiste vert qui affecte ces basaltes (océanique, régional lié à la mise en place tectonique des unités étudiées, thermique), il provoque une augmentation du potassium. Le système K/Ar est alors modifié et induit un rajeunissement des âges (Seidemann, 1977). Un filon ankaramitique (échantillon MA 7), recoupant les cumulats ultrabasiques de San Juan de Otates, donne un âge de 195 Ma, obtenu sur une hornblende pargasitique. Cet âge est sans doute trop ancien car l'amphibole analysée est très peu potassique ($K_2O = 0,4\%$) et l'Argon est alors en excès.

Les roches plutoniques

Les plutonites de composition intermédiaire à acide, encaissantes du complexe filonien de Santa Ana, ont été datées par la méthode K/Ar sur roche totale. La diorite à salite (échantillon LP 118) a fourni un âge de 143 Ma, tandis que une diorite quartzique (échantillon LP 111) est datée à 157 Ma. Ces roches sont extrêmement pauvres en K_2O (0,38 et 0,18 % respectivement). On retrouve le même cas que précédemment pour l'amphibole pargasitique de l'ankaramite. Les trop faibles teneurs en potassium de ces

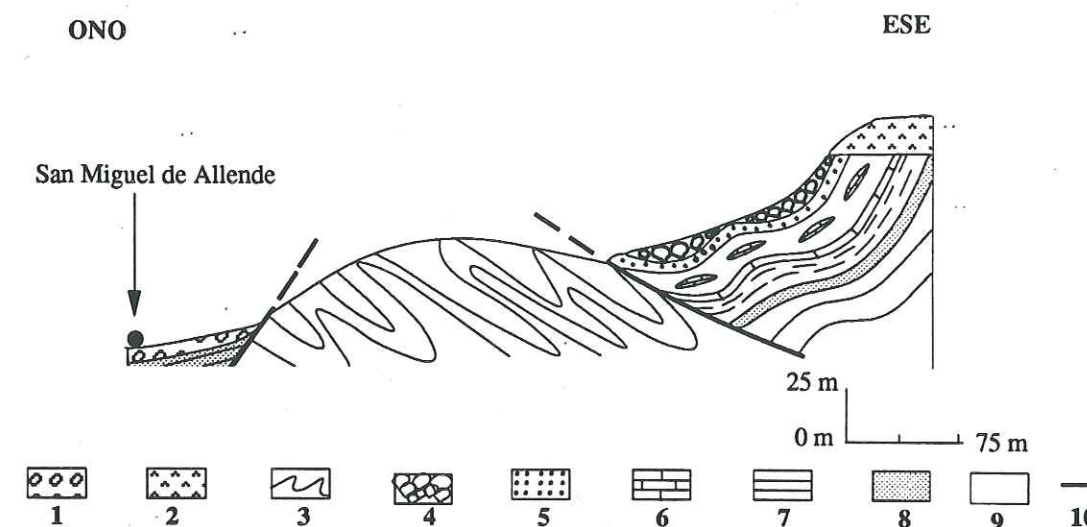


Figure 7: Coupe schématique de la klippe de San Miguel de Allende

1 : Sédiments détritiques tertiaires et récents; 2 : Ignimbrites tertiaire; 3 : Flysch du Crétacé supérieur; 4 : Pillow lavas; 5 : Épiclastites; 6 : Calcaires pélagiques albiens; 9 : Pélites siliceuses et silt; 10 : Failles et chevauchements.

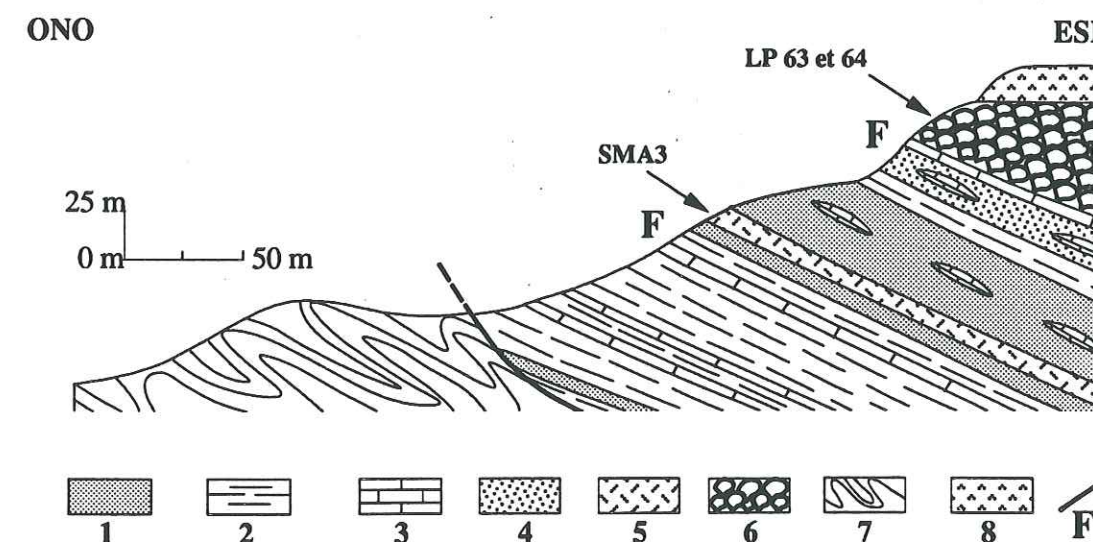


Figure 8: Coupe schématique de la séquence albiennne de San Miguel de Allende montrant la localisation des échantillons analysés.

1: grès volcanoclastiques; 2: pélites; 3: calcaires pélagiques; 4: tufs basiques; 5: coulée basaltique massive (SMA3); 6: basaltes et andésites en coussins (LP63, 64); 7: grès et pélites plissés du Crétacé supérieur; 8: Ignimbrites tertiaires; F: contacts anormaux.

roches et l'Argon en excès induisent des âges apparents plus anciens. Il en est de même pour l'âge de 320 Ma obtenu sur une magnésio-hornblende, très pauvre en K₂O (0,01 %), d'une clinopyroxénite riche en amphiboles magmatiques (échantillon TSA 13).

Donc, tous ces âges, trop anciens, proviennent d'un excès d'argon magmatique piégé dans les sites de haute température de l'amphibole. "Toute présence dans l'échantillon de ⁴⁰Ar non atmosphérique et non radiogénique, déséquilibre d'autant plus le chronomètre K/Ar de la roche que la teneur en K₂O de celle-ci est faible" (Zimmermann *et al.*, 1985).

Une datation K/Ar, effectuée sur une magnésio-hornblende de la diorite de Tunamansa (échantillon HM 93) donne un âge de 122 Ma qui semble être celui qui correspond le mieux à l'âge de refroidissement cette roche car :

(a) cette roche est dépourvue de toute altération métamorphique;

(b) cette hornblende magnésienne est magmatique et appartient bien à la paragenèse ignée de cette diorite;

(c) la teneur en K₂O de cette amphibole est suffisamment élevée (K₂O = 0,63%).

Enfin, d'autres datations ont été réalisées :

soit en roche totale, sur des clinopyroxénites à plagioclase, affectées par le métamorphisme schiste vert car tous les clinopyroxènes sont transformés plus ou moins complètement en actinote (échantillon MC 194; enclave dans la diorite de Tunamansa);

soit sur une hornblende actinolitique d'un gabbro (échantillon MC190), représentant le faciès le plus basique de l'unité de la "diorite de Tuna Mansa".

Les âges obtenus sont respectivement de 113 Ma et 83 Ma et datent manifestement les processus métamorphiques de bas degré qui ont affecté ces roches.

Des datations radiométriques sont encore nécessaires pour dater correctement la séquence magmatique de Guanajuato. Un échantillonnage des roches plutoniques de l'unité du "Cerro Pelon", réalisé lors d'une mission en 1992, a permis d'isoler des zircons qui permettront de préciser l'âge de cette séquence (Freydier, travaux en cours).

Compte tenu des datations actuelles, on peut penser que les âges anciens (319-147 Ma) sont liés à un excès d'Argon à cause des très faibles teneurs en potassium des minéraux et roches analysés.

Si on admet que la phase orogénique qui a provoqué la tectonisation de la séquence magmatique de Guanajuato est bien du Crétacé moyen (post albien et anté-cénomanién, environ 96-100 Ma; Tardy, 1980, Tardy *et al.*, 1986), les âges les plus jeunes, 66-80 Ma représentent soit l'âge du métamorphisme thermique induit par les plutons calco-alcalins tertiaires, soit l'âge du métamorphisme régional lié aux deux phases compressives qui ont affecté les roches de Guanajuato (phases orogénique et laramienne, comprises entre 100 et 60 Ma; Lapierre *et al.*, 1992a).

Enfin, les âges compris entre 122 et 112 sont vraisemblablement représentatifs des deux épisodes magmatismes, présents dans la séquence magmatique de Guanajuato :

(a) 122 Ma, âge de refroidissement de la diorite à affinité de tholéiite d'arc (Lapierre *et al.*, 1992a);

(b) 100-110 Ma, l'âge des plutons calco-alcalins qui recoupent les ultrabasites de San Juan de Otates qui ont localement induit un métamorphisme thermique dans leur encaissant tholéiitique.

2.2.- Géologie de la séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende

La séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende affleure à 50 km à l'Est de la ville de Guanajuato (Figs. 2B et 7), le long du rebord nord-ouest surélevé du graben tertiaire de San Miguel de Allende. Elle forme une klippe d'environ 5 km² de surface qui chevauche une formation marno-calcaire, plus ou moins gréseuse, à lits centimétriques de gypse, qui est vraisemblablement du Crétacé supérieur. Cette série marno-calcaire est fortement déformée en plis isoclinaux déversés vers le NNE (Planche 3; Photos 4, 5 et 6). Klippe et formations sédimentaires crétacées sont recouvertes en discordance par les ignimbrites tertiaires.

La séquence volcano-sédimentaire est formée de bas en haut de :

(a) pélites siliceuses à minces intercalations de calcaire micritique noir renfermant des ammonites du genre *Acanthohoplites* sp.;

(b) coulées massives basaltiques, interstratifiées dans des tufs et des grès volcanoclastiques qui renferment vers le sommet de nombreuses lentilles de calcaire noir micritique. Ce calcaire a fourni des foraminifères planctoniques du genre *Hedbergella* et des valves d'huîtres indéterminables;

(c) basaltes et andésites à débit coussins dans lesquelles s'interstratifient un ou deux horizons de calcaires micritiques, surtout abondant à la base des coulées (Fig. 7).

Les foraminifères planctoniques du genre *Hedbergella*, d'après la zonation biostratigraphique de Longoria (1977) et Longoria et Gamper (1975), correspondent au Crétacé sensu lato. Toutefois, l'absence des formes mono ou bi-carénées suggèrent un âge anté-Vraconien (Longoria, 1977) et désignent un paléo-milieu hemipélagique froid de mer ouverte. L'âge anté-Vraconien est d'ailleurs confirmé par l'ammonite du genre *Acanthohoplites* sp. de l'Aptien supérieur (Clansayésien; Chiodi *et al.*, 1988), incluse dans les calcaires micritiques noirs interstratifiés entre deux coulées basaltiques (Fig. 7). Les basaltes et andésites présentent des affinités calco-alcalines.

La séquence volcano-sédimentaire calco-alcaline de San Miguel de Allende est considérée comme le témoin du stade mature d'un arc insulaire intra-océanique. Les calcaires micritiques albiens associés aux laves et les calcaires de La Perlita sont contemporains de nombreux gisements de calcaires, associés aux laves d'arc du Mexique occidental (en particulier la séquence de Tecoman de Michaud *et al.*, 1989; la séquence de Teloloapan; Talavera, communication orale, 1992) ou présents dans les plates-formes carbonatées orientales (Burckhard, 1925; Böse, 1927; Humphrey, 1949 in Contreras y Montero, 1977).

2.3.- Géologie de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia.

1. BREF RAPPEL HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

La séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia affleure dans la province physiographique de la Sierra Madre del Sur (Etats de México et Guerrero), environ 200 km au sud-est de la ville de Mexico (Figs. 2B et 3).

Du point de vue régional, la séquence de Palmar Chico-Arcelia affleure au cœur du "complexe de Tierra Caliente" d'Ortega-Gutiérrez (1981), ou "Guerrero terrane" de Campa et Coney (1983) (Fig. 3). Cette région est affectée par (i) les tectoniques compressives liées aux orogénèses orogénique et laramienne, (ii) les grands plis de fond du Miocène, et enfin, (iii) la néotectonique distensive plio-quaternaire (Campa *et al.*, 1977). La séquence volcano-plutonique et sédimentaire de Palmar Chico-Arcelia est diversement interprétée. Elle représenterait les témoins d'un arc insulaire intra-océanique (Ortiz et Lapierre, 1991b; Ortiz *et al.*, 1991c; Lapierre *et al.*, 1992b) ou d'un bassin marginal, spatialement associé à un arc volcanique andésitique (arc de Teloloapan; Campa et Ramirez, 1979). En effet, pour certains auteurs, la région de Tierra Caliente serait la zone de transition entre deux domaines paléogéographiques distincts, à savoir : (1) une plate-forme carbonatée (Morelos-Guerrero) et (2) un arc magmatique andésitique. Ces deux domaines seraient maintenant en contact par l'intermédiaire de grands chevauchements laramiens (Campa *et al.*, 1976). Pour Cserna *et al.* (1978a), les différences lithologiques entre les séquences d'Arcelia-Palmar Chico et de Teloloapan seraient liées uniquement à des changements de faciès.

Le complexe de Tierra Caliente (Ortega-Gutiérrez, 1981) ou "Guerrero terrane" (Campa et Coney, 1983) est formé de terrains métamorphiques associés tectoniquement aux séquences d'arc plus ou moins intensément déformées. Les formations cristallines et crystallophylliennes (région de Tizapa) sont formées de gneiss œillés mylonitiques permo-triasiques (?) et de schistes quartzo-feldspathiques (Elías-Herrera et Lozano-Santa Cruz, 1990).

Le contact chevauchant des formations d'arc sur la plateforme Guerrero-Morelos, visible à Taxco-Taxco Viejo, a été décrit depuis très longtemps par Campa *et al.* (1976); Córdoba *et al.* (1980) et Tardy (1980). Les formations allochtones volcano-clastiques à

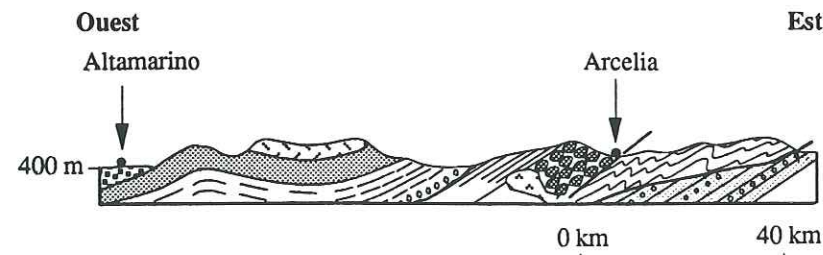


Figure 9 : Coupe schématique d'Arcelia (d'après Tardy, 1992)

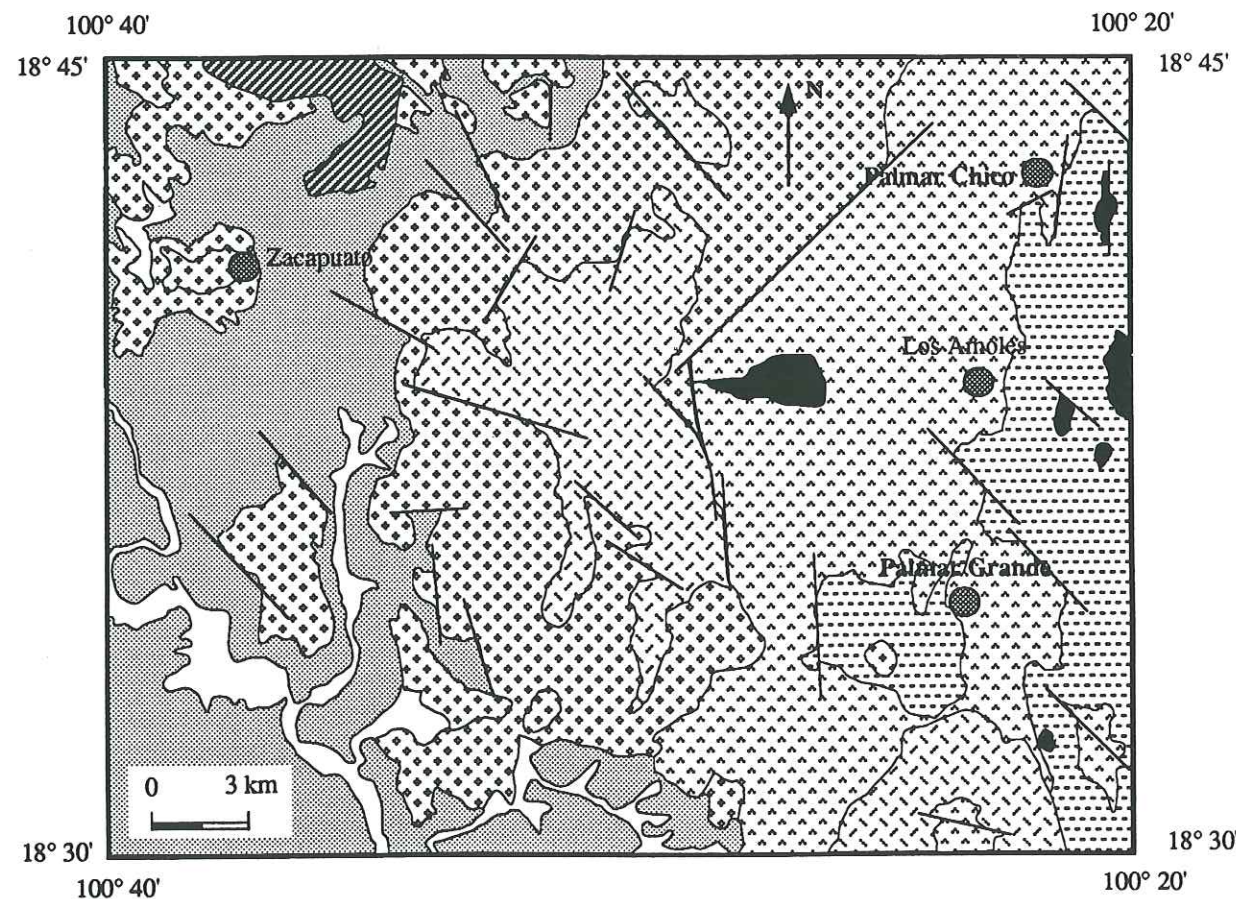
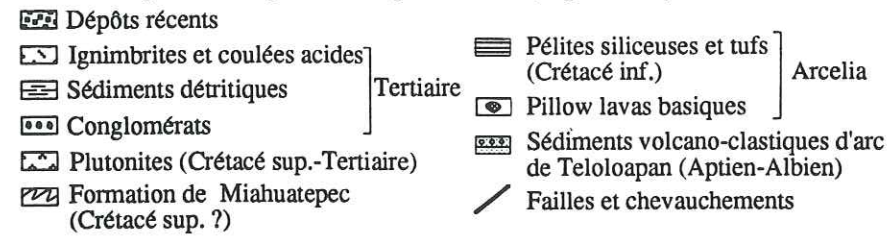


Figure 10 : Carte géologique de la région d'Arcelia

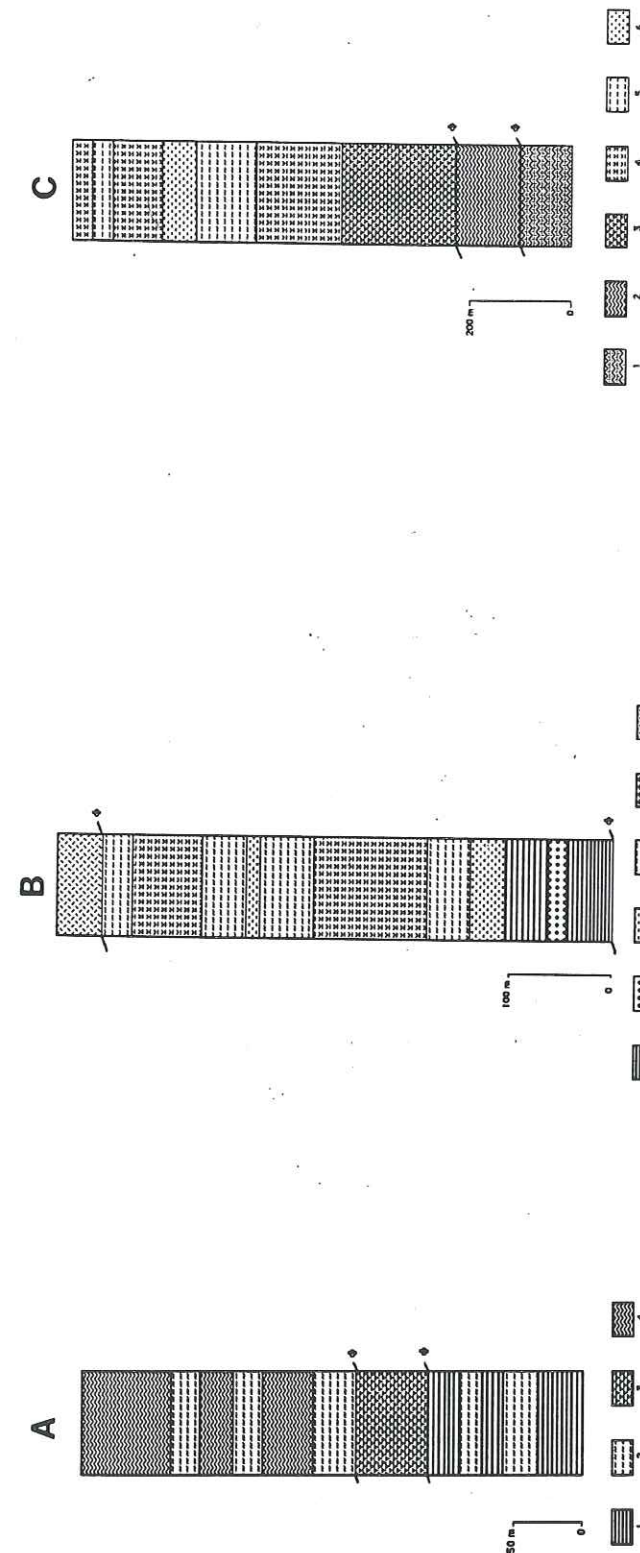
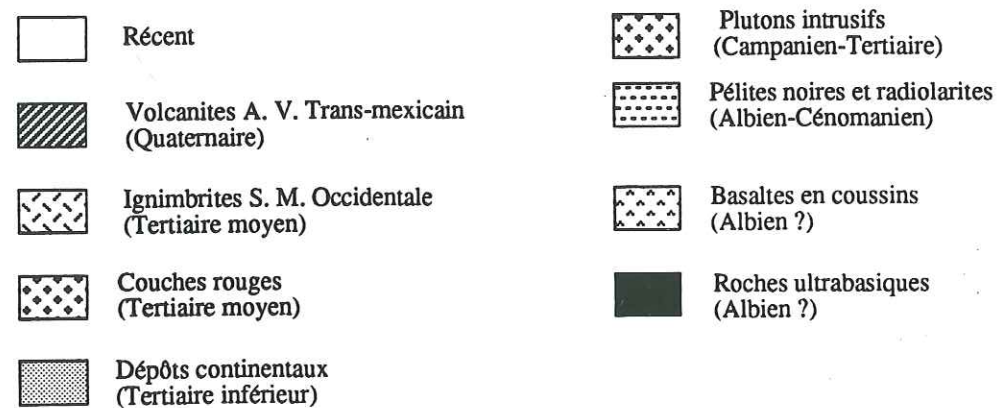


Fig. 11:

Colonne lithostratigraphique simplifiée entre Palmar Chico et Los Amoles.
1: Cherts à radiolaires; 2: Basaltes massifs; 3: Pillow-lavas basaltiques; 4: Pélites noires.

Colonne lithostratigraphique simplifiée entre Cuadrilla de López et le Cerro Pelón.
1: Cherts à radiolaires; 2: Conglomérats; 3: Roches pyroclastiques; 4: Basaltes massifs; 5: Niveaux volcano-sédimentaires; 6: Cumulus ultrabasiques serpentinisés.

Colonne lithostratigraphique simplifiée de la zone de Mastlacua.
1: Séquence flyscholite (grès et schistes); 2: Pélites noires; 3: Pillow-lavas basaltiques; 4: Niveaux volcano-sédimentaires; 5: Basaltes massifs; 6: Roches pyroclastiques.

intercalations de tufs rhyolitiques sont connues sous le nom de Schistes de Taxco (Fries, 1960). L'âge de ces formations est toujours très controversé. Une datation Pb-alpha, réalisé par de Cserna *et al.* (1975), donne un d'âge précambrien (Greenvillien; 1020 ± 110 Ma). Campa et Ramírez (1979) remettent en cause cet âge à cause du caractère détritique des zircons datés et proposent un âge jurassique pour les schistes de Taxco. Les calcaires de plate-forme de Guerrero-Morelos et les schistes de Taxco sont recouverts en discordance par une formation flyschöide (Flysch de Mexcala; Tardy, 1980; Elias-Herrera et Zavala, 1992).

La séquence volcano-sédimentaire de Teloloapan, datée du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Tithonique-Albien) s'étend sur 100 km, depuis Ixtapan de la Sal, dans l'Etat de México, jusqu'à Teloloapan, dans l'Etat de Guerrero (Campa *et al.*, 1974). Elle est composée de laves basiques, de sédiments volcano-clastiques et de calcaires de l'Aptien-Albien (Campa *et al.*, 1974; Lorinczi et Miranda, 1978). Des travaux récents et en cours (Talavera *et al.*, 1990; Talavera et Lapierre, 1992) montrent que les laves d'arc de Teloloapan sont calco-alcalines.

2. CADRE GEOLGIQUE DE LA SEQUENCE DE PALMAR CHICO-ARCELIA

La séquence de Palmar Chico-Arcelia est située à l'ouest de Teloloapan. Une coupe Est-Ouest, très schématique, faite à partir de la ville Altamirano, montre la succession suivante Fig. 9, soit d'Ouest en Est:

(i) les dépôts volcaniques et détritiques continentaux tertiaires de Balsas qui remplissent la dépression de la ville d'Altamirano et qui reposent en discordance sur les formations anciennes non visibles à l'affleurement;

(ii) la séquence volcano-sédimentaire de Palmar Chico-Arcelia à pendage peu incliné vers l'Est;

(iii) une formation flyschöide fortement déformée (plis, écaillages internes) à pendage Est qui est chevauchée par la séquence de Palmar Chico-Arcelia et qui chevauche

(iv) les séquences volcano-sédimentaires de l'Albien-Aptien de Teloloapan.

L'âge de cette formation flyschöide est mal connu. On lui attribue un âge crétacé inférieur ou supérieur (par comparaison avec le Flysch turonien de Mexcala).

Le contact avec la séquence de Teloloapan, située plus à l'Est, n'est pas visible, à cause des plastrons volcaniques tertiaires et récents.

La séquence de Palmar Chico-Arcelia est recoupée par de nombreux petits plutons calco-alcalins dont l'âge varie depuis le Crétacé supérieur (diorite d'Arcelia) au Tertiaire.

La structure et la stratigraphie de cette séquence sont relativement peu connues.

Globalement, on peut reconnaître un empilement de laves en coussins, recoupées par des essaims de filons basiques (microgabbros, dolérites et basaltes; Planche 4; Photo 3) et à rares intercalations sédimentaires. Les coulées volcaniques du sommet sont recouvertes en concordance par des pélites siliceuses et des tufs basiques dans lesquels s'intercalent quelques rares coulées volcaniques peu épaisses (Planche 4; Photo 2). Les pélites siliceuses ont fourni une faune de radiolaires du Crétacé inférieur (Albien-Cénomnien ?; Dávila-Alcocer et Guerrero-Suastegui, 1990). On cite aussi la découverte dans des pélites siliceuses intercalées dans les laves, affleurant aux environs de Palmar Grande, d'une faune d'ammonites (*Protancyloceras* sp.) du Thitonique (Patiño, renseignement oral). Ces ammonites montrent une nette affinité téthysienne (Enay, 1972). Les basaltes en coussins sont associés à des hyaloclastites (Planche 4; Photo 1), des brèches et des tufs basiques. On observe aussi des calcaires micritiques qui forment soit les matrices des coussins, soit s'interstratifient en horizons lenticulaires entre les coulées.

Localement, les laves sont chevauchées par des klippes de roches plutoniques, à faible pendage vers le NNE (Figs. 10 et 11). Les contacts entre les laves et les plutonites sont souvent masqués. Les plutonites sont formées par des cumulats ultrabasiques, des gabbros lités et des diorites à amphibole.

Des datations K/Ar effectuées sur des amphiboles des roches ultrabasiques et un filon de microgabbro, congénétique des basaltes (Planche 4; Photo 4), donnent respectivement les âges de 105 Ma (Albien, Delgado-Argote *et al.*, 1990) et de $108.3 \pm$

5.6 Ma (Aptien-Albien; datation réalisée par Zimmermann sur nos propres échantillons; Tableau I).

En conclusion, la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia est formée principalement de basaltes à débit en coussins associés à des brèches, tufs et hyaloclastites. Localement, les laves sont recoupées par des filons basiques qui doivent alimenter les coulées supérieures. La sédimentation est essentiellement pélagique. Réduite à des niveaux lenticulaires de calcaires micritiques dans la pile volcanique, elle devient plus abondante vers le sommet. Les cumulats ultrabasiques et basiques sont nettement subordonnés et affleurent en klippes sur l'association volcanique et sédimentaire. L'âge de cette séquence magmatique varie depuis le Jurassique supérieur (Tithonique) au Crétacé moyen (Albien). Nous avons interprété cette séquence magmatique d'arc comme les produits effusifs-hypabyssaux d'édifices volcaniques (strato-volcans sous-marins) et leurs racines plutoniques. Le volcanisme est associé à une sédimentation pélagique.

2.3. Conclusions

Les trois séquences magmatiques mésozoïques d'arc dont nous venons de présenter le cadre géologique se rattachent aux Types I et II, définis précédemment (en conclusion du chapitre I).

Les séquences plutono-volcaniques de Guanajuato et de Palmar-Chico Arcelia appartiennent au Type I et présentent beaucoup de points communs. Le volcanisme sous-marin est surtout basaltique; il est associé à une sédimentation pélagique. On retrouve dans les deux séquences les cumulats ultrabasiques et basiques qui occupent la même position structurale au sommet de l'édifice tectonique. Cependant à Guanajuato, la séquence d'arc est complète car on trouve les plutonites acides et surtout le complexe filonien qui sont absents à Palmar-Chico Arcelia. D'autre part, à Guanajuato, les pillow lavas ne sont jamais associés à des sédiments, alors que les basaltes en coussins de Palmar-Chico Arcelia sont intimement associés à des calcaires pélagiques et s'épanchent donc dans un bassin moins profond que celui de Guanajuato, au dessus de la CCD. Ces deux séquences, relativement mal datées, sont du Crétacé inférieur.

La séquence volcanique de San Miguel de Allende répond au Type II. Elle est formée de laves basiques, sous marines, épanchées dans un bassin à forte sédimentation volcanoclastique. Cependant, les rares épisodes carbonatés sont encore pélagiques et ont fourni une faune albienne qui a permis de dater précisément le volcanisme.

CHAPITRE 3

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE

CHAPITRE 3 : PETROGRAPHIE, MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES MAGMATIQUES DES SEQUENCES DE GUANAJUATO, SAN MIGUEL DE ALLENDE ET PALMAR CHICO-ARCELIA.

3.1. - REGION DE GUANAJUATO

Les unités de la région de Guanajuato (Figs. 2 et 4) comprenant des termes ignées sont :

3.1-A : la séquence magmatique de Guanajuato (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur);

3.1-B : la Formation Esperanza (Jurassique supérieur ?);

3.1-C : la Formation Arperos (Jurassique supérieur -Crétacé inférieur).

On trouvera en annexes, les tableaux des compositions chimiques des roches et des minéraux ferro-magnésiens, ainsi que les conditions analytiques des roches et des minéraux.

3.1-A-1 - Caractères pétrographiques des roches magmatiques de la séquence de Guanajuato.

La séquence magmatique de Guanajuato comprend un complexe plutonique, un complexe filonien et un puissant empilement de basaltes et d'andésites basiques en coussins à rares intercalations de tufs et de hyaloclastites où les sédiments sont pratiquement absents. Ces lavés sont surmontés par une couverture de sédiments volcanoclastiques associés au sommet à quelques tufs et coulées acides.

a). - Les roches plutoniques

Les roches plutoniques varient en composition depuis des ultrabasites jusqu'à des tonalites-trondhjémites en passant par des clinopyroxénites, des gabbros et des diorites. Leur étude pétrographique a révélé l'existence de toute une gamme de faciès, caractérisés pour la plupart par des textures de cumulat, comparables à celles décrites par Wager et Brown (1968). En effet, les roches ultrabasiques et basiques présentent des textures de type adcumulat et mésocumulat. Les péridotites à texture de tectonites, omniprésentes à la base des cortèges ophiolitiques (Nicolas, 1989), sont systématiquement absentes dans cette séquence de Guanajuato (Ortiz *et al.*, 1991a; Lapiere *et al.*, 1992a).

Les wehrlites

Leur texture, adcumulat à mésocumulat (JU 74; HM 118), est caractérisée par des grandes plages poecilites de clinopyroxène englobant des grains d'olivine, en partie transformée en antigorite (Planche 5; Photo 1). Des petits cristaux de magnétite secondaire, vraisemblablement formés au cours de la serpentinisation de l'olivine, sont aussi présents. Le phlogopite forme des lamelles insérées entre les plages d'olivine.

Les clinopyroxénites à olivine

Il s'agit de roches à texture d'adcumulat formées par des cristaux d'olivine en voie de serpentinisation (présence d'antigorite et de magnétite secondaire) en intercumulus dans des grandes plages de clinopyroxène zoné (MA 13; Planche 5; Photo 2).

Les clinopyroxénites plagifères.

Elles sont associées aux autres roches ultrabasiques (MC 194) ou en enclaves centimétriques dans la diorite de Tunamansa (CLL 1).

Les premières contiennent des cristaux de clinopyroxène à inclusions de spinelle chromifère. Les clinopyroxènes sont pour la plupart transformés en amphibole tardimagmatique vert-brun. Le plagioclase, en cristaux millimétriques, interstitiel est souvent entouré par de la chlorite et/ou des amphiboles prismatiques secondaires.

Les enclaves dans la diorite diffèrent du faciès précédent par la calcitisation des amphiboles et un développement plus important de chlorites et d'amphiboles secondaires.

Les gabbros de base de chambre.

Péetrographiquement, ce sont les roches les plus diversifiées de la séquence plutonique de Guanajuato car ils montrent de grandes variations de texture et de composition minéralogique. Ainsi, peut-on reconnaître des gabbros à texture : (a) grenue isotrope (HM 119), (b) cumulat (MC 195), (c) pegmatitique (GP 1). Enfin, il faut citer la présence de gabbros rodingitisés (O 3). Tous ces gabbros renferment de l'épidote, de l'apatite aciculaire et du sphène.

Les gabbros isotropes montrent des cristaux de clinopyroxène toujours entourés par une bordure réactionnelle d'amphibole verte tardi-magmatique. Les plagioclases zonés et séricitisés se disposent entre les cristaux de pyroxène.

Les gabbros lités ont des textures de mésocumulat avec des amphiboles vertes, poecilites, contenant des clinopyroxènes, souvent zonés (Planche 5; Photo 3). Les minéraux intercumulus sont des plagioclases séricitisés.

Les gabbros pegmatiques sont formés de grands cristaux centimétriques (4-5 cm), poecilites d'amphibole vert-brun, ainsi que des plagioclases séricitisés (aux contours parfois flous) contenant des grains d'épidote, d'apatite, du sphène et des minéraux opaques.

Les gabbros rodingitisés sont entièrement transformés en une association prehnite + amphibole verte $\pm$ hydrogrenat $\pm$ clinozoisite, établie à partir d'analyses diffractométriques et à la microsonde automatisée. Leur texture magmatique est peu conservée. Le plagioclase, en plages millimétriques, est transformé en para-grenat, phase intermédiaire entre prehnite et hydrogrossulaire (Honorez et Kirst, 1975). Le clinopyroxène est toujours transformé en actino-hornblende et/ou magnésio-hornblende, mais on y reconnaît parfois des reliques de diopside. La prehnite, très abondante, s'observe dans la matrice de certains échantillons ou forme des filonnets. Les autres minéraux présents sont la chlorite, la centrallasite ($\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_7(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$) et la tobermorite ($\text{Ca}_5\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2(4\text{H}_2\text{O})$). Ces deux derniers minéraux ont été identifiés aux rayons X. De par leur paragenèse à prehnite - hydrogrossulaire $\pm$ diopside, les gabbros rodingitisés correspondent au stade intermédiaire à final de la rodingitisation défini par Schald *et al.* (1989). D'après les données microthermométriques obtenues par ces auteurs, le stage final du processus de rodingitisation se déroulerait à des températures comprises entre 230-330° C et à des pressions de 1-2 kb. Ces conditions de température et de pression expliqueraient ainsi l'absence de talc et de wollastonite dans ces roches, et indiqueraient que ces processus de transformation, liés à la métasomatose calcique qui a affecté localement la masse ultrabasique, se feraient à des températures < à 500° C et à des PH_2O -Pt < à 4 kb (Coleman, 1967).

Les gabbros de haut de chambre.

Ils sont formés de gabbros cumulats à amphibole et/ou clinopyroxène prédominant, et de gabbros subdoléritiques. Les gabbros à amphibole prédominante, à texture d'adcumulat, sont formés de cristaux poecilites de hornblende avec des clinopyroxènes et des plagioclases en inter-cumulus. Ils renferment, en outre, des minéraux secondaires (smectites, chlorites et sphène). Les gabbros à clinopyroxène prédominant contiennent des cristaux poecilites de plagioclase et de clinopyroxène (SA3; Planche 5; Photo 4). Les gabbros subdoléritiques (SA26) sont à lattes de plagioclases zonés et damouritisés, inclus dans de grandes plages de clinopyroxène.

Les diorites

Deux types pétrographiques ont été reconnus. Le premier type est une diorite à amphibole $\pm$ biotite (diorite de Tunamansa); le second est une diorite à clinopyroxène (salite). La diorite de Tunamansa (HM93A; Planche 5; Photo 5) est composée de plagioclase fortement zonés et séricitisés, cimentés par des amphiboles vertes à inclusions de magnétite de cristallisation tardive. Elle renferme, en outre, des lamelles de biotite chloritisée dont les clivages sont soulignés par de l'épidote et/ou de la prehnite (association biotite-prehnite de Phillips et Rickwood, 1975). La diorite à clinopyroxène, à

texture de mésocumulat contient des cristaux de salite et de magnésio-hornblende, cimentés par du plagioclase damouritisé (LP118; Planche 5; Photo 6).

Les roches acides.

Ces roches, considérées comme les termes finaux de la série plutonique, varient en composition depuis des diorites quartziques jusqu'à des granophyres, en passant par des tonalites-trondhémites. Les diorites quartziques (LP 116; Planche 5; Photo 7) sont grenues, équantes, à plagioclase automorphe et amphibole verte prismatique + biotite chloritisée et quartz xénomorphe à extinction ondulante. Le sphène et l'apatite sont en accessoires. Chlorite et prehnite sont interstitielles ou en filonnets. Les tonalites et trondhémites (LP 88, LP107, LP 111, et CP 1), comparées aux diorites quartziques, sont plus finement grenues (< 4 mm), plus riches en quartz et plus pauvres en ferro-magnésiens (< 10 % d'amphibole et biotite). Le plagioclase est souvent saussuritisé (épidote + chlorite; l'amphibole verte est préservée alors que la biotite, presque toujours transformée en chlorite, contient des inclusions de minéraux opaques. Allanite, apatite et sphène sont en accessoires. Quand les plagioclases sont préservés ils montrent un cœur d'oligoclase (Ab₈₁₋₈₆) et une bordure d'albite (Ab₉₁₋₉₂). Le quartz xénomorphe présente parfois une extinction ondulante. Enfin, les granophyres montrent des textures graphiques formés de quartz et albite. Il est courant de retrouver des reliques de plagioclase en voie d'albitisation ou des amphiboles corrodées.

b). - Les brèches magmatiques

Dans la succession plutonique de Guanajuato affleurent des brèches magmatiques. Les premières, dites "de base de chambre", recoupent les péridotites cumulats de San Juan de Otates; les secondes, qualifiées de "haut de chambre", sont relativement fréquentes en encaissant du complexe filonien de Santa Ana.

Les brèches magmatiques, dites de "base de chambre", sont formées d'enclaves basiques cimentées par des faciès plus ou moins leucocrates dont la composition varie depuis des diorites à des monzo-diorites. Les enclaves grenues ultrabasiques et basiques sont anguleuses et à bord franc alors que les enclaves fines doléritiques et basaltiques sont à bord crénelé et arrondi.

Le ciment, de texture grenue est formé de plagioclases subautomorphes, des amphiboles brun-vert, prismatiques, des feldspaths potassiques (Or₉₄₋₉₈; ~15% composition modale; Annexes; Tableau 37), parfois argilisés, du quartz (< 5 %) et des grains disseminés de magnétite, épidote et chlorite. Les minéraux accessoires comprennent de la biotite chloritisée, des sections hexagonales ou aciculaires d'apatite, du sphène et du zircon. On observe aussi des plages polyminérales formées d'épidote + chlorite $\pm$ plagioclase interstitiel, interprétées comme des témoins de xénocristaux complètement transformés. La composition des plagioclases, en cristaux subautomorphes centimétriques, est en général albitique (Ab₉₆₋₉₉). Parfois, ils sont remplacés par une association séricite + épidote $\pm$ prehnite. Les amphiboles calciques sont, d'après la classification de Leake (1978), des magnésio-hornblendes, des hornblendes actinolitiques et des actinotes (Annexes; Tableau 28). La biotite, fréquemment remplacée par de la chlorite, de l'épidote riche en fer, ou de l'hématite, ou de la prehnite (lentilles allongées le long des clivages {001}) est riche en magnésium ($55 \leq \% \text{ phlogopite} \leq 64 \%$).

Les enclaves ultrabasiques sont à texture de cumulat (adcumulat-mésocumulat). Ce sont des wehrilités et des clinopyroxénites à olivine, formées de grands cristaux (1-2 cm de diamètre) de clinopyroxène (diopside, salite). Ils montrent parfois des couronnes d'amphibole; ils sont partiellement transformés en magnétite $\pm$ hornblende-trémolite. L'olivine, partiellement remplacée par une association magnésite $\pm$ talc, est en cumulus ou en inter-cumulus.

Les enclaves gabbroïques sont formées de cristaux subautomorphes de plagioclases albitisés (An₉₀₋₉₈), séricitisés ou prehnitisés. Ces gabbros se caractérisent par la présence d'abondants xénocristaux (0,5-2 cm de diamètre) de clinopyroxène zoné, riche en Ca et pauvre en Ti et en Cr, d'orthose (Or₈₉₋₉₃) et d'anciens cristaux ferro-magnésiens (olivine ?), complètement remplacés par des hornblendes actinolitiques et/ou actinotes associées à

de la magnétite. Les salites ($Wo_{45-46} En_{43-44} Fs_{10-11}$ #Mg = 80-81; Annexes; Tableaux 7 et 8) sont bordées soit de hornblende pargasitique, soit de magnésio-hornblende, soit de hornblende actinolitique (Annexes; Tableau 26) et de magnétite oxydée. Ces gabbros renferment aussi de la biotite chloritisée ou des amphiboles édénitiques dans lesquelles sont inclus des cristaux de salite de même composition que celle des xénocristaux (salite riche en Ca et pauvre en Ti; #Mg = 80-81; Annexes; Tableau 8). Il faut signaler aussi la présence de quartz secondaire et l'association biotite-prehnite. Ces roches montrent un caractère fortement hybride.

Les enclaves de gabbro pegmatitique sont à grands cristaux automorphes de plagioclase (> 2 cm de long), transformés soit en prehnite, soit en une association albite + chlorite + épidote. Ces plagioclases entourent des cristaux (0,5-4 cm de long) automorphes d'amphibole verte zonée, dont le cœur est formé de hornblende pargasitique ou de magnésio-hornblende et la bordure d'édénite (Annexes; Tableau 28). Ces grands cristaux automorphes d'amphiboles contiennent de la biotite chloritisée (pynochlorite) et/ou épidotisée. Des inclusions d'épidote riche en Al, de sphène, de magnétite et de l'apatite aciculaire sont présentes dans les plagioclases ou les amphiboles.

Les inclusions de dolérite sont à bordures crénelées. Leur grain est fin; leurs textures sont ophitiques à subophitiques. Elles présentent des reliques de clinopyroxène prismatique et aciculaire, à composition de diopside-salite ($Wo_{46-47} En_{42-45} Fs_{9-11}$), riche en Ca, pauvre en Ti et Cr dont les #Mg varient entre 81-84; Annexes; Tableau 9). Ces ferro-magnésiens sont remplacés par des hornblendes actinolitiques. Ces dolérites renferment aussi des microcristaux d'amphibole dont la composition varie depuis de la magnésio-hornblende à de l'actinote (Annexes; Tableau 27), et des petites tablettes de biotite chloritisée (pennine et pynochlorite). On y trouve de l'orthose ($Or_{98} Ab_2$) en xénocristaux qui proviennent vraisemblablement du ciment monzo-dioritique. Les minéraux secondaires comme chlorite, épidote, hornblende actinote/actinote + magnétite (ex-olivine ?) sont très abondants. On observe parfois des apatites "trempées".

Dans les brèches de haut de chambre (type Tajo de Adjuntas), le ciment varie pétrographiquement depuis des termes ultrabasiques (hornblendites, mélagabbros) à des gabbros et des diorites.

Les hornblendites sont formées de grandes plages d'amphibole calcique, de clinopyroxènes et de petits cristaux interstitiels de plagioclase (< 5 %). Les amphiboles sont généralement des magnésio-hornblendes et, plus rarement, des hornblendes tschermakitiques (#Mg = 70-71) contenant des inclusions de spinelle chromifère (Annexes; Tableau 41). Les clinopyroxènes sont des augites-salites ($Wo_{43-48} En_{41-47} Fs_{10-12}$; $78 < \#Mg < 81$), et parfois des diopsides ($Wo_{47-48} En_{43} Fs_9$; #Mg = 82-83). Les clinopyroxènes se transforment en hornblende actinolitique et actinote. Des agrégats de trémolite-talc remplacent les amphiboles magmatiques.

Les gabbros mélanocrates sont à texture d'adcumulat-mésocumulat, avec des cristaux-cumulus d'amphibole verte précoce, contenant des gros cristaux automorphes de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine serpentinisée et de magnétite. Les cristaux de plagioclase interstitiel sont remplacés soit par de l'épidote, soit par de la prehnite, soit encore par de la saussurite. On observe aussi des enclaves d'olivine complètement serpentinisée et de bastites (reliques de clinopyroxènes ?).

Les gabbros normaux sont aussi à texture d'adcumulat-mésocumulat; ils diffèrent des mélagabbros par une plus grande richesse en plagioclases.

Le ciment dioritique, à texture granulaire ou finement grenue, est composé de plagioclases zonés à texture "sieve", des cristaux prismatiques d'amphiboles vertes creuses à inclusions de magnétite, des petites lattes de biotite chloritisée, du zircon, de l'apatite et, enfin, par du quartz xénomorphe, interstitiel (< 10 %), à extinction ondulante.

Les enclaves et les filons de dolérite, associées à ces brèches, sont à texture microgrenue avec la même minéralogie que le ciment dioritique. Les minéraux accessoires, représentés par de la magnésio-hornblende, de la biotite chloritisée, du zircon, de l'apatite et du sphène, forment environ 15-20 % de la roche.

Les diorites quartziques en filons, recoupant ces brèches, sont formées par des cristaux d'amphiboles vertes, regroupés en glomérporphyres. La composition de ces

amphiboles varie depuis des hornblendes-actinotes à des magnésio-hornblendes. Le reste de la roche est composé d'épidote ferrifère fortement zonée, d'albite, du sphène et de la magnétite oxydée, noyés dans une mésostase siliceuse.

Certains filons acides, traversant ces brèches magmatiques, sont des granophyres à texture micropegmatitique avec quartz et albite (Ab₉₇₋₉₉). Les seuls minéraux ferromagnésiens sont représentés par de rares amphiboles vertes et de la chlorite.

c).- les roches filoniennes

Les dolérites peuvent être aussi bien précoces que tardives. Les filons précoces sont à texture doléritique s.s., mais on y reconnaît parfois une ouralitisaiton importante du clinopyroxène, pouvant, à l'extrême, prendre le faciès de diabase. Elles sont formées de lattes de plagioclase automorphe zoné (souvent damouritisé), et des phénocristaux et microphénocristaux de clinopyroxène. La titano-magnétite est de cristallisation tardive; on la retrouve uniquement dans la mésostase, accompagnée par de la chlorite. Les dolérites tardives (HM 85; Planche 6; Photo 3) sont à texture ophitique, où l'on observe des grands plages de clinopyroxène frais qui englobent des lattes de plagioclase saussuritisé. La mésostase renferme de la titano-magnétite, de la chlorite, de l'actinote et des smectites.

Les basaltes filoniens sont aphyriques ou faiblement porphyriques (HM 110; < 10 % de phénocristaux; Planche 6; Photo 1). Ils sont constitués de microlites squelettiques de plagioclase albitique, qui sont enrobés par des minéraux interstitiels tels que chlorite, actinote, épidote, et sphène qui provient de la déstabilisation de la titano-magnétite.

Les ankaramites, très porphyriques (MA7; Planche 6; Photo 6), se caractérisent par de nombreux phénocristaux de clinopyroxène zoné (± 40 % composition modale) montrant un cœur de diopside et une bordure de salite, enrichie en fer. Plus rarement, ces pyroxènes ont des compositions d'endiopside et/ou d'augite (Annexes; Tableau 6). On observe parfois des cristaux d'olivine (5-10 %), remplacés par de la pumpellyite, des smectites ou de la chlorite (Annexes; Tableau 41).

Ces olivines incluent des spinelles chromifères qui sont caractérisés par des rapports #Cr élevés (#Cr = $100 \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0,80$) qui sont dans l'intervalle des valeurs des rapports #Cr des spinelles des basaltes tholéitiques d'arc. Ces hautes valeurs indiquent que ces roches ont cristallisé à partir d'un magma basique, différent de celui des MORB dont les spinelles chromifères ont des rapports #Cr nettement inférieures (#Cr < 65; Dick et Bullen, 1983).

Un autre trait typique de ces roches est la présence de phénocristaux d'amphibole calcique (5 % composition modale), à cœur de pargasite et de hornblende pargasitique et à bordure de tschermakite et de hornblende tschermakitique (Annexes; Tableau 25). Ces amphiboles se forment en remplacement du clinopyroxène. On observe, en outre, de rares phénocristaux isolés de magnésio-hastingsite (Leake, 1978). Ces amphiboles montrent, comme les clinopyroxènes, des bordures enrichies en fer (Fig. 12). Leurs composants non quadrilatéraux incluent les molécules de pargasite et de tschermakite (Fig. 25), indiquant que les ankaramites ont cristallisé à des pressions moyennes.

La mésostase, riche en prehnite et chlorite interstitielles, renferme de rares microlites d'albite (Ab₉₇; Annexes; Tableau 32) et des microphénocristaux squelettiques de hornblende pargasitique et de pargasite, provenant de la déstabilisation de clinopyroxènes.

L'ordre de cristallisation des ankaramites est donc spinelle chromifère → olivine → clinopyroxène → (± amphibole) → ± plagioclase.

Donc, la présence des amphiboles en remplacement des clinopyroxènes et l'enrichissement en fer des bordures de clinopyroxènes et des amphiboles indiquent que le magma ankaramitique était hydraté ou qu'il ait subi une hydratation durant ou après sa mise en place, à la base de la croûte plutonique de l'arc, puisque ces ankaramites recoupent les péridotites cumulats.

d). - Les coulées basiques

*Les basaltes (très abondants), parfois vacuolaires, sont à texture intersertale ou de trempe. Les plagioclases forment une trame serrée de microlites, à terminaisons fourchues, noyés dans une mésostase à chlorite + épidote + actinote + calcite. Lorsqu'on trouve des phénocristaux de plagioclase ou de clinopyroxène, ils n'excèdent pas 10 % de la roche. Il existe, de même, dans certains échantillons (HM 90), des reliques de clinopyroxène et d'olivine contenant des inclusions de spinelle chromifère. La texture de trempe est parfois plus accentuée; on observe des figures dendritiques, typiques des épanchements sous-marins, formées par des cristaux squelettiques de clinopyroxène et de plagioclase (échantillon HM106; Planche 6; Photo 2). Des vacuoles de petite taille (0,2 mm), abondantes dans certains faciès, sont remplies par des minéraux secondaires de basse température (chlorite, épidote, calcite).

*Les andésites (rares) sont à texture microlitique porphyrique, avec des baguettes de plagioclase, totalement albitisé, qui entourent des clinopyroxènes complètement ouralitisés (amphibole verte foncée à composition de hornblende actinote; Annexes; Tableau 19), des oxydes ferro-titanés, altérés en limonite et de rares grains d'épidote.

e). - Les dacites de la couverture sédimentaire

Les dacites sont à texture microlitique porphyrique. Elles sont formées de phénocristaux (15 à 20 %) de plagioclases zonés albitisés ou saussuritisés (Annexes; Tableau 31) et de cristaux prismatiques de magnésio-hornblende transformée partiellement en hornblende actinolitique-actinote (Annexes; Tableau 19). Leur mésostase microlitique, riche en microlites d'albite, parfois schistosée, renferme des cristaux xénomorphes de quartz, des granules de magnétite précoce et des minéraux secondaires tels que actinote aciculaire, chlorite, et produits cryptocristallins. Ces roches sont traversées par des filonnets à clinozoisite et limonite.

3.1-A-2. Minéralogie des minéraux ferro-magnésiens des roches de la séquence de Guanajuato.

a). - Olivine

L'olivine, préservée, donc analysable à la microsonde, n'est présente que dans les cumulats ultrabasiques de San Juan de Otates. Sa composition varie suivant le faciès des ultrabasites.

Ainsi, les wehrlites renferment de l'olivine magnésienne ($Fo = 100 \times \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$; cœur : Fo_{83-85} et bordure : Fo_{83-84}), caractérisées par des teneurs en NiO (> 0,25 %), inférieures à celles des péridotites mantelliques (0,40 %, Sato, 1977), et en MnO (0,15-0,52%), faibles, et décroissantes au fur et à mesure de la diminution en Fo (Annexes; Tableau 1). Leurs teneurs en Cr_2O_3 sont négligeables (non incluses dans les analyses). Inversement, les teneurs en CaO (< 0,10 %), qui se corrélaient positivement avec Fo, sont faibles et similaires à celles des roches plutoniques ayant cristallisé à de basses pressions (Simkin et Smith, 1970).

L'olivine (cœur : Fo_{78-79} et bordure : Fo_{79}) des clinopyroxénites est moins magnésienne que celle des wehrlites (Fig. 12). Leurs teneurs en NiO (< 0,21 %) et en MnO (0,18-0,36 %) sont tout aussi faibles (Annexes; Tableau 1) que précédemment. Les teneurs en CaO (< 0,11 %) varient peu du cœur vers la périphérie d'un grain à l'autre; ce qui suggère que la cristallisation des péridots s'est faite sous des conditions de pression stables (Stormer, 1973). Aucune corrélation entre le NiO et le MnO en fonction des teneurs en forstérite n'est observable.

Les olivines des wehrlites (HM118 et JU74) et clinopyroxénites (MA13) montrent un net enrichissement du fer en fonction du rapport $\text{Fe}^*/\text{Fe}^*+\text{Mg}$. De plus, dans un diagramme triangulaire $\text{Mn}^{2+} \times 100 - \text{Mg}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$ (Fig. 15), on constate un

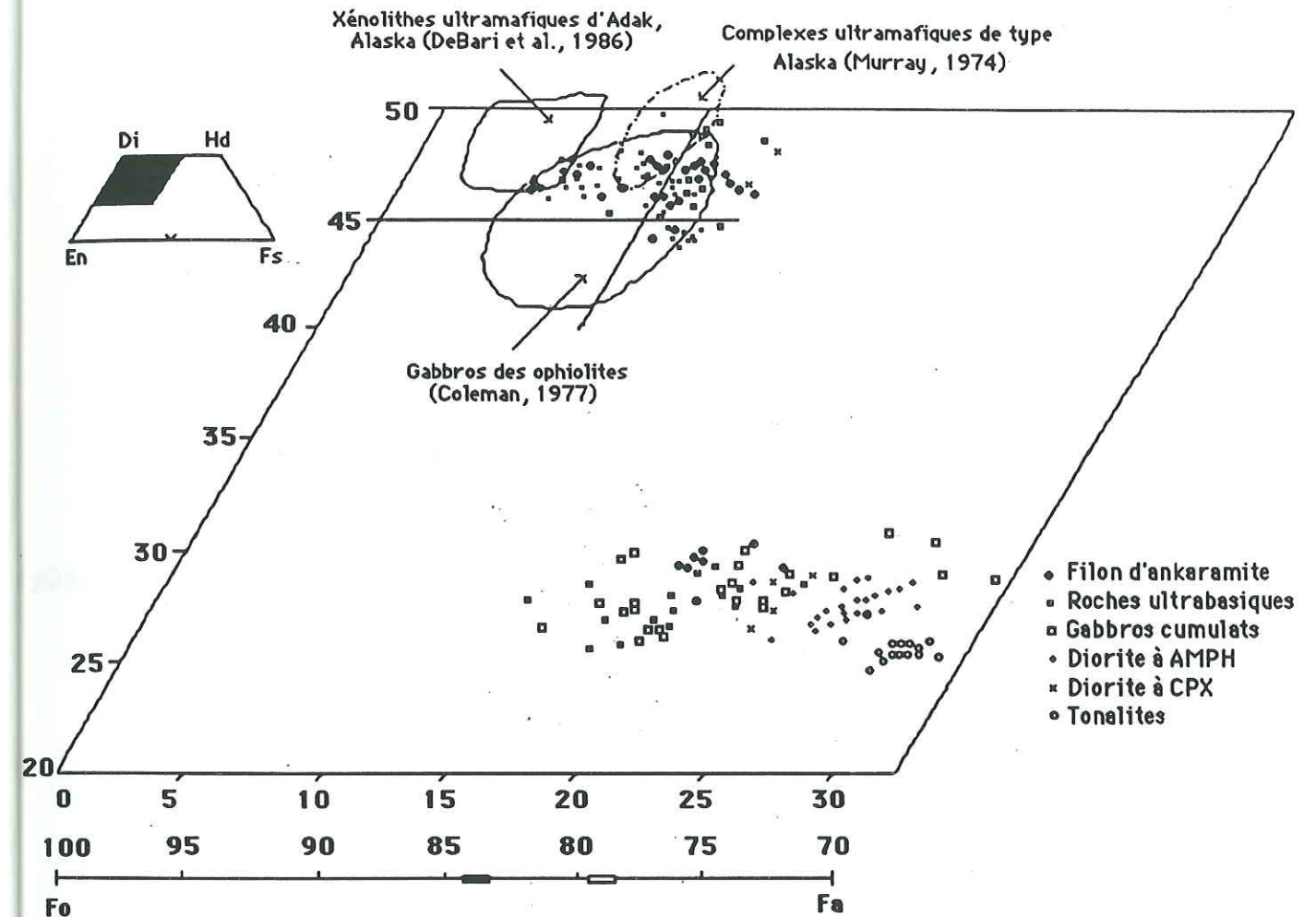


Fig. 12 - Diagramme Diopside-Hedenbergite-Enstatite-Ferrosilite pour l'ensemble des clinopyroxènes et amphiboles de la séquence magmatique de Guanajuato.

Au-dessous: teneurs en Forstérite (Fo) des olivines des wehrlites (rectangle plein) et des clinopyroxénites à olivine (rectangle vide).

enrichissement en Fe^{2+} et en Mn^{2+} des cœurs vers les bordures des cristaux. Cet enrichissement suggère une évolution ferro-magnésienne normale, qui avec l'absence d'un enrichissement en CaO en bordure de ces mêmes olivines, est caractéristique des cumulats tholéitiques (Stormer, 1973).

Donc :

- les teneurs en NiO faibles des olivines des cumulats ultrabasiques de Guanajuato indiqueraient que leur cristallisation se fait au dépens d'un magma basaltique peu évolué (Sato, 1977);

- leur pauvreté en Cr_2O_3 serait à rattacher à la cristallisation précoce du spinelle chromifère;

- leurs teneurs faibles en CaO indiqueraient une cristallisation à de basses pressions, plus ou moins constantes et sous des conditions d'activité de silice tamponnée (Stormer, 1973).

Ces basses pressions indiquent que cette cristallisation à la base d'une chambre magmatique calme, localisée au niveau d'une croûte océanique (Simkin et Smith, 1970) ou d'une croûte supérieure d'un arc intra-océanique. Le fractionnement précoce de l'olivine et du spinelle chromifère provoquerait un appauvrissement en MgO, Cr et Ni du magma, corrélé avec un enrichissement en fer.

Les olivines des cumulats ultrabasiques de Guanajuato sont très comparables aux olivines des complexes zonés d'Alaska (SE Alaska; Fog1-78, Findlay, 1969; Taylor et Noble, 1969; Murray, 1972; Irvine, 1974), des complexes péridotites-diorites de l'Ouest des Etats-Unis (Emigrant et Bear Mountain) et du Canada (Fog5-69; James, 1971; Snoke *et al.*, 1981; Snoke *et al.*, 1982) car elles ont des compositions identiques (Fog4-80) et des bordures enrichies en fer. Afin d'illustrer cette comparaison, nous avons reporté les analyses chimiques des olivines de Guanajuato dans un diagramme triangulaire $\text{SiO}_2\text{-MgO-FeO}^*$ (Fig. 16). L'ensemble des points se place dans le domaine des complexes précités. Toutefois, les points représentatifs des olivines des wehrlites se placent non loin du champ des olivines des roches ophiolitiques. Ceci est vraisemblablement dû à la richesse en silice de ces olivines et à leur enrichissement modéré en fer de leur bordures.

De plus, elles montrent comme les ultrabasites crétaées de l'île de Tobago, interprétées comme des racines plutoniques d'arc (Girard, 1981), la même évolution du Fe^{2+} et Mn^{2+} , des wehrlites aux clinopyroxénites à olivine. En outre, les olivines de Guanajuato sont moins forstéritiques et plus appauvries en NiO que celles des xénolithes et des roches ultrabasiques d'Alaska (Conrad et Kay, 1984; DeBari et Coleman, 1989). Elles sont moins magnésiennes et plus enrichies en fer que celles des complexes ophiolitiques ($\text{Fo} > 88$; Loney *et al.*, 1971; Coleman, 1977; Snoke *et al.*, 1981).

b).- Clinopyroxènes

Pour l'étude des clinopyroxènes, nous avons utilisé la classification classique, à la place de celle proposée par l'I.M.A. (Morimoto *et al.*, 1988), car les données présentées dans la bibliographie utilisent toujours l'ancienne classification. Il est à noter, cependant, que dans la nouvelle classification, la salite est une variété de diopside et l'endiopside est une augite riche en magnésium.

Les ultrabasites

*Les wehrlites contiennent des diopsides ($\text{Wo}_{46,3-47,2} \text{En}_{45,8} \text{Fs}_{6,6-7,3}$), pauvres en alumine ($1,57 < \text{Al}_2\text{O}_3 \% < 2,11$), sodium ($0,10 < \text{Na}_2\text{O} \% < 0,28$) et titane ($0,27 < \text{TiO}_2 \% < 0,37$). Ces diopsides sont très légèrement chromifères ($0,05 \text{Cr}_2\text{O}_3 \% < 0,80$). Leurs teneurs en NiO et en K_2O sont proches de 0 (Annexes; Tableau 5); leurs rapports $\# \text{Mg} (\# \text{Mg} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}))$ sont compris entre 87-88.

*Les clinopyroxénites à olivine renferment des diopsides qui sont tout aussi pauvres en éléments mineurs que les précédents ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,3 \%$; $\text{Na}_2\text{O} < 0,29 \%$; $\text{TiO}_2 < 0,47 \%$; $\text{NiO} < 0,1 \%$; $\text{K}_2\text{O} < 0,02 \%$). Cependant, leurs concentrations en MgO, CaO et FeO sont beaucoup plus variables ($\text{Wo}_{45,2-50} \text{En}_{41,9-44,9} \text{Fs}_{7,5-9,9}$; $82 < \# \text{Mg} < 86$) et, surtout, ils sont plus alumineux ($1,69 < \text{Al}_2\text{O}_3 \% < 3,1$), tout particulièrement leur

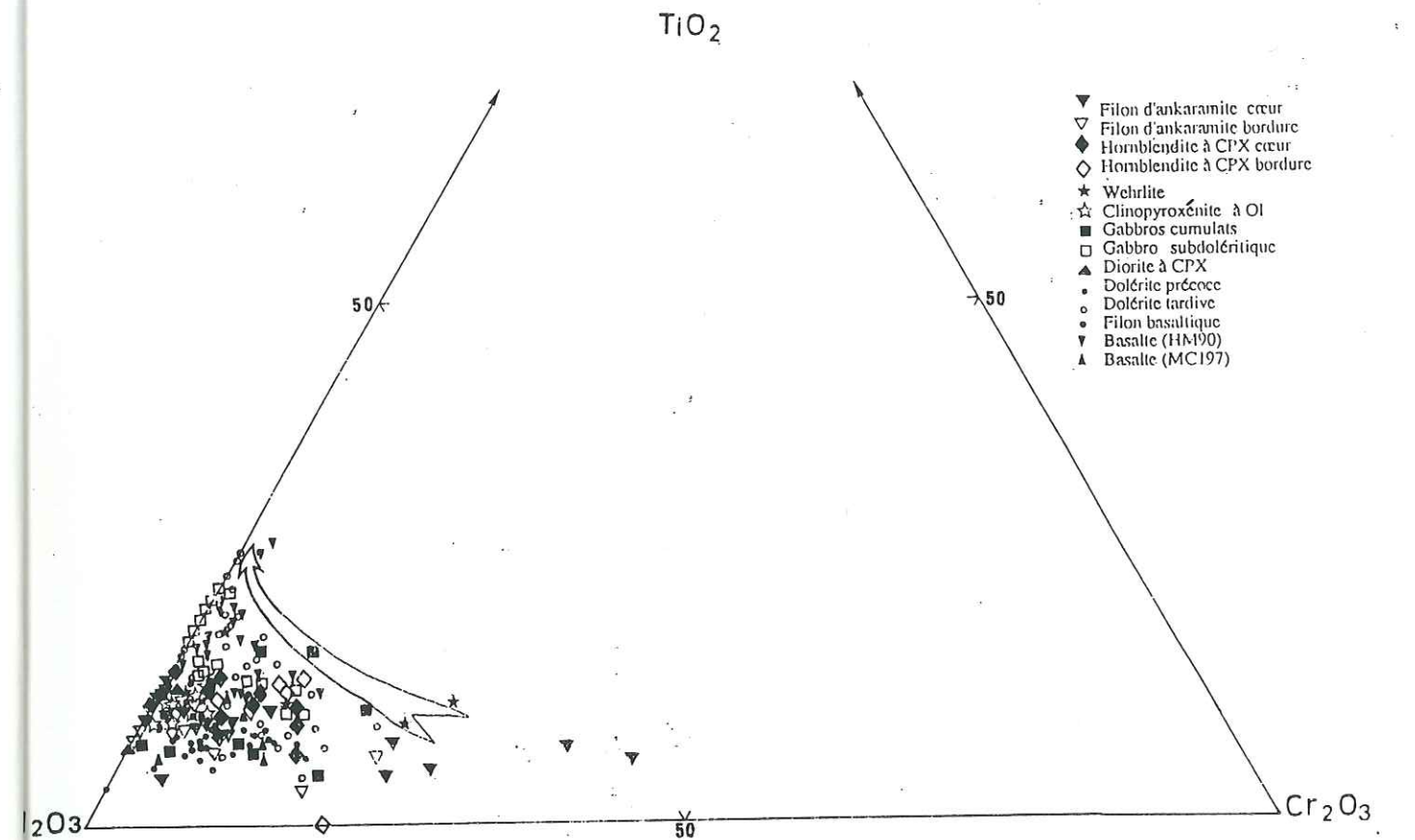


Fig. 13 - Diagramme triangulaire $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$ (en proportions atomiques) des clinopyroxènes de la séquence magmatique de Guanajuato. La flèche indique l'évolution de ces ferro-magnésiens.

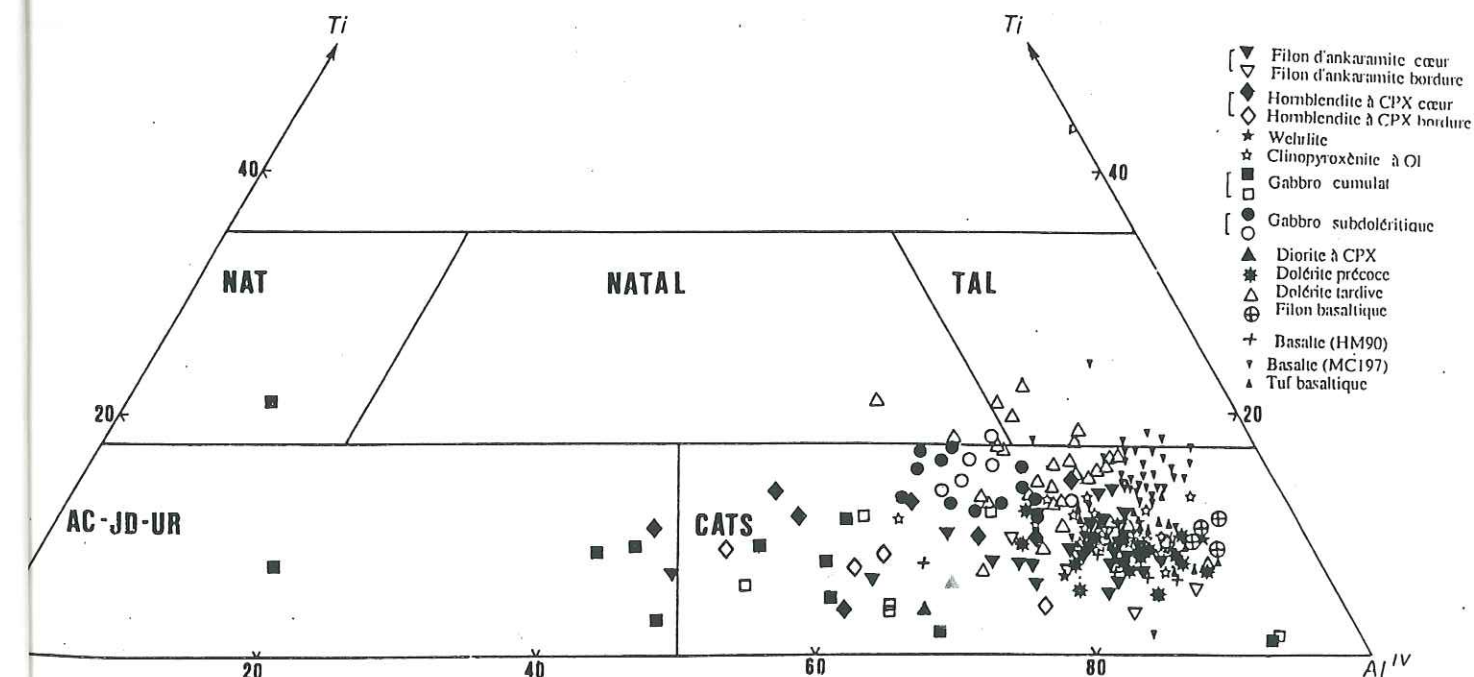


Fig. 14 - Diagramme triangulaire $\text{Ti-Na-Al}^{\text{IV}}$ (Papike et al., 1974) montrant les composants non-quadrilatéraux des clinopyroxènes de la séquence magmatique de Guanajuato.

NAT = $\text{NaTi}_2\text{O}_5\text{R}^{2+}_{0,5}\text{Si}_2\text{O}_6$; NATAL = NaTiSiAlO_6 ; TAL = $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$; CATS = CaAlAlSiO_6 et CaFeAlSiO_6 ; AC = $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$; JD = $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$; UR = $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$.

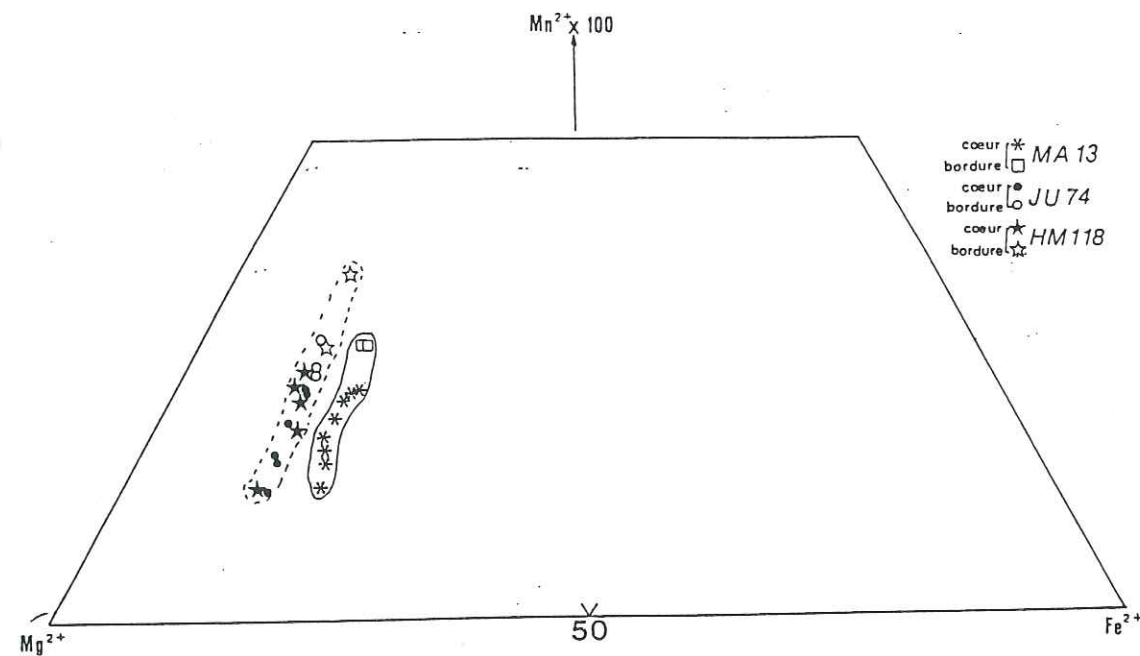


Fig. 15 - Diagramme triangulaire $Mn^{2+} \times 100$ - Mg^{2+} - Fe^{2+} montrant l'évolution des olivines des cumulats ultrabasiques de Guanajuato.
MA 13 = Clinopyroxénite à olivine; JU 74 et HM 118 = Wehrlites.

..... OPHIOLITES
----- COMPLEXES PERIDOTITIQUES-DIORITIQUES

- Clinopyroxénite à olivine
- Wehrlites.

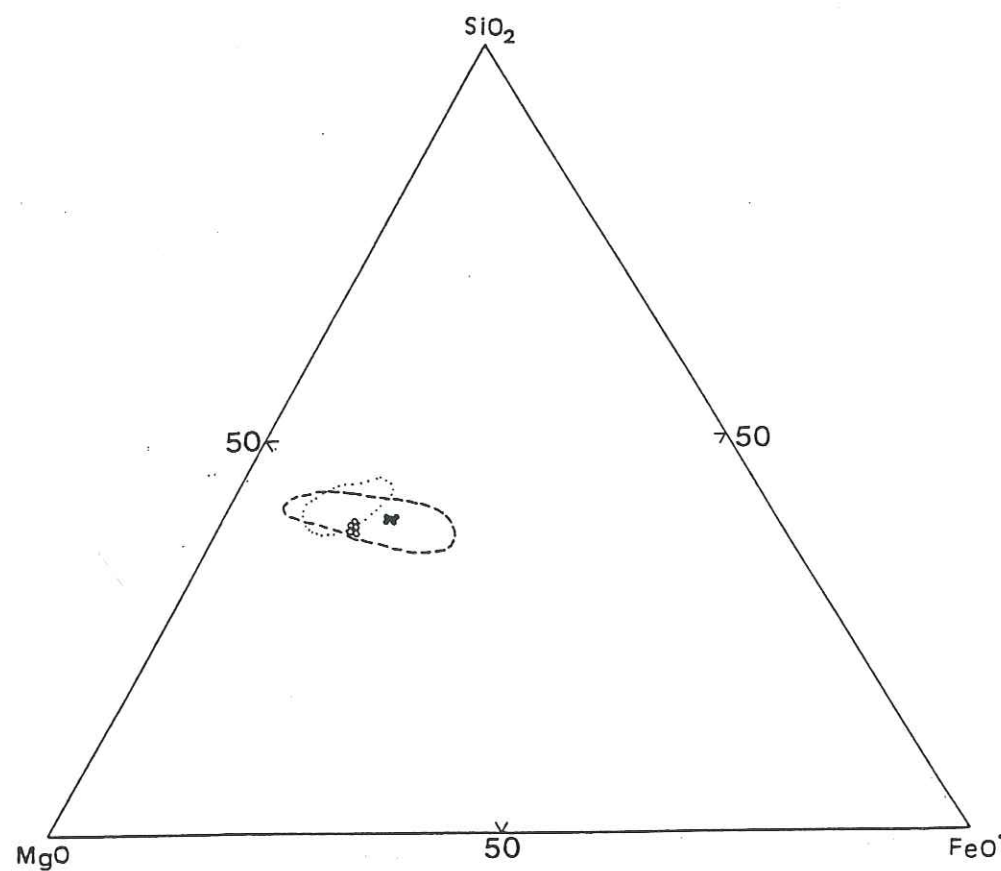


Fig. 16 - Diagramme triangulaire SiO_2 - MgO - FeO^* des olivines des cumulats ultrabasiques de Guanajuato.

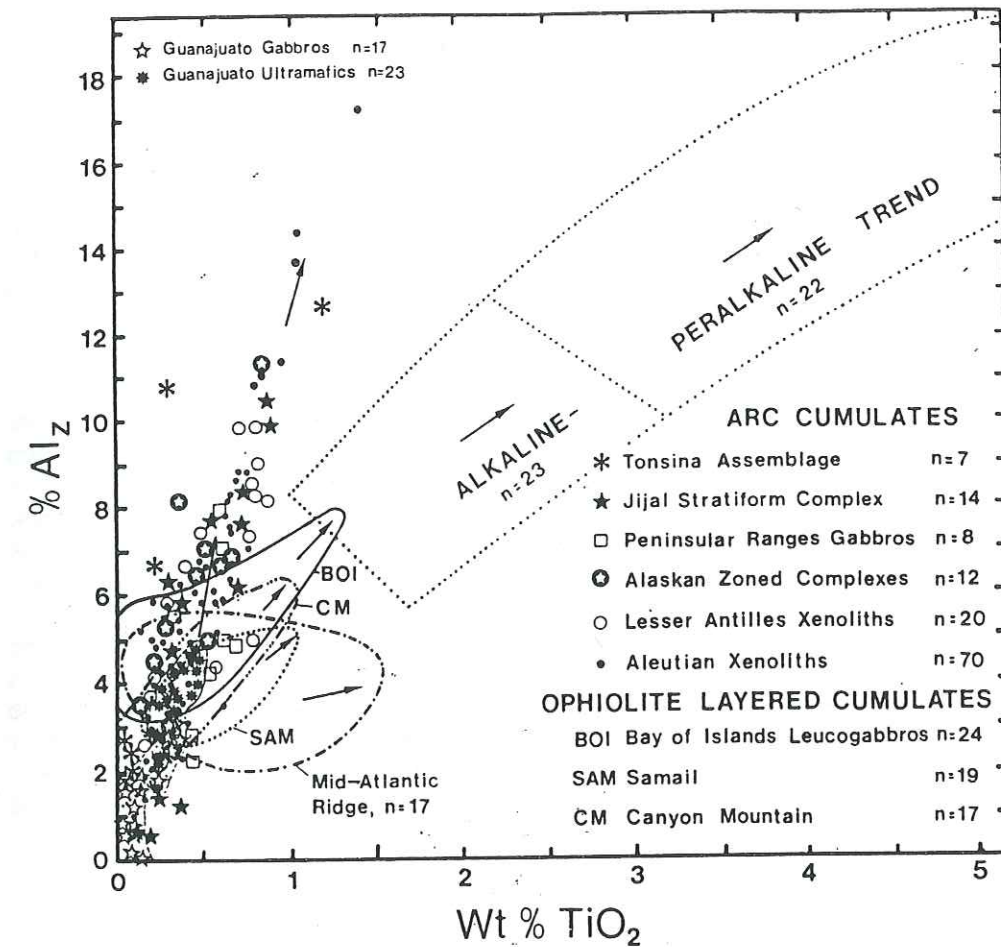


Fig. 17 - Evolution des clinopyroxènes des cumulats ultrabasiques et des gabbros cumulats de Guanajuato dans le diagramme TiO_2 en fonction de l' Al_2 . Champs et tendances d'évolution des cumulats ultrabasiques-basiques d'arc récents et des ophiolites d'après Loucks (1990).

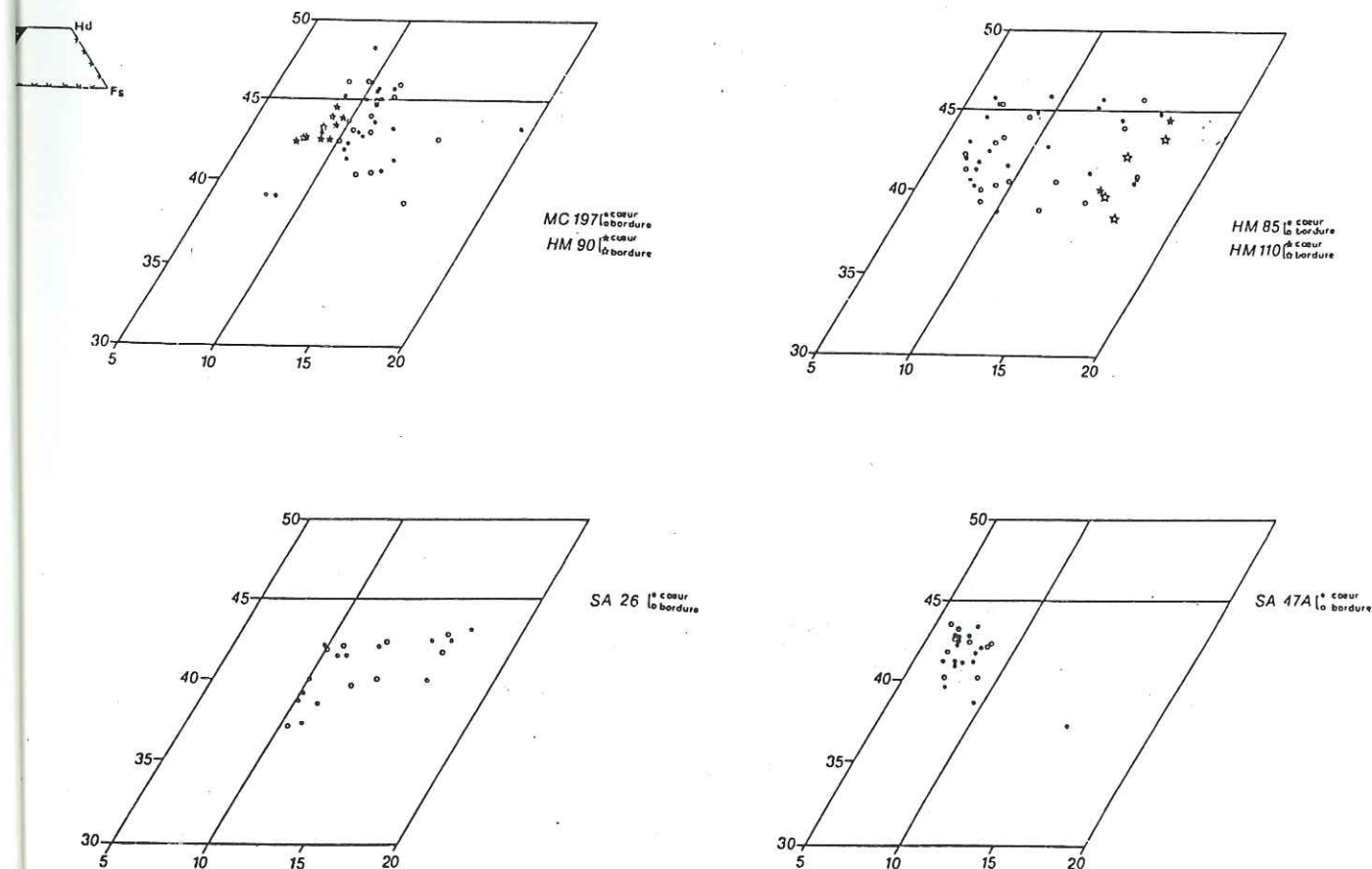


Fig. 18 - Diagramme Di-Hd-En-Fs pour les clinopyroxènes des basaltes et des filons basiques de Guanajuato.
HM 90 et MC 197 = basaltes; HM 110 = filon basaltique; SA 47A = dolérite précoce; HM 85 = dolérite tardive; SA 26 = gabbro subdoléritique.

bordure qui a une composition de salite ($Wo_{45,5-47,5}$ $En_{41,3-43,4}$ $Fs_{10,4-11,9}$; $81 < \#Mg < 82$; Annexes; Tableau 5).

*L'évolution des clinopyroxènes des cumulats ultrabasiques de Guanajuato, illustrée dans le diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig. 12), présente une tendance salitique, comparable à celle signalée par Murray (1972) dans les complexes ultrabasiques zonés d'Alaska. Le passage de diopside à salite pour le cas des clinopyroxènes de Guanajuato, se traduit par une augmentation modérée du Ti et de l'Alz ($Alz = Al^{IV} \times 100/z$; $z = 2$) et inversement, par une diminution concomitante du Ca, de SiO_2 , de Cr_2O_3 et de $\#Mg$.

Les clinopyroxènes des cumulats ultrabasiques de Guanajuato présentent du point de vue chimique des compositions très comparables à celles des pyroxènes des complexes ultramafiques zonés d'Alaska (Murray, 1972; Conrad et Kay, 1984; DeBari et Coleman, 1989) et des complexes péridotite-diorite de l'Ouest des États-Unis (James, 1973; Snoke *et al.*, 1981; Snoke *et al.*, 1982). De plus, ils se caractérisent, comme ceux des complexes précités, par des rapports Ca/Mg+Fe élevés et de faibles teneurs en TiO_2 et en Al_2O_3 .

Les analyses chimiques des clinopyroxènes étudiés, reportées dans un diagramme Alz en fonction du TiO_2 , permettant de discriminer les clinopyroxènes des cortèges ophiolitiques de ceux des arcs (Loucks, 1990), montrent une évolution comparable à celle des clinopyroxènes des cumulats ultramafiques d'arcs récents (Fig. 17), en particulier ceux d'Alaska, considérés comme étant représentatifs de cumulats de magmas basaltiques d'arc insulaire (Murray, 1972; Conrad et Kay, 1984). Inversement, ils apparaissent franchement différents de ceux des ophiolites.

Les gabbros

*Les gabbros cumulats de bas de chambre, localisés juste au dessus des péridotites (échantillon LP103), contiennent des cristaux-cumulus de salites ou de diopsides ou d'augites calciques ($Wo_{44,6}$ $En_{42,1}$ $Fs_{13,3}$; $\#Mg = 76$; Annexes; Tableau 4). Les salites ($Wo_{48,2-48,8}$ $En_{40,8-41,5}$ $Fs_{10,11}$; $79 < \#Mg < 81$) sont plus riches en soude ($0,22 < Na_2O \% < 0,34$) que les diopsides ($Na_2O = 0,25\%$). Les diopsides ($Wo_{49,3}$ $En_{40,8}$ $Fs_{9,9}$; $\#Mg = 81$) sont déficitaires en alumine ($0,74 < Al_2O_3 \% < 1,08$) et en titane ($0,05 < TiO_2 \% < 0,19$; Annexes; Tableau 4), soit encore d'augites calciques).

D'autres gabbros cumulats (MC195), situés plus haut dans le complexe plutonique ne contiennent que salites ($Wo_{47,3-49,7}$ $En_{38,5-41,2}$ $Fs_{10,6-12,9}$; $\#Mg = 75-80$), toujours aussi pauvres en alumine ($0,39 < Al_2O_3 \% < 1,45$) et TiO_2 ($< 0,33\%$; Annexes; Tableau 4).

Quelle que soit la nature du clinopyroxène des gabbros, ces derniers sont comme ceux des péridotites, peu chromifères ($Cr_2O_3 < 0,2\%$) et ne contiennent pas de nickel.

Sur la base de leurs teneurs en CaO, MgO et FeO, ces clinopyroxènes sont semblables à ceux des clinopyroxènes des ophiolites et des arcs récents. De plus, leurs rapports Al/Ti sont identiques à ceux des clinopyroxènes (1) des gabbros cumulats des arcs récents (Fig. 17), (2) des enclaves gabbroïques calco-alcalines des laves des Petites Antilles (Lewis, 1973; Arculus et Wills, 1980) et d'Alaska (Conrad et Kay, 1984), ou (3) des gabbros de type III de Beard (1986a). Les gabbros de type III de Beard (1986a) sont toujours associés à des cumulats ultrabasiques riches en amphibole et ils renferment du clinopyroxène à tendance salitique et des amphiboles en cumulus.

*Les gabbros cumulats de haut de chambre, sont riches en plagioclases (échantillon SA3; Annexes; Tableau 4). Leurs clinopyroxènes ont des compositions similaires à ceux des gabbros de bas de chambre. Les salites sont souvent zonées (cœur : $Wo_{45,4-47}$ $En_{42,44}$ $Fs_{10,6-11,7}$; $79 < \#Mg = 79-81$; bordure : $Wo_{45,1}$ En_{44} $Fs_{10,9}$; $\#Mg = 80$) alors que les diopsides ($Wo_{45,2}$ En_{46} $Fs_{8,8}$; $\#Mg = 84$) et les augites calciques ($Wo_{42,6}$ $En_{45,1}$ $Fs_{12,3}$; $\#Mg = 79$) présentent des compositions homogènes à l'échelle du grain. Les augites, comparées aux diopsides et salites, sont enrichies en alumine, titane et sodium ($Al_2O_3 = 2,09\%$; $TiO_2 = 0,33\%$; $Na_2O = 0,35\%$; Annexe; Tableau 4).

*Les faciès subophitiques des gabbros de haut de chambre (SA26; Annexes; Tableau 4) renferment des augites calciques (cœur : $Wo_{38,8-43}$ $En_{39,7-51,2}$ $Fs_{10,1-17,3}$; bordure : $Wo_{37,4-42,4}$ $En_{41,3-52,6}$ $Fs_{10,1-16,5}$; $\#Mg = 70-80$), parfois à tendance endiopsidique (Wo_{42} $En_{48,1}$ $Fs_{9,9}$). Cette tendance se traduit (a) par une augmentation

des teneurs en alumine, sodium, titane et chrome ($2 < Al_2O_3 \% < 4,32$; $0,2 < Na_2O \% < 0,4$; $0,33 < TiO_2 \% < 0,63$; $0,1 < Cr_2O_3 \% < 0,60$), et des rapports $\#Mg$ plus élevés ($\#Mg = 81-84$), et (b) par une diminution notable des teneurs en fer, manganèse et calcium (Annexes; Tableau 4). Cette tendance est parfaitement visible quand on reporte les points représentatifs des pyroxènes dans diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig. 18).

Les diorites

Les diorites à clinopyroxène, encaissantes du complexe filonien de Santa Ana, contiennent essentiellement des salites ($Wo_{46,6-48,1}$ $En_{38,3-40,3}$ $Fs_{13,1-13,6}$; $\#Mg = 74-75$) pauvres en alumine ($0,77 < Al_2O_3 \% < 0,89$), sodium ($0,19 < Na_2O \% < 0,22$) et titane ($0,07 < TiO_2 \% < 0,12$; Annexes; Tableau 5).

Les filons

*Les dolérites les moins différenciées (primitives; SA 47A) contiennent des endiopsides (cœur : $Wo_{38,4-43,2}$ $En_{49,5-52,6}$ $Fs_{6,4-9,5}$; bordure : $Wo_{40,1-43,3}$ $En_{49,1-51,8}$ $Fs_{6,8-9}$; $\#Mg = 84-89$; Annexes; Tableau 3) tout à fait comparables à ceux du basalte à olivine. Très rarement ces pyroxènes ont une composition d'augite calcique ($Wo_{37,2}$ $En_{47,5}$ $Fs_{15,3}$; $\#Mg = 76$). Ces pyroxènes montrent dans le diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig. 18), une évolution endiopside-augite, marquée par un net enrichissement en fer.

*D'autres filons (échantillon HM 85), hyperalumineux comme certains basaltes MC197; Annexes; Tableau 3), montrent les mêmes populations de clinopyroxènes. On retrouve comme précédemment, des endiopsides, des diopsides, des augites calciques et plus rarement des cœurs de salite (Annexes; Tableau 3); ces minéraux ne présentent aucun enrichissement en fer (Fig. 18).

*Les phénocristaux de clinopyroxène des ankaramites sont systématiquement zonés. Les cœurs ont des compositions de diopside ($Wo_{45,6-48}$ $En_{42,8-48,9}$ $Fs_{4,9-9,7}$) et de salite ($Wo_{43,9-47,6}$ $En_{40,3-45,2}$ $Fs_{10,1-13,4}$). Les endiopsides ($Wo_{44,2}$ $En_{46,7}$ $Fs_{9,1}$) et les augites ($Wo_{44,4}$ $En_{44,2}$ $Fs_{11,2}$; Annexes; Tableau 6) sont moins fréquents.

Les rapports $\#Mg$ ($\#Mg = 100Mg/(Mg+Fe^*)$) de ces minéraux décroissent depuis les diopsides (91-82) et endiopsides (84) jusqu'aux salites (82-76) et augites (80). Dans un diagramme Ca-Mg-(Fe+Mn), ces ferro-magnésiens montrent un enrichissement en fer du cœur vers la bordure (tendance salitique; Fig. 12) et une diminution progressive de Cr_2O_3 en fonction de Al_2O_3 et de TiO_2 (Fig. 13).

Leurs teneurs en TiO_2 , en général faibles, sont typiques des roches orogéniques (Leterrier *et al.*, 1982). Les concentrations des cations (composants non quadrilatéraux au sens de Cameron et Papike, 1981), présents dans molécule de Ca-tschermakite ($CaAl^{IV}Al^{VI}SiO_6$; Fig. 14) et les rapports Al^{VI}/Al^{IV} ($0,22-1,07$) suggèrent des pressions moyennes de cristallisation (± 7 Kb).

*Un filon basaltique (HM110; Tableau 3) contient des augites calciques (cœurs : $Wo_{40,4-44,4}$ $En_{39,1-45}$ $Fs_{15,16,5}$) dont les bordures sont nettement enrichies en fer (bordures : $Wo_{38,3-43,2}$ $En_{40,1-44,9}$ $Fs_{15,2-16,8}$; $\#Mg's = 70-75$; diagramme Di-Hd-En-Fs; Fig. 18). Les teneurs en alumine varient notablement d'un cristal à l'autre ($1,89\% < Al_2O_3 < 5,79\%$), alors que celles du titane, de la soude et du chrome sont faibles et demeurent constantes.

Les coulées

*Les laves en coussins (HM 90) renferment des endiopsides (cœur : $Wo_{42,1-44,4}$ $En_{46,7-50}$ $Fs_{7,9-9,5}$; bordure : $Wo_{42,4-43}$ $En_{48,1-49,6}$ $Fs_{8,8-9}$; $\#Mg = 84-87$). Ces endiopsides ont des teneurs variables en alumine ($2,27 < Al_2O_3 \% < 3,91$) et en sodium ($0,16 < Na_2O \% < 0,61$). Ils sont pauvres en titane ($0,22 < TiO_2 \% < 0,45$) et en chrome ($0,16\% < Cr_2O_3 \% < 0,30$); ils ne contiennent ni potassium ni nickel (Annexes; Tableau 2). Dans le diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig. 18), ces endiopsides sont fortement regroupés et ne présentent aucune évolution. Ceci est vraisemblablement dû au caractère peu évolué de la lave qui, de loin, présente les plus fortes teneurs en MgO, Cr et Ni.

*Inversement, dans d'autres basaltes (MC 197), les clinopyroxènes montrent toute une gamme de composition qui varient depuis un pôle diopside-endiopside jusqu'aux salites et augite calciques. Les diopsides ont des coeurs enrichis en fer (cœur: $Wo_{45,2-48,3} En_{44,1-45,8} Fs_{8,9-10}$; #Mg = 79-84; bordure: $Wo_{46,1-46,2} En_{44,2-45,4} Fs_{8,4-9,7}$; #Mg = 82-84). Les endiopsides ($Wo_{39-43,4} En_{46,6-53} Fs_{8-10}$; #Mg = 84-87), les augites (cœur: $Wo_{40,3-45} En_{37,5-47,5} Fs_{10,1-19,4}$; 67 #Mg = 67-84; bordure: $Wo_{38,4-44,9} En_{42,3-47,7} Fs_{10-15,5}$; #Mg 76-83; Annexes; Tableau 2) et les salites (cœur: $Wo_{45,5-45,6} En_{43,1-44,1} Fs_{10,4-11,4}$; #Mg = 79-82; bordure: $Wo_{45,5-45,9} En_{42,5-44,3} Fs_{10,7-11,6}$; #Mg = 79-80) ne montrent pas de telles différences de composition entre coeur et bordure. Cette grande diversité chimique des clinopyroxènes est parfaitement visible dans les diagrammes Ti-Na-Al^{IV} (Fig. 14) et Di-Hd-En-Fs (Fig. 18) où les points représentatifs de ces minéraux sont dispersés. Cette dispersion est liée à la grande variation des rapports #Mg (#Mg = 67-87) et Al/Ti (endiopsides: Al/Ti = 9-10; diopsides: Al/Ti = 6,82-9,20; salites: Al/Ti = 5,95-8,45; pour les salites, augites: Al/Ti = 4,18-9,56). Ces pyroxènes représentent donc différentes populations ayant cristallisé à différents stades de l'évolution magmatique. Dans cette optique, les clinopyroxènes de composition diopside-endiopsides représenteraient des cristaux précoces formés au début de la cristallisation fractionnée, et postérieurement "sédimentés" dans le magma hôte. Leurs enrichissement en alumine et dans en moindre mesure en titane s'expriment aussi dans la composition chimique de la roche totale ($Al_2O_3 \pm 16\%$; Annexes; Tableau 42).

*Tous les pyroxènes analysés des basaltes sont nettement déficitaires en chrome ($Cr_2O_3 < 0,37\%$) et nickel ($NiO < 0,24\%$; Annexes; Tableau 2). Cependant les diopsides en endiopsides sont légèrement plus riches en chrome ($0,06 < Cr_2O_3\% < 0,70$). Les salites, comparées aux augites ($4,3 < Al_2O_3\% < 6,38$; $TiO_2 = 0,9-2,23\%$), sont nettement plus alumineuses, titanifères ($5,74 < Al_2O_3\% < 6,75$; $TiO_2 = 1,13-1,61\%$) et sodiques ($Na_2O = 0,23-0,31\%$).

En conclusion: les clinopyroxènes de la séquence magmatique de Guanajuato, sur la base de leurs teneurs en TiO_2 , Cr_2O_3 et Al_2O_3 , montrent une tendance évolutive depuis des diopsides, relativement riches en chrome des cumulats ultrabasiques, jusqu'à des endiopsides et des salites, relativement alumineux, présents dans les dolérites primitives ou des salites et des augites des gabbros cumulats et des dolérites hyperalumineuses (Fig. 13).

Cristallochimie et comportement des cations

Les formules structurales des clinopyroxènes ont été calculées sur la base d'une stoechiométrie à 6 atomes d'oxygène; le calcul du fer ferrique se fait selon la méthode de Papike *et al.* (1974) et Cameron et Papike (1981).

Le comportement de plusieurs cations (Si, Ti, Al, Fe, Cr et Na) pour l'ensemble des clinopyroxènes de la séquence magmatique de Guanajuato nous a permis de mettre en évidence les substitutions couplées les plus importantes intervenant dans ces ferro-magnésiens, et donc de mettre en évidence leurs composants non-quadrilatéraux (Papike *et al.*, 1974; Cameron et Papike, 1981). Ainsi, la corrélation linéaire entre Si et Al, et le fait que toutes les analyses tombent au-dessus de la ligne 1/1 (Fig. 19), indiquent un rôle important des substitutions de l'alumine en site tétraédrique et octaédrique (Al^{IV}-Al^{VI}). Ceci, d'ailleurs, reflète une activité modérée ou retardée de la silice dans le magma, à partir duquel ont cristallisé ces minéraux ferro-magnésiens (LeBas, 1962). On peut constater, cependant, que la substitution Al-Si n'est pas parfaite. Le comportement des principaux cations en fonction de l'Al^{IV} montrent, en effet, des très bonnes corrélations positives avec Ti et Al^{VI}, et négatives avec le Fe^{3+} . Les pôles de substitution les plus importants pour l'ensemble des clinopyroxènes de Guanajuato sont donc les molécules de Ca-tschermak et Ti-tschermak ($R^{2+} Al^{VI} Al^{IV} SiO_6$ et $R^{2+} Ti Al^{IV} SiO_6$). En outre, la grande dispersion Fe^{3+} des analyses indique vraisemblablement des changements dans la fO_2 dans le réservoir magmatique. Les corrélations négatives entre Fe^{3+} et Na indiquent que les pôles de substitution de type acmite sont inexistantes ou négligeables pour

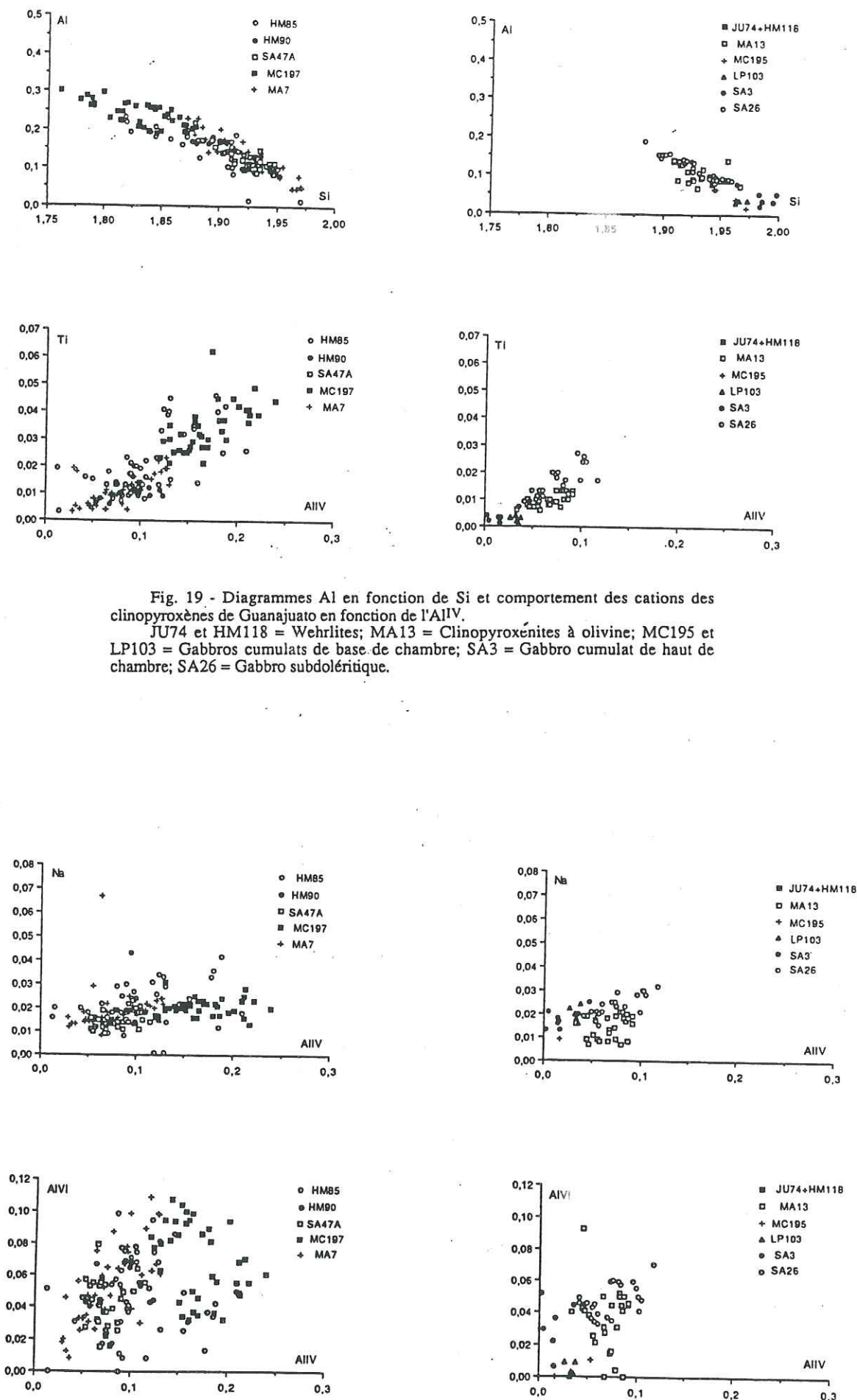


Fig. 19 - Diagrammes Al en fonction de Si et comportement des cations des clinopyroxènes de Guanajuato en fonction de l'Al^{IV}.
JU74 et HM118 = Wehrlites; MA13 = Clinopyroxénites à olivine; MC195 et LP103 = Gabbros cumulats de base de chambre; SA3 = Gabbro cumulat de haut de chambre; SA26 = Gabbro subdoléritique.

Fig. 19 (suite) - Comportement des cations des clinopyroxènes de Guanajuato en fonction de l'Al^{IV}.

l'ensemble de ces clinopyroxènes. Les pôles de substitution des clinopyroxènes de Guanajuato sont effectivement vérifiés dans un diagramme Ti-Na-Al^{IV} (Papike *et al.*, 1974; Fig. 14), où l'on peut observer que plus de 95% des clinopyroxènes tombent dans le domaine des CATS (Ca Al^{IV} Al^{VI} SiO₆), seulement quelques 2-3 % sont dans le domaine des TAL (Ca Ti Al₂ O₆), et enfin, 1-2 % se partagent dans les domaines des NATAL (Na Ti Si Al O₆) et des AC (Na Fe Si₂ O₆).

***En récapitulant**, les clinopyroxènes sont omni-présents dans tous les faciès pétrographiques de la séquence magmatique de Guanajuato, à l'exception des diorites à amphibole et, bien entendu, des roches acides. On constate l'existence de deux tendances évolutives, l'une représentée par le passage de diopside à salite (la tendance la plus caractéristique), l'autre par celle d'endiopside à augite calcique. Ces deux tendances évolutives permettent de rendre compte de l'enrichissement en fer, alumine et titane au cours de l'évolution magmatique.

Les clinopyroxènes, riches en silice, magnésium et calcium, mais pauvres en titane (TiO₂ < 1%), sont typiques des clinopyroxènes des roches orogéniques (Leterrier *et al.*, 1982). Leur appauvrissement en chrome et en nickel serait à rattacher à la cristallisation précoce du spinelle chromifère et de l'olivine, alors que celui en potassium serait lié au caractère appauvri en cet élément du magma hôte (basalte pauvre en K).

Bien que l'évolution de type endiopside ou diopside vers le pôle augitique semble être courante dans les magmas orogéniques (Marcelot *et al.*, 1988), puisqu'elle reflète l'appauvrissement en calcium du magma au cours de leur évolution. La présence de clinopyroxène salitique paraît restreinte aux magmas alcalins (LeBas, 1962), ou subalcalins hydratés (calco-alcalins, Lewis, 1973).

La tendance salitique a été signalée dans les complexes zonés de type Alaska (Murray, 1972) ou dans les xénolithes ultramafiques-mafiques émis par les volcans d'Alaska (Conrad et Kay, 1984), considérés comme typiquement calco-alcalins. Cependant, cette tendance salitique a été signalée aussi dans l'association plutono-volcanique tholéiitique de Dras, en Himalaya (Reibel, 1984). Pour le cas de Guanajuato, celle-ci n'est pas considérée comme le reflet d'une alcalinité du magma parental, mais comme le résultat de la cristallisation du clinopyroxène à partir de mélanges plus hydratés (Murray, 1972; Conrad et Kay, 1984). En effet, pour Marcelot *et al.* (1988), la présence de clinopyroxène salitique dans les séries d'arc insulaire est attribuée au fractionnement précoce et important de clinopyroxène dans des magmas hydratés, à la précipitation concomitante de phases riches en magnésium et/ou à un incrément de la fO₂ dans le réservoir magmatique. Pour le cas de Guanajuato, la combinaison de ces trois facteurs semble rendre compte de la tendance salitique. En effet, le fractionnement précoce de l'olivine et du clinopyroxène riche en magnésium (diopsides-endiopsides), déduit de leurs rapports #Mg élevés, est indiscutable (Fo78-84 et 82 < #Mg < 91) et il implique que ces phases minérales sont proches du "liquidus". De plus, le caractère saturé en eau du magma se traduit par l'apparition de l'amphibole et/ou de la biotite. L'incrément de la fO₂ du réservoir magmatique est démontré par l'apparition de la salite, par la présence de magnétite abondante dans plusieurs gabbros et dans la diorite de Tunamansa, et enfin, par la présence des substitutions de type ferri-tschermakite dans les clinopyroxènes.

La présence d'endiopside comme ferro-magnésien prédominant dans certains basaltes et des dolérites suggère un caractère "primitif" (peu évolué) du magma parental. Dans les laves et les dolérites les plus riches en alumine, on y reconnaît quatre populations de clinopyroxènes aluminieux, riches en sodium et en titane, qui correspondraient vraisemblablement à des inclusions cogénétiques, et qui suggèrent la présence de fractionnements successifs dans le magma hôte. Il est intéressant de constater, en effet, que les basaltes hyperalumineux sont considérés comme des roches formées durant un stade stationnaire (steady-state), à partir d'un magma riche en MgO (d'un magma primitif), par fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène (Uto, 1986), à des pressions modérées (< 25 km de profondeur), à la base de la croûte supérieure des arcs insulaires (Kay et Kay, 1985b; Gust et Perfit, 1987; Crawford *et al.*, 1987; DeBari et Coleman, 1989).

Il paraît évident, en effet, que le fractionnement précoce des diopsides, des endiopsides et de l'olivine, riche en MgO et l'apparition plus tardive de salite dans les

roches magmatiques de Guanajuato, ont entraîné un retard dans l'apparition du plagioclase, mais aussi un enrichissement en alumine et en titane du magma.

En outre, l'omniprésence de substitutions de type Ca-tschermakite dans les clinopyroxènes de Guanajuato reflète probablement la prédominance, soit des conditions plus ou moins constantes de température, soit d'une faible activité de la silice (ou d'une activité tamponnée de celle-ci), ou des deux (Barberi *et al.*, 1971). Cette substitution peut s'expliquer aussi par l'apparition tardive du plagioclase, ce qui a entraîné les minéraux ferromagnésiens à piéger le CaO.

La substitution de type Ti-tschermakite pourrait être liée soit à une augmentation de la fO₂ dans le magma au cours de la cristallisation de ces mêmes minéraux ferro-magnésiens, soit à la température élevée et l'activité retardée de la silice et de l'aluminium.

d). - Les amphiboles

Les amphiboles sont, après les clinopyroxènes, les minéraux ferro-magnésiens les plus abondants dans la séquence magmatique de Guanajuato. Elles sont pour la plupart présentes sous la forme de :

- cristaux poecilites dans les cumulats ultrabasiques-basiques (amphiboles magmatiques),
- en couronnes réactionnelles autour des clinopyroxènes des gabbros et des dolérites (amphiboles tardi-magmatiques),
- en cristaux prismatiques dans les gabbros subdoléritiques, dolérites et basaltes (amphiboles secondaires ou métamorphiques).

D'après la classification de l'I.M.A. (Leake, 1978), il s'agit essentiellement d'amphiboles calciques, avec (Ca+Na)_B > 1,34 et Na_B < 0,67, avec des compositions extrêmement variables.

Amphiboles magmatiques

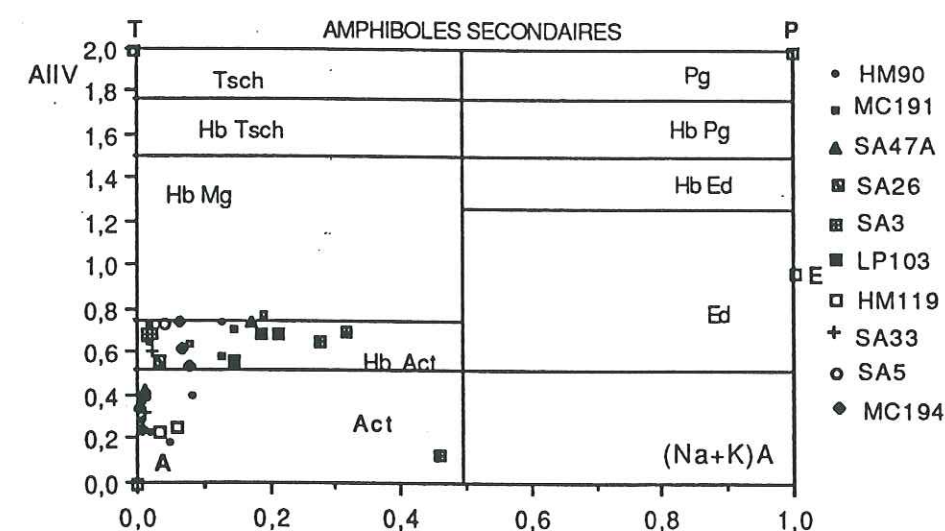
Les magnésio-hornblendes ((Na+K)_A < 0,50 et Ti < 0,50) sont ubiquistes puisqu'elles sont présentes dans tous les faciès plutoniques (ultrabasites, gabbros cumulats, diorites et tonalites; Fig. 20).

*Les magnésio-hornblendes des clinopyroxénites à hornblende et plagioclase, comparées aux hornblendes tschermakitiques (#Mg = 66) avec lesquelles elles coexistent (MC194; #Mg = 78), sont peu aluminieuses (Al₂O₃ = 6 %), peu titanifères (TiO₂ = 0,47 %) et peu ferrifères (FeO = 9,04 %), mais riches en magnésium (MgO = 17,58 %), calciques (CaO = 12,61%) et moyennement siliceuses (SiO₂ = 50,86 %; Annexes; Tableau 24). Inversement, les hornblendes tschermakitiques sont plus riches en sodium et potassium (Tableau 24). Ces amphiboles s'altèrent en bordure en actinote et en hornblendes actinolitiques et trémolitiques (Annexes; Tableau 24).

*Les amphiboles magmatiques des gabbros cumulats de bas de chambre (MC 195, HM 93B et LP 103) contiennent essentiellement des magnésio-hornblendes (6,65 < Si < 7,25; 0,65 < Mg/(Mg+Fe²⁺) < 0,84; #Mg = 62-75; Fig. 20), moyennement siliceuses (SiO₂ % = 44,5-51,50), peu ou modérément aluminieuses (Al₂O₃ % = 5, 1-10), titanifères (TiO₂ % = 0, 4-2,27), sodiques (Na₂O % = 0,5-1,27) et pauvres en potassium (K₂O % = 0,05-0,58) et MnO (MnO < 0,56 %; Annexes; Tableau 21).

*Les magnésio-hornblendes des gabbros de haut de chambre (SA 3; 6,60 < Si < 7,20; 0,71 < Mg/(Mg+Fe²⁺) < 0,90) ont des teneurs semblables en silice et alumine que celles des gabbros de base de chambre. Cependant, elles sont plus titanifères (TiO₂ % = 0,5-3,39%), plus sodiques (Na₂O < 1,85%), et leurs #Mg sont plus élevés (#Mg = 68-77; Annexes; Tableau 21).

*Les diorites à amphibole (HM 93A, LP 102 et SA 33) renferment aussi des magnésio-hornblendes (6,59 < Si < 7,18; 0,65 < Mg/(Mg+Fe²⁺) < 0,85; Fig. 20) dont les teneurs en silice, alumine, titane, fer, manganèse, sodium et potassium sont extrêmement variables (Annexes; Tableau 22). Inversement, leurs teneurs en calcium (11% < CaO < 12%) et en magnésium (13 < MgO < 14%) sont plus constantes. Leurs #Mg sont compris entre 60-70 (Fig. 21).



Pôles de substitution: T = TSCHERMAKITE; A = ACTINOTE; P = PARGASITE;
E = EDENITE.

[illegible]

DI=Olivine; DI=Endlopsi; Aug=Augite; Sal=Salite;
Hb Pa=Hornblende pargasitlike; Pa=Pargasite; Hb mg=Hast-Hornblende
magnésit hastingsitlike; Ts=Tschermakite; Hb Ts=Hornblende
tschermakitlike; Hb mg=Magnésit hornblende; Hb Pa Fe=Hornblende
pargasitlike ferrière; Hb Ed=Hornblende édénitlike; Hb Hast mg=
Hornblende hastingsitlike magnésienne; Phlog=Phlogopite

Fig. 21 - Variation du rapport #Mg des minéraux ferro-magnésiens (par type pétrographique) de la séquence magmatique de Guanajuato.

	WEHLITES	CLINOPYROXÈNE à OI	CLINOPYROXÈNE à HB-PI	FILON riche en Cpx	HORNBLÈNITE à Cpx	GABBROS CUMULATS	GABBROS PEGMATITTIQUES	GABBROS SUBDOLÉRIQUES	DIORITE à Amph	DIORITE à Cpx	DIORITES-OU TONALITES	GRANOPHYRES	DOLERITES	BASALTES (FILONS)	BASALTES (LAVES)
Olivine	Fe 71-79 Wo 44-47				Wo 44-47 Fs 11-12 En 51-53	Wo 44-47 Fs 11-12 En 51-53		Wo 44-47 Fs 11-12 En 51-53		Wo 44-47 Fs 11-12 En 51-53				Wo 44-47 Fs 11-12 En 51-53	Wo 44-47 Fs 11-12 En 51-53
Clinopyroxène															
Plagioclase															
Amphibole															
Spinel															
Phlogopite ou Biotite															
Andalite															
Sphène															
Allanite															
Zircon															
Quartz															

Fig. 22 - Paragenèses magmatiques des principaux faciès de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato.

*Les diorites à clinopyroxène, par contre, montrent des magnésio-hornblendes ($7,05 < Si < 7,22$; $0,73 < Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,81$; $66 < \# Mg < 68$; Fig. 20; Annexes; Tableau 22), plus siliceuses ($48,73 < SiO_2 \% < 50,63$), moins alumineuses ($5,16 < Al_2O_3 \% < 6,23$), moins titanifères ($0,76 < TiO_2 \% < 0,96$), sodiques ($0,75 < Na_2O \% < 0,93$) et potassiques ($K_2O < 0,20\%$) que celles des diorites à amphibole. Leurs teneurs en CaO, MgO et MnO sont comparables à celles des magnésio-hornblendes des autres diorites.

*Enfin, les amphiboles magmatiques des roches acides de Guanajuato (SA 5) sont aussi des magnésio-hornblendes ($6,82 < Si < 7,17$ et $0,65 < Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,80$; Fig. 19; $\#Mg = 59-64$; Fig. 20; Annexes; Tableau 23), modérément siliceuses ($47,25 < SiO_2 \% < 50,04$), titanifères ($0,94 < TiO_2 \% < 1,63$) et sodiques ($1,30 < Na_2O \% < 1,79$).

L'abondance relative, par type pétrographique, de la paragenèse magmatique de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato est montrée dans la Figure 22.

Les amphiboles tardi-magmatiques

Le développement des amphiboles tardi-magmatiques, au dépens des clinopyroxènes, est un trait caractéristique de la séquence magmatique de Guanajuato.

*Ainsi, une enclave de clinopyroxénite à hornblende et plagioclase (CLL1; Annexes; Tableau 24) dans la diorite de Tunamansa, montre des amphiboles tardi-magmatiques qui ont des cœurs de hornblendes pargasitiques, bordés de hornblendes édénitiques ($(Na+K)A > 0,50$; $Ti < 0,50$; $Fe^{3+} < Al^{VI}$; $6,30 < Si < 6,60$; $0,82 < Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,86$; Fig. 20). Ces amphiboles calciques, caractérisées par des $\#Mg$ élevés (80-84), sont peu siliceuses ($43 < SiO_2 \% < 46,5$) et alumineuses ($10,5 < Al_2O_3 \% < 13,30$). Elles sont très pauvres en chrome ($Cr_2O_3 < 0,70\%$), nickel ($NiO < 0,27\%$) et potassium ($K_2O < 0,30\%$). Leurs teneurs en TiO_2 ($< 1,27\%$) et en Na_2O ($< 2,35\%$) sont comparables à celles des magnésio-hornblendes magmatiques.

*Plusieurs échantillons de gabbros de bas de chambre (p.e., HM119; Annexes; Tableau 21) renferment des amphiboles tardi-magmatiques de composition beaucoup plus diversifiée. Ces amphiboles, peu siliceuses, naissent au dépens des clinopyroxènes. On observe, en particulier, dans les niveaux les plus bas de la séquence plutonique, des hornblendes hastingsitiques, magnésiennes et pargasitiques riches en fer ($6,29 < Si < 6,48$ cations par formule structurale = c.p.f.s., et $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,6-0,64$; Fig. 21). Leurs teneurs en silice sont inférieures à 44 %. Leurs concentrations en titane, aluminium et sodium sont respectivement comprises entre 2,56-2,98 %, 8,89-10,31 % et 1,54-1,90 %. Ces amphiboles passent en bordure à des hornblendes édénitiques ($Si = 6,51$ c.p.f.s. et $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,64$). La présence de ces amphiboles ainsi que leurs compositions rappellent celles des gabbros calco-alcalins du type III de Beard (1986a).

D'après Leake (1971) la présence de hornblendes édénitiques est plutôt rare, car elle cristallise à des températures relativement basses (la limite maximale de stabilité thermique étant inférieure à celle où les magmas cristallisent). Néanmoins, des édénites et des hornblendes édénitiques ont été signalées dans des cumulats ultrabasiques-basiques, présents dans le complexe péridotites-diorites de Bear Mountains (Etats-Unis occidental; Snoke *et al.*, 1981; Snoke *et al.*, 1982), dans le batholithe "Peninsular Ranges" du SE de la Californie (Smith *et al.*, 1983), ainsi que dans des norites de haut de chambre du complexe de Tonsina (Alaska, DeBari et Coleman, 1989).

On retrouve des hornblendes édénitiques dans des gabbros cumulats de complexes plutoniques d'arc, comme ceux de l'île de Tobago (Girard et Maury, 1983), de l'association plutono-volcanique de l'arc de Dras, (Himalaya; Reibel, 1984) ou ceux dragués dans la fosse des Mariannes (Bloomer et Hawkins, 1983). Dans ces deux derniers cas, les amphiboles édénitiques sont considérées comme secondaires ou tardi-magmatiques, car elles remplacent des clinopyroxènes (Bloomer et Hawkins, 1983; Reibel, 1984).

Pour le cas des amphiboles tardi-magmatiques des plutonites de Guanajuato, qui sont très riches en alumine, relativement magnésiennes et pauvres en silice; on peut raisonnablement penser qu'elles proviennent de la déstabilisation d'anciens

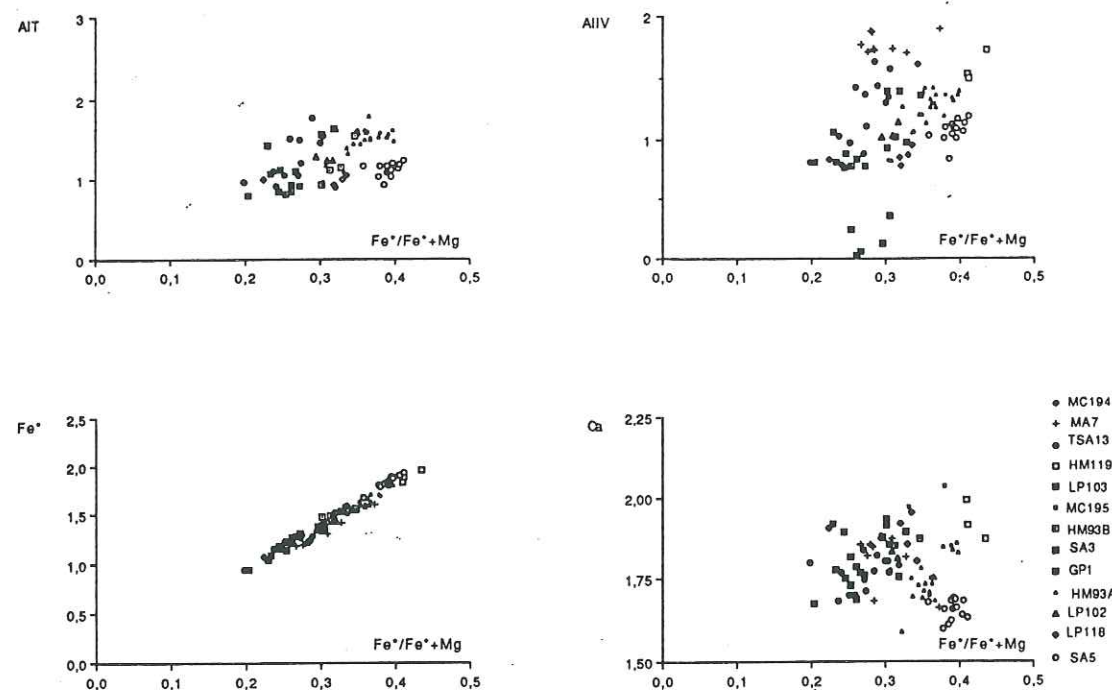


Fig. 23 - Comportement de plusieurs cations des amphiboles primaires de Guanajuato en fonction de l'indice de différenciation $Fe^*/(Fe^*+Mg)$.
MC194 = Clinopyroxène à Hb-Pi; MA7 = Filon d'ankaramite; TSA13 = Hornblende à CPX; HM119, LP103, MC195 et HM93B = Gabbros cumulats de base de chambre; SA3 = Gabbro cumulat de haut de chambre; GP1 = Gabbro pegmatitique; HM93A et LP102 = Diorite de Tunamansa; LP118 = Diorite à CPX; SA5 = Tonalite.

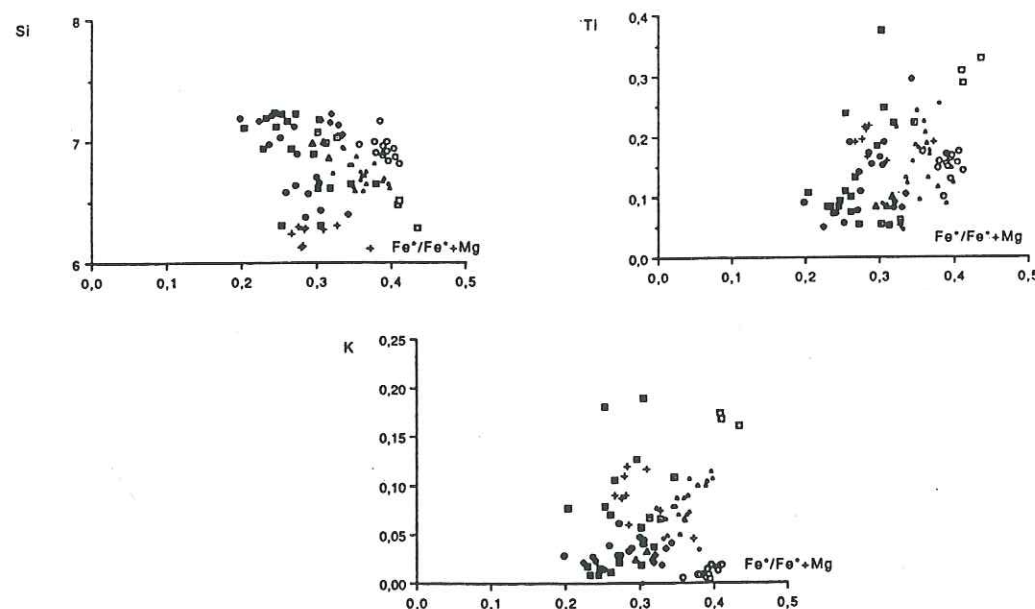


Fig. 23 (suite) - Comportement de plusieurs cations des amphiboles primaires de Guanajuato en fonction de l'indice de différenciation $Fe^*/(Fe^*+Mg)$.

clinopyroxènes riches en magnésium et alumine (diopsides ou salites), au cours d'une augmentation importante de la pression des fluides, car silice et l'alumine sont les cations les plus dépendants de la pression de fluides. En effet, lorsque la pression augmente, Al augmente et Si diminue (Spear, 1976).

Cristallochimie et comportement des cations

*Les formules structurales des amphiboles ont été calculées sur la base de 23 atomes d'oxygène. La répartition des cations dans les sites a été réalisée d'après Robinson *et al.* (1982); le partage du fer (Fe^{3+} et Fe^{2+}) a été calculé à partir de l'équation d'équilibre des charges préconisée par Papike *et al.* (1974) et Cameron et Papike (1979), soit : $[Al^{IV}+NaM^4 = (Na+K)A + Al^{VI} + Fe^{3+} + Cr + 2Ti]$.

Les amphiboles calciques de Guanajuato montrent des corrélations positives entre Si, Ti, Al, Fe, Na et K et $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ (Fig. 23), considéré ici, comme un indice de différenciation.

Lorsque l'on compare le comportement entre différents cations, on constate que pour l'ensemble des amphiboles de Guanajuato, Si et Al d'une part, $Al^{IV} + Ti + Fe^{3+} + Cr$ et Al^{IV} d'autre part, présentent des corrélations négatives (Fig. 24) qui impliquent l'entrée de Al en site tétraédrique dans le site T de l'amphibole, et la présence de substitutions de type tschermakite ($Al^{IV} - Al^{VI}$). Le déficit de charge, induit par l'entrée de l' Al^{IV} dans le site T, sera compensé par l'entrée de $Al^{IV} + Ti + Fe^{3+} + Cr$. La nette corrélation positive entre Ti et Al^{IV} (Fig. 24) indique la présence de substitutions de type Ti-tschermakite. La corrélation entre Fe^{3+} et Al^{IV} , moins évidente, suggère aussi l'intervention des substitutions de type ferro-tschermakite. Enfin, l'absence de corrélations évidentes entre NaM^4 et Al^{IV} d'une part, et Na_A et Al^{IV} d'autre part (Fig. 24), implique que les substitutions de type glaucophane et édénite sont absentes ou négligeables.

Dans le diagramme triangulaire A- NaM^4 - Al^{IV} permettant de mettre en évidence les substitutions couplées intervenant dans ces minéraux (Cameron et Papike, 1974), on remarquera la prédominance des substitutions de type tschermakite pour toutes les magnésio-hornblendes présentes dans toutes les plutonites (Fig. 25). En outre, on notera que les hornblendes pargasitiques et magnésio-hastingsitiques tombent dans le domaine des pargasites, et qu'il existe une évolution assez nette pour l'ensemble des amphiboles. La substitution de type Ca-tschermakite pourrait être le reflet, comme cela est le cas pour les clinopyroxènes, de la présence d'une activité retardée de la silice ou d'une persistance de conditions stables de température alors que les substitutions de type Fe-tschermakite et Ti-tschermakite pourraient être associées à une augmentation de la fO_2 dans le magma. Ceci est d'ailleurs confirmé par l'apparition tardive de la magnétite ou de la titanomagnétite dans la succession magmatique de Guanajuato.

*En conclusion, l'ensemble des analyses représentatives des amphiboles magmatiques et tardi-magmatiques des roches plutoniques de Guanajuato, reportées dans un diagramme triangulaire Ca-Fe-Mn-Mg (Fig. 12) s'alignent parallèlement à l'axe Fe-Mn-Mg. Cette droite évoque une évolution de type ferro-magnésienne normale avec comme substitution dominante du type $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, considérée par Helz (1973a) comme dépendante de la composition chimique du magma de départ, de la température et de la fO_2 . Il apparaît donc que olivines, clinopyroxènes et amphiboles de la séquence magmatique de Guanajuato montrent la même évolution ferro-magnésienne. Cette dernière est compatible avec la cristallisation de ces minéraux ferro-magnésiens dans un magma tholéiitique, soumis à des conditions physico-chimiques variables. En effet, la cristallisation de l'amphibole suit celle des phases anhydres (olivines et clinopyroxènes) et suggère une hydratation du magma au cours de sa différenciation ou un caractère hydraté du magma dès le départ. Les travaux expérimentaux de Helz (1973 a) ont montré que l'amphibole n'est plus stable au-dessus de 1000°C, dans des conditions de fO_2 considérées pour le tampon QFM (Quartz-Fayalite-Magnétite) et de pression de fluide $PH_2O = 5$ kb.

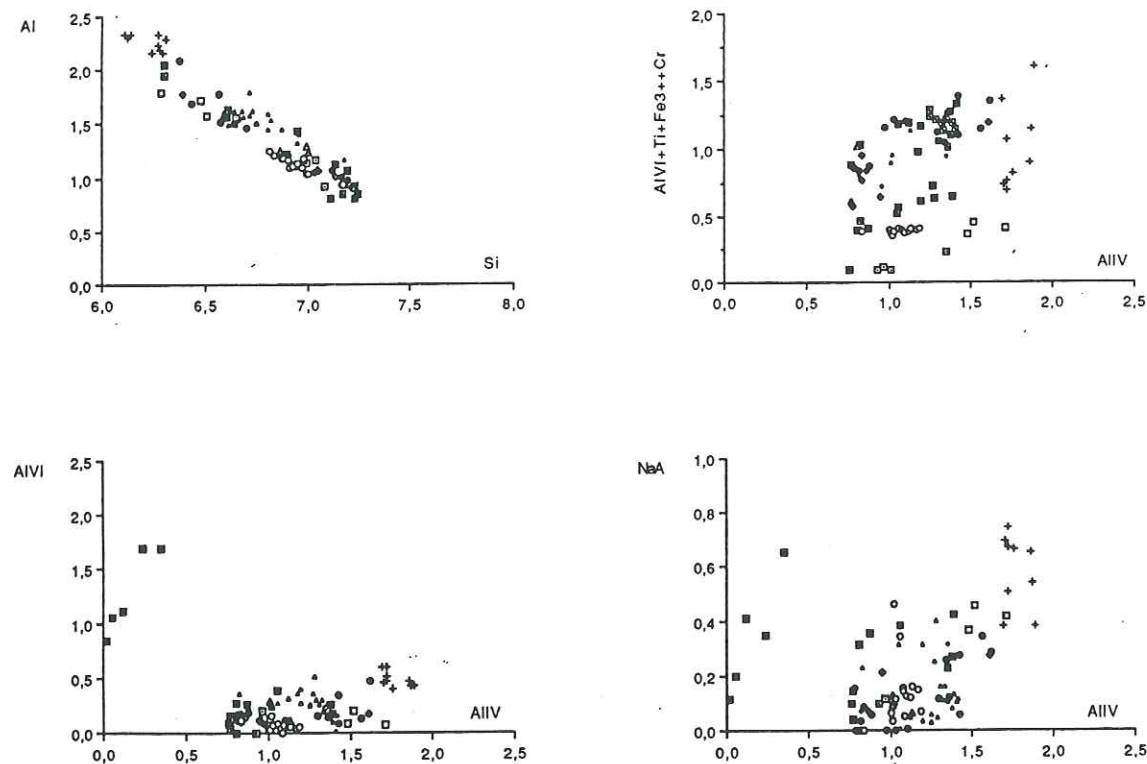


Fig. 24 - Diagramme Al en fonction de Si, et comportement de plusieurs cations des amphiboles primaires de Guanajuato en fonction de l'Al^{IV}. Même symbologie que figure 23.

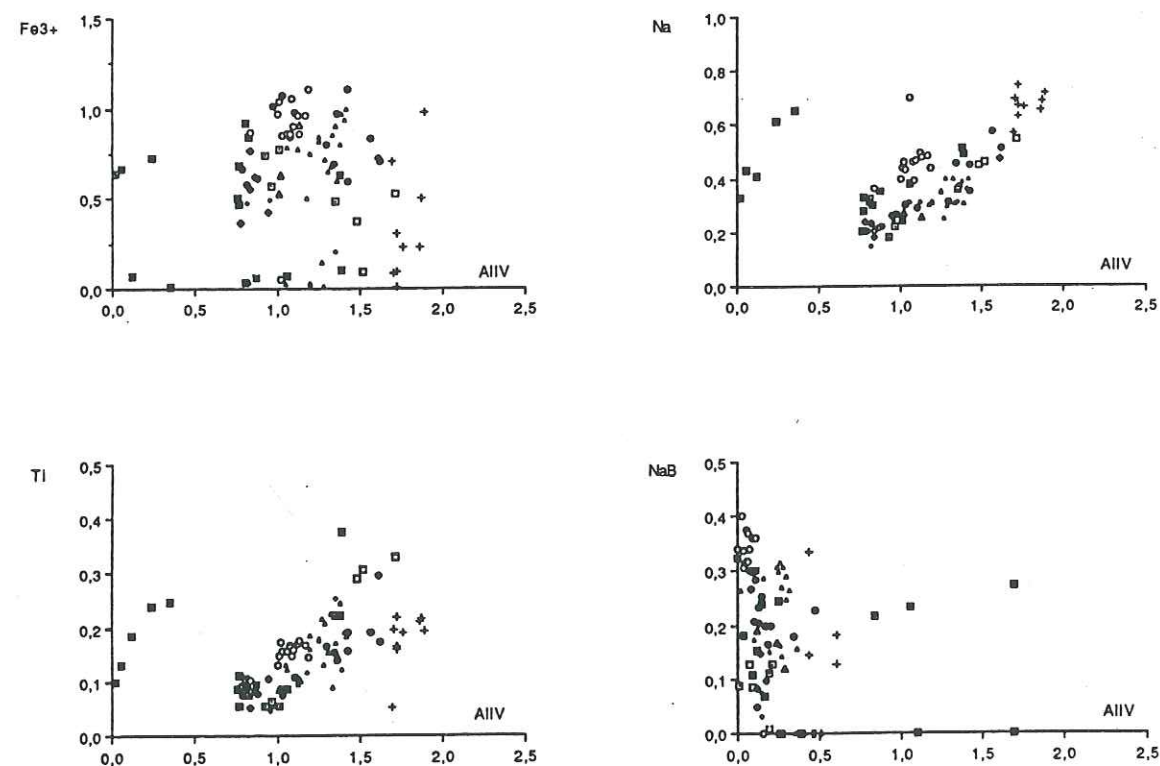


Fig. 24 (suite) - Comportement de plusieurs cations des amphiboles primaires de Guanajuato en fonction de l'Al^{IV}.

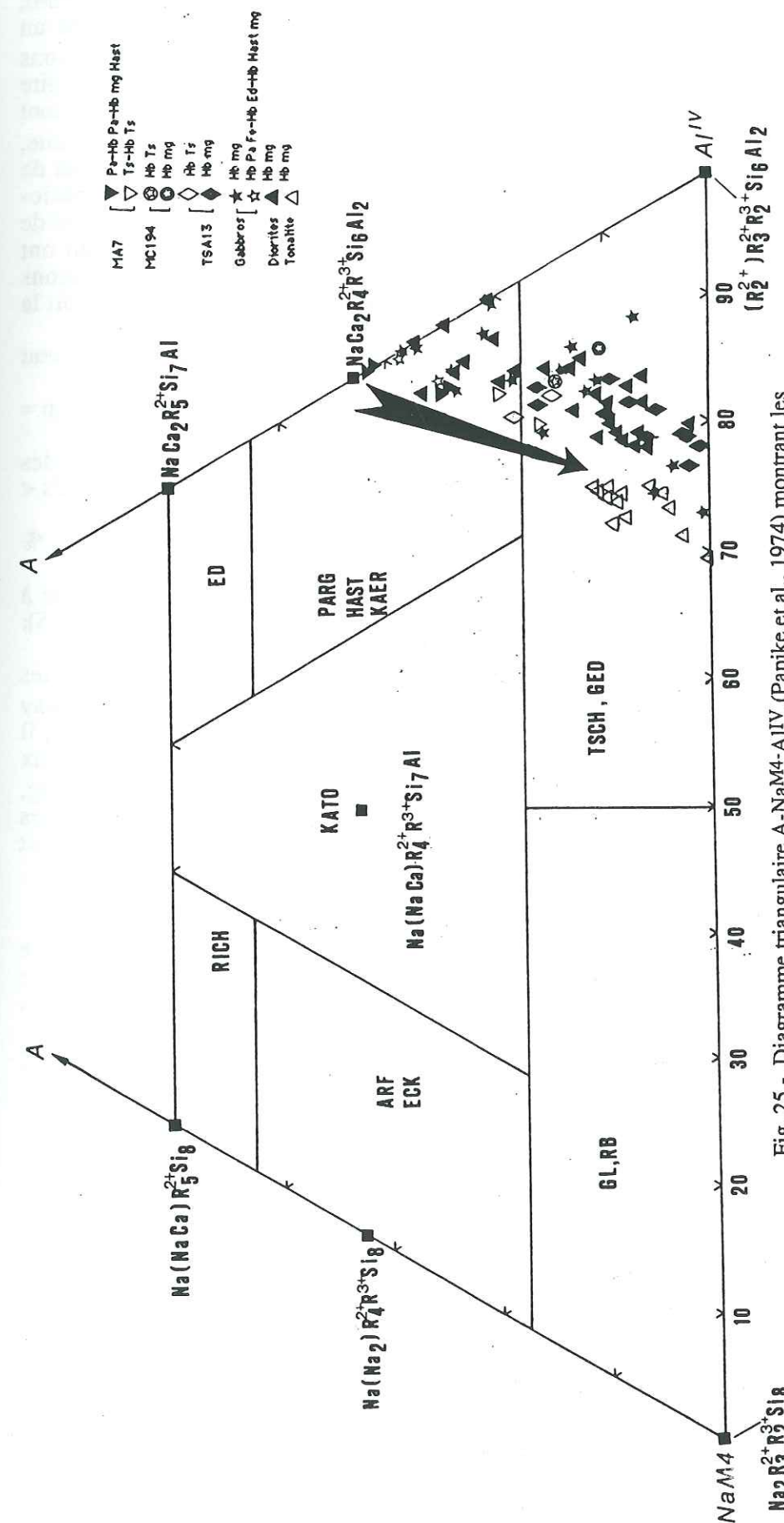


Fig. 25 - Diagramme triangulaire A-NaM4-AlIV (Papike et al., 1974) montrant les composants non-quadrilatéraux des amphiboles de la séquence magmatique de Guanajuato. La flèche indique l'évolution de ces ferro-magnésiens.

MA 7 = Filon d'anakamite; MC194 = Clinopyroxène à Hb-Pi; TSA 13 = Hornblende à CPX.
 Pa = Pargasite; Hb Pa = Hornblende pargasitique; Hb mg Hast = Hornblende magnésio-hastingsite; Ts = Tschermakite; Hb Ts = Hornblende tschermakitique; Hb mg = Magnésio-hornblende; Hb Pa Fe = Hornblende pargasitique ferrifère; Hb Ed = Hornblende édénitique; Hb Hast mg = Hornblende hastingsitique magnésienne.
 RICH = Richterite; ED = Edenite; ARF-ECK = Arfvedsonite-Eckermannite; KATO = Katophorite; PARG-HAST-KAER = Pargasite-Hastingsite-Kaersuite; GL, RB = Glaucophane, Riebeckite; TSCH, GED = Tschermakite, Gedrite.

*Estimation de la pression de cristallisation des amphiboles

Afin de tester cela, et en sachant que les teneurs en Al de l'amphibole sont dépendantes de la pression de cristallisation de ce minéral (Hammarstrom et Zen, 1986), nous avons reporté les analyses des amphiboles primaires de Guanajuato dans un diagramme Al^{IV} en fonction de Al total. Dans ce même diagramme, nous avons superposé les pressions de cristallisation, calculées par l'équation de régression linéaire d'Hammarstrom et Zen (1986), dont l'incertitude est de ± 2 kb (Fig. 26). Il ressort, tout d'abord, une très nette corrélation positive entre Al^{IV} et Al total. On remarque, ensuite, que les amphiboles tschermakitiques ou pargasitiques des roches ultrabasiques et de quelques gabbros ont cristallisé à des pressions de 5-4 kb, alors que les magnésio-hornblendes des diorites ont cristallisé à des pressions nettement plus basses. Il en est de même pour les amphiboles des gabbros de haut de chambre et des tonalites qui ont cristallisé respectivement à des pressions de [2-4 kb] et [2-0,5 kb]. Ces pressions représenteraient soit la pression de cristallisation magmatique de ces minéraux, soit la pression de fluide régnant lors de leur cristallisation.

Les teneurs en tschermakite ($\% Ts = (8-Si-Na)/2$) des amphiboles décroissent depuis les ultrabasites jusqu'aux tonalites et varient de la manière suivante :

- (i) les roches ultrabasiques renferment des hornblendes tschermakitiques avec ($n = 3$); $49 < \% Ts < 57$;
- (ii) les gabbros cumulats de bas de chambre renferment soit des hornblendes pargasitiques ferrifères et/ou hastingsitiques et/ou édénitiques avec ($n = 3$); $51 < \% Ts < 59$; soit des magnésio-hornblendes ($n = 8$); $29 < \% Ts < 54$;
- (iii) les gabbros de haut de chambre sont à magnésio-hornblende ($n = 7$); $24 < \% Ts < 46$;
- (iv) les diorites de Tunamansa et en encaissant du complexe filonien (diorite à salite) sont à magnésio-hornblendes [$n = 24$]; $36 < \% Ts < 54$; ($n = 4$); $26 < \% Ts < 35$;
- (v) les tonalites renferment des hornblendes à ($n = 14$); $23 < \% Ts < 38$.

Si les teneurs en Al total des amphiboles sont dépendantes de la pression, alors les teneurs en alumine hexacoordinées (Al^{VI}) dépendraient aussi de la pression (Holloway et Burnham, 1972). On peut donc affirmer que pour les amphiboles de Guanajuato, il existe une diminution de la pression depuis les cumulats ultrabasiques jusqu'aux tonalites, puisque les teneurs en Al^{VI} décroissent en fonction du rapport Fe^*/Fe^*+Mg , c'est-à-dire, au fur et à mesure de la cristallisation fractionnée. (Il est alors clair que les différents termes pétrographiques de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato ont cristallisé à différentes pressions, donc à différentes profondeurs).

*Estimation des températures de cristallisation

Les substitutions de type Ti-tschermakite sont dépendantes des températures de cristallisation (Helz, 1973a). Nous avons tenté d'estimer les températures de cristallisation des hornblendes en nous servant du géothermomètre proposé par Otten (1984). Ce géothermomètre est calculé à partir des teneurs en titane des amphiboles. La température est obtenue à partir de la formule $T (^{\circ}C) = 273 \times (Ti/23 O) + 877$ ($Ti/23 O$ correspond au nombre de cations par formule structurale de Ti, calculés sur la base de 23 oxygènes).

Les températures obtenues par type pétrographique sont les suivantes :

- (i) roches ultrabasiques = hornblende tschermakitique ($n = 3$); $924 < T (^{\circ}C) < 958$; magnésio-hornblende ($n = 12$); $891 < T (^{\circ}C) < 922$;
- (ii) gabbros cumulats de bas de chambre = hornblende pargasitique ferrifère et/ou hastingsitique et/ou édénitique ($n = 3$); $956 < T (^{\circ}C) < 967$; et magnésio-hornblende ($n = 8$); $889 < T (^{\circ}C) < 946$;
- (iii) gabbros de haut de chambre = magnésio-hornblende ($n = 7$); $892 < T (^{\circ}C) < 979$;
- (iv) diorite de Tunamansa = magnésio-hornblende ($n = 24$); $900 < T (^{\circ}C) < 943$;
- (v) diorite à salite (encaissant du complexe filonien) = magnésio-hornblende ($n = 7$); $899 < T (^{\circ}C) < 905$;
- (vi) tonalites = magnésio-hornblende ($n = 14$); $905 < T (^{\circ}C) < 925$.

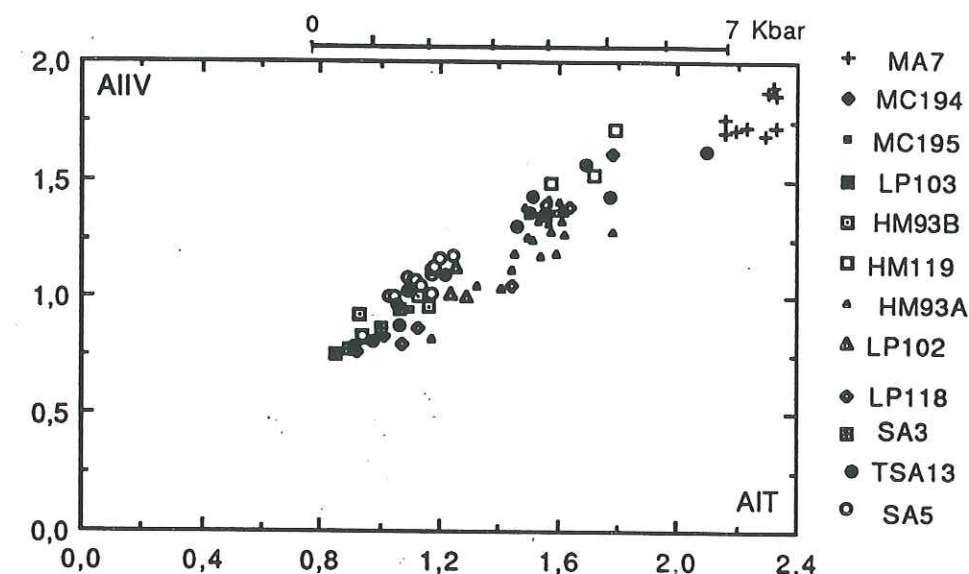


Fig. 26 - Diagramme Alttotal en fonction de l' Al^{IV} pour les amphiboles primaires des roches plutoniques de Guanajuato. L'échelle de pressions (en kb) a été calculée à partir de l'équation de régression linéaire d'Hammarstrom et Zen (1986).

MA 7 = Filon d'ankaramite; MC194 = Clinopyroxénite à AMPH-Pi; MC195, LP103, HM93B et HM119 = Gabbros cumulats de base de chambre; HM93A, LP102 = Diorite de Tunamansa; LP118 = Diorite à CPX; SA 3 = Gabbro cumulat de haut de chambre; TSA13 = Hornblendite à CPX; SA5 = Tonalite.

Ces températures s'accordent bien avec les données expérimentales sur la stabilité thermique des amphiboles calciques dans des roches ultrabasiques-basiques (Allen *et al.*, 1975; Obata et Thompson, 1981; Jenkins, 1983). En effet, Obata et Thompson (1981) ont montré que l'amphibole calcique, en présence de forstérite, est stable à des températures supérieures à 900°C, et à des pressions d'environ 6 kb. De plus, Jenkins (1983) a montré que la limite maximale de stabilité thermique des amphiboles pargasitiques se situe à environ 1050°C, entre 8 et 16 kb de pression, alors que celui de la magnésio-hornblende est inférieure et compris aux alentours de 950°C.

e) - Conclusions générales tirées à partir des compositions des minéraux ferro-magnésiens.

On sait que les magmas tholéitiques primitifs d'arc sont riches en MgO (Gust et Perfit, 1987), relativement hydratés (Kay et Kay, 1985b), avec 1-2 % en poids d'eau (Kelemen *et al.*, 1990). Ils sont capables de cristalliser des amphiboles en cumulus de cristallisation non tardive (DeBari et Coleman, 1989; Loucks, 1990). On connaît aussi l'existence de fractionnements précoces dans des magmas orogéniques.

Pour la séquence plutono-volcanique de Guanajuato, on peut constater une cristallisation fractionnée marquée par :

- fractionnement du spinelle chromifère et de l'olivine, suivi par les clinopyroxènes magnésiens (diopside-endiopside), se poursuivant avec la précipitation de l'augite, ou plus souvent de la salite.

La pauvreté en chrome du clinopyroxène magnésien pourrait s'expliquer par la cristallisation précoce du spinelle chromifère, présent en inclusions dans des olivines, et qui aurait piégé cet élément.

Cette cristallisation des clinopyroxènes, riches en magnésium, est suivie par celle de la salite, vraisemblablement associée à des changements de fO_2 dans le magma. Cette cristallisation des pyroxènes retarde celle du plagioclase (Yoder et Tilley, 1962), qui à la suite d'une augmentation importante de la pression d'eau, entraîne la cristallisation des minéraux hydratés (amphiboles et/ou biotite et/ou phlogopite).

La séquence de cristallisation se poursuit ensuite par les plagioclases, les oxydes ferro-titanés, et finalement le quartz.

La présence de biotite et d'amphibole suggère la présence d'eau dans le magma, de l'ordre de 2-3 % en poids (Holloway et Sykes, 1979). La présence d'amphibole pargasitique indiquerait des teneurs voisines de 3 % en poids d'eau (Holloway, 1973). Cette hydratation du magma serait confirmée par l'omni-présence de la tendance salitique en bordure des cristaux de pyroxènes. Cette tendance salitique refléterait soit la cristallisation du clinopyroxène à partir de mélanges plus hydratés (Murray, 1972; Conrad et Kay, 1984), soit un fractionnement précoce des phases riches en MgO (Marcelot *et al.*, 1988), soit une augmentation de la fO_2 dans le réservoir magmatique (Marcelot *et al.*, 1983).

La présence d'endiopside ($84 < \#Mg < 90$), d'olivine (Fo83-84), et de magnésio-hornblende, soulignent le caractère magnésien et donc, peu évolué, du magma parental de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato. En outre, la diminution des rapports $\#Mg$ (Fig. 21), Cr_2O_3 et NiO de ces minéraux est en accord avec un processus de cristallisation fractionnée dominé par leur fractionnement précoce.

L'absence d'enrichissement en CaO des olivines, et les substitutions de type Ca-tschermakite dans les clinopyroxènes et les amphiboles indiqueraient la persistance d'une faible activité de la silice (ou une activité tamponnée de celle-ci) au sein du magma.

Cette faible activité de la silice pourrait expliquer l'absence d'orthopyroxène et la présence de certaines amphiboles peu siliceuses. Un autre facteur gouvernant l'absence de l'orthopyroxène à Guanajuato est la pression moyenne à basse de cristallisation de la séquence magmatique. En effet, Bender *et al.* (1978) ont montré que le fractionnement de l'olivine et du diopside dans des magmas basaltiques hydratés peut s'effectuer à des pressions comprises entre 5-6 kb, alors que l'orthopyroxène cristallise à des pressions plus élevées (> 10 Kb), dans des magmas riches en magnésium (Fujii et Bougalt, 1983; Gust et Perfit, 1987). On peut donc considérer que les cumulats ultrabasiques de Guanajuato ont cristallisé à des pressions de 5-6 kb (± 20 km de profondeur). Enfin,

l'absence d'orthopyroxène serait liée à la fO_2 élevée qui a provoqué la cristallisation des clinopyroxènes magnésiens et, donc la prédominance de wehrilites et de clinopyroxénites à olivine à la base de la succession magmatique de Guanajuato, suivies par les gabbros.

Les diorites cristallisent quand les alcalins augmentent dans le magma résiduel. Les roches acides cristallisent les dernières, lors d'un incrément de l'activité de la silice dans le mélange, permettant la cristallisation des amphiboles, de la biotite et du quartz. Les gabbros pegmatitiques, ainsi que les brèches magmatiques cristalliseraient les dernières, lorsque la pression de fluide a atteint un seuil critique et que celle-ci se rapproche de la pression lithostatique.

3.1-A-3. - Caractères géochimiques de la séquence magmatique de Guanajuato.

Nous résumons ici les données géochimiques des différents composants de la séquence magmatique de Guanajuato, car ces données ont été largement publiées (Monod *et al.*, 1990; Ortiz *et al.*, 1991a; Lapiere *et al.*, 1992a).

a) - Les roches plutoniques

Du point de vue géochimique, les *clinopyroxénites à olivine* (MA 13; Annexes; Tableau 44) sont riches en silice, MgO, CaO, Cr et Ni, mais appauvries en Rb, Ba, Zr et Y. Leurs teneurs en terres rares sont faibles, avec un rapport $(La/Yb)_N = 1,45$.

Les *clinopyroxénites à plagioclase* sont géochimiquement très comparables aux faciès à olivine, à l'exception de leurs teneurs en alumine qui sont plus élevées. Leurs enrichissements en terres rares légères est encore moins marqué $(La/Yb)_N = 1,27$.

Les *gabbros cumulats* sont des roches relativement pauvres en silice ($44 < SiO_2 \% < 49$) et titane ($TiO_2 < 1$; Annexes; Tableau 44). Ces différences chimiques sont liées à la présence de la phase minérale dominante cumulative, clinopyroxène ou plagioclase. Naturellement, leurs teneurs en éléments traces et en terres rares varient aussi grandement d'un échantillon à l'autre. On trouve des gabbros (MC 195), riches en clinopyroxènes, caractérisés par des spectres de terres rares, appauvris en terres rares légères $((La/Yb)_N < 1)$, et des gabbros riches en plagioclases (MC190), hyperalumineux ($Al_2O_3 = 20 \%$), présentant des spectres de terres rares, enrichis en terres rares légères $((La/Yb)_N = 8,35)$, avec anomalie positive marquée en Eu.

Les *gabbros subdoléritiques* (SA 26) ressemblent chimiquement plus aux dolérites que les gabbros cumulats (Annexes; Tableau 44). En effet, ils sont riches en alumine; leur spectre de terres rares est appauvri en terres rares légères $((La/Yb)_N = 0,61)$. Leurs teneurs en TiO_2 (1,10 %) et en Fe_2O_3 (9,75 %) sont liées à la précipitation tardive des oxydes ferro-titanés.

La *diorite de Tunamansa* représente une des roches les plus fractionnées du complexe plutonique Guanajuato, avec des concentrations en terres rares atteignant 50 fois celles des chondrites, (Annexes; Tableau 44; Publication n° 5). Son caractère tholéitique se marque par sa teneur en $TiO_2 < 1 \%$. Son spectre de terres rares est presque plat $((La/Yb)_N = 1,56)$ avec un enrichissement en Nd et Sm, par rapport au La et Ce. Cet enrichissement est vraisemblablement lié à l'abondance des magnésio-hornblendes dont le spectre de terres rares est caractérisé par un enrichissement en Nd-Sm et fortement appauvri en La et Ce (McBirney, 1984).

Inversement, la *diorite à clinopyroxène*, encaissante du complexe filonien de Santa Ana, montre des concentrations très faibles en terres rares (10x chondrites; Annexes; Tableau 44). Son spectre des terres rares, relativement plat, peut être expliqué par l'accumulation du clinopyroxène. Cependant il présente net un enrichissement en La $((La/Yb)_N = 1,24)$.

Les *roches acides* ($69 < SiO_2 \% < 80$) sont pauvres en potassium ($K_2O < 0,03 \%$) et alumine (Annexes; Tableau 45). Elles sont appauvries en Zr, Y et Nb par rapport aux granites de rides océaniques (Publication n° 5), ce qui est un trait typique des granites tholéitiques d'arc (Pearce *et al.*, 1984). Leurs spectres de terres rares, normalisés par rapport aux chondrites sont :

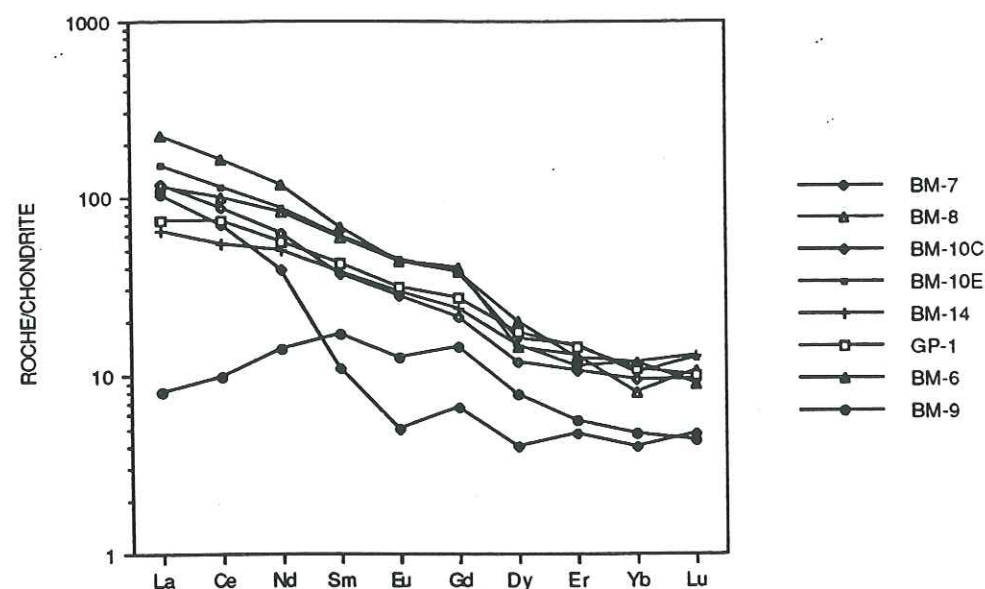


Fig. 27 - Diagramme des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978), des brèches magmatiques de base de chambre de Guanajuato.

BM 7 et BM10C = ciment dioritique à monzo-dioritique; BM8 et BM10E = enclaves de dolérite; BM14 = enclave de gabbro cumulat; BM9 = enclave d'wehrlite; BM6 = enclave de gabbro pegmatitique.

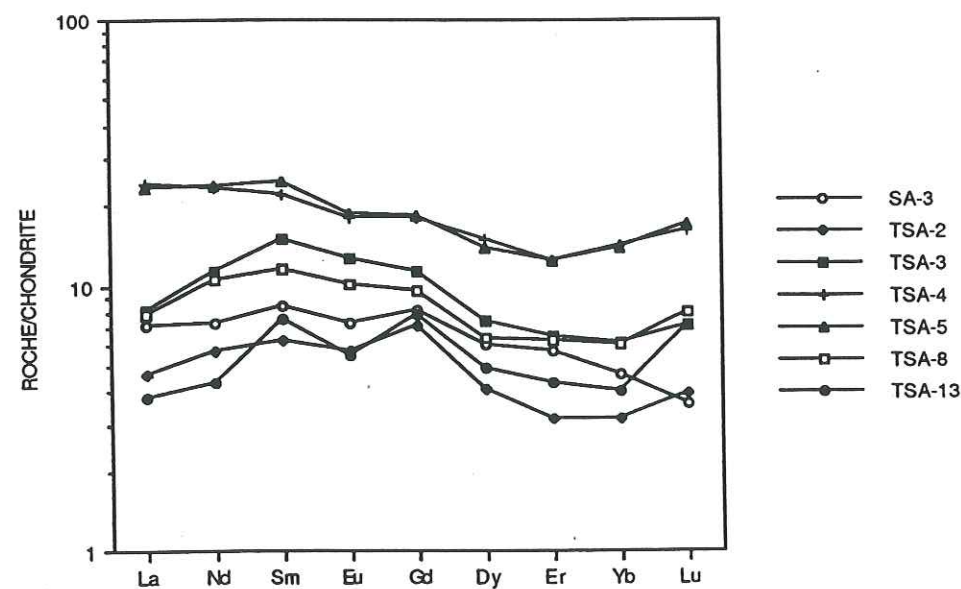


Fig. 28 - Diagrammes des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978), des brèches magmatiques de haut de chambre de Guanajuato.

TSA 13 = ciment hornblenditique; TSA 2 et TSA 8 = ciment mélagabbroïque; SA 3 = ciment gabbroïque; TSA 5 = ciment dioritique; TSA 3 et TSA 4 = Filons doléritiques.

- soit légèrement enrichis en terres rares légères;
- soit montrent des formes "en cloche", liées à la fois à un enrichissement en terres rares légères et lourdes.

Cet enrichissement en terres rares lourdes est lié à la présence d'allanite, zircon et sphène, qui sont des minéraux qui concentrent ces éléments (Nagasawa, 1979). Des spectres semblables à ceux des roches acides de Guanajuato ont été cités dans des trondhjémites d'arc insulaire ou dans des plagiogranites (Cullers et Graff, 1984).

b) Les brèches magmatiques

Les brèches de "bas de chambre" intrusives dans les cumulats ultrabasiques

*Le "ciment" dioritique (BM10C) à monzo-dioritique (BM7; $55 < \text{SiO}_2 \% < 61$); Annexes; Tableau 46) est relativement riche en alumine ($15 < \text{Al}_2\text{O}_3 \% < 19$), phosphore ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0,4 \%$) et potassium ($\text{K}_2\text{O} < 5 \%$), avec des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ élevés, mais pauvre en titane ($\text{TiO}_2 < 0,5\%$) et en magnésium ($\text{MgO} < 5 \%$). Il est caractérisé par des spectres très fortement enrichis en terres rares légères ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 12,76 - 25,89$; Fig. 27). Le spectre de terres rares de ce ciment monzo-dioritique (BM7; Tableau 46) montre une concavité marquée au niveau des terres lourdes qui est vraisemblablement liée à la présence des minéraux comme - amphiboles, sphène, apatite et zircon - qui sont très abondants dans cette roche. Il présente de fortes analogies minéralogiques et chimiques avec les petits corps plutoniques (gabbro-diorite) calco-alcalins de la Angostura, datés de l'Albien (110-100 Ma) et qui recoupent, comme les brèches, les péridotites cumulat de San Juan de Otates (Ortiz-Hernández et al., 1992a; Stein et al. 1992). Les données isotopiques de ces plutons, avec des rapports de l'eNd élevé (+6,5) et de l'eSr négatif (-12/-11; Stein et al., 1992) indiquent que le magma calco-alcalin dérive d'une source mantellique, peu ou pas contaminée par un composant crustal; caractère que l'on retrouve aussi pour la source mantellique de la série tholéiitique de Guanajuato (Lapierre et al., 1992a).

*Le "ciment" de gabbro pegmatitique diffère des précédents (GP1; Tableau 46), par des teneurs moins élevées en alumine et un enrichissement en terres rares légères moins marqué ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 6,73$; Fig. 27; Annexes; Tableau 46). Il est surtout plus riche en MgO et CaO (Annexes; Tableau 46).

Quelle que soit la nature lithologique du ciment, ces derniers sont enrichis en éléments lithophiles, tout particulièrement en Sr et Ba, mais aussi en éléments incompatibles tels que le Zr ($\text{Zr} < 200 \text{ ppm}$; Annexes; Tableau 46).

*Les enclaves d'ultrabasites (BM9) sont chimiquement tout à fait comparables à celles qui affleurent dans l'unité de San Juan de Otates ($\text{SiO}_2 = 47-50 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = < 3 \%$; $\text{MgO} \pm 16 \%$; $\text{CaO} = 11-18 \%$; $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,27-1,68$; Tableau 44 et 46). Les gabbros cumulat sont en tous points semblables aux gabbros à plagioclases accumulés ± riches en hornblende, présents dans le complexe plutonique de Guanajuato (type MC 190; Tableau 44 et 46; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15-20 \%$; $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5,55-8,35$, anomalie positive en Eu). Les gabbros pegmatitiques sont riches en Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 19 \%$) et fortement enrichis en terres rares légères ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 19$), car ils sont riches en amphibole et plagioclase. Toutes ces enclaves appartiennent indiscutablement au complexe plutonique de la séquence tholéiitique de Guanajuato.

*Les "enclaves" de dolérite (BM8, BM10E; Annexes; Tableau 46; Fig. 27) ont des teneurs en $\text{TiO}_2 < 1 \%$, caractéristiques de roche orogénique. Les faciès les plus mélanocrates (BM8) sont riches en MgO (10 %), CaO (13 %), Cr (526 ppm), et Ni (188 ppm). Elles présentent les caractères de roche calco-alcaline: spectres de terres rares fortement enrichis en terres rares légères ($12,76 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 14$) et concentrations élevées en Y. Ces caractères d'ailleurs se retrouvent dans toutes les séries calco-alcalines de l'arc Alisitos-Teloloapan, édifié sur croûte océanique, comme par exemple les laves albiennes de San Miguel de Allende (Tableau 47; cf. plus loin dans ce même chapitre) ou celles de Teloloapan (Talavera et al., 1990).

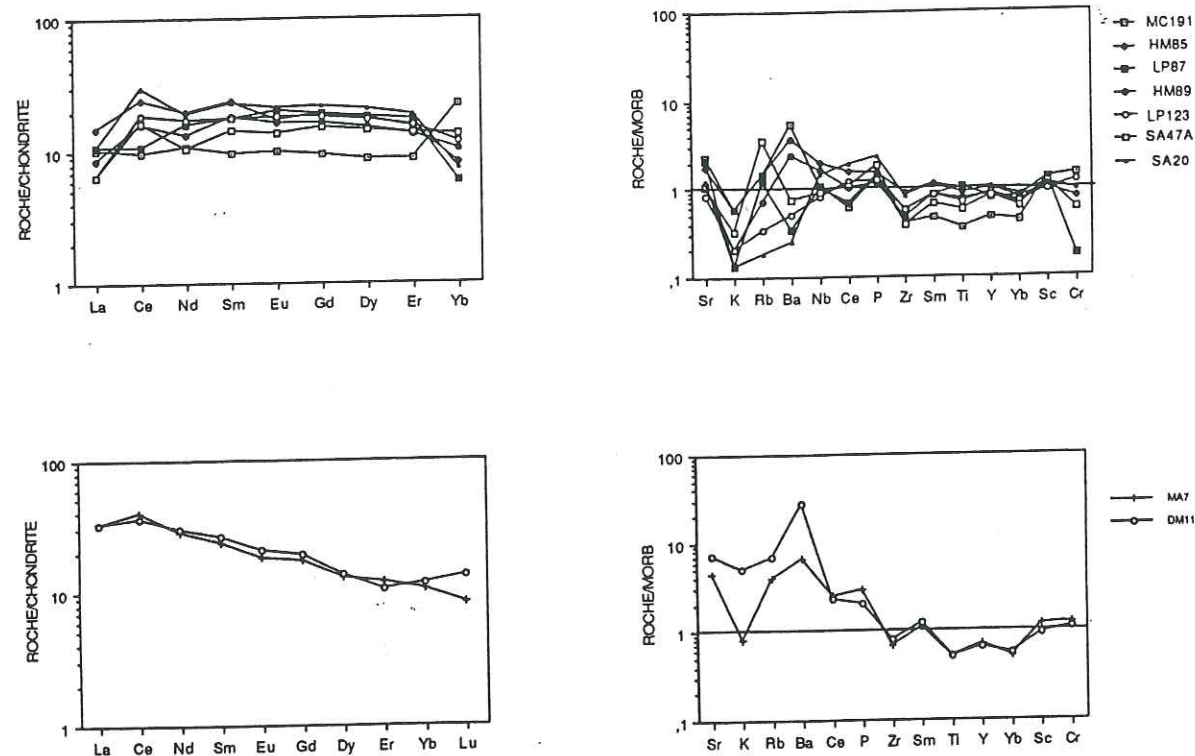


Fig. 29 - Diagrammes des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978) et spectres multi-éléments normalisés par rapport au MORB (Pearce, 1983), des filons doléritiques (en haut) et ankaramitiques (en bas) de Guanajuato.
MC191, HM85, LP87, HM89, LP123, SA47A et SA20 = dolérites; MA 7 et DM 11 = Ankaramites.

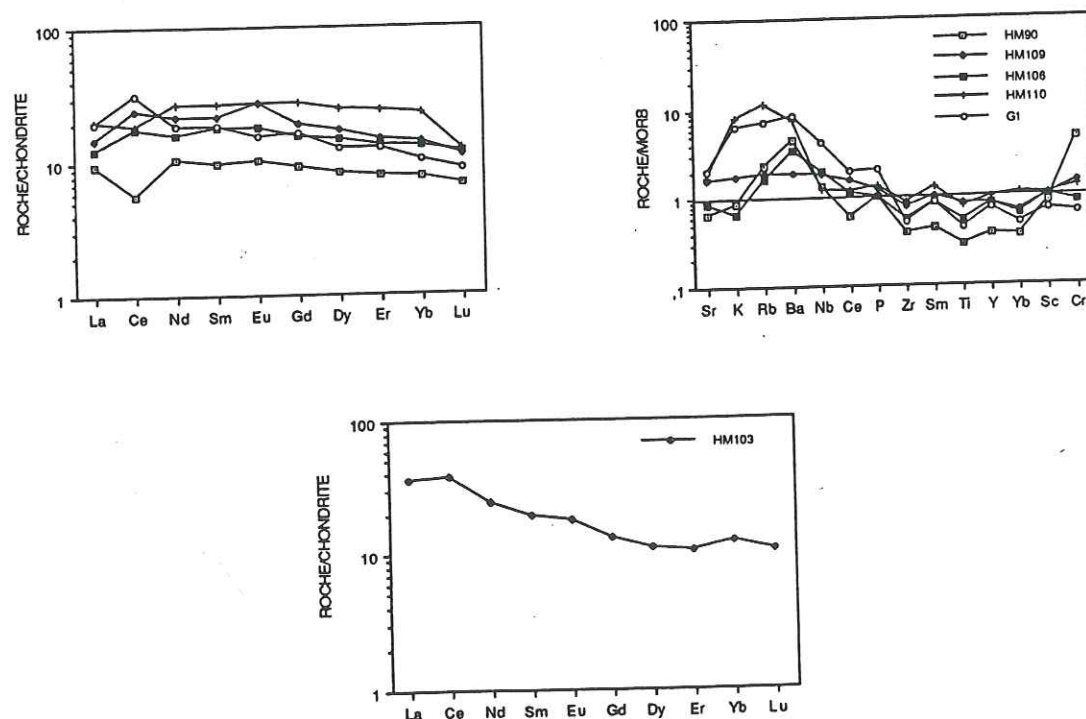


Fig. 30 - Diagrammes des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978) et spectres multi-éléments normalisés au MORB (Pearce, 1983), des basaltes, des andésites et des dacites de Guanajuato.
HM90, HM109 et HM106 = basaltes; HM110 = filon basaltique; G 1 = andésite; HM103 = dacite.

Les brèches magmatiques de haut de chambre, encaissant du complexe filonien.

*Le ciment des brèches varie en composition depuis des termes très magnésiens, presque ultrabasiques (TSA13; $MgO = 13-17\%$; $CaO = 14-16\%$; Annexes; Tableau 47) jusqu'à des diorites (TSA5; $SiO_2 = 45-50\%$) en passant par des gabbros ± mélanocrates (TSA2, TSA8, SA3). Les variations en alumine, fer et magnésium sont liées au rapport plagioclase/clinopyroxène ± hornblende ± oxydes ferro-titanés.

Quand le plagioclase prédomine sur l'amphibole, il est accompagné d'oxydes; le ciment a alors une composition de diorite, moyennement alumineuse, relativement riche en fer, vanadium et titane. La teneur de ce dernier élément reste néanmoins $< 1\%$ (caractère orogénique du magma).

Si les hornblendes prédominent sur le plagioclase, les oxydes ferro-titanés sont absents (ils cristallisent après l'amphibole, caractère tholéitique). Le ciment a une alors une composition de gabbro mélanocrate, très pauvre en TiO_2 ($0,22\%$), légèrement moins alumineux et ferrifère que le faciès précédent, mais nettement plus riche en CaO (14%) et surtout MgO (13%).

Enfin, on a des faciès où les plagioclases sont aussi abondants que les amphiboles, le ciment diffère alors uniquement par des teneurs plus basses en MgO .

Les spectres des terres rares de tous ces faciès sont soit très légèrement appauvris en terres rares légères (TSA 13; $(La/Yb)_N = 0,95$), soit enrichis $((La/Yb)_N = 1,31-1,67$; Fig. 28). Ils présentent tous une concavité au niveau des terres rares lourdes, liée à la présence d'amphibole magmatique. Le spectre des terres rares du ciment dioritique (TSA-5) montre que cette roche est plus fractionnée.

*Les filons doléritiques, boudinés, tronçonnés, associés à ces brèches, sont comme les dolérites du complexe filonien (cf paragraphe suivant; Tableau 43), appauvris en titane, potassium, phosphore et potasse (Annexes; Tableau 47). Cependant, à l'inverse des dolérites du complexe filonien, caractérisés par des spectres de terres rares plats; ces filons sont légèrement enrichis en terres rares légères, avec des rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 1 et 2 (Annexes; Tableau 47).

b). - Les roches filoniennes

Dolérites et basaltes (HM110; Annexes; Tableau 43) en filons (complexe filonien et filons recoupant les plutonites) sont géochimiquement identiques. Leurs concentrations en TiO_2 et Fe_2O_3 ($47\% < SiO_2\% < 51\%$; Annexes; Tableau 43) augmentent en fonction de la différenciation magmatique, dominée par la précipitation tardive des oxydes ferro-titanés. Les filons les plus magnésiens et les moins riches en Zr (cad les moins fractionnés) ont des teneurs en $TiO_2 < 1\%$, classiques des laves orogéniques. Ce sont généralement des roches très pauvres en K_2O ($< 0,13\%$) (exception faite des basaltes affectés par un métamorphisme schiste vert); ce qui est une caractéristique des tholéiites d'arc. Leurs teneurs en terres rares sont comprises entre 10 à 30 x chondrites et les spectres sont plats ou appauvris en terres rares légères $((La/Yb)_N = 0,46-1,18$; Fig. 29). Leurs spectres étendus, normalisés au MORB (Pearce, 1983) montrent un enrichissement en éléments lithophiles (à l'exception du K_2O), et un appauvrissement en éléments à forte charge ionique (Fig. 29), ce qui est caractéristique des tholéiites pauvres en potassium des arcs insulaires (Pearce, 1983).

Géochimiquement, les ankaramites, que l'on observe uniquement recoupant les péridotites, sont des roches pauvres en silice et en potassium, avec des teneurs faibles en TiO_2 ($< 0,80\%$), trait typique des roches orogéniques. Leurs teneurs élevées en MgO , Cr, Ni et V (Annexes; Tableau 43) sont liées à la présence de l'abondant clinopyroxène et de l'olivine à inclusions du spinelle chromifère. Leurs rapports Zr/Y et Ti/V sont faibles et caractéristiques des roches orogéniques. Leurs rapports Cr/Ni sont élevés (5-6); ce qui est un trait typique des ankaramites d'arc (Bardsell et Berry, 1990). Leurs teneurs en terres rares sont faibles (10-30 fois les chondrites). Leurs spectres des terres rares, normalisés aux chondrites, sont très légèrement enrichis en terres rares légères $((La/Yb)_N = 3$; Fig. 29). Leurs diagrammes multi-éléments, normalisés au MORB

(Pearce, 1983), montrent un enrichissement en éléments lithophiles, à l'exception du potassium et un appauvrissement en éléments à forte charge ionique (Fig. 29).

c). - Les basaltes et andésites en coulées massives et en coussins

Les basaltes, sous-saturés en SiO_2 (42-49 %), pauvres en titane ($\text{TiO}_2 < 1,5$ %) et potassium ($\text{K}_2\text{O} < 1$ %), montrent les mêmes caractères géochimiques que les dolérites et basaltes filoniens. Les faciès, déjà quelque peu différenciés, sont très alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 18$ %), alors que les termes les plus magnésiens, à olivine (HM90; Annexes; Tableau 42) sont nettement moins riches en alumine qui n'excède pas 12%. Nous reviendrons plus tard sur ce caractère (pauvre ou riche en alumine au paragraphe sur les données isotopiques).

Ces faciès, à olivine à inclusions de spinelles chromifères et clinopyroxène, riches en MgO, Cr et Ni, sont fortement appauvris en titane ($\text{TiO}_2 < 0,45$; Annexes; Tableau 42). Ils pétrographiquement et géochimiquement assez semblables aux filons d'ankaramite signalés précédemment (MA7 et DM11; Annexes; Tableau 43). Cependant, ces basaltes à olivine montrent des spectres de terres rares plats, alors que les filons d'ankaramite sont enrichis en terres rares légères.

Les spectres étendus des basaltes, quelle que soit leur minéralogie, normalisés aux MORB, sont caractérisés par un enrichissement plus ou moins marqué en éléments lithophiles (à l'exception parfois de K_2O) et un appauvrissement en éléments à forte charge ionique (exception faite du Nb; Fig. 30). Ces caractères sont typiques de tholéïte d'arc intra-océanique (Pearce, 1983).

Enfin, il faut souligner les teneurs en Nb de ces basaltes, anormalement élevées pour des laves d'arc. Leurs rapports Nb/Ce ($\text{Nb/Ce} = 1,34-2,70$) sont proches de ceux des MORB (Lapierre *et al.*, 1992b). Cet enrichissement en Nb se retrouve systématiquement dans toutes les séries volcaniques de l'arc Alisitos-Teloloapan édifié sur croûte océanique; il dépend vraisemblablement de la nature du manteau asthénosphérique sur lequel s'est édifié l'arc.

Les andésites (G1, MC198 et 199; Annexes; Tableau 42), sont nettement plus siliceuses ($54 < \text{SiO}_2 \% < 63$ %) et plus riches en Zr (48-93 ppm) que les basaltes. Le spectre des terres rares du seul échantillon analysé (G1) est plat, et donc typiquement tholéïtique (Fig. 30).

d) Les dacites de la couverture sédimentaire

Ces laves sont moyennement siliceuses ($\text{SiO}_2 \leq 69$ %) et peu alumineuses (Annexes; Tableau 42). Ces teneurs en alumine sont plus faibles que celles des dacites calco-alcalines d'arc insulaire (Jakes et White, 1972). Elles sont, de même, appauvries en éléments lithophiles, comparées aux dacites des arcs insulaires (Jakes et White, 1972). Le seul échantillon de dacite (HM103; Annexes; Tableau 42), analysé en terres rares, montre un spectre enrichi en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig. 30), avec un rapport $(\text{La/Yb})_N = 3$.

e) Conclusions

Dans un diagramme triangulaire $\text{Ti} \times 100 - \text{Zr} + \text{Y} - \text{Cr}$ (Fig. 31; Davies *et al.*, 1979), utilisant des éléments en traces réputés immobiles ou peu mobiles lors de l'altération et du métamorphisme, la séquence magmatique de Guanajuato présente une différenciation caractéristique d'une série tholéïtique.

Dans ce diagramme, les roches acides montrent une évolution différente. Cependant dans le diagramme Q-A-P (Fig. 32), permettant la discrimination des différentes séries granitiques (Lameyre et Bowden, 1982), ces roches acides, pauvres en K_2O , suivent

une évolution comparable à celle des séries tholéïtiques ou trondhjémiques, tout à fait semblable à celle des plagiogranites du complexe ophiolitique de Nicoya, au Costa Rica (Wildberg, 1987).

Le comportement des éléments majeurs et des traces en fonction de Zr (élément incompatible, choisi ici comme indice de différenciation) des roches de la séquence magmatique de Guanajuato, montre que la différenciation de cette séquence était dominée par le fractionnement précoce de l'olivine et du clinopyroxène, et la cristallisation tardive de la titano-magnétite. En effet, on peut constater un appauvrissement en MgO, CaO, Cr et Ni au cours de la différenciation, et inversement un enrichissement dans le rapport Ti/V (Fig. 33).

3.1-A-4 - Caractères géochimiques isotopiques (ϵNd , ϵSr) de la séquence magmatique de Guanajuato.

Les principaux types pétrographiques ont été analysés en géochimie isotopique (Nd, Sr; Tableau ; Publication n° 5; Lapierre *et al.*, 1992a), afin de :

- a) déterminer la nature de la ou des sources mantelliques des roches de Guanajuato;
- b) de voir si les différentes unités qui composent cette séquence sont cogénétiques.

Dans un diagramme ϵNd en fonction de ϵSr (Fig. 34) nous pouvons constater que:

- (a) les points représentatifs des basaltes, dolérites, gabbros et diorite à hornblende (Tuna Mansa) tombent dans le "Mantle Array". Ils se regroupent dans le champ des laves d'arc intra-océanique (champ des Aléoutiennes);

- (b) le basalte à olivine, riche en magnésium et pauvre en alumine, est enrichi en Nd ($\epsilon\text{Nd}(T=122\text{Ma}) = +9$) alors que les basaltes alumineux montrent un ϵNd , légèrement inférieur, égal à +7;

- (c) basaltes (à l'exception du basalte à olivine), dolérites, gabbro et diorite à hornblende ont le même rapport de $\epsilon\text{Nd} = +7$;

- (d) les points représentatifs des roches acides, ainsi que la diorite à clinopyroxène, encaissante du complexe filonien de Santa Ana, sont décalés vers la droite du diagramme. Ce décalage des points est lié à une diminution de leur ϵNd (de +5 à +4.2) et à une augmentation de leur ϵSr (-6,5 à +5,9), qui se corrélient plus ou moins bien avec leur teneur en silice.

- (e) Plusieurs analyses représentatives des basaltes sont décalées vers la droite du diagramme à cause de leur enrichissement en Sr radiogénique. Cet enrichissement est lié au métamorphisme océanique (interaction avec l'eau de mer) qui affecte ces laves.

Ces données isotopiques suggèrent que :

- le basalte à olivine est représentatif des tous premiers magmas émis dans l'arc;

- les basaltes alumineux, leurs filons associés, les gabbros et diorites à amphiboles sont vraisemblablement cogénétiques; ces roches dérivent d'une source mantellique non contaminée par un composant crustal.

- La diminution de l' ϵNd et l'augmentation de l' ϵSr des roches acides peuvent être expliquées par un processus d'assimilation et de cristallisation fractionnée (processus ACF, DePaolo, 1981; DePaolo, 1988). Le matériel assimilé au cours de ce processus proviendrait vraisemblablement des parois de la chambre magmatique, formées de lithosphère océanique et de sédiments $\pm$ métamorphisés.

L'analyse isotopique d'un filon ankaramitique, recoupant les péridotites cumulats de la série tholéïtique est vraisemblablement plus jeune. Il montre un rapport initial $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,513009, et une valeur de l' ϵNd ($T=100\text{Ma}$) = +7,3; Ce rapport est identique à celui des roches basiques tholéïtiques.

Enfin, pour terminer ce bref aperçu des données isotopiques des roches magmatiques présentes dans la séquence de Guanajuato, il faut rappeler que les péridotites cumulats sont recoupées par des plutonites basiques calco-alcalines de l'Aptien-Albien (110-100 Ma, K/Ar; Stein *et al.*, 1992), qui, localement, servent de ciment à des brèches magmatiques à "enclaves froides" (appartenant à l'encaissant ultrabasique) et enclaves doléritiques calco-alcalines. Ce plutonisme basique calco-alcalin

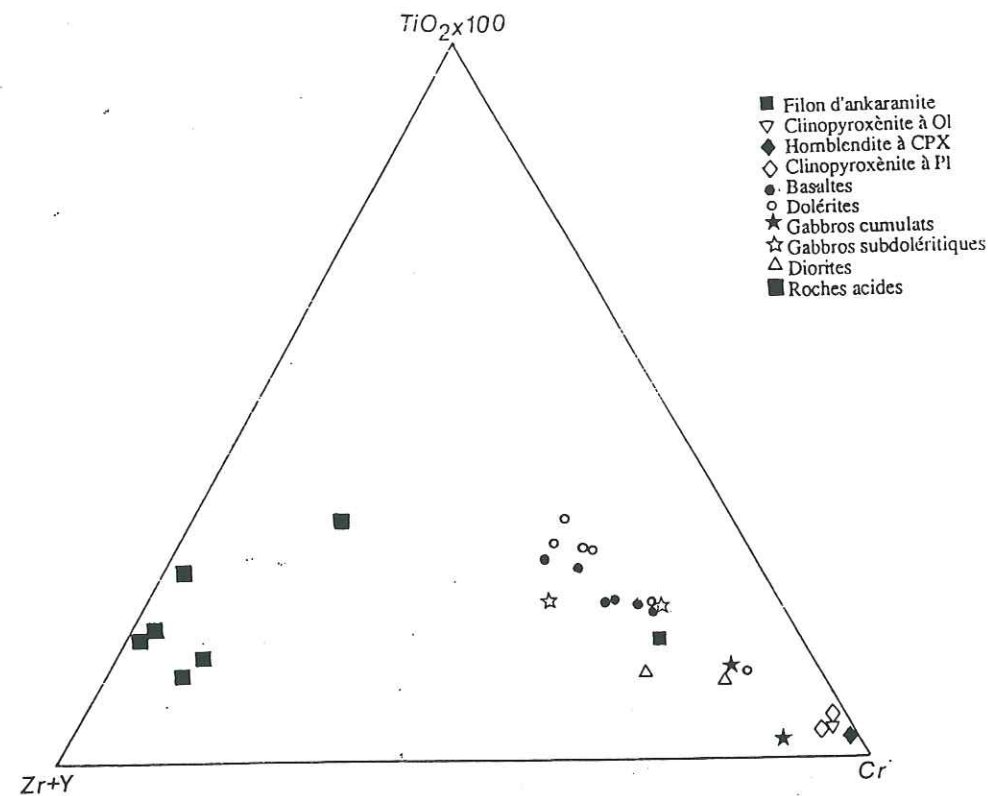


Fig. 31:
Diagramme triangulaire $TiO_2 \times 100$ -Zr+Y-Cr (Davies et al., 1979) pour les roches de la séquence magmatique de Guanajuato.

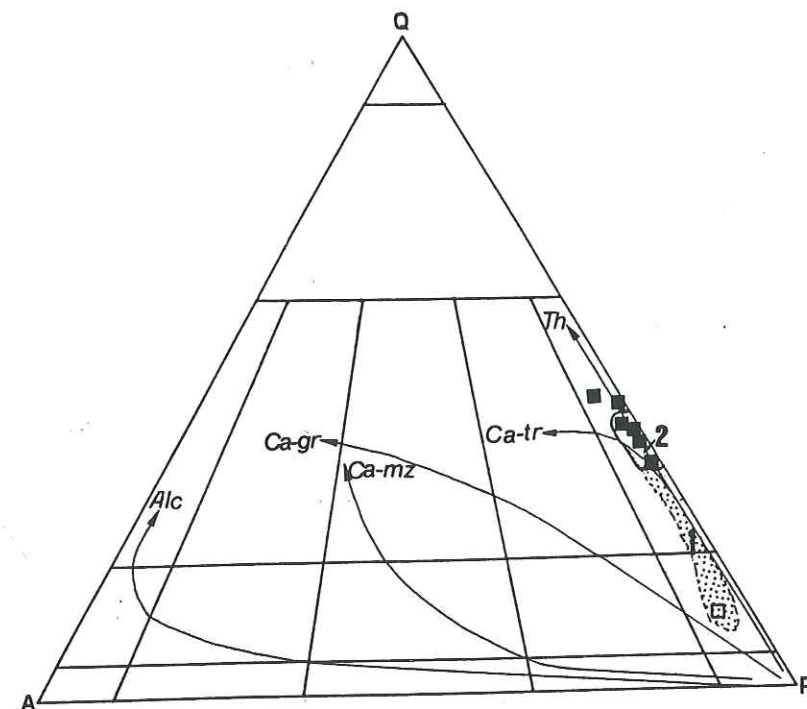


Fig. 32:
Diagramme triangulaire Q-A-P de classification modale, pour les roches acides (carrés pleins) et diorite à clinopyroxène (carré vide) de Guanajuato, montrant leur évolution de type tholéitique. A titre comparatif, les domaines des plagiogranites des niveaux supérieur (1) et inférieur (2) du complexe ophiolitique de Nicoya, Costa Rica (d'après Wildberg, 1987). Les flèches montrent les tendances de différenciation des séries magmatiques (d'après Lameyre et Bowden, 1982). Th = Tholéitique; Ca-tr = Calco-alcalin trondhjémitique (pauvre en K); Ca-gr = Calco-alcalin granodioritique (modérément riche en K); Ca-mz = Calco-alcalin monzonitique (riche en K); Alc = Alcalin.

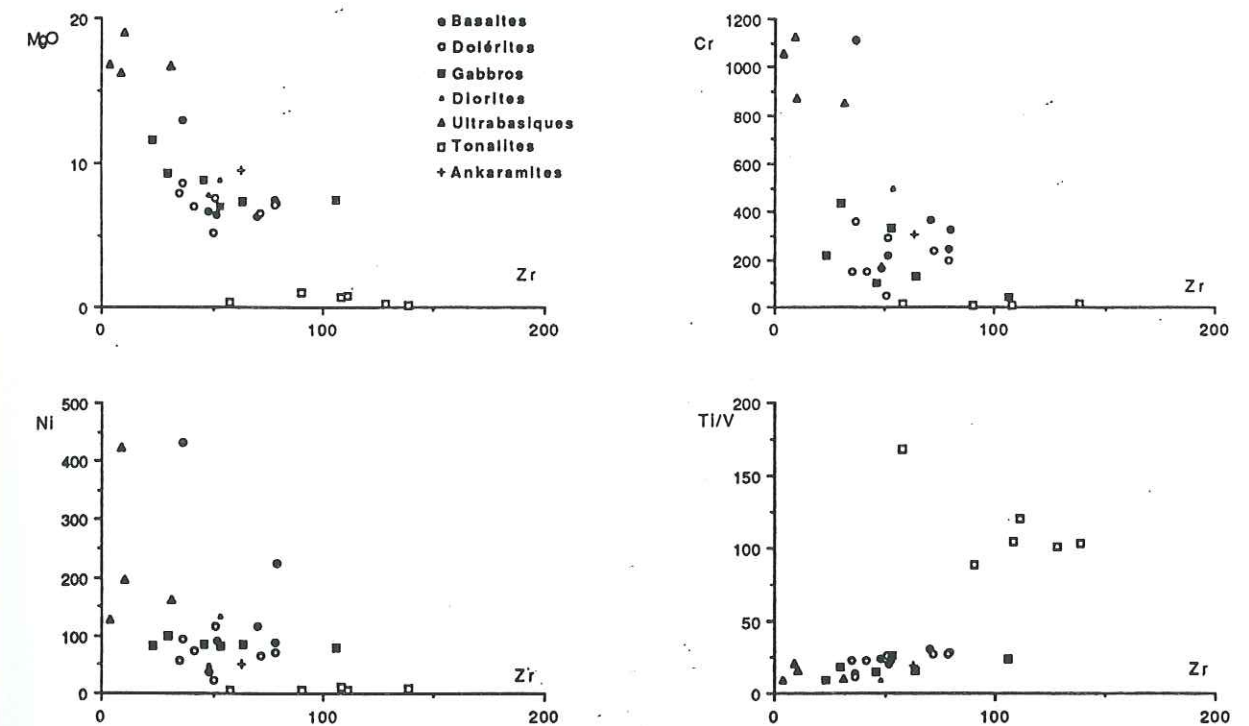


Fig. 33:
Comportement du MgO, du Cr, du Ni et du rapport Ti/V en fonction de l'indice de différenciation Zr, pour l'ensemble des roches de Guanajuato.

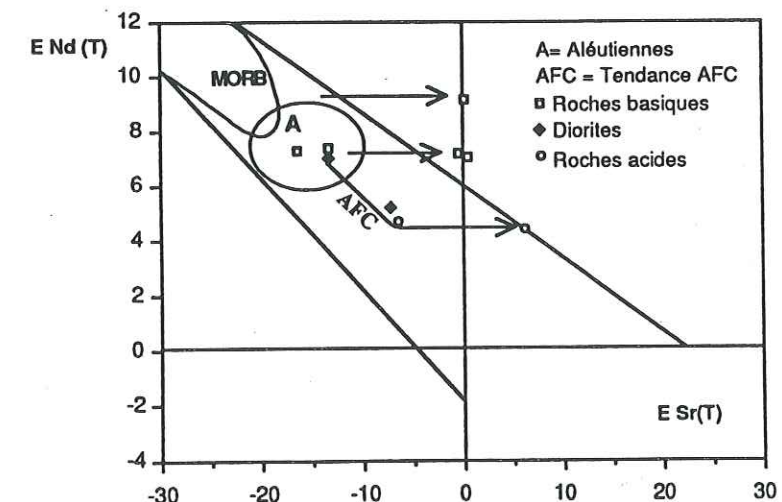


Fig. 34:
Diagramme ENd-ESr des roches de la séquence magmatique de Guanajuato. Le décalage des roches basiques vers la droite du diagramme suggère une interaction de celles-ci avec l'eau de mer (d'après Lapiere et al., 1992b).

est caractérisé par des rapports élevés de l' $\epsilon\text{Nd}(T=100 \text{ Ma})$ (+6,4/+6,55) et négatifs l' $\epsilon\text{Sr}(T=100\text{Ma})$ (-12,16/-11,21) (les points se placent dans le "Mantle Array"). Il dérive donc d'une source mantellique très comparable à celle de la séquence tholéitique de Guanajuato.

Ainsi, tous les magmas d'arc qui se succèdent dans la séquence de Guanajuato sont caractérisés par des rapports élevés de l' ϵNd (compris entre + 9 et + 6,4), typiques d'arc insulaire intra-océanique (DePaolo, 1988).

3.1-A-5 : Conclusions à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de la séquence magmatique de Guanajuato.

Le modèle qui explique la pétrogénèse de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato doit tenir compte des faits suivants :

- (1) l'ordre de cristallisation de la séquence magmatique est le suivant: spinelle chromifère --- > olivine --- > clinopyroxène ---> plagioclase ---> oxydes ferro-titanés --- > $\pm$ amphibole $\pm$ biotite $\pm$ quartz;
- (2) présence de phases ferro-magnésiennes hydratées (phlogopite/biotite, amphibole) depuis les cumulats ultrabasiques jusqu'aux faciès les plus différenciés (diorites, tonalites). Dans le cas des roches de Guanajuato, la cristallisation précoce de l'olivine et du clinopyroxène, ainsi que la cristallisation postérieure du plagioclase ne font pas de doute;
- (3) omni-présence de clinopyroxène salitique et de magnésio-hornblende,
- (4) absence d'orthopyroxène;
- (5) présence de wehrlites et clinopyroxénites à olivine;
- (6) enrichissement marqué en fer et pauvreté en potassium des clinopyroxènes et des amphiboles;
- (7) présence de gabbros pegmatitiques, de plutons basiques calco-alcalins associés à des brèches magmatiques à enclaves basiques calco-alcalines "chaudes", et de filons d'ankaramites;
- (8) absence de péridotites tectonites, impliquant des températures et des pressions de cristallisation supérieures à celles régnant dans le manteau supérieur (< 1000°C);
- (9) Toutes les roches basiques sont caractérisées par des rapports isotopiques élevés de l' ϵNd , compris entre +9 et +6,44.

Nous interprétons donc la séquence plutono-volcanique de Guanajuato comme une chambre magmatique d'arc zonée et hydratée à sa base, provenant de la cristallisation d'un magma parent riche en magnésium, pauvre en titane et en potassium, mais enrichi en calcium et en fer au cours de la différenciation. Ce magma aurait une composition de tholéiite primitive, riche en MgO , pauvre en K_2O et en terres rares légères, qui par cristallisation fractionnée, va donner des roches hyperalumineuses. Les roches acides pauvres en K_2O , représenteraient les termes ultimes de la différenciation plutonique. Au cours de cette différenciation, elles auraient assimilé du matériel océanique métamorphisé qui formait les parois de la chambre magmatique. Les faciès les plus leucocrates, riches en eau, ont pu s'échapper de la chambre magmatique, au niveau de l'axe volcanique, où abondent les filons nourriciers doléritiques, et former des petites intrusions qui localement renferment les brèches magmatiques de haut de chambre.

Puis au cours du développement de l'arc, il y a eu introduction de magmas ankaramitiques et calco-alcalins. Les brèches, présentes au plancher de la chambre magmatique, se sont probablement formées par brassage mécanique de cumulats ultrabasiques déjà cristallisés avec des liquides calco-alcalins $\pm$ fractionnés, et/ou par "mélange à chaud" de liquides calco-alcalins déjà fractionnés avec des magmas basiques calco-alcalins et/ou ankaramitiques.

La séquence plutono-volcanique de Guanajuato représente la croûte, formée au droit d'un des centres volcaniques majeurs de l'arc intra-océanique mésozoïque des Cordillères mexicaines. Elle est la mémoire des différents épisodes magmatiques qui se sont succédés dans cet arc.

3.1.-B. - La formation Esperanza (Jurassique supérieur ?).

Cette formation comprend des roches détritiques et des laves associées à des tufs.

3.1.-B. 1. - Les roches détritiques.

Ce sont essentiellement des grauweekes contenant des débris subanguleux (< 2 mm) de plagioclases saussuritisés, de quartz et d'anciens ferro-magnésiens entièrement chloritisés. Ces constituants sont inclus dans une matrice à grain fin, formée d'un mélange d'argiles, de chlorites, et en moindre proportion de calcite. Il est commun de retrouver dans ces roches des fragments de basalte, d'épidote, de clinopyroxène et des amas arrondis de quartz + magnétite + chlorite.

D'autres échantillons peuvent être classés comme des grauweekes volcanogéniques, puisqu'ils sont constitués de fragments subanguleux de quartz, de plagioclases séricitisés et de calcite, dans une matrice à grain fin de séricite, calcite, chlorite et un matériel isotrope optiquement indéterminable. Des fragments allongés d'orthoquartzite peuvent se présenter.

Ces roches sont traversées par d'abondants filonnets de prehnite-quartz ou albite, formant des agrégats drusiformes. Parfois, l'abondance de ces filonnets est telle que les roches deviennent "imprégnées".

3.1.-B. 2. - Les roches volcaniques et pyroclastiques.

D'après leurs caractères pétrographiques, on peut distinguer plusieurs types, à savoir : des protolithes rhyodacitiques ou rhyolitiques et méta-tufs acides et basiques.

Les roches acides montrent une texture cataclastique car on y observe des cristaux xénomorphes de quartz corrodé, de plagioclases albitiques, de ferro-magnésiens (ex-amphiboles ?) transformés en agrégats de smectites, chlorites et magnétite et de rares cristaux de zircon. Leur matrice à grain fin est recristallisée en agrégats de quartz + feldspaths + séricite + hématite. Le degré de déformation de la roche est parfois si intense que seuls des cristaux de quartz à extinction ondulante, des fragments de feldspaths et des agrégats de séricite et hématite peuvent être reconnus en lame mince.

On peut aussi observer des méta-tufs rhyodacitiques à rhyolitiques à texture cataclastique, formés de fragments subanguleux de quartz, de feldspaths et des "fiammes", dans une matrice recristallisée à quartz + séricite + épidote. Lorsque la déformation est très poussée, ces roches peuvent passer graduellement à des schistes lustrés, formés de paillettes de séricite parfois en amas fluxueux qui soulignent une très nette schistosité, autour de cristaux déformés de quartz et de feldspaths. Ces roches sont pétrographiquement similaires aux tufs rhyolitiques que l'on retrouve au sommet de l'unité basaltique de La Luz.

Des tufs basiques sont formés de fragments subanguleux de plagioclases damouritisés ou saussuritisés et des fantômes de ferro-magnésiens (ex-clinopyroxène), transformés en agrégats de quartz microcristallin, épidote, chlorite et magnétite. Ces constituants sont cimentés par une matrice argilo-chloriteuse finement grenue.

3.1.- C. - Les basaltes et dolérites de la formation Arperos (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur).

Pétrographie

Les basaltes en coussins de la base de la Formation Arperos montrent des textures variolitiques ou de trempe où l'on peut reconnaître des microlites squelettiques ou dendritiques de plagioclase albitique et de clinopyroxène titanifère beige, pléochroïque, formant des agrégats radiaux. Il faut signaler aussi la présence de calcite interstitielle, de globules de chlorites en intercroissances avec du sphène et des minéraux opaques disséminés dans la mésostase.

Les filons et sills de dolérites montrent la même minéralogie que les basaltes, mais différent par une texture porphyrique ou intersertale (LP172; Planche 6; Photo 4). Les phénocristaux sont formés soit par du clinopyroxène, brun, titanifère, très pléochroïque, soit par de l'albite. La mésostase est formée de microlites d'albite (An_{96}), et des cristaux orientés d'ilménite transformée en sphène. Des agrégats de prehnite sont présents dans la mésostase ou associés avec du quartz, ou encore en remplissage de filonnets. Un minéral pléochroïque vert-pomme en remplacement d'olivine (?) est vraisemblablement de la pumpellyite.

Composition des clinopyroxènes

La composition chimique des microlites et phénocristaux des clinopyroxènes varie depuis des salites titanifères ($Wo_{45,5-49,5}$ $En_{12,4-20,1}$ $Fs_{31,6-40,8}$; $58 < \#Mg = 100Mg/(Mg+Fe^*) < 67$) à des augites titanifères ($Wo_{43,6-44,4}$ $En_{15,7-21,4}$ $Fs_{35-39,9}$; $63 < \#Mg < 71$; Annexes; Tableau 12); ces dernières étant les moins communes. Dans un diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig. 35), ces clinopyroxènes ne montrent pas de différenciation nette, à l'exception d'un léger enrichissement en calcium. Dans un diagramme Ti-Na-Al^{IV} (Fig. 35), ces clinopyroxènes tombent dans le champ des NATAL et TAL, ce qui suggère des pressions moyennes à élevées de cristallisation.

La discrimination du contexte géodynamique des laves et des filons d'Arperos à l'aide des clinopyroxènes est mise en évidence dans les diagrammes de Leterrier *et al.* (1982), les points représentatifs de ces minéraux ferro-magnésiens tombent dans le champ alcalin et anorogénique (Fig. 36). Ceci est d'ailleurs confirmé par le diagramme F1-F2 (Nisbet et Pearce, 1977) où les points représentatifs se placent dans le domaine intra-plaque (Fig. 37).

Géochimie

Les analyses chimiques des éléments majeurs montrent que ces roches sont pauvres en silice et magnésium ($45 < SiO_2 \% < 49$; $6 < MgO \% < 7$; Annexes; Tableau 48), mais riches en titane ($TiO_2 < 2,75\%$), alcalins ($5,1 < Na_2O + K_2O \% < 6,20$), phosphore ($P_2O_5 < 0,55\%$), et fer ($Fe_2O_3 \sim 10\%$). Leur concentration en potassium est variable ($0,97 < K_2O \% < 2,27$).

Le diagramme alcalins en fonction de SiO_2 (Fig. 38) montre qu'il s'agit de roches alcalines, et tout particulièrement des hawaïites, basaltes alcalins, et de rares basanites. Elles ont des teneurs faibles en éléments de transition alors qu'elles sont riches en éléments incompatibles (Annexes; Tableau 48). Leurs rapports Ti/V, élevés (48-65), sont dans les fourchettes des valeurs données pour les roches alcalines (Ti/V > 50; Shervais, 1982). Le diagramme $TiO_2 - 10xMnO - 10xP_2O_5$ (Mullen, 1983), on représenté ici, montre, en effet, qu'il s'agit de laves et de filons émis dans un contexte d'îles océaniques.

Les spectres étendus de ces roches, normalisés aux MORB, présentent l'allure en cloche, typique des laves alcalines intra-océaniques. Leurs teneurs en terres rares, comparées à celles des laves tholéïtiques et calco-alcalines de l'arc Alisitos-Teloloapan sont nettement plus élevées, surtout en terres rares lourdes ($2,72 < (La/Yb)_N < 3,87$; Fig.

39). Ces spectres montrent, en outre, des anomalies négatives en Europium ($0,90 < Eu/Eu^* < 0,94$), ce qui suggère un fractionnement précoce du plagioclase. Ils sont tout à fait comparables de ceux des roches alcalines qui caractérisent les derniers stades du magmatisme des monts sous-marins ou d'îles océaniques (Kempe and Schilling, 1974).

3.2. - REGION DE SAN MIGUEL DE ALLENDE

Cette séquence, affleure à proximité de la ville de San Miguel de Allende (à 50 km au sud de Guanajuato; Figs. 2). Elle comprend des coulées de basalte et d'andésite interstratifiées avec des tufs, des pélites et des calcaires pélagiques albiens.

Pétrographie

Les basaltes porphyriques renferment de nombreux phénocristaux et microphénocristaux (15 %) de clinopyroxène zoné. En effet, la composition du cœur des clinopyroxènes varie depuis le diopside ($Wo_{45-46,6}$ $En_{49,2-51,1}$ $Fs_{3,3-5,2}$; $\#Mg = 91-94$) jusqu'aux salites ($Wo_{45,2-47,8}$ $En_{40-44,3}$ $Fs_{10,5-13}$ et $\#Mg = 77-81$); les bordures ont des compositions d'augite calcique ($Wo_{42,5-44,9}$ $En_{40,2-42,8}$ $Fs_{12,5-16,8}$; $\#Mg = 72-77$; Annexes; Tableau 10; Fig. 41). On observe aussi des microphénocristaux d'amphiboles calciques (magnésio-hastingsite ou hornblende hastingsitique ($5,76 < Si < 6,27$ et $0,80 < Mg/(Mg+Fe^{2+}) < 0,89$; Annexes; Tableau 29; Fig. 42) et des microlites de labrador (Ab_{47-48} ; Annexes; Tableau 38). Ces constituants sont inclus dans une mésostase entièrement transformée en une matrice cryptocristalline argilo-calcaire.

Les andésites basiques sont tout aussi porphyriques que les basaltes (LP63; Planche 6; Photo 5). Elles contiennent des phénocristaux frais de clinopyroxènes zonés à cœur de diopside ($Wo_{46,2-46,8}$ $En_{44,1-46,9}$ $Fs_{6,6-9}$; $\#Mg = 88-84$) à bordures de salite ($Wo_{45,7-47,5}$ $En_{41,3-41,6}$ $Fs_{11,2-12,7}$; $\#Mg = 79-77$). L'augite ($Wo_{43,4-44,5}$ $En_{41,6-44,4}$ $Fs_{11,4-13,9}$; $\#Mg = 80-76$) est nettement subordonnée (Annexes; Tableau 11; Fig. 42). Cette dernière se présente aussi en microphénocristaux ($Wo_{42,1-42,6}$ $En_{41,5-42,9}$ $Fs_{14,5-16,4}$; $\#Mg = 76-73$). Elle est parfois remplacée par des magnésio-hastingsites ($5,78 < Si < 6,20$; $77 < Mg/(Mg + Fe^{2+}) < 89$; Fig. 43), auréolées de magnétite. La présence de ces magnétites évoque un déséquilibre probable entre la matrice de la roche et les phénocristaux. De rares hornblendes hastingsitiques ($Si = 6,33$; $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 75$) contenant en inclusions des microphénocristaux d'andésine (Ab_{48} An_{49} Or_3) sont aussi présentes. Des plagioclases ($\pm$ séricitisés) présentent différents habitus. Soit ils montrent une zonation normale très nette, avec un cœur de labrador plus riche en calcium (Ab_{45} An_{53} Or_2) que la bordure (Ab_{48} An_{50} Or_2), soit ils présentent des figures en syneusis (texture "sieve") avec un cœur de labrador (Ab_{44} An_{54} Or_2), bordé d'andésine (Ab_{61} An_{33} Or_7), elle-même bordée de labrador (Ab_{46} An_{53} Or_2) (Annexes; Tableau 38). Ces figures suggèrent des processus de mélanges magmatiques (Planche 6; Photo 5).

Des fantômes d'orthopyroxène, à inclusions d'apatite, présentent un cœur transformé en une association de smectites + chlorites + calcite + sphène et une bordure d'actinote. Ces orthopyroxènes sont entourés par des salites ($Wo_{45,6}$ $En_{40,5}$ $Fs_{13,9}$; $\#Mg = 75$).

La matrice renferme de nombreux microlites d'andésine (An_{45-51} Ab_{47-53} Or_{2-3}) et des chlorites et des argiles interstitielles. En outre, ces roches contiennent des inclusions cogénétiques subanguleuses de basaltes microlitiques à rares phénocristaux de clinopyroxène, pris dans une mésostase riche en minéraux secondaires (actinote, chlorite et sphène).

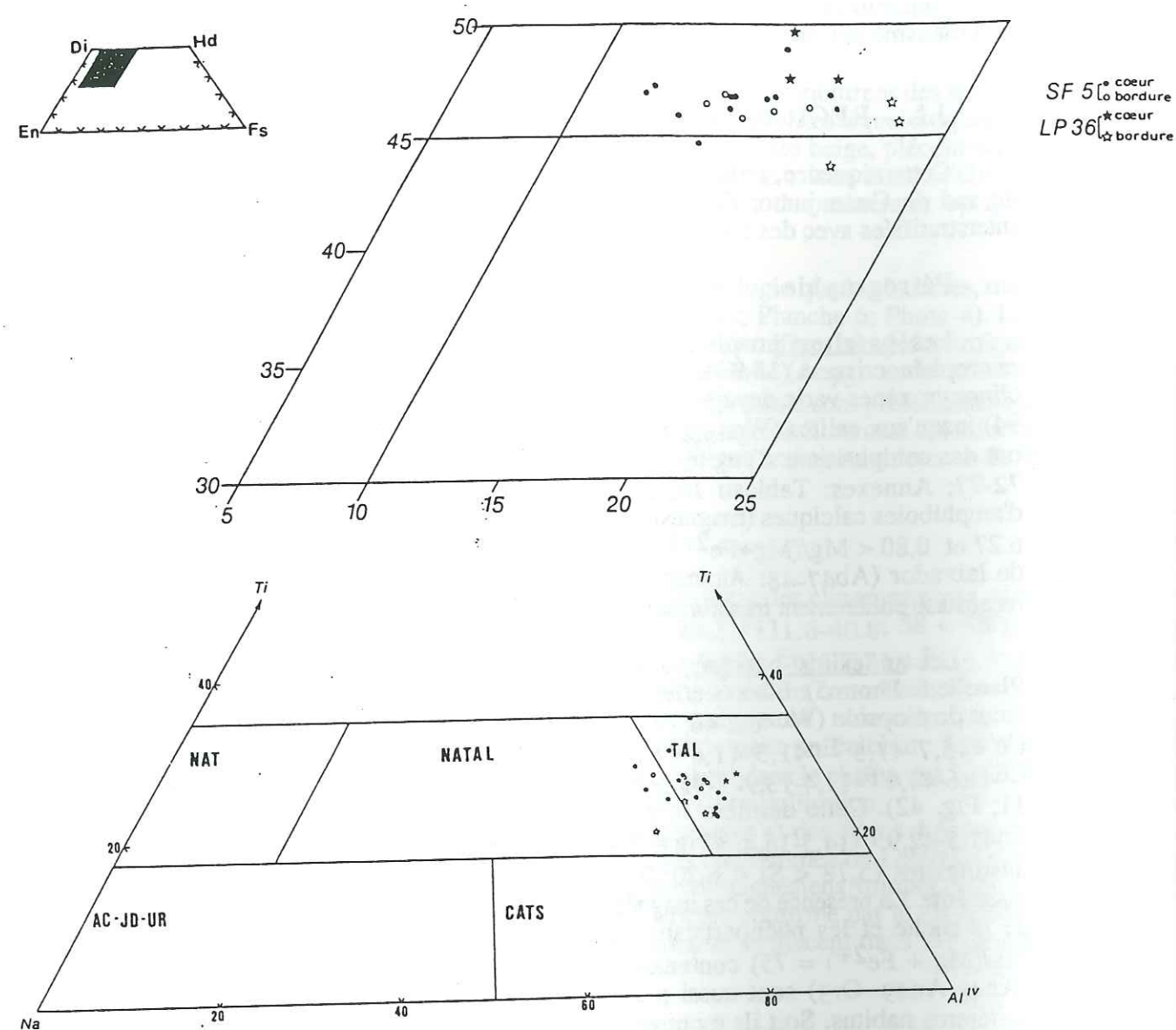


Fig.35: Composition des clinopyroxènes des dolérites d'Arperos dans les diagrammes Di-Hd-En-Fs et Ti-Na-Al^{IV}.
 NAT = $\text{NaTiO}_{0.5}\text{R}^{2+}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$; NATAL = NaTiSiAlO_6 ; TAL = $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$; CATS = CaAlAlSiO_6 et CaFeAlSiO_6 ; AC = $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$; JD = $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$; UR = $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$.

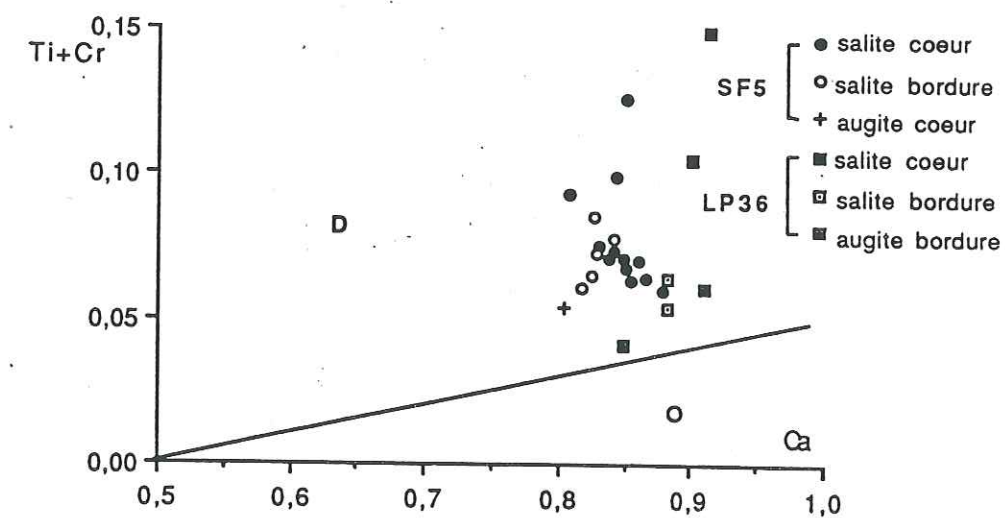
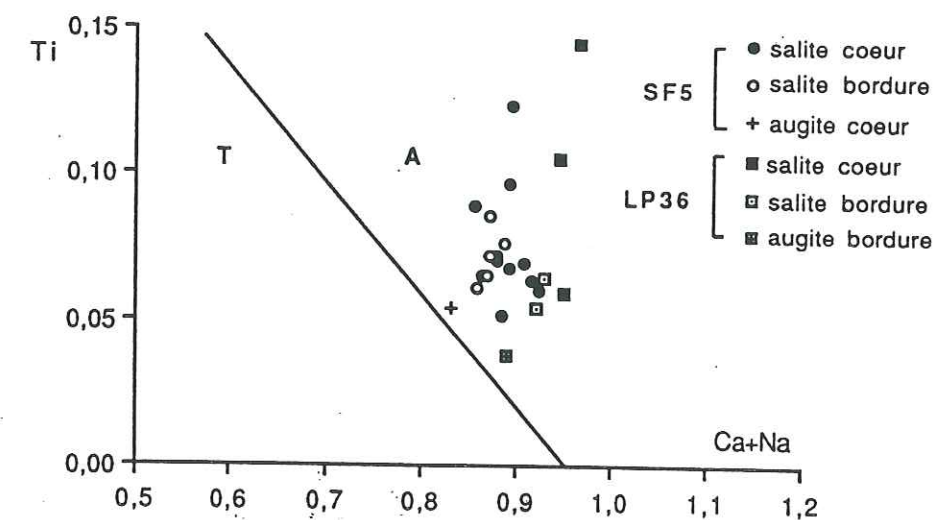


Fig.36
 Diagrammes de discrimination du contexte géodynamique (Leterrier et al., 1982) pour les clinopyroxènes des dolérites d'Arperos.
 T = Tholéiitique; A = Alcalin; D = Anorogénique; O = Orogénique.

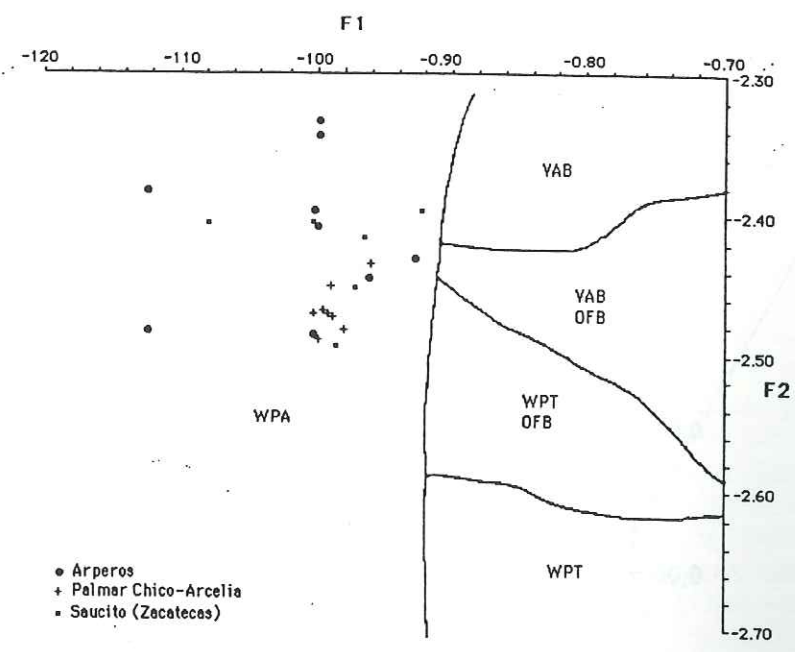


Fig.37

Diagramme de discrimination F₁-F₂ (Nisbet et Pearce, 1977) des clinopyroxènes des dolérites d'Arperos. A titre comparatif, les analyses des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia (échantillon CP1A) et de Saucito, Zacatecas.
 OFB = tholéiites océaniques; VAB = basaltes orogéniques; WPT = basaltes tholéitiques intraplaques; WPA = basaltes alcalins intraplaques.

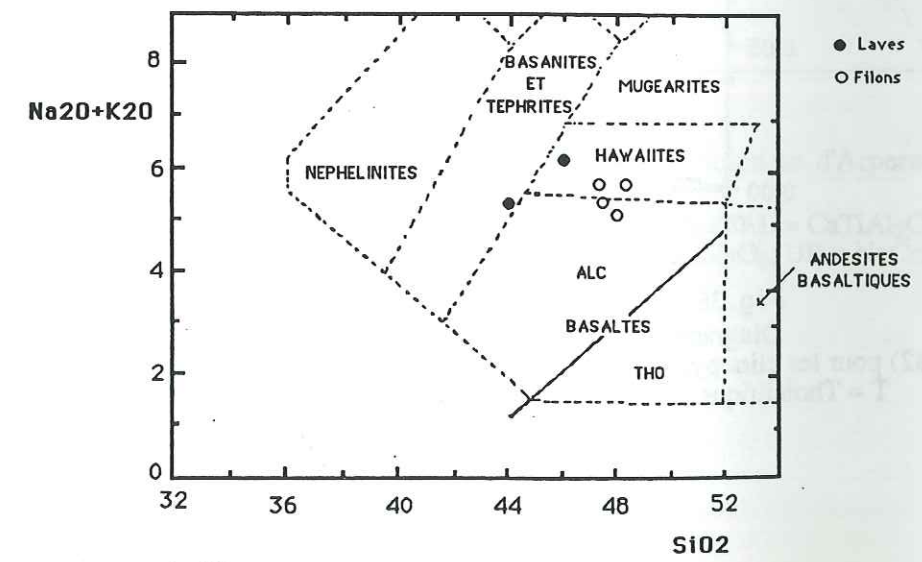


Fig.38

Diagramme Na₂O+K₂O en fonction de SiO₂ pour les laves et les filons de la formation d'Arperos. ALC = champ alcalin; THO = champ tholéitique.

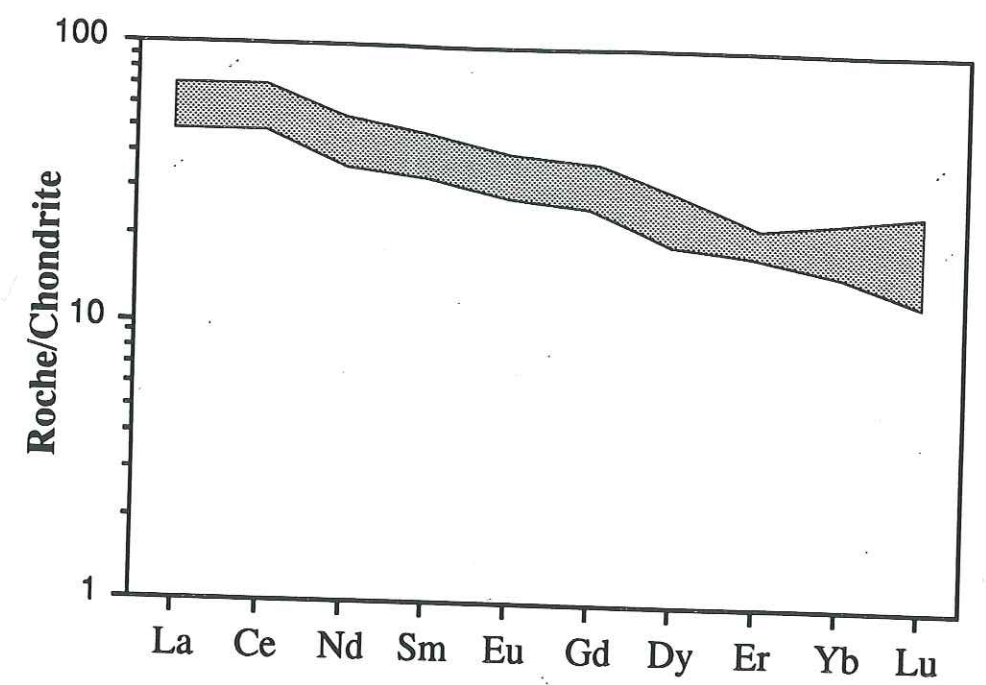


Fig. 39 Spectres des terres rares des basaltes et dolérites d'Arcelia

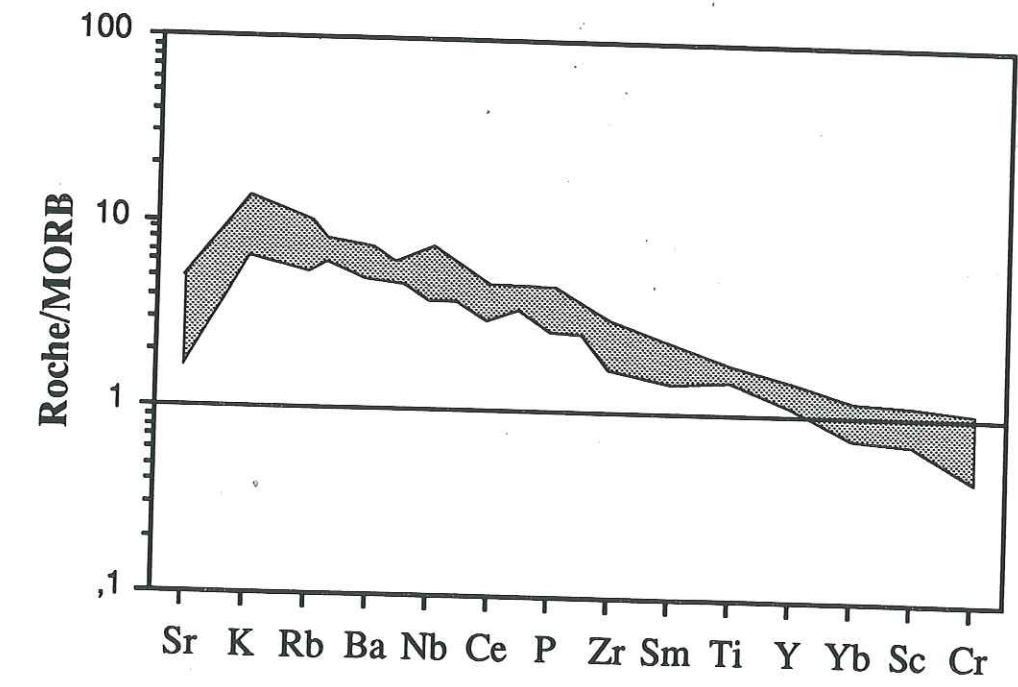


Fig. 40: Spectres étendus des basaltes et dolérites d'Arcelia

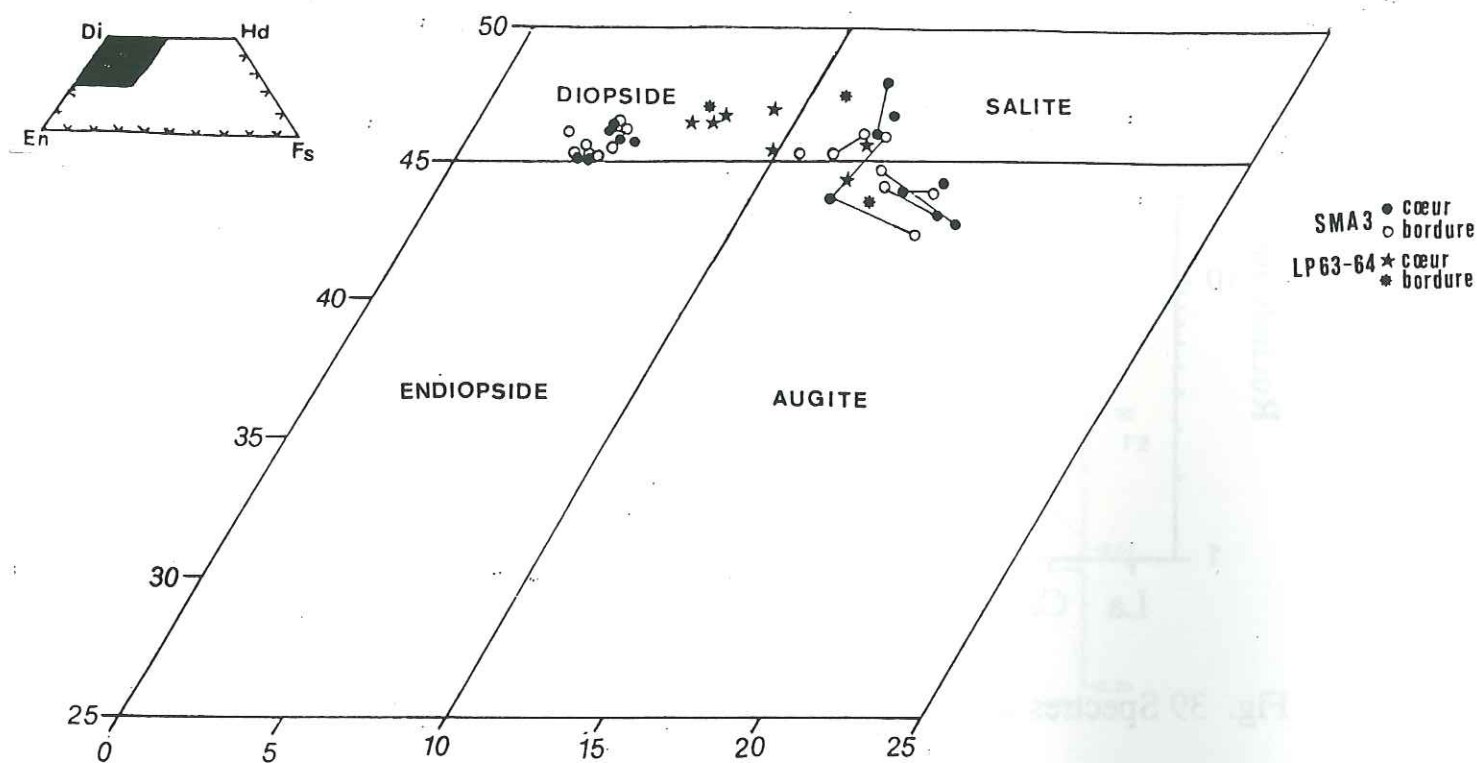


Fig. 41:

Composition des clinopyroxènes des basaltes et des andésites basaltiques de la séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende dans le diagramme Di-Hd-En-Fs.

SMA 3 = Basalte; LP63 et LP64 = Andésites basaltiques.

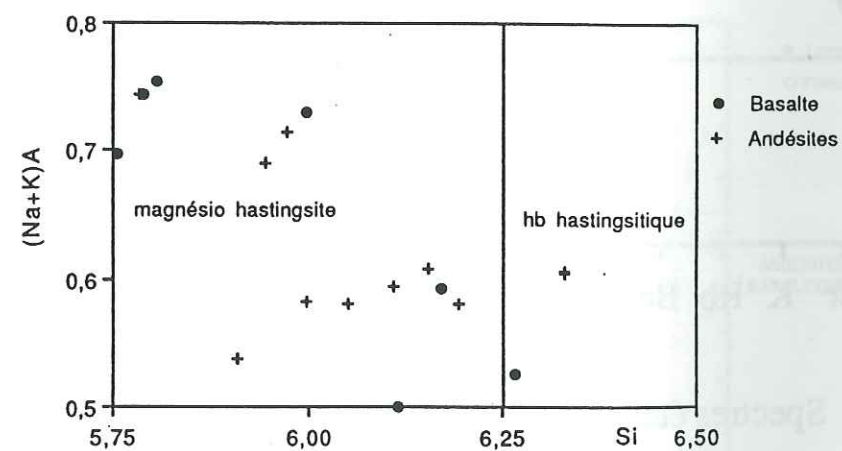


Fig. 42

Classification des amphiboles des basaltes et des andésites basaltiques de San Miguel de Allende, dans le diagramme Si-(Na+K)_A de Leake (1978).

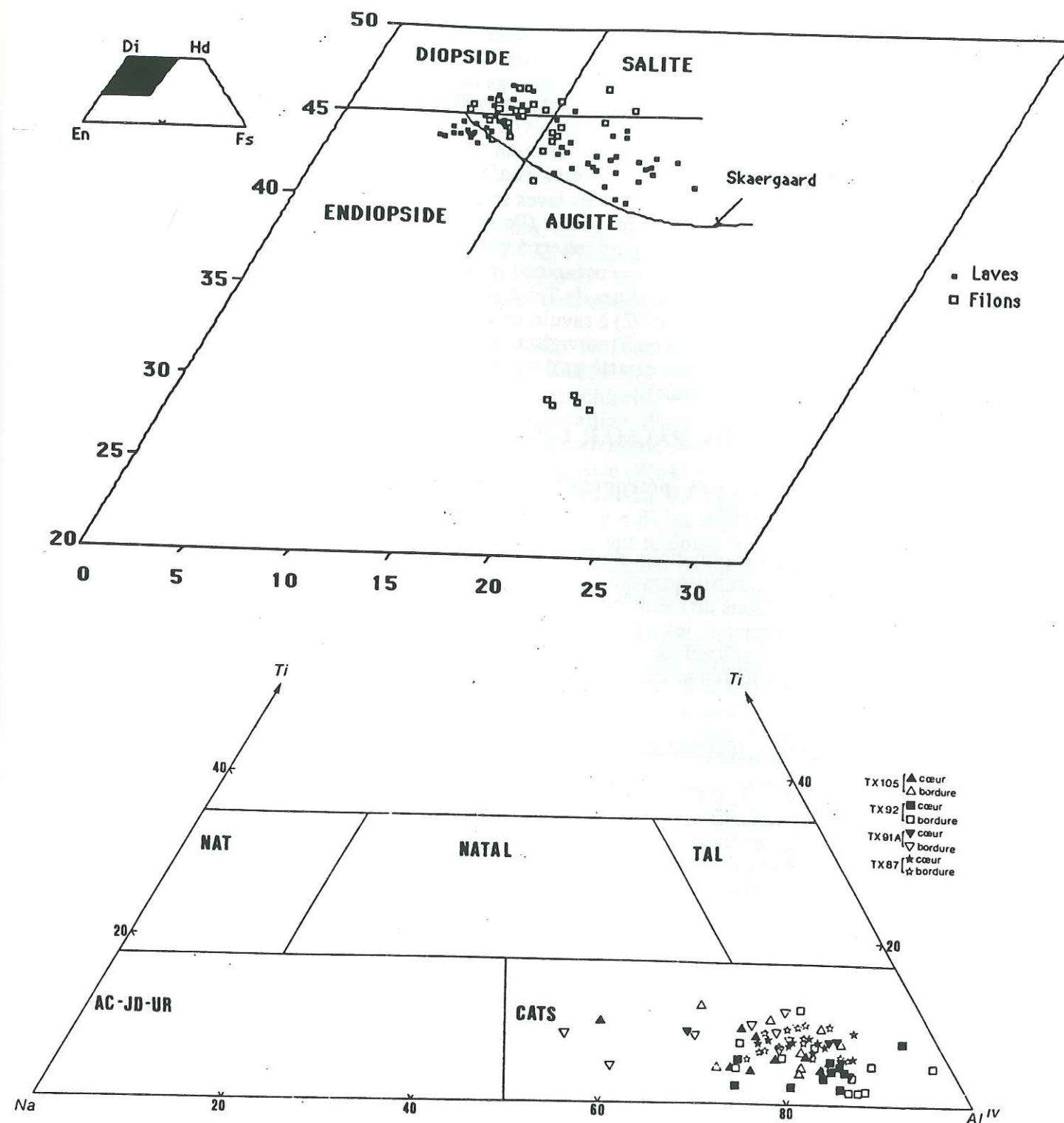


Fig. 43

Diagrammes Di-Hd-En-Fs et Ti-Na-Al^{IV} montrant la composition et les composants non-quadrilatéraux des clinopyroxènes des basaltes et des filons microgabbroïques de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia. Carrés au-dessous = analyses des amphiboles primaires.

TX105 = Filon de microgabbro; TX92, TX91A et TX 87 = basaltes.

NAT = $\text{NaTiO}_{0.5}\text{R}_{2+0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$; NATAL = NaTiSiAlO_6 ; TAL = $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$; CATS = CaAlAlSiO_6 et CaFeAlSiO_6 ; AC = $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$; JD = $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$; UR = $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$.

Affinité magmatique

L'affinité magmatique des basaltes et des andésites basiques de San Miguel de Allende est calco-alcaline (Annexes; Tableau 47). Les basaltes, comparées aux andésites, sont moins alumineux et plus riches en fer et en magnésium. Leurs spectres de terres rares sont enrichis en terres rares légères ($(La/Yb)_N = 4$). Leurs spectres étendus, normalisés aux MORB, montrent que ces laves sont enrichies en éléments lithophiles et appauvries en éléments à forte charge ionique (Pearce, 1983). Cependant, on retrouve des caractères géochimiques qui sont particuliers à toutes les roches calco-alcalines de l'arc Alisitos-Teloloapan édifié sur croûte océanique (plutons calco-alcalins de la Angostura, Stein *et al.*, 1992; laves calco-alcalines de Teloloapan, Talavera *et al.*, 1990; Talavera et Lapierre, soumis; Tardy *et al.*, 1992) à savoir, un enrichissement en Y (13-15 ppm et Nb (≈ 20 ppm)). Cet enrichissement en Y est vraisemblablement lié à la présence d'amphibole dans la source. On retrouve ces caractères dans les laves calco-alcalines du nord de l'arc des Mariannes (Gill, com. orale).

3.3 - REGION DE PALMAR CHICO-ARCELIA.

3.3-1. - Caractères pétrographiques de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia.

La séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia comprend des écaillés de roches plutoniques ultrabasiqes qui chevauchent une puissante série de laves basiques, recoupées par des filons de même nature. A l'inverse des laves de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato, les intercalations sédimentaires sont plus abondantes surtout au sommet de la pile volcanique. De plus, du calcaire apparaît soit en lentilles au sein des laves en coussins, soit en matrice inter-pillow.

a). - Les roches plutoniques - serpentinites

Ces roches, à texture maillée, montrent encore des reliques d'olivine incomplètement transformée en antigorite fibro-radiale et des clinopyroxènes pseudomorphosés en bastite (échantillon CP2; Planche 7; Photo 1). La magnétite secondaire est ubiquiste sous la forme de petits grains en inclusions dans l'olivine. Le protolithe de ces roches pourrait correspondre à des wehrilites ou à des lherzolites.

b). - Les roches filoniennes

Deux types pétrographiques peuvent être reconnus : les microgabbros et les dolérites.

Les *microgabbros* (TX105A; Planche 7; Photo 2) sont caractérisés par de nombreux phénocristaux de clinopyroxènes zonés, groupés en agrégats glomérophyriques (accumulation). Parfois, Ils sont associés à de l'orthopyroxène, pseudomorphosé en chlorites et smectites. Les clinopyroxènes montrent des cœurs d'endiopside ($Wo_{43-45} En_{48-50} Fs_{5-9}$) et de diopside ($Wo_{45-47} En_{45-49} Fs_{6-9}$), bordés d'augites ($Wo_{44} En_{45-46} Fs_{10-11}$) et plus rarement de salites ($Wo_{45} En_{40} Fs_{14}$; Annexes; Tableau 18; Fig. 44). La mésostase, très finement grenue, renferme de l'amphibole et de la titanomagnétite tardive. Ces amphiboles varient en composition depuis des magnésio-hornblendes jusqu'à des pargasites (classification de l'I.M.A., Leake, 1978). Elles montrent dans le diagramme Di-Hd-En-Fs (Fig. 43) un enrichissement "ferro-magnésien normal".

Les *dolérites* sont à texture intersertale (CV7B; cf Annexes). Elles renferment des clinopyroxènes, parfois zonés, en rares phénocristaux ($< 10\%$), des plagioclases albitisés et des pseudomorphes d'anciens phénocristaux de ferro-magnésiens transformés en quartz + calcite + minéraux opaques. Les clinopyroxènes en phénocristaux sont soit

des endiopsides ($Wo_{44-45} En_{47-48} Fs_{8-9}$; $85 < \#Mg < 87$), soit des diopsides ($Wo_{45} En_{7-8} Fs_{47-48}$; $86 < \#Mg < 88$) ou encore des augites ($Wo_{42-44} En_{10} Fs_{46-47}$; $\#Mg = 82$), tandis que les microlites sont essentiellement des augites ($Wo_{42-44} En_{43} Fs_{10-12}$; $72 < \#Mg < 82$; Annexes; Tableau 17; Fig. 43).

c). - Les laves

Les basaltes et andésites basiques, en coussins, soit sont très porphyriques avec des agrégats glomérophyriques (TX92; Planche 7; Photo 3), soit elles présentent une texture de trempe (TX107; Planche 7; Photo 4). Des textures pilotaxitiques et intersertales (TX104; Planche 7; Photo 6) sont aussi courantes mais elles sont plus communes dans les laves massives.

Les *faciès porphyriques* (TX92, TX106) sont formés de phénocristaux d'orthopyroxène, bordés d'augite ($Wo_{40} En_{44} Fs_{16}$; $\#Mg = 74$; Annexes, Tableau 13). Ces orthopyroxènes sont transformés en chlorite + épidote alors que l'augite est remplacée par une association polycristalline d'actinote. Les phénocristaux de clinopyroxène sont généralement à cœur d'endiopside ($Wo_{43-45} En_{48-52} Fs_{5-10}$; $83 < \#Mg < 91$; Tableau 14; Fig. 43) et/ou de diopside ($Wo_{44-45} En_{45-49} Fs_{5-10}$; $87 < \#Mg < 89$) à bordure d'augite ($Wo_{41-43} En_{43-47} Fs_{11-16}$; $73 < \#Mg < 81$; TX92; Annexes; Tableau 13). Parfois, ces endiopsides ($83 < \#Mg < 87$) et augites ($70 < \#Mg < 80$) sont légèrement plus riches en fer. Les microlites sont toujours formés d'augite et d'albite (Ab₉₂₋₉₇). La mésostase est envahie par des minéraux secondaires interstitiels, comme chlorites, épidotes, prehnite, pumpellyite et sphène. Ce dernier minéral est en remplacement de la titanomagnétite tardive.

Les laves à *texture de trempe* sont caractérisées par la présence de figures dendritiques de clinopyroxène et de plagioclase. Dans certains échantillons, on peut reconnaître la présence de reliques d'olivine complètement transformée en serpentine et/ou iddingsite. Dans d'autres échantillons, la mésostase est envahie par de la pumpellyite interstitielle qui peut atteindre 15 % de la composition modale de la roche. Ce minéral forme souvent de très beaux sphérolites (Planche 7; Photo 4).

Les laves *massives* (CP1A; Planche 7; Photo 5) sont toujours à texture de trempe, caractérisées par des associations plumeuses de plagioclase et de salite trempée ($Wo_{45-49} En_{32-35} Fs_{17-22}$; $60 < \#Mg < 68$) (Annexes; Tableau 16). La mésostase est formée de microlites squelettiques d'albite (Ab₉₆₋₉₈; Annexes; Tableau 39) à terminaisons fourchues. Les les interstices entre ces microlites sont remplies par de la chlorite verte-bleue, de la calcite ou de la titanomagnétite transformée en sphène. Des filonnets de calcite, prehnite, chlorite, ainsi que des vacuoles remplies par de la calcite et/ou de la chlorite peuvent être présents.

Quel que soit le faciès, l'orthopyroxène est toujours transformé en chlorite et/ou smectites. Les phénocristaux de clinopyroxène (endiopside, diopside, augite) montrent du cœur vers la bordure un enrichissement modéré en fer et soulignent une évolution normale vers le pôle augitique. Ils dessinent dans le diagramme Di-Hd-En-Fs, une évolution tholéitique comparable à celle de Skaergard (Fig. 43). Les composants non quadrilatéraux de ces clinopyroxènes influent la molécule de Ca-tschemakite (Fig. 43), qui pourraient indiquer des conditions de cristallisation semblables à celles de la séquence magmatique de Guanajuato.

d). - Les roches pyroclastiques.

On a reconnu plusieurs types de brèches : pyroclastique (TX91A), volcanoclastique (SP8) et de démantèlement (slumps).

Les *brèches pyroclastiques* sont formées de fragments anguleux à arrondis de basalte, de plagioclase albitisé et de clinopyroxène. Le ciment, formé de tuf à cristaux où prédominent le clinopyroxène chloritisé et le plagioclase, montre une importante vésiculation avec des nombreuses vacuoles remplies, soit par de la chlorite, soit par de la

prehnite et soit, encore, par de la pumpellyite. Quelques échantillons peuvent renfermer aussi de l'adulaire et des zéolites.

Les *brèches volcanoclastiques* sont constituées de fragments anguleux de pélites noires, de laves basaltiques, de roches volcaniques acides et des grauweekes tuffacées. Leur matrice est formée d'argiles ou de chlorites. Ces brèches ont été appelées "laharic breccias" dans le district minier de Campo Morado (Lorinczi et Miranda, 1978). Elles sont très importantes du point de vue minier car elles constituent l'encaissant des amas sulfurés. Donc, elles représentent un marqueur lithologique important pour les gisements à sulfures massifs exhalatifs et sédimentaires (type SEDEX).

Les *brèches de démantèlement* sont visibles surtout à l'échelle de l'affleurement. Elles sont formées par des fragments pluricentimétriques (30 cm), anguleux à arrondis, de calcaire micritique, de basalte en coussins (40 cm) et de petits fragments allongés de pélites schisteuses. Ces constituants sont cimentés par une matrice volcanoclastique, finement grenue, constituée par des argiles, des calcaires et des chlorites.

D'après la classification de Fisher et Schmincke (1984), les *tufs* varient depuis des lapilli-tufs, des tufs à cristaux jusqu'à des tufs-brechès. Les lapilli-tufs montrent une texture pyroclastique, avec des fragments anguleux. Certains faciès sont très vésiculaires.

f). - Les sédiments

Les sédiments *silico-gréseux* à radiolaires sont formés par un assemblage de tests de radiolaires à formes sphériques, des fragments de quartz et de plagioclase. L'accumulation des radiolaires se fait surtout dans des lits d'hématite.

Les *calcaires* détritiques sont à grain fin. Ils contiennent des débris de micrite, de quartz et de feldspath. Plus rarement, ils renferment une microfaune de radiolaires calcitisées; ils peuvent donc être classés comme des biomicrites. Ils contiennent de rares fragments de quartz, des feldspath, des reliques de ferro-magnésiens complètement transformés en agrégats de chlorite et des minéraux opaques. Ces derniers dessinent des ombres de pression quand ces roches sont déformées (TX97; Planche 7; Photo 7).

3.3-2 - Caractères géochimiques de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia.

Les basaltes (TX92, 89, 96, 109, 107; Tableau 49) et les filons de microgabbro (TX 105B; Tableau 49) s'apparentent à des *tholéiites d'arc* (prédominantes). Certaines laves se distinguent des basaltes à affinité tholéiitique d'arc par des concentrations en éléments traces, comparables à celles des MORB $\pm$ enrichies (CP1A, TX107).

Les coulées du sommet sont *calco-alcalines* (TX104; Tableau 49).

La distinction entre ces trois familles de laves est basée sur les teneurs en TiO_2 , les rapports Ti/V , Zr/Y et les spectres de terres rares.

Les *basaltes à affinité de tholéiite d'arc* sont modérément riches en silice ($46 < \text{SiO}_2 \% < 51,5$) et en fer ($8 < \text{Fe}_2\text{O}_3 \% < 11$). Leurs teneurs variables en magnésium ($3\% < \text{MgO} \% < 9$) et en chrome ($34 < \text{Cr}_2\text{O}_3 \text{ ppm} < 429$) sont liées à l'abondance des clinopyroxènes; les faciès les plus porphyriques étant les plus magnésiens et chromifères. Ils sont pauvres en nickel ($93 < \text{NiO ppm} < 143$), indiquant que l'olivine avait déjà précipité avant leur épanchement. Leur teneur en TiO_2 ($0,4-0,8 \%$), variable, ne dépasse pas 1% ; caractère classique des séries orogéniques. Les faciès les moins fractionnés avec des teneurs en Zr ($4-41 \text{ ppm}$) sont les plus pauvres en TiO_2 . Inversement, les faciès les plus riches ($\text{TiO}_2 = 0,8 \%$) sont aussi les plus différenciés ($\text{Zr} < 65 \text{ ppm}$). Ce caractère montre que ces laves sont tholéiitiques. Naturellement, leur rapport Ti/V augmente aussi avec leur degré de fractionnement (Shervais, 1982; Fig. 44). Leur rapport Zr/Y ($2,80 < \text{Zr/Y} < 2,90$) est dans l'intervalle des valeurs données pour les tholéiites d'arc ($\text{Zr/Y} < 3,5$; Pearce et Norry, 1979). Leurs spectres de terres rares (concentrations 10 à 30 fois les chondrites), normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978), sont presque plats

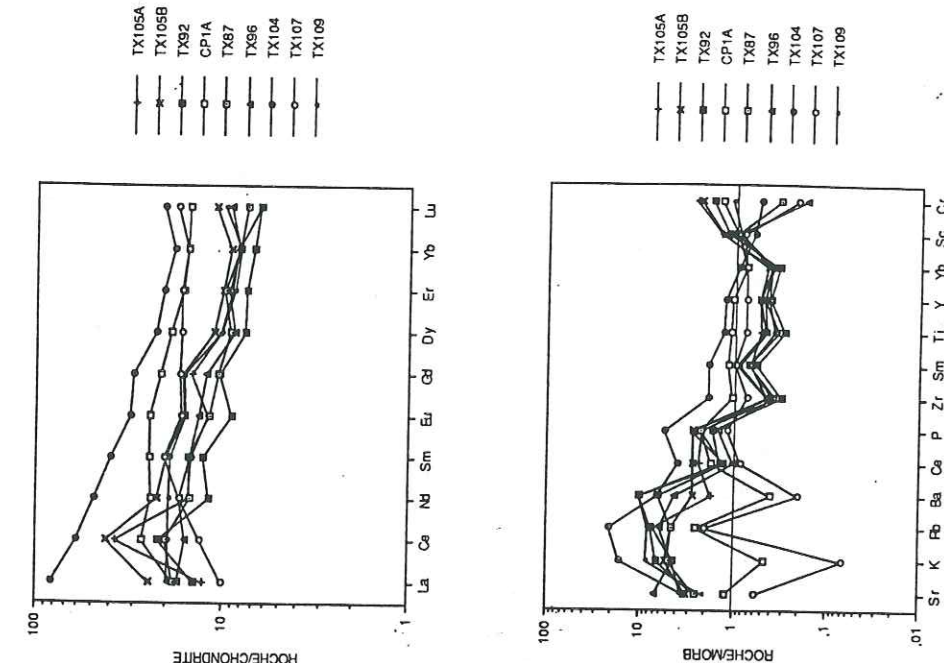


Fig. 45

Diagramme des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) et diagrammes étendus normalisés au MORB (Pearce, 1983), des laves et des filons basiques de Palmar Chico-Arcelia. TX 105 A et B = Filons de microgabbro; TX 92, TX 96, CP1A, TX104, TX109 et TX87 = basaltes; TX107 = andésite basaltique.

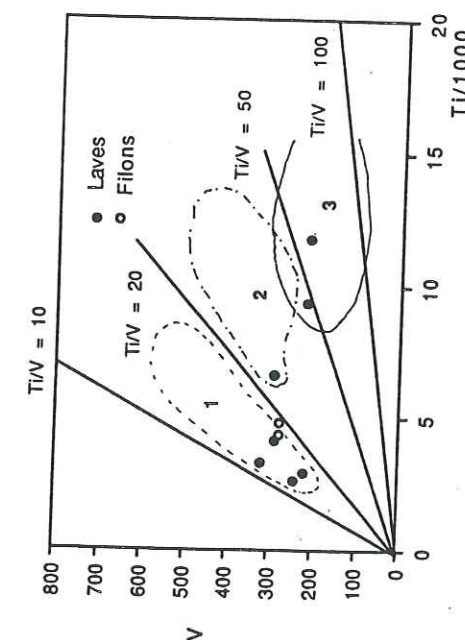


Fig. 44

Diagramme Ti/V en fonction du Ti (Shervais, 1982) des basaltes et des filons de microgabbro de la séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia. 1 = Champ des basaltes orogéniques; 2 = Champ des basaltes de plancher océanique; 3 = Champ des basaltes des îles océaniques.

(La/Yb)_N = 1,18-2,4; Fig. 45), avec des anomalies négatives en Europium, liées au fractionnement précoce du plagioclase. Ils montrent parfois un très léger enrichissement en terres rares légères ((La/Yb)_N = 2,4; TX109). Ces spectres sont typiques des tholéiites d'arc insulaire mature (Jakes et Gill, 1970; Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Les *microgabbros* sont très comparables aux basaltes. Leurs teneurs en chrome sont plus élevées que dans les basaltes (Cr₂O₃ = 572-638 ppm) car leur % modal en clinopyroxène est plus important (caractère accumulatif des pyroxènes). Ils sont légèrement plus fractionnés que certains basaltes (Zr = 40-41 ppm). Leurs spectres des terres rares sont très semblables à ceux des laves : spectres plus ou moins plats ((La/Yb)_N = 1,67- 2,67) avec des légères anomalies négatives en Eu (Fig. 45).

Les diagrammes multi-éléments, normalisés aux MORB (Pearce, 1983), montrent pour l'ensemble basaltes-microgabbros, des spectres enrichis en éléments lithophiles et appauvris en éléments à forte charge ionique (Annexes; Publication n° 5), caractéristiques de roches tholéiitiques d'arc (Pearce, 1983).

Enfin, les rapports εNd = 8,7 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,513077) et εSr = - 9,6; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,703768) d'un microgabbro (TX 105A), calculés à T = 108 Ma, sont à comparer à ceux des tholéiites d'arc de Guanajuato. Ainsi, dans les deux régions, les tholéiites d'arc dérivent d'une source mantellique, peu ou pas contaminée par un composant crustal.

**L'andésite basaltique et le basalte qui montrent des "affinités de MORB"* affleurent dans des contextes particuliers dont les rapports structuraux avec la séquence volcano-sédimentaire principale sont mal connus ou impossible à préciser, à cause de la couverture cénozoïque.

L'andésite basaltique (TX107; Annexes; Tableau 49) a été échantillonnée près d'Arcelia. Cette roche appartient à des coulées à débit en coussins, recoupées par un petit pluton dioritique (cf coupe Fig. 9; chapitre 2). Ces coulées affleurent en boutonnière, sous les dépôts tertiaires, le long d'un chevauchement majeur.

Le basalte provient d'une coulée (CP1A; Tableau 49) observée aux environs de Palmar Chico. Cette coulée est associée à des gabbros subdoléritiques. L'ensemble est chevauché par des écaillés de serpentinites (Fig. 9; Planche 4; Photo 5).

Andésite basique et basalte se différencient des tholéiites d'arc précédentes par :

- (a) des teneurs faibles en Ba (5-8 ppm),
- (b) des rapports TiO₂/P₂O₅ (5,93-7,86), Ti/Y (300 et 264), Ti/Zr (103 et 101) et Zr/Y (2,90 et 2,57) plus élevés, caractéristiques des MORB (Sun *et al.*, 1979; Basaltic Volcanism Study Project, 1981),
- (c) des spectres étendus, normalisés aux MORB (Pearce, 1983) qui sont très peu appauvris en éléments à forte charge ionique (Fig. 45; Pearce, 1983).

**Les andésites calco-alkalines* (TX 104 Annexes; Tableau 49) se localisent au sommet de la succession volcano-sédimentaire. L'affinité calco-alkaline est marquée par : des teneurs élevées en Al₂O₃, P₂O₅ et Nb (39,8 ppm), un enrichissement en terres rares légères par rapport aux lourdes (La/Yb)_N = 4,35, un spectre étendu normalisé aux MORB, appauvris en éléments à forte charge ionique (Fig. 45). On retrouve dans ces basaltes les caractères géochimiques particuliers des laves calco-alkalines de l'arc Alisitos-Teloloapan, édifié sur croûte océanique (fortes concentrations en Nb, Y et terres rares légères; Tardy *et al.*, 1992).

De plus, cette andésite est anormalement riche en TiO₂ et vanadium (Ti/V = 55) pour une lave calco-alkaline. Ces valeurs seraient caractéristiques des laves alcalines d'îles océaniques (Shervais, 1982). Cependant, il apparaît que ces valeurs anormalement élevées de cette roche en TiO₂ et vanadium soient liées à des processus de métamorphisme hydrothermal (présence de sphène secondaire). En effet, lors de la préparation de cet échantillon pour des analyses isotopiques, une attaque par acide a montré que les concentrations en Nd, Sm, TiO₂ étaient diminuées de moitié, alors que les rapports isotopiques (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd et ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) demeuraient constants avant et après traitement (analyses réalisées par Françoise Vidal, UA 10, Clermont Ferrand). D'ailleurs

le rapport εNd de cet échantillon, calculé à 110 Ma, est de + 6,9; valeur classique des laves d'arc édifiées sur croûte océanique (Tardy *et al.*, 1992; Ortiz *et al.*, en préparation).

Conclusions

La présence de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'amphibole est une des caractéristiques minéralogiques des roches tholéiitiques matures et calco-alkalines de la séquence de Palmar Chico-Arcelia. Les couronnes de clinopyroxène autour de l'orthopyroxène suggèrent des changements drastiques dans les conditions de cristallisation du réservoir magmatique (p. e. dans l'activité tamponnée de la silice, des fractionnements successifs des minéraux à différentes pressions, etc.), mais aussi une plus grande profondeur pour la formation des séries tholéiitiques matures et calco-alkalines à deux pyroxènes. Les paragenèses minérales des roches volcaniques, filoniennes et plutoniques sont identiques, avec comme séquence de cristallisation : orthopyroxène --> clinopyroxène ---> plagioclase ---> amphibole ---> oxydes ferrotitanés. Ces roches dérivent vraisemblablement d'un même magma par cristallisation fractionnée ou de magmas très comparables.

Les clinopyroxènes montrent le même enrichissement modéré en fer du cœur vers la bordure, identique à celui observé pour les pyroxènes des roches de Guanajuato. Les amphiboles suivent une évolution ferro-magnésienne normale, typique des séries tholéiitiques. Les plagioclases sont pour la plupart transformés en albite.

Géochimiquement, on reconnaît des :

- (a) tholéiites d'arc à spectres des terres rares plats ou légèrement enrichis en terres rares légères avec un rapport (La/Yb)_N voisin de 2;
- (b) des basaltes et des andésites qui diffèrent par un enrichissement en titane, vanadium et en éléments à forte charge ionique;
- (c) des basaltes calco-alkalins, enrichi en Nb, Y et terres rares légères ((La/Yb)_N = 4,35).

Les tholéiites d'arc sont le type le plus répandu.

Les rapports εNd des laves et des filons, compris entre +8 et +5,4 (Tardy *et al.*, 1992), sont caractéristiques des laves d'arc émises dans un environnement d'arc insulaire intra-océanique.

3.4. - Conclusions à l'étude pétrographique et géochimique

Les principales conclusions déduites de l'étude pétrographique et géochimique des séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires mésozoïques, affleurant au Mexique centro-méridional, sont les suivantes :

(1) Trois grandes associations magmatiques ont été reconnues: (a) les séries plutono-volcaniques tholéiitiques d'arc (Guanajuato et Arcelia-Palmar Chico) qui localement sont associées à des roches calco-alkalines, (b) la série calco-alkaline de San Miguel de Allende, (c) les basaltes et dolérites alcalins intra-plaques océaniques (formation Arperos).

(2) Les séries plutono-volcaniques tholéiitiques, formées exclusivement de basaltes en coussins, affectées par un métamorphisme océanique de bas degré, dérivent d'une source mantellique non contaminée par un composant crustal. Elles représentent les témoins d'un arc insulaire édifié sur croûte océanique. La séquence plutono-volcanique de Guanajuato représente une coupe complète de la croûte supérieure d'un arc, depuis les cumuls ultrabasiques jusqu'aux basaltes en coussins. Elle représente vraisemblablement les premiers stades du fonctionnement de l'arc. Comparée à la séquence de Guanajuato, celle d'Arcelia-Palmar Chico présente quelques légères différences marquées par la présence locale de niveaux carbonatés, et surtout ses basaltes sont des tholéiites matures. Ces deux séquences sont associées à un magmatisme calco-alkalin qui est postérieur aux tholéiites. A Guanajuato, ce magmatisme recoupe les cumuls ultrabasiques et il

s'exprime sous la forme de petits plutons basiques aptien-albien ou de brèches magmatiques, caractérisés par des valeurs élevées de l'eNd (+ 6). Il est aussi présent sous la forme de coulées rhyolitiques au sommet de la couverture sédimentaire des basaltes de la Luz. A Arcelia, il est représenté par quelques coulées, localisées au sommet de la succession tholéïtique.

(3) La série calco-alcaline de San Miguel de Allende, datée de l'Albien, comprend des basaltes et andésites basiques qui sont associés à des sédiments pélagiques carbonatés.

(4) Les basaltes et dolérites de la Formation Arperos représentent les témoins d'un volcanisme alcalin intra-plaque développé dans un bassin océanique "dit d'Arperos", caractérisé par une sédimentation exclusivement pélagique.

(5) L'enrichissement en Nb des laves, quelle que soit leur affinité, est un caractère géochimique propre à l'arc Alisitos-Teloloapan, édifié sur une croûte océanique. Cet enrichissement en Nb est anormal pour des laves orogéniques, qui sont généralement appauvries en cet élément par rapport aux MORB. Cet appauvrissement serait lié à la présence dans le manteau d'une phase titanifère résiduelle ou des titanates (composés TNT= Ti-Nb-Ta, p.e. rutile, ilménite, pérowskovite) qui piégerait le Nb (Briqueu *et al.*, 1984; Arculus et Powel, 1986). Il pourrait correspondre aussi à la nature même de la source mantellique. Cependant le dosage précis du Nb apparaît très difficile pour des teneurs inférieures au ppm (Hildreth et Moor bath, 1988; Woodhead, 1989). Les valeurs anormalement élevées en Nb des laves de l'arc Alisitos-Teloloapan sont vraisemblablement liées à la nature du manteau sur lequel s'est édifié l'arc Alisitos-Teloloapan (présence d'une source OIB ?; Lapierre *et al.*, 1992a; Tardy *et al.*, 1992).

CHAPITRE 4

MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX SEQUENCES MAGMATIQUES

CHAPITRE 4 : MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX SEQUENCES MAGMATIQUES.

Introduction

Le Mexique est un pays minier par excellence; il occupe en production d'argent et autres métaux la première place au niveau mondial. La production annuelle d'argent du Mexique (2307 t pour 1986) provient principalement des gîtes argento-aurifères mis en évidence par les Espagnols depuis l'époque de la conquête. Une grande part de cette production d'argent revient aux districts miniers de Zacatecas, Guanajuato, Pachuca-Real del Monte et Taxco. Le district minier de Guanajuato aurait produit, à lui-seul, 141 t d'Au et 33 000 t d'Ag entre 1550 et 1977, tandis que celui de Pachuca-Real del Monte aurait produit 210 t d'Au, et 40 417 t d'Ag entre 1552 et 1977. La contribution des autres mines mexicaines était, entre 1493 et 1977, de 1050 t d'Au et 167 185 t d'Ag (données du Consejo de Recursos Minerales). En effet, la plus grande mine d'argent du Mexique est sans doute la Veta Madre du district minier de Guanajuato, qui s'étend sur près de 25 km avec une dizaine de mètres de puissance. Les mines de ce district minier auraient produit pendant deux siècles, presque un quart de l'argent qui circulait dans le monde. Aujourd'hui encore, l'Etat de Guanajuato extrait de son sous-sol 1573 kg d'or et 180 000 kg d'argent par an.

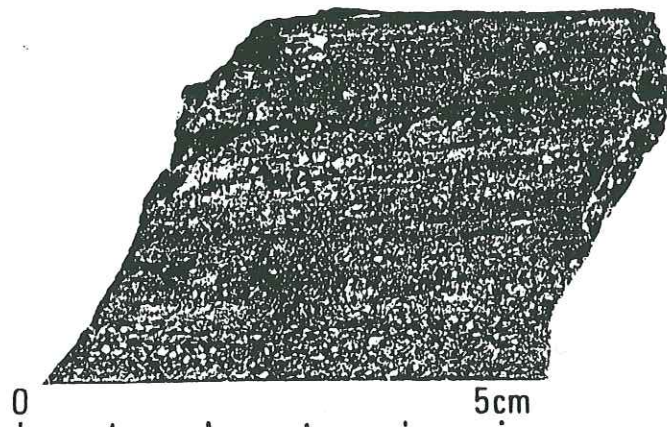
4.1. - Types de minéralisations associées aux formations plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires affleurant à Guanajuato.

Le district minier de Guanajuato est localisé dans la ceinture argentifère ("Faja de plata") de la province métallogénique du Plateau central (Salas, 1975), au Mexique central (Etats de Durango, Zacatecas, Aguas Calientes, San Luis Potosí, Guanajuato et Querétaro, Fig. 47). Plus d'une vingtaine de minéralisations métalliques et non-métalliques ont été mises en évidence dans la Sierra de Guanajuato. Ces minéralisations seraient liées d'une part à l'évolution magmatique de l'arc intra-océanique mésozoïque du "Guerrero terrane" (arc Alisitos-Teloloapan; Publication n° 1), et d'autre part à l'hydrothermalisme omniprésent dans les formations magmatiques de l'arc et du bassin océanique d'Arperos pendant le Crétacé inférieur. De plus, les granitoïdes laramiens, mis en place à la fin du Crétacé inférieur et au début du Tertiaire, ont provoqué d'importantes remobilisations des concentrations métallifères.

Par exemple, les brèches magmatiques du sommet de la succession plutonique tholéiitique de l'arc mésozoïque sont parcourues par des filons polymétalliques épithermaux à Pb, Zn, Cu, Ag et Au, vraisemblablement liés à une activité hydrothermale, synchrone de la mise en place de ces brèches. Les plutonites acides, pauvres en K₂O, de la séquence tholéiitique de Guanajuato montrent des indices de cuivre (4874 ppm) sous la forme de chalcoppyrite disséminée. Bien que généralement les tholéiites d'arc soient considérées comme pauvres en gîtes de cuivre, elles peuvent constituer un métalotecte potentiel, car cette lignée magmatique est propice à retenir le cuivre sous la forme de sulfures. De plus, les tholéiites d'arc, épanchées au début de l'activité d'un arc magmatique, sont plus enrichies en cet élément calcophile par rapport aux tholéiites émises plus tardivement au cours du développement de l'arc, ce qui est le cas dans la séquence Guanajuato, considérée comme le témoin du début du fonctionnement de l'arc. Ces minéralisations seraient liées aux processus de différenciation du magma tholéiitique.

Les minéralisations associées au bassin océanique d'Arperos sont des lits de manganèse (wads) intercalés dans les horizons de pélites noires. Ces minéralisations à manganèse sont typiquement formées sur les fonds océaniques.

On connaît aussi un gîte à tungstène (scheelite; mine de El Maguay) de type skarn, localisé dans les calcaires de la Formation Arperos. Ce gisement à tungstène est le seul connu dans le centre du Mexique. Il se rattache au type "amas sulfurés" par son cortège métallique à W, Fe, Cu, Zn, Bi, Te, Se, Mo et Au et par ses caractères génétiques (mantos bréchoïdes, cristallisation précoce de scheelite et de magnétite). Sa genèse serait liée à l'altération hydrothermale, qui induit la recristallisation allochimique des calcaires



Amas sulfurés polymétalliques à Pb, Zn, Cu, Ag, Au du Mexique méridional

métamorphisés en skarn sous l'effet du métamorphisme thermique produit par les intrusions de diorites et de monzonites calco-alcalines de l'Aptien-Albien, qui recoupent les péridotites de la base de l'arc, faisant partie de l'arc mésozoïque. C'est dans ce skarn qu'un minéral plutôt rare - la Guanajuatite (Bi_2Se_3) - a été identifié. Ce minéral est lié à des paragenèses sélénées en étroite association avec Au ou avec le Ni-Co-Ag.

De plus, les minéralisations polymétalliques à Pb-Zn-Cu-Ag-Au des mines La Plomosa et El Zacate, associées aux sédiments de la Formation Arperos, sont très comparables à celles trouvées dans les sédiments de la Formation Esperanza, aux environs de Santa Rosa (NE du district minier de Guanajuato; Fig. 2). Ces minéralisations sont vraisemblablement liées aux volcanismes basique et acide des Formations Arperos et Esperanza. Il est fort probable que les minéralisations du bassin océanique d'Arperos aient une origine semblable à celles que l'on trouve actuellement dans le Golfe de Guaymas, qui sont associées aux cheminées de fumeur noir "black smokers", sites d'une intense activité hydrothermale. Ceci pourrait expliquer, en outre, la présence dans le bassin d'Arperos de brachiopodes (*Périgrinelles*) de l'Hauterivien inférieur. Ces minéralisations, associées aux formations sédimentaires du bassin d'Arperos, confirment son caractère océanique, marqué déjà par la présence d'un magmatisme basaltique sous-marin intra-plaque, de calcaires micritiques et de radiolarites du Crétacé inférieur.

4.2. - Types de minéralisations associées à la séquence volcano-sédimentaire de Palmar Chico-Arcelia.

Cette séquence se localise dans la province métallogénique à sulfures polymétalliques à Zn, Cu, Ag, Au et Pb du Mexique méridional (Etats de México, Guerrero, Michoacán et Jalisco; Colorado-Liévano, 1979), caractérisée par une ceinture d'amas sulfurés (sulfures polymétalliques massifs), large de 20 à 50 km, et qui s'étend sur environ 115 km de long (Fig. 47).

Dans l'Etat de México, ces amas sulfurés se seraient développés dans un bassin épicontinental (intra-continental; Colorado-Liévano, 1979). Cependant, il est plus vraisemblable que ces minéralisations sont associées à des contextes tectoniques différents qui seraient d'une part, une plate-forme carbonatée, et d'autre part, un arc magmatique avec son bassin marginal (Campa *et al.*, 1981).

Ces amas sulfurés se seraient formés, à l'Aptien-Albien, au cours de l'activité magmatique de l'arc mésozoïque Alistos-Teloloapan et, tout particulièrement, au moment de l'édification de stratovolcans sous-marins basaltiques (Publication n° 2). En effet, quelques gîtes d'amas sulfurés sont associés à des lahars, formés sur les flancs de ces stratovolcans (par exemple Campo Morado en Guerrero).

D'autres amas sulfurés sont associés à des niveaux de pélites noires formées dans des bassins subsidents, dans un environnement euxinique, favorable au développement des sulfures et à leur accumulation. En outre, ces minéralisations sont localisées, soit sur les flancs de dômes, dont la composition varie depuis des dacites jusqu'à des rhyolites, soit dans les roches pyroclastiques associées à ces dômes (ou dans des exhalites; une phase explosive ayant entraîné la bréchification et la redistribution des minéralisations). Ce volcanisme acide, très riche en silice, montre une affinité calco-alcaline. Les minéralisations de Campo Seco et Rey de la Plata (Guerrero; Fig. 48), associées respectivement à un dôme dacitique et à des tufs andésitiques, pourraient se rattacher au même contexte que les gisements précédemment décrits.

Ces stratovolcans sous-marins basiques et ces dômes acides, appartenant au magmatisme de l'arc mésozoïque Alisitos-Teloloapan, sont à l'origine des amas sulfurés distaux et proximaux et des filons polymétalliques (Pb, Zn, Cu, Ag, Au) épigénétiques associés, présents dans Etats de Jalisco, Michoacán, México et Guerrero (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992b). Ces minéralisations se seraient développées dans un environnement néritique, à proximité des plates-formes carbonatées, ou dans la zone de transition plate-forme carbonatée-arc. La présence des dômes rhyolitiques prouve qu'un régime distensif est intervenu durant le stade de maturité de l'arc (Fig. 49).

Des dômes rhyolitiques semblables, vraisemblablement de même âge, sont présents dans de nombreuses régions du "Guerrero terrane" (Fig. 2), par exemple dans

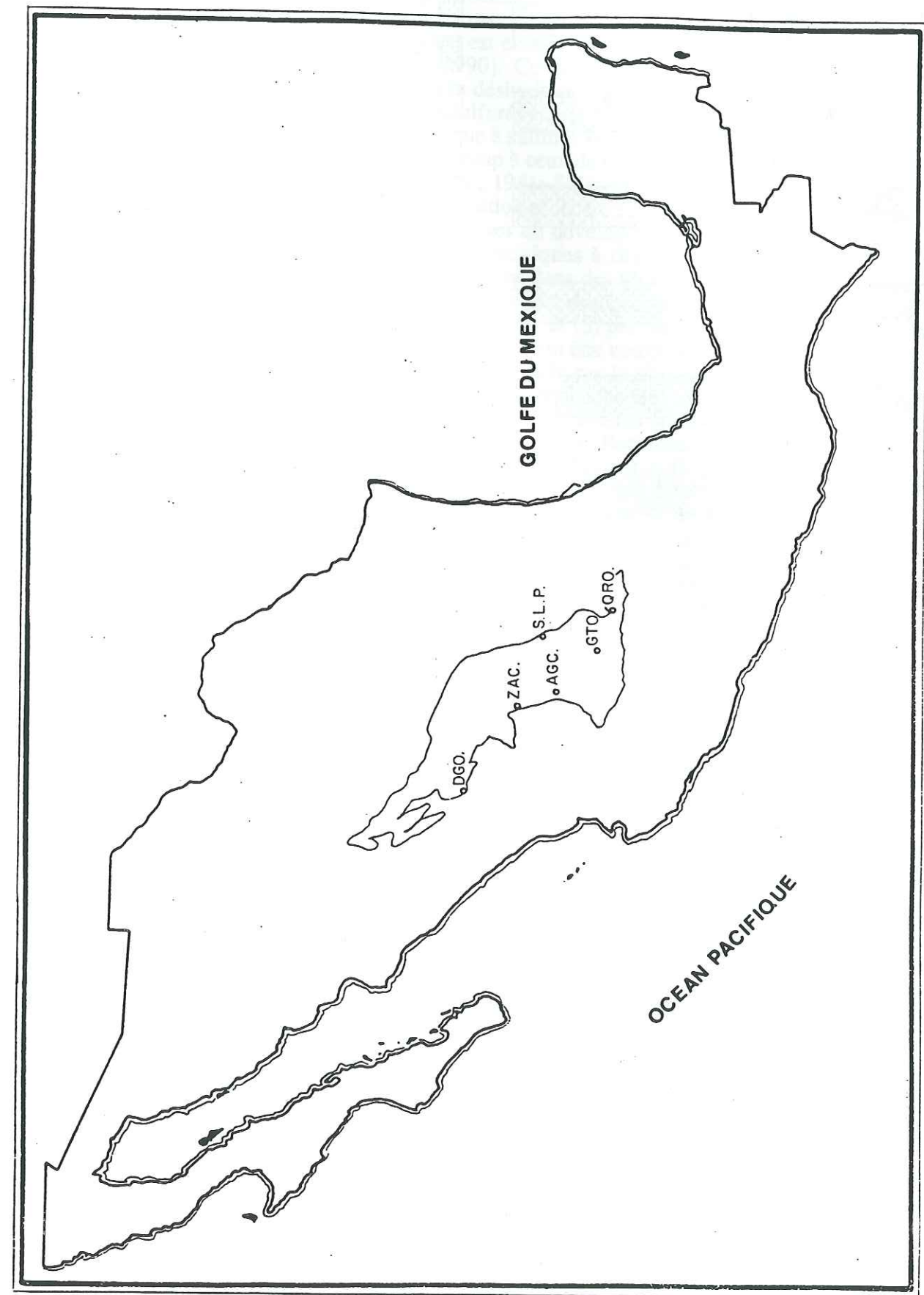


Fig. 46

Province métallogénique du Plateau central (d'après Salas, 1975). La ceinture argentifère ("Faja de Plata") se situe le long de cette province, incluant les Etats de Durango (DGO), Zacatecas (ZAC), Aguascalientes (AGC), San Luis Potosí (S.L.P.), Guanajuato (GTO) et Querétaro (QRO).

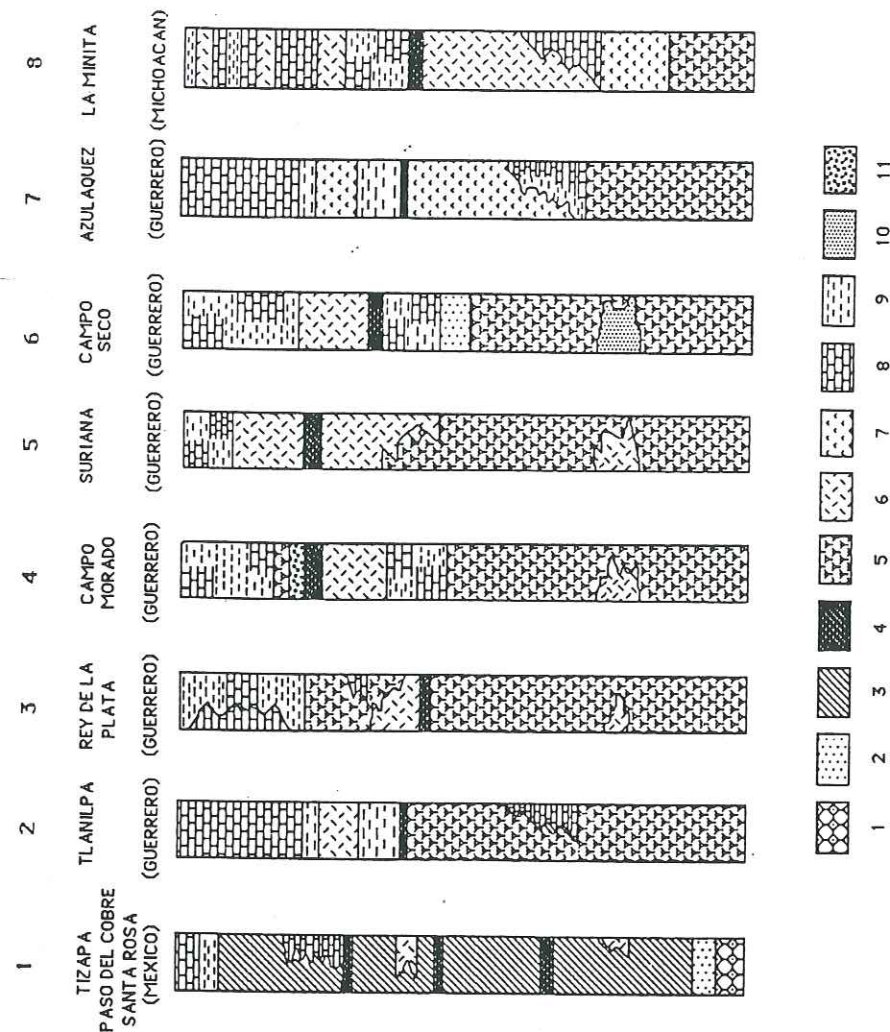


Fig. 48

Colonnes lithostratigraphiques simplifiées (sans échelle) de quelques gisements d'amas sulfurés polymétalliques au Mexique centro-méridional.

1: Gneiss ocellés; 2: Roches méta-sédimentaires; 3: Roches métavolcanosédimentaires; 4: Amas sulfurés polymétalliques; 5: Pillow-lavas basaltiques et andésitiques; 6: Dômes ou coulées dacitiques à rhyolitiques; 7: Coulées andésitiques à dacitiques; 8: Calcaires marneux ou marnes; 9: Siltites, lutites et grès; 10: Calcaires volcanodétritiques; 11: Brèches de lahar.

Colonnes 1 à 8 = Permian ? - Trias ?

Colonnes 2 à 8 = Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

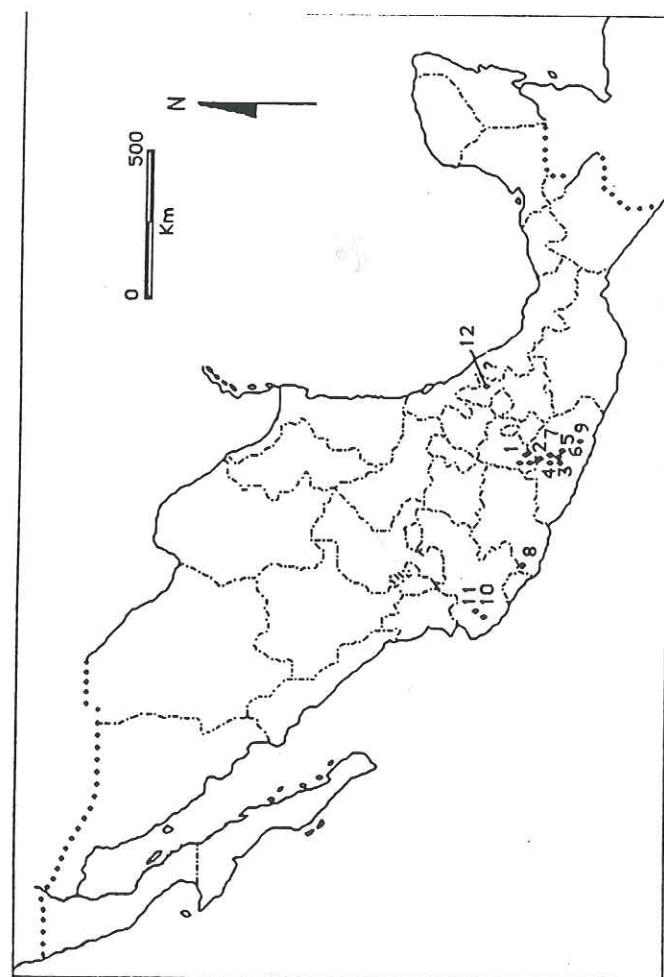


Fig. 47

Distribution des principaux gisements d'amas sulfurés polymétalliques à Pb, Zn, Cu, Ag, Au ($\pm$ Ba) du Mexique centro-méridional.

1: Tizapa, Paso del Cobre, Santa Rosa; 2: Tlanilpa; 3: Rey de la Plata; 4: Campo Morado; 5: Suriana; 6: Campo Seco; 7: Azulaquez; 8: La Minita; 9: Cuale; 10: Mascota; 11: Talpa de Allende; 12: Teziutlán.

Losagnes pleins = gisements de type Kuroko; losagnes vides = gisements de type Besshi (?).

les régions de : (i) Cebadillas, à la frontière des Etats de Nayarit et Jalisco; (ii) Teloloapan (Campo Morado, Ranchos Nuevos) et (iii) Apaxtla (Campo Seco) en Guerrero. L'âge de mise en place de ces dômes est mal connu, cependant elle doit se situer entre le Barrémien terminal et l'Albien inférieur (Gastil *et al.*, 1978).

Sillitoe (1982) propose que les amas sulfurés, associés aux rhyolites, se forment au cours d'un régime distensif affectant le contexte des minéralisations. En outre, l'affinité magmatique tholéiitique mature et calco-alcaline des termes volcaniques, encaissants de ces minéralisations, est en accord avec le modèle tectonique des amas sulfurés proposé par Sawkins (1990). Ce dernier propose que l'enrichissement en éléments lithophiles, produits par la déshydratation du coin mantellique, est nécessaire pour la genèse des gîtes des amas sulfurés riches en Pb-Zn. Or, les gisements des amas sulfurés de la province métallogénique à sulfures polymétalliques du Mexique sont à Pb, Zn, Cu, Ag, Ag; ils ressemblent beaucoup à ceux de type Kuroko défini au Japon (Lorinzi et Miranda, 1978; García-Fons *et al.*, 1981; Solís-Pichardo et Chiodi, 1986; Heredia-Barragán et García-Fons, 1989; Publication n° 2). Ce type de gisement est caractérisé par: (1) la présence dans les dernières étapes du développement d'un arc magmatique; (2) l'association étroite avec des dômes dacitiques à rhyolitiques et/ou avec des roches pyroclastiques andésitiques interstratifiées dans des sédiments marins peu profonds ou côtiers; (3) un cortège métallique à paragenèse dominante à Zn-Pb-Cu-Ag et gangue de barite, (5) un gisement en districts ou amas; et (6) par une intime association avec des centres exhalatifs. L'encaissant de ces gîtes peut être composé par des roches volcaniques tholéiitiques d'arcs ou calco-alcalines, mais le cas le plus fréquent montre ce type de minéralisations au sein de séries calco-alcalines. L'origine de ce type de gisement a été considérée comme étroitement associée à des calderas sous-marines (Ohmoto, 1978), dans un stade évolué d'arc magmatique (Mitchell et Beckinsale, 1982), dans des zones de subduction de type Mariannes (Uyeda, 1982), c'est-à-dire, dans des contextes de subduction, affectés par une régime distensif. A l'heure actuelle, les gisements de type Kuroko sont plutôt considérés comme formés lors d'un stade de rifting intra-arc avorté (Cathless *et al.*, 1983). En effet, ces auteurs expliquent que la circulation hydrothermale importante, à l'origine des gisements de type Kuroko, est extrêmement développée dans les zones où régnent l'extension. Cette hypothèse de rifting avorté intra-arc expliquerait les caractères particuliers de ce type de gisement. Ces caractères seraient : (a) l'évolution du volcanisme, andésitique au départ, suivi d'une série bimodale basaltes (en coulées) et rhyolites (associées à des calderas ou à des dômes); (b) les étapes de la genèse des minéralisations (pré-minéralisation = subsidence, post-minéralisation = soulèvement); (c) la distribution en amas le long des zones de faiblesse du substratum; (d) le fait qu'ils soient considérés comme formés dans des bassins et finalement, (e) la persistance d'une activité hydrothermale pendant la formation des minéralisations. Les amas sulfurés du Mexique sont d'avantage comparables aux gisements de type Kuroko de Fiji (Colley et Rice, 1978), formés dans un contexte distensif (Sillitoe, 1982), qu'à ceux liés à un régime "tensional-transformant" (Colley et Rice, 1978).

Cependant, toutes les minéralisations de sulfures massifs du sud du Mexique ne montrent pas des caractères de type Kuroko. En effet, le gisement d'amas sulfurés à Ag, Zn, Pb, Cu, Cd et Au de Tizapa, dans l'Etat de Mexico (Parga-Pérez et Rodríguez-Salinas, 1991), montre des lentilles d'amas sulfurés, stratiformes et lités dans un encaissant de schistes noirs et de micaschistes datés du Permian-Trias (Parga-Pérez, renseignement oral) probable. Cette minéralisation serait du type Besshi (?), défini au Japon, qui se formerait à proximité des amas de type Kuroko.

En outre, des indices de sulfures disséminés à Pb, Zn, Cu et Fe ont été signalés dans des pélices radiolariques de l'Albien-Cénomaniens de la couverture des basaltes en coussins de Palmar Chico-Arcelia et dans des roches dacitiques. La genèse de ces sulfures serait liée à l'activité hydrothermale, accompagnant la mise en place des roches volcaniques, et à l'environnement euxinique de dépôt des roches sédimentaires.

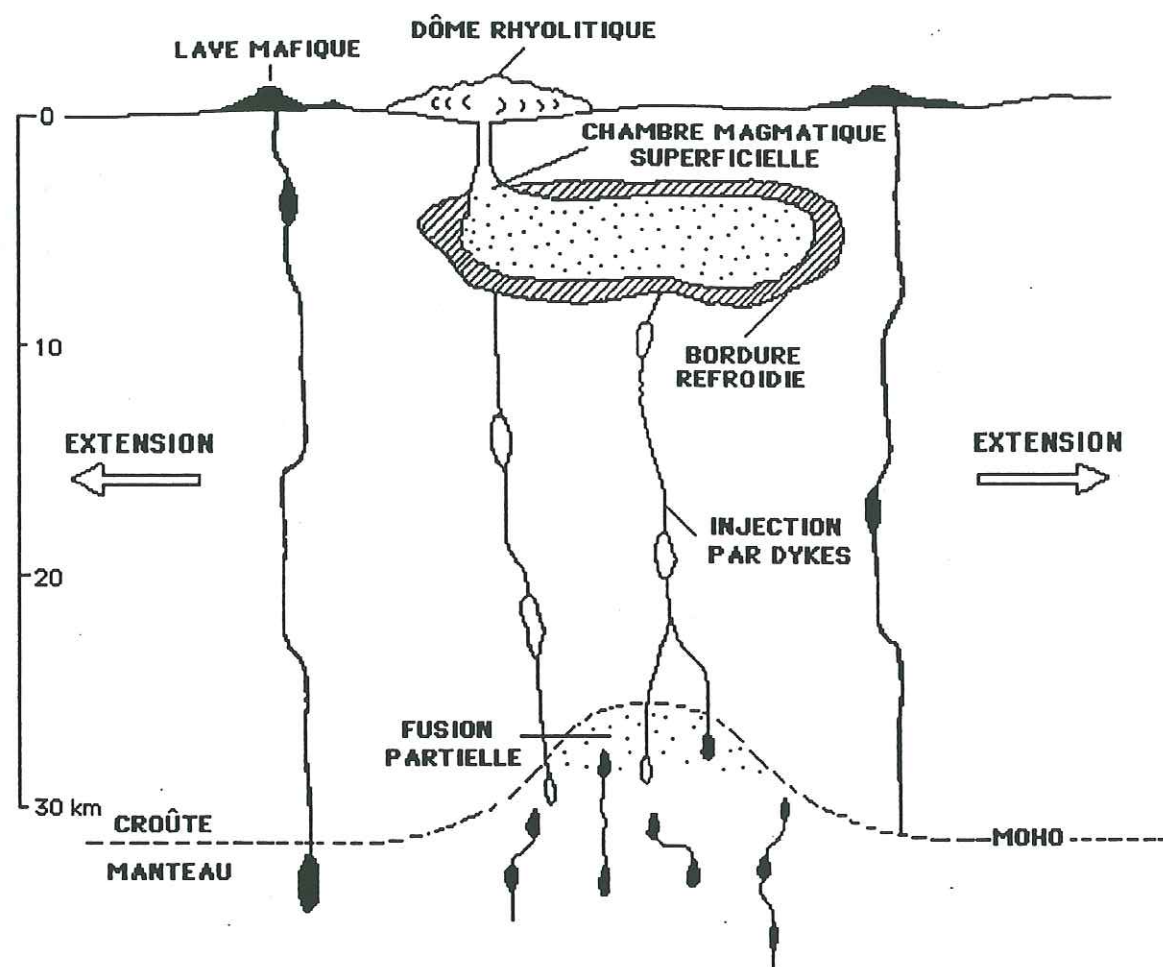


Fig.49

Modèle proposé par Hildreth (1981) pour expliquer la mise en place des dômes dans un environnement distensif, avec diapirisme du manteau et fusion partielle à la base d'une croûte épaissie.

4.3. - Quelques autres types de minéralisations associées à l'activité de l'arc.

Environ 70 % des minéralisations d'or et d'argent du Mexique affleurent dans les séquences d'arc du "Guerrero terrane" (Alisitos, Guerrero, Juárez; Campa et Coney, 1983), qui correspondent soit à la ceinture argentifère ("Faja de Plata") du Mexique central, soit à la Formation Alisitos en Basse Californie.

Ces minéralisations sont donc liées, soit à l'arc mésozoïque accréé au Crétacé moyen au craton nord-américain, soit au magmatisme de marge active de la marge pacifique mexicaine, lié à la subduction de la plaque Farallon qui débute, juste après la collision arc-continent, au Crétacé supérieur et qui se prolonge durant tout le Tertiaire et le Quaternaire.

Ruiz et Coney (1985) ont montré, sur la base des isotopes du Plomb, que les minéralisations mexicaines et les formations du "Guerrero terrane" n'étaient pas établies sur une croûte cratonique ancienne. Cette hypothèse renforce les idées de Cumming *et al.* (1979), qui ont montré, en effet, que les minéralisations mexicaines sont caractérisées par des compositions isotopiques homogènes du Plomb, tout particulièrement les minéralisations de Zacatecas-Real de Angeles - Fresnillo - Parral - Velardeña - Zimapán, qui s'alignent parallèlement à la ceinture argentifère "Faja de Plata". De plus, Cserna *et al.* (1977) ont déterminé des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ compris entre 18.83 et 18.84 pour des galènes, présentes dans des minéralisations à Pb-Zn-Ag de Fresnillo. Ces données sont en accord avec les résultats de Cumming *et al.* (1979), qui signalent des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ compris entre 18.4 et 19.0 pour l'ensemble des gîtes minéraux mexicains. Donc, la fourchette des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des minéralisations mexicaines est comprise dans les valeurs des rapports considérées comme typiques d'arcs matures. Cependant, les rapports les plus élevés correspondent à des compositions isotopiques plus radiogéniques caractérisant les sédiments pélagiques et/ou des sédiments continentaux non-cratonisés (Cumming *et al.*, 1979). D'après Ruiz et Coney (1985), les minéralisations associées au "Guerrero terrane" présentent aussi des rapports isotopiques du plomb, typiques d'arcs matures. De plus, Damon *et al.* (1983) ont montré, sur la base des isotopes du strontium, que les rapports initiaux des porphyres cuprifères du Guerrero terrane sont proches des valeurs mantelliques (< 0.7063).

Les autres minéralisations associées à l'activité de l'arc magmatique du "Guerrero terrane" sont représentées par des indices de chromite, nickel et serpentine dans les complexes ultrabasiques-basiques de Zihuatanejo, Etat du Guerrero (Núñez-Espinal *et al.*, 1981; Delgado-Argote et Morales-Velázquez, 1984; Morales-Velázquez *et al.*, 1985).

Les dépôts de chromite et nickel seraient liés aux processus de décantation des minéraux lourds dans une chambre magmatique tholéiitique ou calco-alcaline de l'arc mésozoïque. En effet, les minéralisations de chromite (ferro-chromite) sont podiformes et concordantes avec le litage magmatique des péridotites encaissantes tandis que les minéralisations de nickel (pentlandite, violarite) sont disséminées. Du fait des faibles teneurs en Cr_2O_3 des chromites (ferrochromites) et en nickel, ces minéralisations sont sans intérêt économique.

Les minéralisations de serpentinites seraient associées à l'écaillage des niveaux plutoniques produit lors la mise en place tectonique de l'arc mésozoïque au cours de sa collision avec le craton. L'éventuelle utilisation de la serpentine comme matériel sidérurgique a été envisagé (Morales-Velázquez *et al.*, 1985).

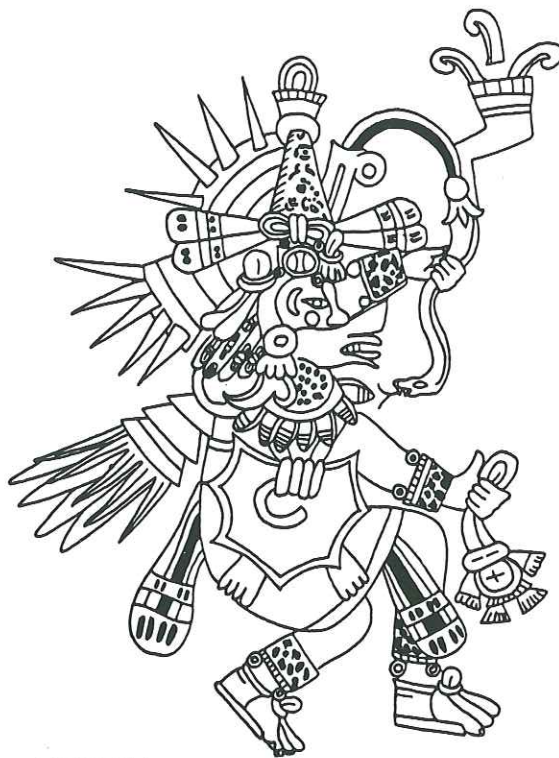
4.4. - Conclusions à l'étude des minéralisations liées au développement de l'arc mésozoïque.

En conclusion, nous pouvons constater que toutes les étapes du développement d'un arc intra-océanique s'expriment aussi par le biais des minéralisations associées aux roches magmatiques qui caractérisent ces étapes. Il y a peu de minéralisations dans le stade tholéiitique précoce, par contre, des amas sulfurés polymétalliques se développent durant le stade de maturité. L'activité métallogénique de l'arc mésozoïque semble donc

avoir été influencée par la présence d'une phase fluide acquise lors de l'évolution magmatique depuis des tholéiites appauvries en terres rares légères vers des termes tholéitiques matures et calco-alcalins. Il ne faut pas négliger non plus, le rôle fondamental de l'enrichissement en éléments lithophiles, acquis pendant l'évolution magmatique de l'arc, et qui se manifeste par la présence de séries magmatiques plus diversifiées et par des minéralisations polymétalliques. Le rôle probable du régime tectonique distensif est aussi un facteur important pour l'origine de ces minéralisations.

CHAPITRE 5

EXTENSION DES FORMATIONS D'ARC ET MODELE GEODYNAMIQUE



QUETZALCOATL

IPAN IN XIKTLI METZTLI

Ze youal ika metztli tlatemittli,
kakhayah tlatil okalli zekin teotlakameh,
Kuauhlaketzin otlahtoua :
"Teotlakameh, Axkan tikahteh tlakatika
iaxtka xiktli metztli nikan tlatil inintin ameh.
Inin youal nochtin piltzintin kichiuazkeh
ze yoloh.
Nochtin timexikah, uan nikan tinemizkeh
ika nochipa;
ihki titlakuilozkeh ueuetlahtal to altepetl".

MEXIKO

Metztli ----- Luna
Xiktli ----- Ombligo
Ko ----- Terminación locativa

EN EL OMBLIGO DE LA LUNA

Una noche de luna llena,
estaban dentro de una canoa unos
venerables señores:
Aguila Señorial habló:
"Venerables señores: hoy estamos naciendo
del ombligo de la luna aquí dentro de
estas aguas. Esta noche todos los niños
harán un corazón. Todos somos mexicanos,
y aquí viviremos para siempre; así
escribiremos la historia de nuestro pueblo".

CHAPITRE 5 : EXTENSION DES FORMATIONS D'ARC DANS LES ZONES EXTERNES ET MODELE GEODYNAMIQUE.

5.1. - Distribution spatio-temporelle des formations d'arc dans le domaine cordillérain (Mexique occidental).

Les séquences magmatiques de Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia ne sont pas des expressions isolées du magmatisme d'arc mésozoïque au Mexique (cf. Chapitre I). Trois grandes associations peuvent être distinguées, sur la base (a) de leurs composants sédimentaires et volcaniques (faciès, affinité magmatique), (b) de leur âge et leur environnement et (c) de la nature de leur substratum.

Vers le nord-ouest du pays, dans la péninsule de Basse Californie et en Sinaloa, les formations d'arc, formées de laves calco-alcalines, de tufs et de calcaires récifaux de l'Aptien-Albien reposent en discordance sur un substratum paléozoïque métamorphisé, pro-parte Carbonifère (Bonneau, 1972; Gastil *et al.*, 1972; Mullan, 1978; Almazán-Vázquez, 1988a et b). On a donc, au nord-ouest du Mexique, des formations d'arc exclusivement calco-alcalines, d'âge Aptien-Albien, épanchées sous l'eau et reposant sur de la lithosphère continentale (Type III, cf. page 9). Elles correspondent au bloc d'Alisitos.

On connaît le long du Pacifique, depuis San Juan de Lima à Playa Azul, d'autres formations d'arc de même âge reposant aussi sur une lithosphère continentale mais qui n'est pas connue à l'affleurement. La nature du substratum de l'arc est déduite des formations sédimentaires associées aux roches magmatiques. En effet, elles sont formées de couches rouges continentales à empreintes de dinosaures du Crétacé inférieur (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1978). Localement, on trouve des niveaux de calcarénites renfermant une faune de l'Aptien-Albien. Les formations volcaniques comprennent des ignimbrites rhyolitiques, des pyroclastites acides, souvent très grossières, et des laves calco-alcalines où prédominent les faciès acides. On a donc, à nouveau, le long du Pacifique, des séquences d'arc exclusivement calco-alcalines et aériennes reposant sur de la lithosphère continentale. C'est le bloc de Playa Azul.

Enfin, au Mexique centro-méridional affleurent des formations plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires d'arc qui présentent au niveau de leurs composants magmatiques et sédimentaires et de leur âge une très grande diversité. Ainsi, connaît-on des formations plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires. Les formations plutono-volcaniques, où prédominent les roches tholéitiques, sont représentées par les séquences de Guanajuato et d'Arcelia (objet de ce mémoire). Leur âge est relativement imprécis car les intercalations sédimentaires sont rares et peu fossilifères. Les seules données géochronologiques disponibles actuellement sur la séquence magmatique de Guanajuato, sont des datations K/Ar sur minéraux et roches totales qui confèrent des âges néocomien pour les roches tholéitiques (diorite tholéitique datée à 122 Ma. Lapiere *et al.*, 1992b) et aptien-albien pour les roches calco-alcalines (gabbro-diorite calco-alcalins datés à 110-100 Ma; Stein *et al.*, soumis). L'âge de la séquence d'Arcelia serait compris entre du Tithonique (ammonites dans des pélites noires) et de l'Albien-Cénomanién (âges obtenus sur des radiolaires contenues dans des pélites siliceuses formant la couverture sédimentaire des basaltes (Dávila-Alcocer et Guerrero-Suastegui, 1990). Les formations volcano-sédimentaires - Teloloapan, San Miguel de Allende et Tecoman (Fig. 2), - au contraire, sont parfaitement datées de l'Aptien-Albien et/ou de l'Albien, par des calcaires renfermant une faune soit récifale (rudistes) soit pélagique (ammonites, microfaune). Leurs composants volcaniques sont formés de basaltes et d'andésites basiques calco-alcalins ou shoshonitiques. La prédominance des faciès basiques, la rareté des produits acides différenciés, les données géochimiques actuellement disponibles, montrent que ces formations d'arc du Mexique centro-méridional se sont développées dans un contexte d'arc intra-océanique. Ainsi, les formations d'arc du Mexique centro-méridional, entièrement sous-marines, sont tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques, et édifiées sur un substratum océanique. C'est le bloc Guanajuato-Teloloapan.

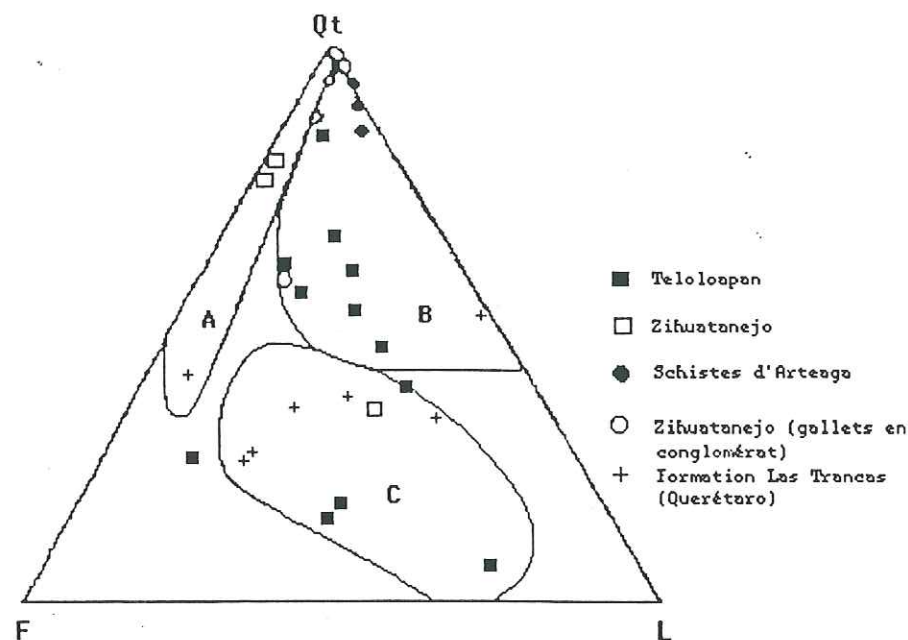


Fig. 50

Diagramme triangulaire Qt-F-L montrant la provenance des roches volcanoclastiques du "Guerrero terrane" (d'après Carrillo-Martínez et al., 1986; Delgado-Argote et al., 1989; Centeno-García et al., 1991).

- A: Provenance de blocs continentaux.
B: Provenance d'orogène recyclée.
C: Provenance d'arcs magmatiques.

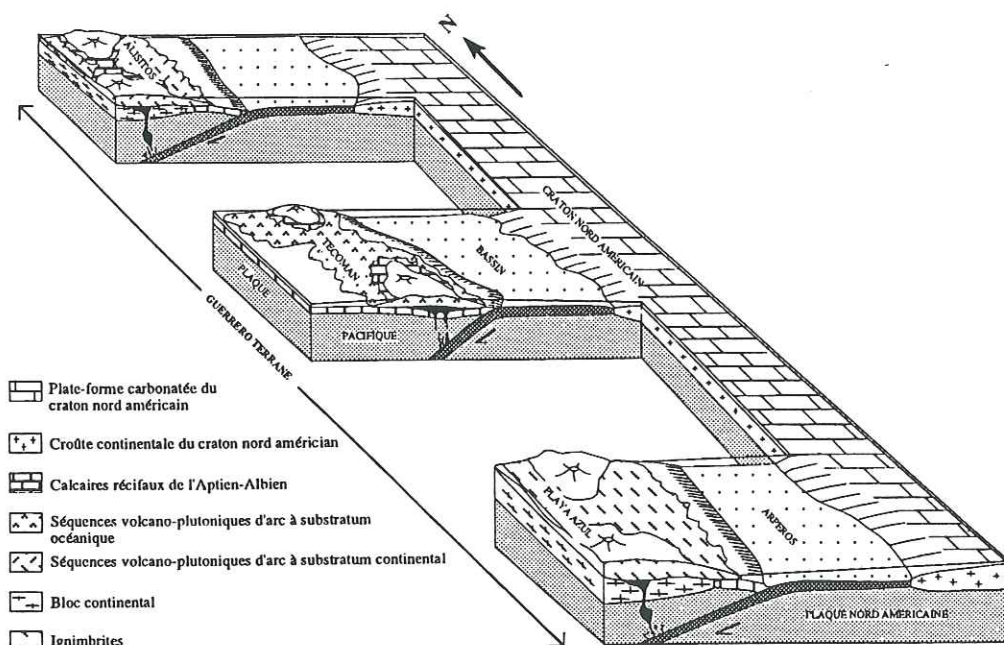


Figure 51 : Modèle géodynamique de l'arc intra-océanique mésozoïque du Mexique occidental (d'après Tardy et al. 1992)

Remarque : La nature océanique du substratum des formations volcano-sédimentaires d'arc de l'Aptien-Albien, affleurant à Teloloapan, est contestée par des géologues mexicains (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa et Coney, 1983; Elías-Herrera, 1989; Elías-Herrera et Lozano-Santa Cruz, 1990; Pantoja-Alor, 1990a). Ces derniers pensent que les formations d'arc de Teloloapan reposeraient sur un substratum cristallophyllien (Formation Río Placeres ou gneiss œillés mylonitiques du Permo-Trias, associés à des roches ortho et paramétamorphiques de Elías-Herrera, 1989).

Donc, compte tenu des données stratigraphiques, structurales et géochimiques actuellement disponibles dans la littérature, peut-on très schématiquement considérer que les formations d'arc du Mexique occidental se sont édifiées sur trois grands fragments lithosphériques, deux à substratum continental (blocs d'Alisitos et de Playa Azul), et un à substratum océanique (bloc de Guanajuato-Teloloapan). La disposition géographique actuelle de ces différents blocs est naturellement héritée des tectoniques compressives polyphasées et cassantes qui ont affecté ces formations après leur accréation au craton nord-américain, à la fin du Crétacé inférieur. La disposition de ces blocs entre eux et vis à vis du continent nord-américain, au moment de l'édification des séries d'arc, sont actuellement totalement inconnues.

5.2. - Présence de formations d'arc dans le domaine oriental téthysien.

Des témoins des formations d'arc sont aussi présentes dans le domaine oriental téthysien. Leurs rapports structuraux avec les formations carbonatées et les dépôts des bassins proprement téthysiens sont parfois mal établis. Ces témoins du fonctionnement de l'arc sont des:

- *bentonites* représentant l'expression de la manifestation distale du volcanisme d'arc du Crétacé inférieur,

- *éléments volcaniques* provenant de l'érosion des séries d'arc que l'on retrouve remaniés dans les séquences *flyschoides* du Crétacé supérieur.

Les bentonites (anciens tufs ?) datées du Valanginien-Hauterivien (*Olcostephanus* sp.; Carrasco-Velázquez et al., 1975), ou du Berriasien supérieur (*Spiticeras* gr. *negreli* de Djanélizdé, 1922; Ortiz-Hernández et al., soumis) s'intercalent dans des séries carbonatées des plates-formes téthysiennes (Velázquez et al., 1975; Cantú-Chapa, 1976; Carrillo et Suter, 1982; Pantoja-Alor, 1990b) ou dans des séries *flyschoides* crétacées (Formation Mezcalera du Néocomien au Cénomani-Turonien (Etats de Chihuahua et Durango; Araujo-Mendieta et Arenas-Partida, 1986).

Des galets de roches volcaniques provenant de l'érosion de l'arc tectonisé et émergé sont présents dans les *flyschs* du Crétacé supérieur (Etats de Coahuila et Zacatecas : Tardy et Maury, 1973), et dans des séquences gréseuses crétacées (Etat de Querétaro : Carrillo-Martínez et al., 1986; Etat de México : Delgado-Argote et al., 1989; Etats de Guerrero et Michoacán : Centeno-García et al., 1991; Fig. 50).

5.3. - Modèle géodynamique du "Guerrero terrane" et implications pour la paléogéographie mésozoïque du Mexique.

Introduction

L'accréation de terrains exotiques à une marge active ou passive dépend de nombreux facteurs (Von Huene, 1986) qui sont :

- (1) la vitesse et la direction de la convergence des plaques;
- (2) la quantité et la nature des apports sédimentaires dans la fosse (Hilde, 1983);
- (3) la topographie de la plaque océanique en subduction;
- (4) la cinématique des plaques (degré de compensation gravimétrique ou "buoyance", rhéologie, etc.);
- (5) l'âge de la lithosphère océanique subductée (Egland et Wortel, 1980).

La topographie de la plaque océanique serait très irrégulière à cause de la présence de plateaux océaniques (Ben-Avraham et al., 1981) qui joueraient un rôle important lors

de leur arrivée dans une subduction, conduisant à un collage de terrains allochtones, par obduction sur la marge continentale (Ben-Avraham *et al.*, 1981). En outre, ces plateaux océaniques peuvent provoquer, soit des modifications du régime local de la sismicité, soit une diminution de l'angle de subduction, soit encore des blocages momentanés de la subduction entraînant des hiatus volcaniques et des déplacements de l'axe volcanique (Cross et Pilger, 1982; Nur et Ben-Avraham, 1983; McCann et Sykes, 1984; Ballance *et al.*, 1989). La flottabilité des aspérités topographiques, selon leur degré de compensation gravimétrique (buoyance), est le facteur principal qui entre en jeu lors de la convergence de plaques (Egland et Wortel, 1980; Cross et Pilger, 1982). La subduction et la collision de volcans sous-marins sous une marge active produiraient un rentrant de la base du mur interne, induisant un décrochement apparent (Kobayashi *et al.*, 1987; Lallemand et Le Pichon, 1987) ainsi qu'une érosion tectonique accélérée (Ballance *et al.*, 1989; Von Huene et Lallemand, 1990). La collision de volcans sous-marins avec une marge active induirait aussi la formation de bassins avant-arc (Collot et Fisher, 1989), un soulèvement et une cassure de l'arc, entraînant un déplacement de l'axe volcanique ou un arrêt de l'activité magmatique (Ballance *et al.*, 1989). De plus, McCabe (1984) a montré que dans un contexte d'arc insulaire, la rotation différentielle des segments de l'arc et la formation d'une topographie en horsts et grabens (topographie en "basin and range") peuvent être dues à la subduction d'une croûte océanique épaissie (p. e. plateau océanique, guyots ou volcans sous-marins).

Le modèle géodynamique

Nous avons présenté récemment un modèle géodynamique sur l'évolution magmatique du "Guerrero terrane" (Publication n° 3). Cependant, en tenant compte des résultats présentés dans ce mémoire, on pourrait apporter quelques précisions sur l'évolution géodynamique du bloc Guanajuato-Teloloapan à substratum océanique.

Le modèle proposé pour l'évolution géodynamique de l'arc Alisitos-Teloloapan (Guerrero terrane; Tardy *et al.*, 1991; Fig. 7 de Lapiere *et al.*, 1992b, Publication n° 3 et Fig. 4 de Tardy *et al.*, soumis) est celui d'un arc édifié pour partie sur croûte océanique, pour partie sur blocs continentaux. Cet arc s'est développé depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'Albien; il est vraisemblablement lié à la subduction ouest-sud-ouest du bassin océanique d'Arperos sous le Paléo-Pacifique. Ce bassin était situé entre l'arc et la marge occidentale du craton nord-américain (Fig. 51).

Les précisions et modifications apportées au modèle sont basées sur les faits suivants :

(1) Le magmatisme basique alcalin du bassin d'Arperos, témoin d'un point chaud, a formé des guyots ("emerging stage" de Staudigel et Schmincke, 1984) et/ou des volcans sous-marins ou émergés (Staudigel et Schmincke, 1984).

(2) La présence de filons ankaramitiques (magma primitif et peu différencié), postérieurs au magmatisme tholéitique et contemporains du plutonisme calco-alcalin de l'Aptien-Albien marqueraient une phase de rifting dans l'arc. La mise en place des ankaramites serait liée à des fractures profondes affectant l'arc (Beard, 1986b; Bardsell et Berry, 1990).

(3) L'arrêt du magmatisme d'arc entre l'Hauterivien inférieur et le Barrémien inférieur (120-116 Ma) impliquerait un blocage momentané de la subduction (Damon *et al.*, 1983; Johnson, 1990).

(4) La présence de dômes dacitiques-rhyolitiques du Barrémien (?) et de l'Aptien-Albien, en Jalisco, Michoacán, México et Guerrero, est un argument de plus en faveur du rifting de l'arc car leur mise en place implique un régime distensif (Fig. 49).

(5) La présence d'amas sulfurés de type Kuroko dans les formations d'arc de Jalisco, Michoacán, México et Guerrero est un argument de plus en faveur du rifting car ce type de dépôt de sulfures est interprété comme formés lors d'un rifting intra-arc avorté (Cathless *et al.*, 1983).

(6) Les shoshonites albiennes de Tecoman seraient peut être liées à des décrochements affectant l'arc. En effet, l'origine des séries shoshonitiques dans un arc intra-océanique est attribuée soit à (a) un approfondissement de la plaque subductée

(Morrison, 1980), (b) un changement des directions des contraintes des plaques subductée et non subductée, (c) une subduction oblique (Jakes et White, 1972; Morrison, 1980), (d) un rifting et/ou des failles décrochantes affectant l'arc (Bloomer *et al.*, 1989; Gill et Whelan, 1989), et enfin, (d) une ré-initiation de l'activité magmatique d'un arc à la suite d'un rifting (Stern *et al.*, 1988).

Revenons au magmatisme alcalin et à la sédimentation du bassin d'Arperos. Son importance est grande dans les reconstitutions géodynamiques de l'arc car dans tout le Mexique occidental et centro-méridional, ce sont les seules formations qui prouvent l'existence d'un bassin océanique au Crétacé inférieur, contemporain de l'arc. L'évolution de ce bassin peut être résumée ainsi. Un environnement de mer ouverte, peu profonde (au-dessus de la CCD) et un climat plutôt tempéré régnait dans le bassin au Crétacé inférieur où se déposaient des calcaires pélagiques à radiolaires. Durant cette même période, un point chaud produisait un important magmatisme alcalin. Puis, à la fin du Crétacé inférieur, les apports terrigènes (provenant peut être de l'arc émergé) commencent à combler le bassin. Enfin à l'Albien, le domaine devient néritique avec les calcaires de la Perlita.

Les prolongements septentrionaux de ce bassin pourraient être représentés par le volcanisme alcalin océanique de Saucito, Zacatecas (Fig. 52; Yta, 1989), par les amphibolites et gabbros de la Formation Olvidada du Crétacé inférieur (Sonora, Fig. 2; Radelli, 1990) et des pillow-lavas basaltiques associés aux calcaires pélagiques et radiolarites de la Formation Bacurato (Sinaloa; Fig. 52; Lapiere, renseignement oral). Ces coulées basaltiques ont été interprétées par Servais *et al.*, 1982 et 1986) comme des formations d'arc. Au Mexique central, ce bassin pourrait être représenté par les affleurements de calcaires marneux à ammonites (Formation Taraises, Imlay, 1944; p. 1088).

Vers le sud, ce même bassin pourrait être représenté par les séquences volcano-sédimentaire mésozoïques de Salamanca (Carrillo et Suter, 1982; Ramos-Salinas et Flores-Castro, 1991) et de la région de Valle de Bravo (Contreras-Rodríguez *et al.*, 1990).

Enfin, le bassin intra-cratonique cuicatèque, d'âge Jurassique supérieur (?) - Crétacé inférieur (Carfentan, 1986) pourrait peut être ne former avec le bassin d'Arperos qu'un seul ensemble (communication orale M. Tardy).

La distribution des affleurements du bassin d'Arperos et de ses prolongements possibles (Fig. 52) se disposent sensiblement le long du chevauchement majeur du domaine cordilléraire sur les plates-formes et bassins téthysiens ("Mexican Thrust Belt" de Campa, 1985).

Deux cas peuvent être envisagés pour expliquer la position du bassin d'Arperos par rapport au craton nord-américain et l'arc : (1) soit la plaque paléo-Pacifique se subducte sous le bassin d'Arperos avec une vergence Est; (2) soit le bassin d'Arperos se consume sous la plaque paléo-Pacifique avec une subduction orientée Ouest-Sud-Ouest. Le deuxième cas implique que le bassin d'Arperos subducte sous l'arc et que sa lithosphère océanique se consume pour générer les séries magmatiques du "Guerrero terrane". Nous préférons la deuxième hypothèse sur des arguments tectoniques : la vergence des chevauchements des formations d'arc sur les séries de la plate-forme carbonatée indiquent une poussée du SO vers le NE qui est plus compatible avec une subduction orientée OSO. L'arrêt de la subduction à l'Albien, et donc la fin de l'activité magmatique de l'arc, pourrait être lié soit à la destruction presque complète du bassin d'Arperos entraînant la collision de l'arc avec la marge du craton nord-américain, soit à la subduction-collision des monts sous-marins du bassin d'Arperos.

Donc, au niveau du bloc Guanajuato-Teloloapan, édifié sur croûte océanique (Figs. 2 et 51), le magmatisme d'arc a commencé par des tholéiites, appauvries en terres légères. Après un période d'accalmie d'environ 3 Ma (entre le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur), le magmatisme a repris vers la fin de l'Aptien. Il est alors représenté par des tufs, des ignimbrites et des plutons calco-alcalins à Guanajuato, et par des tholéiites, enrichies en terres rares légères, et de rares coulées laves calco-alcalines à Arcelia. Les sédiments et la faune associés aux laves tholéitiques et calco-alcalines d'Arcelia suggèrent un environnement hémipélagique.

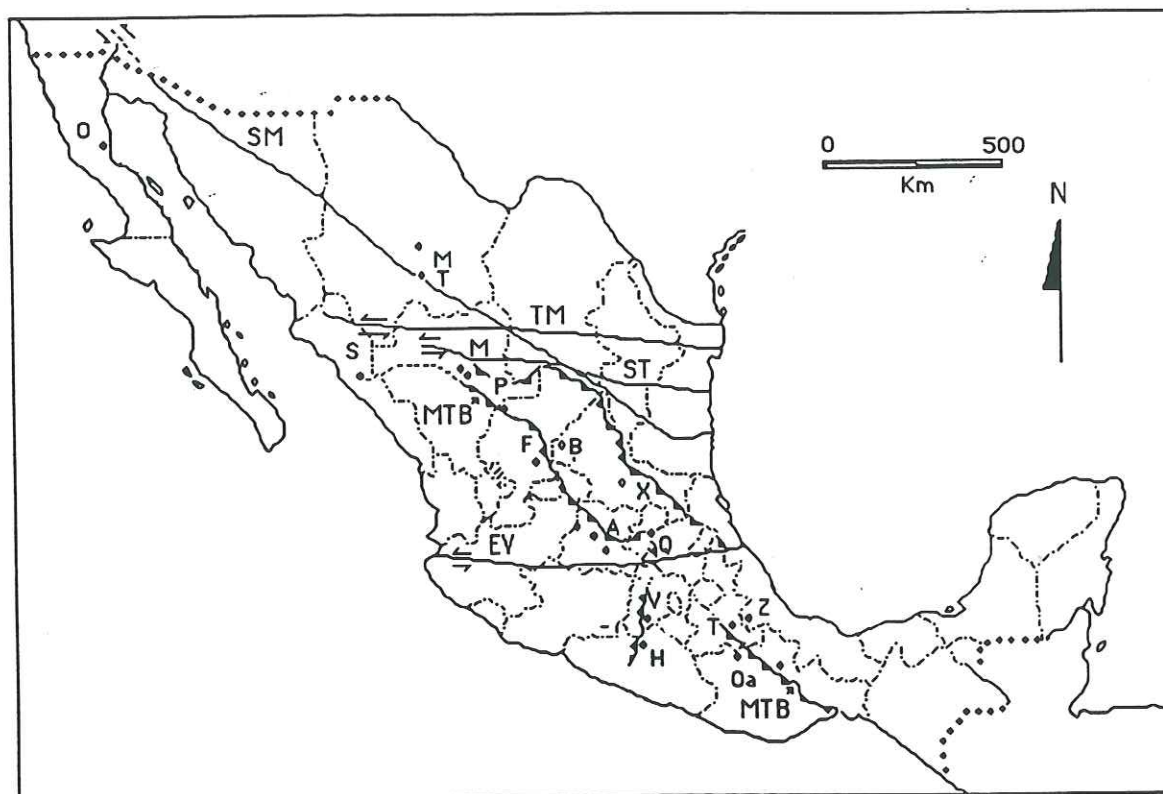


Fig.52

Distribution géographique des formations volcano-sédimentaires pouvant être corrélées avec la formation d'Arperos. Affleurements (losagnes pleins); séquences traversées par des forages (losagnes vides).

A = localité type de la formation d'Arperos (Tithonique-Valanginien-Turonien ?); P = Sierra de Papantón (Berriasien); F = Saucito; X = Puit Xoconoxtle 1 (Tithonique ?); B = Puit Banderrilas 1 (Aptien); M = Formation Mezcalera (Néocomien-Cénomanién-Turonien); T = Puit Toronto 1 (Jurassique supérieur ?-Crétacé inférieur); S = Bacubirito (Albien); O = Nappe Olvidada (Aptien-Albien); Q = Las Trancas (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur); T = Tehuacán (Tithonique ?-Berriasien et Aptien-Cénomanién); Z = Zongolica (Tithonique-Néocomien à Turonien); Oa = Bassin cuicatèque (Jurassique supérieur ?-Crétacé inférieur); V = Valle de Bravo (Berriasien); H = Palmar Grande (Tithonique).

SM = méga-décrochement Sonora-Mojave (d'après Silver et Anderson, 1974).

TM = méga-décrochement Torreón-Monterrey (d'après Murray, 1961).

ST = méga-décrochement Saltillo-Torreón (d'après de Cserna, 1976b).

EV = méga-décrochement de l'Axe Volcanique Transmexicain (d'après Anderson et Schmidt, 1983).

MTB = Le "Mexican Thrust Belt" (Campa, 1985).

Pendant l'Aptien supérieur et l'Albien supérieur, le magmatisme d'arc, associé à des sédiments néritiques (Teloloapan) ou pélagiques (San Miguel de Allende, Tecoman; Michaud *et al.*, 1988) devient nettement plus diversifié. Soit il est franchement calco-alcalin, débutant par des basaltes et des andésites (Alisitos, Teloloapan), se poursuivant par une série fortement diversifiée (basaltes-andésites-dacites-rhyolites). Soit il est shoshonitique (Tecoman, Lapierre *et al.*, 1992b). Latéralement et/ou en avant du front volcanique se déposent les conglomérats polygéniques, siltites et calcaires, et/ou les séquences gréseuses et/ou calcareo-détritiques à ammonites, affleurant dans les régions de Zacatecas, Querétaro, Hidalgo et Huetamo. Ces formations seraient en fait des turbidites distales et/ou proximales, formées par l'érosion des volcans émergés ou sous-marins. Les niveaux de bentonites, présentes dans le domaine téthysien, pourraient représenter les témoins très distaux de ce magmatisme d'arc; ceci implique que l'arc était alors relativement proche du craton nord-américain.

Pour compléter ce modèle, il faut maintenant voir à quelle époque l'arc Alisitos-Teloloapan s'est accrété au craton nord-américain. Dans le domaine téthysien, on connaît une discordance majeure au Cénomano-Turonien dans la plate-forme Valles-San Luis de Potosí (Bodenlos, 1956; Segestrom, 1961 dans Cserna et Bello-Barradas, 1963). Cette même discordance est signalée dans les plates-formes El Doctor-Al Abra (Institut Petróleos Mexicanos), et Morelos-Guerrero (Fries, 1960; Campa *et al.*, 1976; Tardy, 1980). D'ailleurs, Burckhardt a signalé dès 1930, la présence d'une discordance angulaire à la base du Mésocrétacé au Mexique centro-méridional. Cette discordance est diversement interprétée. Elle serait liée soit à des changements paléogéographiques (Cserna *et al.*, 1978b), soit à une émergence de la plate-forme, soit enfin à un événement tectonique (Tardy, 1980; Tardy *et al.*, 1986; Smith, 1989).

Pour nous, cette discordance est directement liée à la phase orogénique méso-crétacée (ou orogénique) qui marque le début de la collision de l'arc magmatique avec le continent nord-américain. En effet, les premiers flyschs, provenant de l'érosion des séries d'arc sont hétérochrones. Ils apparaissent précocement au Cénomanién, dans les zones internes, en bordure de la Sierra Madre Occidentale, puis au Campanien-Maestrichtien, dans les zones externes, dans la Sierra Madre Orientale (Tardy et Maury, 1973).

Nous proposons donc que les séries d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du "Guerrero terrane" (Campa et Coney, 1983) ou arc d'Alisitos (Gastil *et al.*, 1972), ou arc d'Alisitos-Teloloapan (Campa *et al.*, 1976), ou arc Alisitos-Guerrero-Juárez (Coney, 1983), ou arc Tarahumara (Araujo-Mendieta et Arenas-Partida, 1986), ou arc Chontal (Carfentan, 1986), représentent les segments d'un seul arc intra-océanique d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, en partie établi sur croûte océanique (supportant des plateaux océaniques) et en partie établi sur croûte continentale.

Cet arc, charrié sur les séries du domaine téthysien depuis le Crétacé moyen, est actuellement affecté par de nombreuses failles tertiaires et/ou plio-quaternaires. Le début de la collision de l'arc avec le continent nord-américain s'est produit vraisemblablement au Cénomanién moyen-supérieur et s'est poursuivi jusqu'au Turonien, lors de l'arrivée des flyschs dans les zones externes. Les séries magmatiques orogéniques, formées au cours du développement de cet arc, reposeraient actuellement sur la marge occidentale du craton nord-américain.

La croûte de l'arc au début de son activité devait être avoir une épaisseur inférieure à 30 km (comme le suggèrent les rapports Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes et les teneurs en Al total des amphiboles dans les cumulats ultrabasiques-basiques de la base de l'arc). Le gradient géothermique était suffisamment élevé ($> 25^{\circ}\text{C km}^{-1}$) pour permettre, non seulement la production de magmas orogéniques, mais aussi pour favoriser le développement des métamorphismes schiste vert et prehnite-pumpellyite. La vitesse de subduction de la lithosphère océanique du bassin d'Arperos sous le paléo-Pacifique devait être d'environ 7 cm/an (70 km/ Ma), car les arcs où prédominent les séries tholéitiques sont engendrés par des subductions caractérisées par des vitesses de l'ordre de 7 cm/an (Gill, 1981). De plus, on admet que durant le Jurassique supérieur-Crétacé supérieur, les vitesses de convergence des plaques nord-américaine (6,5 cm/an), Farrallon (7 cm/an) et Kula (8 cm/an) étaient comprises entre 6,5 et 8 cm par an (Coney, 1978).

Quels sont les rapports entre l'arc intra-océanique du Guerrero terrane et les séries d'arc contemporaines des Cordillères nord-américaines ?.

Le prolongement de cet arc vers le nord-ouest pourrait être représenté par le "arc Peninsular" de Coney (1983), localisé au Crétacé inférieur à l'Ouest du craton nord-américain. Les témoins de cet arc affleurent actuellement au sud de la Californie et dans le nord de la Basse Californie (western Peninsular Ranges de Edelman et Gastil, 1981). Cet "arc Peninsular" serait séparé de l'arc Alisitos-Telolopan par des failles transformantes (Coney, 1983). La collision de cet arc avec le craton nord-américain se serait produite à la fin du Crétacé inférieur (Edelman et Gastil, 1985).

Le prolongement de cet arc vers le sud-est du Mexique peut être envisagé au Honduras, Guatemala et El Salvador (bloc Chortis), mais aussi dans le paléo-arc des Grandes Antilles (Stephan *et al.*, 1990), dont les témoins seraient maintenant représentés par :

(1) les séquences volcano-plutoniques d'arc crétacées à affinités tholéiitique et calco-alcaline de l'île de Tobago (Girard, 1981; Girard *et al.*, 1982), caractérisées par des rapports isotopiques élevés du ϵNd ($+9 < \epsilon Nd < +5$; Frost et Snoke, 1989) et de Cuba central (Storek et Cabrera, 1991);

(2) les séquences volcaniques crétacées (Groupe Diabasique) de la Cordillère occidentale de Colombie (Millward *et al.*, 1984);

(3) le magmatisme crétacé de l'Equateur méridional qui présente aussi des caractères géochimiques d'arc établi sur croûte océanique (Lebrat, 1985).

Enfin, et en guise de conclusion, je voudrais ajouter "qu'un modèle n'est qu'un modèle". Il peut être modifié ou réfuté par des études postérieures.

Comme l'ont souvent exprimé les géologues qui nous ont précédé: "La géologie est une science naturelle et pour la faire avancer, les jeunes doivent "marcher" sur les épaules des vieux pour atteindre la vérité qu'ils cherchent".

CONCLUSIONS GENERALES

Les études sur le terrain et les données pétrographiques et géochimiques des trois séquences magmatiques mésozoïques d'arc de Guanajuato, Palmar Chico-Arcelia et San Miguel de Allende, appartenant au "Guerrero terrane" (Mexique occidental), permet de documenter et préciser l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines.

Dans la Sierra de Guanajuato, les trois grandes unités reconnues sont : la séquence magmatique de Guanajuato et les Formations Arperos et Esperanza.

La séquence plutono-volcanique de Guanajuato présente une coupe complète d'arc depuis les cumulats ultrabasiques-basiques jusqu'aux basaltes en coussins. Elle est interprétée comme le stade précoce de l'arc intra-océanique mésozoïque du "Guerrero terrane". Les cumulats ultrabasiques et les gabbros lités sont surmontés par des diorites et des roches acides dans lesquelles s'enracine un complexe filonien basique qui alimente des basaltes en coussins. Les cumulats ultrabasiques sont recoupés par des filons de rodingites et d'ankaramites, ainsi que par des petits plutons calco-alcalins datés à 100-110Ma (Aptien-Albien). Les filons de rodingites attestent de la présence d'une importante activité hydrothermale calcique à la base de l'arc. Les ankaramites seraient le témoin d'une phase de rifting qui aurait affecté l'arc après l'éruption des basaltes tholéiitiques et la formation des cumulats. Enfin, les petits plutons calco-alcalins qui sont associés à des brèches magmatiques marquent la dernière phase de l'activité magmatique de l'arc.

La séquence de Guanajuato, tectoniquement dissociée en plusieurs écaillés, chevauche la Formation Arperos du Crétacé inférieur (Berriasien-Albien ?). Cette dernière est formée de basaltes et de dolérites montrant des affinités alcalines de type OIB, associés à une sédimentation pélagique. Cette formation volcano-sédimentaire représente le témoin d'un bassin océanique dit d'Arperos, situé vraisemblablement entre le craton nord-américain et l'arc.

Enfin, la Formation Esperanza, datée pro-parte du Jurassique supérieur, est très déformée. Elle comprend des tufs andésitiques et rhyolitiques, des roches volcanoclastiques, des calcaires, de cherts et des pélites micacées. Elle est toujours en contact tectonique avec la séquence de Guanajuato. Son origine est encore mal connue.

La séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia est anté-cénomaniennne et pro-parté tithonique car, on trouve localement au sein des coulées de lave des petits bassins où affleurent des pélites renfermant une faune d'ammonites du Tithonique. Les basaltes en coussins sont alimentés par des filons de dolérites et de microgabbros à deux pyroxènes et/ou amphibole. Basaltes et filons sont des tholéiites à orthopyroxène, soit appauvris en terres rares légères comme ceux de Guanajuato, soit légèrement enrichis en terres rares légères et plus fractionnés (tholéiites matures). Les coulées sommitales sont calco-alcalines avec des caractères comparables aux laves de Teloloapan ou de San Miguel de Allende, caractérisés par un enrichissement marqué en terres rares légères, Y, Zr et Nb. Localement, affleurent des petites klippes de roches ultrabasiques très fortement serpentinisées, associées à des diorites, et qui représentent vraisemblablement les équivalents plutoniques des laves tholéiitiques. Les empilements basaltiques représenteraient des stratovolcans sous-marins, associés à des petits bassins subsidents où régnait un environnement euxinique (pélites noires), propice au développement des amas sulfurés stratiformes polymétalliques à Pb, Zn, Cu, Ag et Au. La séquence magmatique de Palmar Chico-Arcelia représenterait un stade de maturité de l'arc qui succéderait aux tholéiites de Guanajuato.

Le volcanisme calco-alcalin albien a été aussi observé sur le rebord oriental du graben tertiaire de San Miguel de Allende. Il affleure en klippe. Cette dernière repose sur des formations flyschoides du Crétacé supérieur. Ce volcanisme basalto-andésitique, associé à des sédiments pélagiques à faune d'ammonites et de Foraminifères, est comme tout le volcanisme calco-alcalin aptien-albien du Mexique centro-méridional, enrichi en terres rares légères, Y et Zr. Son association avec une faune pélagique montre qu'à la fin du développement de l'arc, le volcanisme s'épanchait dans des petits bassins.

Enfin, la présence de dômes dacitiques et rhyolitiques calco-alcalins mal datés (âge Barremien ? - Albien probable) dans les séquences magmatiques du Mexique central, qui forment l'encaissant des gisements d'amas sulfurés stratiformes polymétalliques proximaux de type Kuroko, prouverait qu'un régime distensif a bien affecté l'arc après la mise en place du magmatisme tholéitique.

Les séries magmatiques orogéniques du domaine cordillérain mexicain ou du "Guerrero Terrane" de Campa et Coney (1983) peuvent être rattachées au développement d'un arc intra-océanique dont l'activité magmatique s'est maintenue pendant 45 Ma environ, durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Au Nord-Ouest du Mexique et le long du Pacifique, ces séries d'arc reposent en discordance sur un substratum continental pro-parte Carbonifère, correspondant à des blocs continentaux exotiques. Au Mexique centro-méridional, ces séries d'arc se sont édifiées sur une lithosphère océanique. A la fin du Crétacé inférieur, l'arc intra-océanique du "Guerrero Terrane" entre en collision avec la marge occidentale du craton nord-américain demeurée passive. L'arc est alors obducté sur cette marge où se déposent les plates-formes carbonatées téthysiennes.

BIBLIOGRAPHIE

- AGUAYO, J.E., 1983, Integración y análisis de la información geológica-geofísica de la cuenca Colima-Jalisco. Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1144, 33 p. (inédite).
- ALMAZAN-VAZQUEZ, E. et BUITRON, B.E., 1984, Bioestratigrafía del Cretácico inferior de Baja California Norte, Mexico. In: Memoria del Congreso Latinoamericano de Paleontología, v. 3, p. 378-387.
- ALMAZAN-VAZQUEZ, E., 1988a, Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 7, p. 78-88.
- ALMAZAN-VAZQUEZ, E., 1988b, Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 7, p. 41-51.
- ANDERSON, T.S., SILVER, L.T. et CORDOBA, D.A., 1969, Mesozoic magmatic events of the northern Sonora coastal region, Mexico. Abst., Annual Meeting of the Geol. Soc. America, p. 3-4.
- ANDERSON, T.H., SCHMIDT, V.A., COHEN, K.K. et SILVER, L.T., 1982, Timing of activity along the Mojave-Sonora megashear in Mexico. EOS, v. 63, November 9, p. 915.
- ANDERSON, T.H. et SCHMIDT, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geol. Soc. Am. Bull., v. 94, p. 941-966.
- ANDERSON, T.H., MCKEE, J.W. et JONES, N.W., 1990, Jurassic (?) melange in north-central Mexico. Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, v. 22, p. 3.
- ALLEN, J.C., BOETTCHER, A.L. et MARLAND, G., 1975, Amphiboles in andesite and basalt: I. Stability as a function of P-T-fO₂. Am. Mineral., v. 60, p. 1069-1085.
- ARAUJO-MENDIETA, J. et ARENAS-PARTIDA, R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario en el mar mexicano Estados de Chihuahua y Durango. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 55, p. 43-86.
- ARCULUS, R.J. et WILLS, K.J.A., 1980, The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. Jour. Petrol., v. 21, p. 743-799.
- ARCULUS, R.J. et POWELL, R., 1986, Source component mixing in the regions of arc magma generation. Jour. Geophys. Res., v. 91, p. 5913-5926.
- ASAHINA, T. et KOMATSU, M., 1979, The Horokinai ophiolitic complex in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, v. 6, p. 317-330.
- BALLANCE, P.F., SCHOLL, D.W., VALLIER, T.L., STEVENSON, A.J., RYAN, H. et HERZER, R.H., 1989, Subduction of a Late Cretaceous seamount of the Louisville ridge at the Tonga trench: A model of normal and accelerated tectonic erosion. Tectonics, v. 8, No.5, p. 953-962.
- BARBERI, F., BIZOUARD, H. et VARET, J., 1971, Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol., v. 33, p. 93-107.
- BARD, J.P., MALUKI, H., MATTE, P. et PROUST, F., 1980, The Kohistan sequence: Crust and mantle of an obducted island arc. In: Proc. Intern. Commit. Geodynamics, Grp. 6, Mtg. Peshawar, Nov. 23-29, 1979: Spec. Issue, Geol. Bull. Univ. Peshawar, V. 13, p. 87-94.
- BARSDELL, M. et BERRY, R.F., 1990, Origin and evolution of primitive island arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. Jour. Petrol., v. 31, p. 747-777.
- BARROS, J.A., LANG, H. et JOHNSON, C.A., 1989, Thrust tectonics and Laramide deformation in Taxco. Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 21, no 6, p. 91.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981, Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press. Inc., New York, 1286 p.
- BEARD, J.S., 1986a, Characteristics mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. Geology, v. 14, p. 848-851.
- BEARD, J.S., 1986b, Petrology and tectonic significance of ultramafic to dioritic intrusive complexes in the western Cordillera. Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, v. 18, p. 84.
- BEN-AVRAHAM, Z., NUR, A., JONES, D. et COX, A., 1981, Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes. Science, v. 213, p. 49-54.
- BENDER, J.F., HODGES, F.N. et BENICE, A.E., 1978, Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: Experimental study from 0 to 15 Kbar. Earth Planet. Sci. Lett., v. 41, p. 277-302.
- BLOOMER S.H. et HAWKINS, J.W., 1983, Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: An island arc ophiolite. In: Hayes D.E. (ed.), The tectonic and geological evolution of southern Asian seas and islands. Part 2. Geophysical Monograph. 27, An. Geophysic Union, p. 294-317.
- BLOOMER, S.H., 1983, Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana trench: Implications for its structure and evolution. Jour. Geophys. Res., v. 88, p. 7411-7428.
- BLOOMER, S.H., STERN, R.J. et GESCHWIND, E.F., 1989, Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. Jour. Geophys. Res., v. 94, p. 4469-4496.
- BONNEAU, M., 1972, Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. Bull. Soc. géol. France, v. 7, p. 55-66.
- BONNEAU, M., 1976, A propósito de la edad cretácica de los afloramientos volcánicos y volcánoclasticos de la región de Zihuatanejo, Guerrero (Sierra Madre del Sur, México). Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, Gro., México, resúmenes, p. 14.
- BRIQUEU, L., BOUGAULT, H. et JORON, J.L., 1984, Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. Earth Planet. Sci. Lett., v. 68, p. 297-308.

BITTRON, B.E., 1973, Equinoides del Cretácico medio de Colima. Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. Geología, Paleontología Mexicana no 36, p. 21-29.

BURCKHARDT, C., 1930, Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. Soc. Paléont. Suisse, Mém., v. 49-50, 280 p.

BURNS, L.E., 1985, The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: Cumulate fractionates of island-arc volcanics. Can. Jour. Earth Sci., v. 22, p. 1020-1038.

CAMERON, M. et PAPIKE, J.J., 1981, Structural and chemical variations in pyroxenes. Am. Mineral., v. 66, p. 1-50.

CAMERON, K.L. NIMZ, G.J., KUENTZ, D., NIEMEYER, S. et GUNN, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, Southern Chihuahua, Mexico: A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America. Jour. Geophys. Res., v. 94, p. 7817-7840.

CAMPA, M.F., CAMPOS, M., FLORES, R. et OVIEDO, R., 1974, La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, Méx.- Teloloapan, Gro. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p. 7-28.

CAMPA, M., F., OVIEDO, A. et TARDY, M., 1976, La cabalgadura laramílica del dominio volcánico-sedimentario (arco Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México. Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, Gro., México, resúmenes, p. 23.

CAMPA, M.F., FLORES, R., GUERRERO, P., RAMIREZ, R., BLANCO, R., RAMIREZ, J. et VAZQUEZ, M., 1977, La evolución tectónica y la mineralización de Valle de Bravo, Méx. e Iguala, Gro. Memoria de Trabajos Técnicos de la AIMMG, p. 143-169.

CAMPA, M., F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 52-64.

CAMPA, M., F. et RAMIREZ, JOEL, 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Univ. Autón. Guerrero, serie técnico-científica, 101 p.

CAMPA, M., F., RAMIREZ, JOEL y et CONEY, P.J., 1981, Conjuntos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Univ. Autón. Guerrero, serie técnico-científica, 101 p.

CAMPA, M.F., RAMIREZ, J. et BLOOME, C., 1982, La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatío, Michoacán. VI Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 48.

CAMPA, M., F. y et CONEY, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Can. Jour. Earth Sci., v. 26, p. 1040-1051.

CAMPA, M.F., 1985, The Mexican Thrust Belt. In: Howell D.G. (ed), Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resource, Houston, Texas, p. 299-313.

CANTU-CHAPA, A., 1963, Etude biostratigraphique des ammonites du centre et de l'est du Mexique (Jurassique supérieur et Crétacé). Mémoires de la Société géologique de France, 99, fasc. 4, 102 p., 8 pl.

CANTU-CHAPA, C.M., 1974, Una nueva localidad del Cretácico inferior de México. Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. 1 (2), p. 71-72.

CANTU-CHAPA, A., 1976, El contacto Jurásico superior-Cretácico inferior, la estratigrafía del Neocomiano, el hiato Hauteriviano superior-Eoceno inferior y las amonitas del pozo Bejuco 6 (centro-este de México). Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. XXXVII, p. 60-83.

CARFANTAN, J.C., 1977, La cobijadura de Motozintla - un paleoarco volcánico en Chiapas. Univ. Nal. Autón. México, Ins. Geología, Revista, v. 1, p. 133-137.

CARFANTAN, J.C. 1981 (1984), Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 5, p. 207-216.

CARFANTAN, J.C., 1986, Du système cordillérain nord-américain au domaine caraïbe. Etude géologique du Mexique méridional. Thèse de Doctorat es Sciences, Univ. Savoie, 558 p.

CARRASCO-VELAZQUEZ, B., FLORES, V. et GODOY, D., 1975, Tobas del Cretácico inferior del área de Fortín-Zongolica, Estado de Veracruz. Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. 7, no 4, p. 7-27.

CARRASCO-VELAZQUEZ, B., 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico inferior en Tehuacán, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. 10, no 3, p. 78-82.

CARRILLO-MARTINEZ, M., VELAZQUEZ-G., G. et CEPEDA-DAVILA, L., 1986, Contribución al estudio petrográfico y químico de areniscas del Jurásico superior, Estados de Querétaro e Hidalgo. Univ. Nal. Autón. México, Ins. Geología, Revista, v. 6, p. 269-271.

CARRILLO, M. et SUTER, M., 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro. Soc. Geol. Mexicana, México, D.F., Excursión a la región de Zimapán y áreas circundantes, p. 1-20.

CATHLES, L.M., GUBER, A.L., LENAGH T.C., et DUDAS, F.O., 1983, Kuroko-type massive sulfide deposits of Japan: Products of an aborted island-arc rift. Econ. Geol. Monograph 5, p. 96-114.

CENTENO-GARCIA, E., RUIZ, J., CONEY, P.J. et PATCHETT, J., 1991, Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico. Vth International Circumpacific Terrane Conference, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones, n° 42, p. 39-43.

CHAUVE, P., FOURCADE, E. et CARRILLO, M., 1985, Les rapports structuraux entre les domaines cordillérain et mésogéen dans la partie centrale du Mexique. C. R. Acad. Sci. Paris, 301, Série II, p. 335-340.

CHAUVE, P., CARRILLO, M. et CHIOLDI, M., 1990, A propos de la phase névadienne dans le Mexique central. Ann. sci. Univ. Fr.-Comté, Besançon, Géol., v. 4 (10), p. 81-83.

CHIOLDI, M., MONOD, O., BUSNARDO, R., GASPARD, D., SANCHEZ, A. et YTA, M., 1988, Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central. Geobios, n° 21, fasc. 2, p. 125-135.

COLEMAN, R.G., 1967, Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. U.S. Geol. Survey Bull., v. 1247, 49 p.

COLEMAN, R.G., 1977, Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere ?. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York, 229 p.

COLORADO-LIEVANO, D., 1979, Etude d'une partie de la ceinture métamorphique (Mésozoïque) du sud du Mexique (Etats de Mexico et Guerrero). Thèse de docteur-ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, 128 p. (inédite).

COLLEY, H. et RICE, C.M., 1975, A Kuroko-type ore deposit in Fiji. Econ. Geol., v. 70, p. 1373-1386.

COLLOT, J.Y. et FISHER, M.A., 1989, Formation of forearc basins by collision between seamounts and accretionary wedges: An exemple from the New Hebrides subduction zone. Geology, v. 17, p. 930-933.

CONEY, P.J., 1978, Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. In: Smith R.B. et Eaton, G.P. (eds.), Geol. Soc. Am. Memoir 152, p. 33-50.

CONEY, P.J., JONES, D.L. et MONGER, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes. Nature, v. 288, p. 329-333.

CONEY, P.J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe. Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. XV, p. 6-15.

CONEY, P.J. et CAMPA, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico (West of the 91st meridian) (MF-1874-D). Department of the Interior U.S. Geol. Survey. In: Silberling N.J. et Jones, D.L. (eds.), U.S. Geol. Survey Miscellaneous Field Studies.

CONEY, P.J., 1989, The North America Cordillera. In: Ben-Avraham, Z.V.I. (ed.), The Evolution of the Pacific Ocean Margins, Oxford University Press, p. 109-120.

CONRAD, W.K., KAY, S.M. et KAY, R.W., 1983, Magma mixing in the Aleutian arc. Evidence from cognate inclusions and composite xenoliths. Jour. Volcanol. Geother. Res., v. 18, p. 279-295.

CONRAD, W.K. et KAY, R.W., 1984, Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: Crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. Jour. Petrol., v. 25, p. 88-125.

CONTRERAS y MONTERO, B., 1977, Bioestratigrafía de las formaciones Tarais y La Pena (Cretácico inferior) de La Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo León. Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. IX, p. 8-28.

CONTRERAS-RODRIGUEZ, MIRANDA-MOLINA, J.J. et VARGAS-MONTANO, M., 1990, Estudio geológico del área Valle de Bravo-Nuevo Santo Tomás de los Plátanos, Estado de México. IX Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 35.

COOPER, G.A. et ARELLANO, A.R.V., 1967, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora. Am. Assoc. Petrol. Geologist, v. 30, p. 606-611.

CORDOBA, D.A., TARDY, M., CAMPA, M.F. et RANGIN, C., 1980, Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillérain de type Californie. In: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoire du B.R.G.M. 115, p. 18-29.

CORONA-CHAVEZ, P., 1988, Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato. Inst. Politécnico Nal., México, D.F. Thèse d'Ingénieur, 60 p. (inédite).

CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. et EGGINS, S., 1987, The origin of island arc high-alumina basalts. Contrib. Mineral. Petrol., v. 97, p. 417-430.

CROSS, T.A. et PILGER, P.H., 1982, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. Geol. Soc. Am. Bull., v. 93, p. 545-562.

CSERNA, E.G. et BELLO-BARRADAS, A., 1963, Geología de la Sierra de Alvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí. Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. de Geología, Bol. 71, p. 23-63.

CSERNA, Z. DE, 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico. In: The framework of the Chihuahua tectonic belt. Mindland/Texas (West Texas Geol. Soc.), p. 99-117.

CSERNA, Z. de, FRIES, C., RINCON, O., SOLORIO, M. et SCHMITTER, V., 1975, Edad Precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero. Bol. Asoc. Geol. Pet., v. XXVI, no 4-6.

CSERNA, Z. de, 1976a, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., v. 87, p. 1191-1199.

CSERNA, Z. de, 1976b, Mexico-geotectonic and mineral deposits. In: Tectonics and mineral resources of southwestern North America: New Mexico Geological Society Special Publication 6, p. 18-25.

CSERNA, Z. de, DELEVAUX, M.H. et HARRIS, D.C., 1977, Datos isotópicos, mineralógicos, y modelo genético propuesto para los yacimientos de plomo, zinc y plata de Fresnillo, Zacatecas. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 1, p. 110-116.

CSERNA, Z. de, PALACIOS-NIETO, M. et PANTOJA-ALOR, J., 1978a, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 8-18.

CSERNA, Z. de, 1978b, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México. In: Rodolfo del Arenal (ed.), Soc. Geol. Mex., IX Conv. Geol. Nal., México, D.F., Libro-guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México, p. 1-25.

CSERNA, Z. de, 1978c, Rocas metavolcánicas paleozoicas de la región de Petatlán, Estado de Guerrero. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 1-7.

- CSERNA, Z. de et FRIES, C. Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q - h (7) con resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1: 100,000, mapa con texto, 47 p.
- CSERNA, Z. de, 1982 (1983), Hoja Tejupilco 14Q-g(9), con resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, Estados de Guerrero, México y Morelos. Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1: 100,000, mapa con texto, 46 p.
- CUEVAS, S.F., 1981, Informe final de detalle estratigráfico del Prospecto Tepalcatepec. Petróleos Mexicanos (informe IGPR-198) (inédito).
- CULLERS, R.L. et GRAF, J.L., 1984, Rare earth elements in igneous rocks of continental crust: intermediate and silicic rock ore petrogenesis. In: Henderson, P. (ed.), Rare Earth Geochemistry, Elsevier Amsterdam, p. 275-308.
- CUMMING, G.L., KESLER, S.E. et KRSTIC, D., 1979, Isotopic compositions of lead in Mexican mineral deposits. Econ. Geol., v. 74, p. 1395-1407.
- DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M. et CLARK, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 137-154.
- DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M. et CLARK, K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralizations of Mexico. Can. Jour. Earth. Sci., v. 20, p. 1052-1071.
- DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M. et ROLDAN-QUINTANA, J., 1984, The cordilleran Jurassic arc from Chiapas (southern Mexico) to Arizona. Geol. Soc. America Abstracts with Programs, p. 482.
- DAVILA-ALCOCER, V.M., 1981, Radiolarios del Cretácico inferior de la Formación Plateros, distrito minero de Fresnillo, Zacatecas. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 5, p. 119-120.
- DAVILA-ALCOCER, V.M. et MARTINEZ-REYES, J., 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. In: Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, resúmenes, p. 19-20.
- DAVILA-ALCOCER, V.M., MARTINEZ-REYES, J. et MITRE-SALAZAR, L.M., 1989, Las rocas precretácicas del Estado de Aguascalientes y su entorno estratigráfico. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Tercer simposio sobre geología regional de México, resúmenes, p. 20-23.
- DAVILA-ALCOCER, V.M. et GUERRERO-SUASTEGUI, M., 1990, Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria al oriente de Arcelia, Edo. de Guerrero. IX Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 83.
- DAVIES, J.F., GRANT, R.W.E., et WHITEHEAD, R.E.S., 1979, Immobile trace elements and Archean stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. Can. Jour. Earth Sci., v. 16, p. 305-311.
- DeBARI, S., KAY, S.M. et KAY, R.W., 1987, Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian island, Alaska: Deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc. Jour. Geol., v. 95, p. 329-341.
- DeBARI, S. et COLEMAN, R.G., 1989, Examination of the deep levels of an island arc, evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. Jour. Geophys. Res., v. 94, p. 4373-4391.
- DeBARI, S. et SLEEP, N.H., 1991, High-Mg, low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc: Implications for primary magmas and the nature of arc crust. Geol. Soc. Am. Bull., v. 103, p. 37-47.
- DELGADO-ARGOTE, L.A. et MORALES-VELAZQUEZ, J.E., 1984, Rasgos geológicos y económicos del complejo básico-ultrabásico de El Tamarindo, Guerrero. Geomimet, n° 128, p. 81-96.
- DELGADO-ARGOTE, L.A., RUBINOVICH-COGAN, R. et GASCA-DURAN, A., 1986, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico de Loma Baya, Guerrero, México. Geof. Int., v. 25-4, p. 537-558.
- DELGADO-ARGOTE, L.A., MUNOZ-VELAZCO, J. et ARAGON-ARREOLA, M., 1989, Ambiente geológico y relaciones petrológicas de las rocas ultramáficas de la secuencia volcanosedimentaria del área de San Pedro Limón-Palmar Chico, Estado de México. Inst. de Geología, Univ. Nal. Autón. México, Tercer simposio sobre geología regional de México, resúmenes, p. 24-27.
- DELGADO-ARGOTE, L.A., 1988, Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico (?) del área Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 7, no. 2, p. 127-135.
- DELGADO-ARGOTE, L.A., LOPEZ-MARTINEZ, M., YORK, D. et HALL, C.M., 1990, Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente complexes, southern Mexico. Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, v. 22, p. 326.
- DePAOLO, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett., v. 53, p. 189-202.
- DePAOLO, D.J., 1988, Neodymium isotope geochemistry. An introduction. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New-York-London-Paris-Tokyo. 187 p.
- DIAZ-GARCIA, V., 1980, Las rocas metamórficas de la región de Zacualpan, Estado de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 4, p. 1-12.
- DICK, H.J.B. et BULLEN, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol., v. 86, p. 54-76.
- DJANELIZDE, M., 1922, Les *Spiticeras* du Sud-Est de la France. Mém. Ser. Carte géol. France, 207 p.
- DUPUY, C., DOSTAL, J., MARCELOT, G., BOUGAULT, H., JORON, J.L. et TREUIL, M., 1982, Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: Implications for their source rock composition. Earth Planet. Sci. Lett., v. 60, p. 207-225.
- ECHEGOYEN-SANCHEZ, J., ROMERO-MARTINEZ, S. et VELAZQUEZ-SILVA, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato. Cons. Recursos Nat. no Renovables, Bol. 75, 36 p.
- ECHEGOYEN-SANCHEZ, J., 1978, Yacimientos minerales de la sierra de Arperos y Comanja, Estado de Guanajuato. Cons. Recursos Minerales, 21 p.
- EDELMAN, S.H. et GASTIL, G., 1981, Evidence for a Late Jurassic-Early Cretaceous island arc in the western Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, v. 13, p. 53.
- EDWARDS, J.D., 1955, Studies of some Early Tertiary red conglomerates of Central Mexico. USGS Prof. Paper, 264-H, 185 p.
- EGUILUZ DE ANTUNANO, S. et CAMPA-URANGA, M.F., 1982, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los Estados de Chihuahua y Durango. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., v. XXXIV, no. 2, p. 5-42.
- EGUILUZ DE ANTUNANO, S., 1988, La cabalgadura de San Felipe, en el límite de los Estados de Durango y Chihuahua. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Tercer simposio sobre geología regional de México, resúmenes, p. 28-33.
- ELIAS-HERRERA, M., 1989, Geología metamórfica del área San Lucas del Maíz, Estado de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 105, 79 p.
- ELIAS-HERRERA, M. et LOZANO SANTA CRUZ, R., 1990, Evidencias de "décollement" en niveles inferiores del complejo metamórfico Tierra Caliente. IX Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Nal., resúmenes, p. 35-36.
- ENAY, R., 1972, Paléogéographie des ammonites du Jurassique terminal (Tithonique / Volgien / Portlandien s. l.) et mobilité continentale. Geobios, n° 5, fasc. 4, p. 355-407.
- EGLAND, P. et WORTEL, R., 1980, Some consequences of the subduction of young slabs. Earth Planet. Sci. Lett., v. 47, p. 403-415.
- ENOS, P., 1974, Reefs, platforms and basins of Middle Cretaceous in Northeast Mexico. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 58, no. 5, p. 800-809.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. et O'NIONS, R.K., 1978, Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 42, p. 1199-1212.
- EWART, A. et HAWKESWORTH, C.J., 1987, The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: Interpretation of new isotopic and Rare Earth data in terms of a depleted mantle source model. Jour. Petrol., v. 28, p. 495-530.
- FERRUSQUIA-VILLAFRANCA, I., APPELGATE, S.P. et ESPINOSA-ARRUBARRENA, L., 1978, Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 150-162.
- FINDLAY, D.C., 1969, Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia. Can. Jour. Earth Sci., v. 6, p. 399-425.
- FISHER, R.V. et SCHMINCKE, H.U., 1984, Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-London-Paris-Tokyo, 472 p.
- FRIES, Jr., C., 1960, Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 234 p.
- FRIES, C. Jr., BOHNENBERGER, T. O. y et CSERNA, Z. de, 1957, Geología a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Acapulco, Gro., vía Taxco y Chilpancingo. Cong. Geol. Internal., 20, libro-guía de excursiones A-9 et C-12, 154 p.
- FRIES, C. Jr., 1962, Lista de fechas geoquímicas reportadas para minerales y rocas mexicanas con un comentario sobre su significado geológico y geotécnico. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 64, p. 85-100.
- FRIES, C. Jr. et RINCON-ORTA, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 73, p. 57-133.
- FROST, C.D. et SNOKE, A.W., 1989, Tobago, West Indies, a fragment of a Mesozoic oceanic island arc: Petrochemical evidence. Jour. geol. Soc. London., v. 146, p. 953-964.
- FUJII et BOUGALT, H., 1983, Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORB's. Earth Planet. Sci. Lett., v. 62, p. 283-295.
- GARCIA-FONS, NOVELO, L.F. et PEREZ, J.M., 1981, Geología del yacimiento de sulfuros masivos El Rey de la Plata, Teloloapan, Guerrero. Memoria de Trabajos Técnicos de la AIMGM, p. 141-179.
- GASTIL, G., PHILLIPS, R.P. et RODRIGUEZ-TORRES, R., 1972, The reconstruction of Mesozoic California. 24th International Geological Congress, Montreal, Canada, section 3, p. 217-229.
- GASTIL, R. G., KRUMMENACHER, D. et JENSKY, W.A., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico. Geol. Soc. Am. Map and chart series MS-24, 8 p., scale 1: 200 000.
- GERLACH, D.C., AVE LALLEMANT, H.G. et LEEMAN, W.P., 1981, An island arc origin for the Canyon Mountain ophiolite complex, Eastern Oregon, U.S.A. Earth. Planet. Sci. Lett., v. 53, p. 255-265.
- GILBERT, M.C., HELZ, R.T., POPP, R.K. et SPEAR, F.S., 1982, Experimental studies of amphibole stability. Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy, v. 9B, p. 229-278.
- GILL, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- GILL, J.B., 1984, Sr-Pb-Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji. Earth Planet. Sci. Lett., v. 68, p. 443-458.
- GILL, J.B., 1987, Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the south Fiji basin. Jour. Geol., v. 95, p. 589-615.
- GILL, J.B. et WHELAN, P., 1989, Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic and tholeiitic basalts. Jour. Geophys. Res., v. 94, p. 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, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 230 p.

GIRARD, D., BECK, C., STEPHAN, J.F., BLANCHET, R. et MAURY, R., 1982, Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péri-caribées. Bull. Soc. géol. France, v. XXIV, p. 535-544.

GIRARD, D. et MAURY, R., C., 1983, Pétrologie d'un ensemble ophiolitique d'arc insulaire: le complexe volcanoplutonique crétaé de l'île de Tobago. Bull. Soc. géol. France, v. 7, p. 823-835.

GONZALEZ-ARREOLA, C. et CARRILLO-MARTINEZ, M., 1986, Amonitas del Jurásico superior (Titoniano superior) y del Cretácico inferior (Hauteriviano-Barremiano) del área de San Joaquín-Vizarrón, Estado de Querétaro. Univ. Nal. Autón. México, Ins. Geología, Revista, v. 6, p. 171-177.

GONZALEZ-LEON, C., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora. Univ. Nal. Autón. México, Ins. Geología, Revista, v. 7, p. 148-162.

GOVINDARAJU, K. et MEVELL, G., 1987, Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rocks analysis. Applications to the determination of Rare Earth Elements. Jour. Anal. Atom. Spectrom., v. 2, p. 615-621.

GREEN, T.H., 1980, Island arc and continent-building magmatism-A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophysics, v. 63, p. 367-385.

GROSS, W.H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato Mexico. Econ. Geol., v. 7, p. 1175-1189.

GUST, D.A. et PERFIT, M.R., 1987, Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc: Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. Contrib. Mineral. Petrol., v. 97, p. 7-18.

HALPERN, M., GUERRERO, G.J. et RUIZ, C.M., 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico. A progress report. Unión Geofís. Mexicana, Reunión anual, resúmenes, p. 30-32.

HAMILTON, W.B., 1988, Plate tectonics and island arcs. Geol. Soc. Am. Bull., v. 100, p. 1503-1527.

HAMMARSTOM, J. M. et ZEN, E., 1986, Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. Amer. Mineral., v. 71, p. 1297-1313.

HAYAMA, Y. et SILVA, D., 1978, Cretaceous andesitic volcanism in northern Baja California, Mexico. Jour. Geol. Soc. Japan, v. 84, no 11, p. 671-677.

HAYES, P.T., 1970, Cretaceous paleogeography of southeastern Arizona and adjacent areas. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 658-B, 39 p.

HELZ, R.T., 1973a, Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O} = 5$ Kbar as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. Jour. Petrol., v. 14, p. 249-302.

HELZ, R.T., 1973b, Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O} = 5$ Kbar. Part II. Melt composition. Jour. Petrol., v. 17, p. 139-193.

HENOC, J. et TONG, M., 1978, Automatisation de la microsonde. Jour. Micros. Electr., v. 3, p. 247-254.

HENRY, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico. Austin, University of Texas, Thèse, 144 p. (inéédite).

HENRY, C.D., 1986, East-northeast-trending structures in western Mexico: Evidence for oblique convergence in the late Mesozoic. Geology, v. 14, p. 314-317.

HENRY, C. D. et FREDRIKSON, G., 1986, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California. Geol. Soc. Am. Map and Chart Series.

HEREDIA-BARRAGAN, M.A. et GARCIA-FONS, R.F., 1989, Distribución de yacimientos vulcanogénicos en la provincia norte de Guerrero-suroccidente del Estado de México. Memoria de Trabajos Técnicos de la AIMMG, p. 80-97.

HILDE, T.W.C., 1983, Sediment subduction versus accretion around the Pacific. Tectonophysics, v. 99, p. 381-397.

HILDRETH, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. Jour. Geophys. Res., v. 86, p. 10153-10192.

HILDRETH, W. et MOORBATH, S., 1988, Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contrib. Mineral. Petrol., v. 98, p. 455-489.

HODGES, F.N. et PAPIKE, J.J., 1976, DSDP Site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3. Jour. Geophys. Res., v. 81, p. 4135-4149.

HOLGUIN, N., 1978, Estudio estratigráfico del Cretácico inferior en el norte de Sinaloa, Méx. Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, v. X, no 1, p. 6-13.

HOLLOWAY, J.R. et BURNHAM, W., 1972, Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. Jour. Petrol., v. 13, p. 1-29.

HOLLOWAY, J.R., 1973, The system pargasite- H_2O - CO_2 : a model for melting of an hydrous mineral with a mixed-volatile fluid-I. Experimental results to 8 Kbar. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 37, p. 651-666.

HOLLOWAY, J.R. et SYKES, M.L., 1979, Melting of biotite and hornblende in the crust. Dep. Nat. Resour. Bur. Min. Resour. Geol. Geophys., Record, 1979/2, p. 54-55.

HONNOREZ, J. et KIRST, P., 1975, Petrology of rodingites from the Equatorial Mid-Atlantic fracture zone and their geotectonic significance. Contrib. Mineral. Petrol., v. 49, p. 233-257.

IMLAY, R.W., 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 281, p. 1077-1185.

IRVINE, T.N., 1974, Petrology of the Duke island ultramafic complex, southern Alaska. Geol. Soc. Am. Memoir, v. 138, 240 p.

JACQUES-AYALA, C., 1981, Late Jurassic (?) - Early Cretaceous volcanic, volcanoclastic and sedimentary rocks of Cerros La Cuchilla and El Chanate, northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs, v. 13, p. 62.

JAKES, P. et GILL, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth. Planet. Sci. Lett., v. 83, p. 29-40.

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

JAMES, O.B., 1971, Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California. Jour. Petrology, v. 12, p. 523-560.

JAN, M.Q. et HOWIE, R.A., 1981, The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan. Jour. Petrol., v. 22, p. 85-126.

JENKINS, D.M., 1983, Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., v. 83, p. 375-384.

JOHNSON, C.A., 1990, Stratigraphy and structure of the San Lucas Area, Michoacán and Guerrero states, southern Mexico. Thèse de docteur. University of Miami, U.S.A., 221 p.

JOHNSON, C.A. et HARRISON, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico. Phys. Earth Planet. Int., v. 64, p. 187-210.

JONES, D.L., BLAKE, M.C., Jr., et RANGIN, C., 1976, The four Jurassic belts of Northern California and their significance to the geology history of the California continental borderland. Am. Assoc. Petroleum Geologist, Misc. Pub. 24, Pacific Sec., p. 343-362.

JONES, N.W., McKEE, J.W., ANDERSON, T.H. et SILVER, 1990, Nazas formation: a remnant of the Jurassic arc of western North America in north-central Mexico. Geol. Soc. America Abstracts with Programs, v. 22, p. 327.

KAY, S.M. et KAY, R.W., 1985a, Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc. Geology, v. 13, p. 461-464.

KAY, S.M. et KAY, R.W., 1985b, Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series I: The mafic phenocrysts. Contrib. Mineral. Petrol., v. 90, p. 276-290.

KELEMEN, P.B., JOYCE, D.B., WEBSTER, J.D. et HOLLOWAY, J.R., 1990, Reactions between ultramafic rock and fractionating basaltic magma: II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050°C and 5 Kbar. Jour. Petrol., v. 31, p. 99-134.

KELLUM, L.B., IMLAY, R.W. et KANE, W.G., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part I. Relations of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin. Geol. Soc. Am. Bull., v. 47, p. 969-1008.

KELLUM, L.B., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part III. Geology of the mountains west of the Laguna district. Geol. Soc. Am. Bull., v. 47, p. 1039-1090.

KEMPE, D.R.C. et SCHILLING, J.G., 1974, Discovery Tablemount basalt: Petrology and geochemistry. Contrib. Mineral. Petrol., v. 44, p. 101-115.

KIMBROUGH, D. L., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Vizcaino Peninsula and Cedros Islands, Baja California, Mexico. In: Howell D.G. (ed.), Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resource, Houston/Texas, p. 285-298.

KOBAYASHI, K. et al., 1987, Normal faulting of the Daiichi-Kashima seamount in the Japan trench revealed by the Kaiko I cruise, Leg 3. Earth Planet. Sci. Lett., v. 83, p. 257-266.

LALLEMAND, S. et LE PICHON, X., 1987, Coulomb wedge applied to the subduction of seamounts in the Japan trench. Geology, v. 15, p. 1065-1069.

LAMBERT, I.B. et WYLLIE, P.J., 1972, Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications. Jour. Geol., v. 80, p. 693-708.

LAMEYRE, J. et BOWDEN, P., 1982, Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Jour. Volcanol. Geother. Res., v. 14, p. 169-186.

LAPIERRE, H., ORTIZ, LUIS E., ABOUCHAMI, W., MONOD, O., COULON, C. et ZIMMERMANN, J.L., 1992a, A section of an intra-oceanic island arc upper crust: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). Earth Planet. Sci. Lett., v. 108, p. 61-67.

LAPIERRE, H., TARDY, M., COULON, C., ORTIZ-HERNANDEZ, E., BOURDIER, J.L., FREYDIER, C. et MARTINEZ-REYES, J., 1992b, Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). Can. Jour. Earth Sci. (accepté).

LAPIERRE, H., TARDY, M., COULON, C., FREYDIER, C. et GILL, J., 1992c, Comportement du Niobium dans l'évolution des magmas d'arc: exemple de l'arc Mésozoïque intra-océanique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). 14^e Réunion des Sciences de la Terre, Toulouse, 13-15 avril 1992, p. 91.

LEAKE, B.E., 1971, On aluminous and edenitic hornblendes. Min. Magazine, v.38, p. 389-407.

LEAKE, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles. Min. Magazine, v. 42, p. 533-563.

LeBAS, M.J., 1962, The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Am. Jour. Sci., v. 260, p. 267-288.

LEBRAT, M., 1985, Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorial: implications géodynamiques. Doc. et Trav. CGGM Montpellier no. 6, 118 p.

LEMOINE, M., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., LETOLLE, R., MEVEL, C. et THIEULOY, J.P., 1982, Indices possibles de paléo-hydrothermalisme marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (océan téthysien et sa marge continentale européenne): essai d'inventaire. Bull. Soc. géol. France, v. 7, t. XXIV, p. 641-647.

LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. et MARCHAL, 1982, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet. Sci. Lett., v. 59, p. 139-154.

LEWIS, J.F., 1973, Mineralogy of the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano St. Vincent: olivine, pyroxene, amphibole and magnetite paragenesis. Contrib. Mineral. Petrol., v. 38, p. 197-220.

LONEY, R.A., HIMMELBERG, G.R. et COLEMAN, R.G., 1971, Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Bufo Mountain, California, U.S.A., *Jour. Petrol.*, v. 12, p. 245-309.

LONGORIA, J.F. et GAMPER, M.A., 1975, The classification and evolution of Cretaceous planktonic Foraminifera. Part I: The superfamily Hedbergelloidea. *Rev. Esp. Micropal.*, n° Especial, Enero 1975, p. 61-96.

LONGORIA, J.F., 1977, El límite Cretácico inferior-Cretácico superior en México basado en los foraminíferos planctónicos. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 1, p. 5-9.

LOPEZ-RAMOS, E., 1988, Geología y aprovechamiento integral de las perforaciones en el Altiplano Mexicano. *Geomimet*, n° 151, p. 85-100.

LORINCZI, G.I. et MIRANDA, J.C., 1978, Geology and massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico. *Econ. Geol.*, v. 73, p. 180-191.

LOUCKS, R.R., 1990, Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology*, v. 18, p. 346-349.

MacDONALD, A.J., KRECZMER, M.J. et KESLER, S.E., 1986, Vein, manto, and chimney mineralization at the Fresnillo silver-lead-zinc mine, Mexico. *Can. Jour. Earth Sci.*, v. 23, p. 1603-1614.

MARCELOT, G., MAURY, R.C. et LEFEVRE, C., 1983, Mineralogy of Erromagno lavas (New Hebrides): Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, v. 16, p. 135-151.

MARCELOT, G., BARDINTZEFF, J.M., MAURY, R.C. et RANCON, J.P., 1988, Chemical trends of early formed clinopyroxenes phenocrysts from some alkaline and orogenic lavas. *Bull. Soc. géol. France*, v. 8, p. 851-859.

MARTINEZ-BONILLAS, A. et PALAFOX-REYES, J.J., 1985, Geología del área de Arivechi, Sonora. *Thèse d'Ingénieur, Universidad de Sonora*, 91 p. (inédite).

MARTINEZ-REYES, J., 1987, Resumen de la geología y excursión a la Sierra de Guanajuato. In: *Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato*. Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, p. 50-91.

MARTINEZ-REYES, J., DOBARGANES-BUENO, G.J.E., et AGUIRRE-MAESE, A.L., 1991, Las rocas mesozoicas del distrito minero de Guanajuato. In: *Memoria de la Convención sobre la evolución geológica de México-Primer Congreso mexicano de Mineralogía*. Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, p. 104-106.

McBIRNEY, A.R., 1984, *Igneous Petrology*. Freeman, Cooper and Company, San Francisco, 504 p.

McCABE, R., 1984, Implications of paleomagnetic data on the collision related bending of island arcs. *Tectonophysics*, v. 103, p. 409-428.

McCANN, W.R. et SYKES, L.R., 1984, Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Jour. Geophys. Res.*, v. 89, p. 4493-4519.

McGEHEE, R.V., 1976, Las rocas metamórficas del arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. XXXVII, p. 1-10.

McKEE, J.W., JONES, N.W. et ANDERSON, T.H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, v. 16, p. 37-40.

MEIJER, A., ANTHONY, E., et REAGAN, M., 1981, Petrology of volcanic rocks from fore-arc sites. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, v. 60, p. 709-729.

MICHAUD, F., BOURGOIS, J., BARRIER, E. et FOURCADE, E., 1989, La série crétacée de Tecoman (Etat de Colima): conséquences sur les rapports structuraux entre zones externes de l'édifice montagneux mexicain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 312, Série II, p. 587-593.

MILLWARD, D., MARRIMER, G.F. et SAUNDERS A.D., 1984, Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Jour. geol. Soc. London*, v. 141, p. 847-860.

MITCHELL, A.H. G. et BECKINSALE, R.D., 1982, Mineral deposits associated with calc-alkaline rocks. In: *Thorpe R.S. (ed.), Orogenic andesites*. New York, Wiley-Interscience, p. 677-695.

MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M. et ORTIZ, E., 1988a, Allochtonie de l'arc de Guanajuato (Mexique). In: *12^e Réunion des Sciences de la Terre, Lille, France, résumés*, p. 100.

MONOD, O., LAPIERRE, H., ORTIZ, E., CHIODI, M., MARTINEZ-REYES, J., ZIMMERMANN, J.L. et TEITEN, M., 1988b, A complete oceanic island arc of lower Cretaceous age in central Mexico: Guanajuato magmatic series. In: *28th International Geological Congress, Washington, D.C.*, v. 2, p. 452.

MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M., MARTINEZ-REYES, J., CALVET, P., ORTIZ, E. et ZIMMERMANN, J.L., 1990, Réconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, Série II, p. 45-51.

MONOD, O. et PARGA-PEREZ, J.J., 1991, Una nueva interpretación estructural del distrito minero de Fresnillo, Estado de Zacatecas. *Memoria del Simposio sobre la Evolución Geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía*, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Pachuca, Hgo., p. 128-130.

MONOD, O. et CALVET, P., 1991, Structural and stratigraphic re-interpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zac.), Central Mexico: Evidence of a Laramide pile. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, v. 6, p. 1533-1544.

MOORE, J.G. et SCHILLING, J.G., 1973, Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 41, p. 105-118.

MOORE, T.E., 1984, Comment and reply on "Geodynamic significance of Late Triassic to Early Cretaceous volcanic sequences of Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California, Mexico". *Geology*, v. 12, p. 697-698.

MORALES-VELAZQUEZ, J.E., ORTIZ-HERNANDEZ, L.E. et NUNEZ-ESPINAL, J., 1984, Yacimientos de serpentina en la localidad ultrabásica de Camalotito, Municipio de Petatlán, Guerrero. *Geomimet*, n° 132, p. 20-37.

MORAN-ZENTENO, D., GONZALEZ-TORRES, E. et CABRAL-CANO, E., 1986, Una manifestación de volcanismo cretácico en la Mixteca oaxaqueña. *Unión Geofis. Mexicana*, Reunión anual, résumés, p. 11.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. et GOTTARDI, G., 1988, Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes. *I.M.A. Bull. Min.*, III, p. 535-550.

MORRISON, G.W., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, v. 13, p. 97-108.

MUJICA, R., 1978, Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del prospecto Coalcomán-Arteaga, Edo. Michoacán. *Instituto Mexicano del Petróleo* (inédite).

MULLAN, H.S., 1978, Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, p. 1175-1188.

MULLEN, E.D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 62, p. 53-62.

MURRAY, G.E., 1961, *Geology of the Atlantic and Gulf Coastal province of North America*. Harper & Bros, New York, 692 p.

MURRAY, C.G., 1972, Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes. In: *Shagam R. et al. (eds), Studies in Earth and Space Sciences-Hess Volume*. *Geol. Soc. Am.*, Memoir 132, p. 313-335.

NAGASAWA, H., 1979, Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 9, p. 359-364.

NATLAND, J.H. et TARNEY, J., 1981, Petrological evolution of the Mariana arc and back-arc basin system - A synthesis of drilling results in the South Philippine Sea. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, v. 60, p. 877-906.

NICHOLLS, I.A. et RINGWOOD, A.E., 1973, Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. *Jour. Petrol.*, v. 81, p. 285-300.

NICOLAS, A., 1989, Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere (petrology and structural petrology 4). *Kluwer, Dordrecht*, 367 p.

NISBET, E.G. et PEARCE, J.A., 1977, Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 63, p. 149-160.

NUNEZ-ESPINAL, J., SALGADO-TERAN, V. et SEGURA-GARCIA, L., 1981, Reconocimiento geológico del área cromífera de Papanoa-Petatlán, Guerrero. *Geomimet*, n° 114, p. 45-63.

NUR, A. et BEN-AVRAHAM, Z., 1983, Volcanic gaps due to oblique consumption of aseismic ridges. *Tectonophysics*, v. 99, p. 355-362.

NYST, H. et GALEOTTI, G., 1839, Sur quelques fossils du calcaire jurassique de Tehuacán au Mexique. *Bull. Ac. Roy. Sc. Belgique*, 7, 2, p. 212-221., Bruxelles.

OBATA, M. et THOMPSON, A.B., 1981, Amphibole and chlorite in mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle. A theoretical approach. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 77, p. 74-81.

ODIN, G.S. et ODIN, C., 1990, Echelle numérique des temps géologiques. *Mise à jour 1990. Géochronique*, no 35, p. 12-21.

OHMOTO, H., 1978, Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mining Geology*, v. 28, p. 219-232.

ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofis. Int.*, v. 20, no. 3, p. 177-202.

ORTEGA-GUTIERREZ, F., PRIETO-VELEZ, R., ZUNIGA, Y. et FLORES, S., 1979, Una secuencia volcano-plutónica-sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa: un complejo ofiolítico. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 3, p. 1-8.

ORTIZ, E., YTA, M., TALAVERA, O., LAPIERRE, H., MONOD, O. et TARDY, M., 1991a, Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 312, Série II, p. 399-406.

ORTIZ, L.E. et LAPIERRE, H., 1991b, Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-océánico del Jurásico superior-Cretácico inferior. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart*, v. 6, p. 1503-1517.

ORTIZ, E., LAPIERRE, H. et TALAVERA, O., 1991c, The Palmar Chico-Arcelia tholeiitic and calc-alkaline volcano-sedimentary sequences: Evidence of submarine stratovolcanoes in the Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc of southern Mexico. *European Union of Geosciences, Strasbourg, France, résumés*, p. 335.

ORTIZ-HERNANDEZ, L.E. et LAPIERRE, H., 1991d, Field, petrological and geochemical evidences for the intra-oceanic environment of the Upper Jurassic-Early Cretaceous Palmar Chico-Arcelia arc sequence (southern Mexico). In: *Memoria del Simposio sobre la Evolución Geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía*, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Pachuca, Hgo., p. 144-146.

ORTIZ, E., LAPIERRE, H., ARNAUD-VANNEAU, A., CARON, M., YANEZ, C. et SANCHEZ, A., 1992a, Présence d'un volcanisme calco-alkalin aptien-albien allochtone le long de la bordure occidentale de la plate-forme carbonatée de Valles-San Luis Potosi (Mexique central). *Implications géodynamiques*. *C. R. Acad. Sci. Paris (soumis)*.

ORTIZ-HERNANDEZ, L.E., ROMO-RAMIREZ, J. et MERCADO, G., 1992b, Reconocimiento de estructuras paleovolcánicas asociadas con mineralización polimetálica en los Estados de Jalisco, Michoacán, Guerrero y México. *El Explorador*, v. 2, p. 15.

ORTIZ-HERNANDEZ, L.E., BULOT, G. L. et CABRAL-URENO, J.C., 1992c, *Spiticeras* (Berriasiano superior) de la Formación Tamaulipas Inferior en Jonotla, Puebla. *Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Revista (soumis)*.

OTTEN, M.T., 1984, The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 86, p. 189-199.

PACHECO-GUTIERREZ, C., FIGUEROA-CORREA, J.L. et CASTRO-MORA, J.T., 1988, Nueva localidad del Berriasiano en la Sierra del Papantón, Zac., y sus relaciones geológico regionales. VIII Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 96.

PANTOJA-ALOR, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán. *Cons. Recursos Nat. no Renovables*, Bol. 50, 36 p.

PANTOJA-ALOR, J., 1983, Geocronometría del magmatismo cretácico-terciario de la Sierra Madre del Sur. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 44, n° 1, p. 1-20.

PANTOJA-ALOR, J. et ESTRADA-BARRAZA, S., 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de fierro de El Encino, Jalisco. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. XLVII, p. 1-15.

PANTOJA-ALOR, J., 1990a, Redefinición de las unidades litoestratigráficas de la secuencia mesozoica de la región de Huetamo-Altamirano, Estados de Michoacán y Guerrero. IX Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 66.

PANTOJA-ALOR, J., 1990b, Playa exhumada. Los paleoambientes de la maravillosa cantera Tlayúa. *Información Científica y Tecnológica, CONACYT*, v. 12, n° 171, p. 33-39.

PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. et BALDWIN, K., 1974, Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v. 96, p. 1053-1054.

PARGA-PEREZ, J.J. et RODRIGUEZ-SALINAS, J.J., 1991, Geology of the Tizapa Ag. Zn, Pb, Cu, Cd, and Au massive polymetallic sulfides, Zacazonapan, Mexico. In: Salas, G.P. (ed.), *Economic Geology, Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. P-3, p. 373-377.

PEARCE, J.A. et NORRIS, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 69, p. 33-47.

PEARCE, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishing, p. 230-249, Nantwich.

PEARCE, J.A., NIGEL, B.W. HARRIS et TINDLE, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, v. 25, p. 956-983.

PEARCY, L.G., DEBARI, S.M. et SLEEP, N.H., 1990, Mass balance calculations for two sections of island arc crust and implications for the formation of continents. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 96, p. 427-442.

PERFIT, M.R., GUST, D.A., BENICE, A.E., ARCULUS, R.J. et TAYLOR, S.R., 1980, Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle source. *Chem. Geol.*, v. 30, p. 227-256.

PHILLIPS, A.R. et RICKWOOD, P.C., 1975, The biotite-prehnite association. *Lithos*, 8, p. 275-281.

PIMENTEL, R.A., 1980, Prospecto Soyatlán de Adentro. *Petróleos Mexicanos* (informe IGPR 191) (inédite).

PONCE, S.B.F. et CLARK, K. F., 1988, The Zacatecas mining district: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization. *Econ. Geol.*, v. 83, p. 1668-1682.

PUBELLIER, M. et RANGIN, C., 1987, Mise en évidence d'une phase céno-mano-turonienne en Sonora central (Mexique). Conséquences sur les relations structurales entre domaine cordillérain et domaine téthysien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 305, II, p. 1093-1098.

QUINTERO-LEGORRETA, O., 1989, Contribución al conocimiento de la geología de la Sierra de Guanajuato en la región de Comanja de Corona, Jalisco. Thèse de Maître en Sciences, Facultad de Ciencias de la U.N.A.M., 87 p. (inédite).

RADELLI, L., 1988, La nappe Olvidada et le sillon aptien-albien du Golfe de Californie, Mexique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 306, Série II, p. 813-816.

RADELLI, L., 1990, La chaîne névadienne (Gilienne) et ses déformations crétacées au NW du Mexique (nappes d'origine gondwanienne de Caborca et du Sonora central). *Géologie Alpine*, v. 66, p. 57-99.

RAMIREZ-ESPINOSA, J., CAMPA-URANGA, M.F., TALAVERA-MENDOZA, O. et GUERRERO-SUASTEGUI, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Memoria del Simposio sobre la Evolución Geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología. Pachuca, Hgo., p. 163-166.

RAMOS-SALINAS, A. et FLORES-CASTRO, S., 1991, La secuencia volcánica del subsuelo de Salamanca, Gto. Memoria de Trabajos Técnicos de la Convención de la AIMMGM, p.

RANDALL, R.J., 1982, Contacto entre el Terciario y el Mesozoico, distrito de Guanajuato. VI Con. Geol. Nal. Soc. Geol. Mexicana, resúmenes, p. 100.

RANGIN, C., 1977, Sobre la presencia del Jurásico superior con amonitas en Sonora septentrional. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, Revista*, v. 1, p. 1-4.

RANGIN, C., 1978, Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (Mexico). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Mesozoic Paleogeography Symposium*, v. 2, p. 85-106.

RANGIN, C., 1982, Contribution à l'étude géologique du système cordillérain du Nord-Ouest du Mexique. Thèse, Univ. P. et M. Curie, Paris, 588 p.

RANGIN, C., GIRARD, D. et MAURY, R., 1983, Geodynamic significance of Late Triassic to Early Cretaceous volcanic sequences of Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California, Mexico. *Geology*, v. 11, p. 552-556.

RANSON, W.A., 1975, Geology and petrology of portions of the Zacatecas and Guadalupe quadrangles, Zacatecas, Mexico. Unpubl. M.S. thesis, New Orleans, 83 p.

REAGAN, M.K. et MEIJER, A., 1984, Geology and geochemistry of early arc-volcanic rocks from Guam. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 95, p. 701-713.

REIBEL, G., 1984, L'association pluto-volcanique de Dras (suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): pétrologie d'un fragment de croûte d'arc insulaire. Thèse de Doctorat, 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 169 p.

RINGWOOD, A.E., 1974, The petrological evolution of island arc systems. *Jour. geol. Soc. London*, v. 130, p. 183-204.

ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W., et DOOLAN, B.L., 1982, Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrences and theory. *Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*, v. 9B, p. 1-227.

RODRIGUEZ, F.D., 1980, Prospecto Tecalitlán. *Petróleos Mexicanos* (IGPR 237) (inédite).

RODRIGUEZ-CASTANEDA, J.L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 7, p. 52-66.

RUIZ, J. et CONEY, P., 1985, Correlation between lead isotopes in Mexican ore deposits and tectono-stratigraphic terranes. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v. 17, p. 704.

RUIZ, J., CENTENO-GARCIA, E., CONEY, P.J., PATCHETT, P.J. et ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1991, El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. Memoria de la Convención sobre la evolución geológica de México-Primer Congreso mexicano de mineralogía. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología. Pachuca, Hgo., p. 192-193.

SALAS, G.A., 1968, Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwest Sonora. *Bol. Soc. geol. Mexicana*, v. 31, p. 11-63.

SALAS, G.P., 1975, Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana. *Cons. Recursos Minerales*, publication 21-E, 242 p.

SANTILLAN, M. et BARRERA, T., 1930, Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de Baja California, entre los paralelos 30° y 32° de latitud norte. *Anales Inst. de México*, v. 5, p. 1-37.

SATO, H., 1977, Nickel content of basaltic magmas: Identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, v. 10, p. 113-120.

SAWKINS, F.J., 1990, Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Geology*, v. 18, p. 1061-1064.

SCHANDL, E.S., O'HANLEY, D.S. et WICKS, F.J., 1989, Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario. *Can. Mineral.*, 27, p. 579-591.

SCHWEICKERT, R.A., BOGEN, N.L., GIRT, G.H., HANSON, R.E. et MERGUERIAN, C., 1984, Timing and structural expression of the Nevadan orogeny, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 95, p. 967-979.

SEGESTROM, K., 1962, Geology of south-central Hidalgo and north-eastern Mexico. *U.S. Geol. Survey*, 1104-C, p. 87-162.

SEIDEMANN, D.E., 1977, Effect of submarine alteration on K/Ar dating of deep sea igneous basalts. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, v. 88, p. 1660-1666.

SERVAIS, M., ROJO, R. et COLORADO, L.D., 1982, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: postulación de un paleo-golfo de Baja California y de una digitación téthysiana en México central, México. *Geomimet*, n° 115, p. 53-71.

SERVAIS, M., CUEVAS-PEREZ, E. et MONOD, O., 1986, Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Bull. Soc. géol. France*, II, no 6, p. 1033-1047.

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

SILVER, L.T. et ANDERSON, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v. 6, p. 955.

SILLITOE, R.H., 1982, Extensional habitats of rhyolite-hosted massive sulfide deposits. *Geology*, v. 10, p. 403-407.

SIMKIN, T. et SMITH, J.V., 1970, Minor-element distribution in olivine. *Jour. Geology*, 78, p. 304-325.

SMITH, T.A., HUANG, C.H., WALAWENDER, M.J., CHEUNG, P. et WHEELER, C., 1983, The gabbroic rocks of the Peninsular Ranges batholith, southern California: cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites. *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, v. 18, p. 249-278.

SMITH, B.A., 1989, Tectonic origin of Upper Cretaceous unconformity in East-Central Mexico. *Inter. Geol. Congress, Washington, D.C., U.S.A.*, v. 3, p. 137-138.

SNOKE, A.W., JAMES, E.Q. et BOWMAN, H.R., 1981, Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite. *Jour. Petrol.*, v. 22, p. 501-522.

SNOKE, A.W., SHARP, W.D., WRIGHT, J.E. et SALEEBY, J.B., 1982, Significance of mid-Mesozoic peridotitic to dioritic intrusive complexes, Klamath Mountains-western Sierra Nevada, California. *Geology*, v. 10, p. 160-166.

SOLIS-PICHARDO, G.N. et MACIAS-ROMO, C., 1985, Metalografía, microtermometría e isotopía de azufre en el distrito minero de Cuale, Jalisco. *Geomimet*, v. 137, p. 12-49.

SOLIS-PICHARDO, G.N. et CHIODI, M., 1986, Informe final del estudio metalogenético de Azulaquez, Gro. *Cons. Recursos Minerales*, 36 p. (inédite).

SOLIS-VORRATH, J., 1965, Geología regional y yacimientos minerales de una porción de los Estados de Jalisco y Colima. *Cons. Recursos Minerales*, 272 p. (inédite).

SOSSON, M., CALMUS, T., TARDY, M. et BLANCHET, R., 1990, Nouvelles données sur le front tectonique céno-mano-turonien dans le nord de l'Etat de Sonora (Mexique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 310, Série II, p. 417-423.

SPEAR, F.S., 1976, Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure, and oxygen fugacity in a basaltic system. *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, v. 75, p. 775-779.

STAUDIGEL, H. et SCHMINCKE, H.S., 1984, The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, v. 89, p. 11195-11215.

STEIN, G., LAPIERRE, H., VIDAL, R. et MONOD, O. 1992, Petrology of some Late Mesozoic-Early Cretaceous plutons (central-southern Mexico): Implications for the post-Late Jurassic-Early Cretaceous arc-collision history. *South Am. Jour. (soumis)*.

STEPHAN, J.F., MERCIER DE LEPINAY, B., CALAIS, E. et al., 1990, Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. géol. Soc. France*, t. VI, p. 915-919.

STERN, R.J., BLOOMER, S.H., LIN, P.N., ITO, E. et MORRIS, J., 1988, Shoshonitic magmas in nascent arcs: New evidence from submarine volcanoes in the northern Marianas. *Geology*, v. 16, p. 426-430.

STONEK, K.P. et CABRERA, R., 1991, Tectono-magmatic development of Central Cuba. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, v. 6, p. 1571-1580.

STORMER, J.C., 1973, Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 237-243.

STOYANOW, A. A., 1949, Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Arizona. *Geol. Soc. Am. Mem.* 38, 169 p.

SUN, S., NESBITT, R.W. et SHARASKIN, A.Y., 1979, Geochemical characteristics of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 44, p. 119-138.

TAHIRKHELI, R.A., MATTAUER, M., PROUST, F. et TAPPONNIER, P., 1979, The India Eurasia suture zone in northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In: Farah A. et Dejong, K.A. (eds.), *Geodynamics of Pakistan, Geological Survey of Pakistan, Quetta*, p. 125-130.

TALAVEIRA, O., RAMIREZ, J., LAPIERRE, H., MONOD, O., CAMPA, M.F. et TARDY, M., 1990, The Albo-Aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico). Correlations with the contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications. 12. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität, München, Allemagne, résumés*.

TALAVEIRA, O. et LAPIERRE, H., 1992, Petrology and geochemistry of the lower-Cretaceous calc-alkaline series from Teloloapan, southern Mexico. *Bull. Soc. géol. France (soumis)*.

TARDY M. et MAURY, R., 1973, Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácica superior de los Estados de Coahuila y Zacatecas. *Soc. Geol. Mexicana, Bol.* 34, 1 y 2, p. 5-12.

TARDY, M., 1977, Essai sur la reconstitution de l'évolution paléogéographique de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. *Bull. Soc. géol. France*, v. 6, p. 1297-1308.

TARDY, M., 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique. Thèse, Univ. P. et M. Curie, Paris, 459 p.

TARDY, M., CARFANTAN, J.C. et RANGIN, C., 1986, Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bull. Soc. géol. France*, v. 6, p. 1025-1031.

TARDY, M., LAPIERRE, H., BOURDIER, J.-L., COULON, C., ORTIZ, E. et YTA, M., 1992, Intra-oceanic setting for the western Mexico Guerrero terrane. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous, *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista (sous presse)*.

TARDY, M., LAPIERRE, H., ORTIZ, E., FREYDIER, C., GILL, J., COULON, C., STEIN, G., BOURDIER, J.L., YTA, M. et MARTINEZ-REYES, J., 1992, An intra-oceanic environment for the Mesozoic arc rocks of the Guerrero suspect terrane (western Mexico), *Geology (soumis)*.

TAYLOR, H.P. Jr. et NOBLE, J.A., 1960, Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska. *Inter. Cong. 21st Copenhagen*, pt. 13, p. 175-187.

TAYLOR, P.S., 1971, Mineral variations in the silver veins of Guanajuato, Mexico: Thèse de docteur, Dartmouth College, U.S.A. (inédate).

TAYLOR, R.S. et McLENNAN, S.M., 1985, The continental crust: Its composition and evolution. Oxford, England, Blackwell, 312 p.

THIEULOY, J.P., 1972, Bistratigraphie des lentilles à pérégrinelles (brachiopodes) de l'Hauteriviens de Rottier (Drome, France). *Geobios*, no. 5, fasc. 1., p. 5-53.

TULLOCH, A.J., 1979, Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 105, p. 105-117.

UTO, K., 1986, Variation of Al₂O₃ content in Late Cenozoic Japanese basalts: A re-examination of Kuno's high-alumina basalt. *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, v. 29, p. 397-411.

UYEDA, S., 1982, Subduction zones: An introduction of comparative subductology. *Tectonophysics*, v. 81, p. 133-159.

VIDAL-SERRATOS, R., CAMPA, M.F., BUITRON, B. et ALENCASTER, G., 1980, El conjunto petrotectónico de Zihuatanejo, Gro.- Coalcomán, Michoacán. V *Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mexicana*, résumés, p. 111-112.

VILLARELLO, J.D., FLORES, T. et ROBLES, R., 1909, Geologic study of the Sierra de Guanajuato. *Eng. Min. Jour.*, v. 88, no. 14, p. 672-677.

VON HUENE, R., 1986, To accrete or not accrete, that is the question. *Geol. Rund.*, v. 75/1, p. 1-15.

VON HUENE, R. et LALLEMAND, S., 1990, Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 102, p. 704-720.

WANDKE, A. et MARTINEZ, J., 1928, The Guanajuato mining district, Mexico. *Econ. Geol.*, v. 23, p. 1-44.

WAGER, L.R. et BROWN, G.M., 1968, Layered igneous rocks. Edinburgh-London. Oliver & Boyd, 588 p.

WEAVER, B.L. et TARNEY, J., 1984, Empirical approach to estimating the composition of continental crust. *Nature*, v. 310, p. 575-577.

WEAVER, B.L., 1991, The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace elements and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 104, p. 381-397.

WILDBERG, H.G.H., 1987, High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America. *Geol. Rund.*, v. 76/1, p. 285-301.

WILSON, I.F. et ROCHA, V.S., 1946, Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora. *Comm. Direct. Invest. Rec. Minerales (México)*. Bol. 9, 108 p.

WOODHEAD, J.D., 1989, Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes. *Chem. Geology*, v. 76, p. 1-24.

WYLLIE, P.J., 1977, Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, v. 43, p. 41-71.

YANEZ-GARCIA, C., 1977, Estudio geológico-minero del yacimiento volcanogénico de Camalotitos, Mpio. de Petatlán, Guerrero. *Esc. Sup. de Ing. y Arq., Inst. Pol. Nal., thèse d'Ingénieur*, 36 p. (inédate).

YANEZ-MONDRAGON, C.F., 1982, Anteproyecto para la instalación de plantas de beneficio en la ciudad de León, Gto. *Cons. Recursos Minerales*, 35 p. (inédate).

YODER, J. S. et TILLEY, C.T., 1962, Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, v. 3, p. 342-532.

YTA, M., 1989, Le secteur argentifère de Saucito: nouvelles données sur le magmatisme cénozoïque et tertiaire. Leurs liaisons possibles avec un arc insulaire. Les minéralisations. Mémoire du D.E.A., Université d'Orléans, 74 p.

YTA, M., LAPIERRE, H., MONOD, O. et WEVER, P. de, 1990, Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc-volcano-sedimentary sequence of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (Central Mexico). Geodynamic implications 12. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität, München, Allemagne, résumés*.

YTA, M., 1992, Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja del Plata", Mexique : La zone de Zacatecas-Francisco I Madero - Saucito. Thèse, Université d'Orléans, 300p.

ZIMMERMANN, J.L., VERNET, M., GUYETAND, G. et DAUTEL, D., 1985, Données sur le potassium et argon (de 1976 à 1984) dans quelques échantillons géochimiques de référence. *Geostand. Newslett.*, v. 9, p. 205-208.

ZIMMERMANN, J.L., STEIN, G., LAPIERRE, H., VIDAL, R., CAMPA, M.F. et MONOD, O., 1990.- Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centre et de l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato). In: 13^e Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, France, résumés, p. 127.

PLANCHE 1

Photo 1 : Gisement des sédiments flyschoïdes du Crétacé inférieur de la formation Arperos. Alternance de calcaires finement lités, de pélites micritiques siliceuses et siltites. Environs de La Perlita.

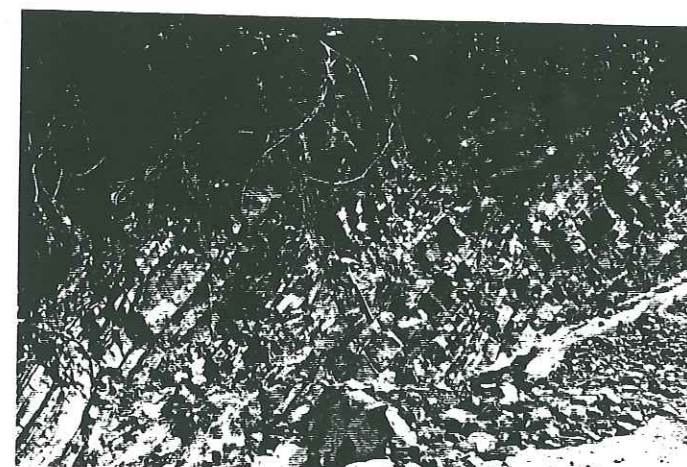
Photo 2 : Pillow-lavas basaltiques alcalins à la base de la formation Arperos (Arroyo Barbosa). Leur matrice est formée de calcaire micritique azoïque.

Photo 3 : Intercalations de pillow-lavas basaltiques et de hyaloclastites Arperos (Arroyo Barbosa). Présence d'un volcan sous-marin.

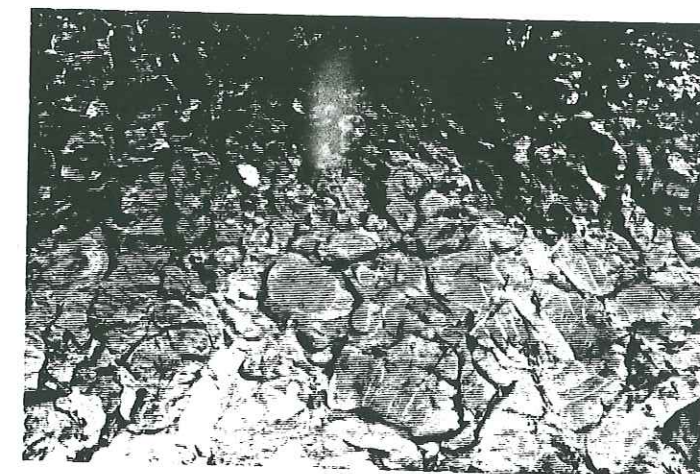
Photo 4 : Jaspes surmontant les pillow-lavas basaltiques alcalins Arperos (Arroyo Barbosa).

Photo 5 : Sills de basalte alcalin injecté dans les jaspes et siltites de la formation Arperos (Arroyo Barbosa).

Photo 6 : Calcaire micritique inter-pillow dans les roches volcaniques d'Arperos.



1



2



3



4



5



6

PLANCHE 2

Photo 1 : Pillow-lavas tholéiitiques d'arc de l'unité volcanique de La Luz. Environs du village de La Luz.

Photo 2 : Complexe filonien de Santa Ana recoupant des gabbros cumulats. Barrage de La Soledad.

Photo 3 : Klippe tectonique de la diorite de Tunamansa chevauchant vers le NE la formation flyschöide d'Arperos. Environs de Tunamansa.

Photo 4 : Plutonites acides du Cerro Pelón reposant en contact anormal sur la formation d'Arperos. Environs de La Concepción.

Photo 5 : Les cumulats ultrabasiques-basiques de San Juan de Otates aux environs de Sauce Seco.

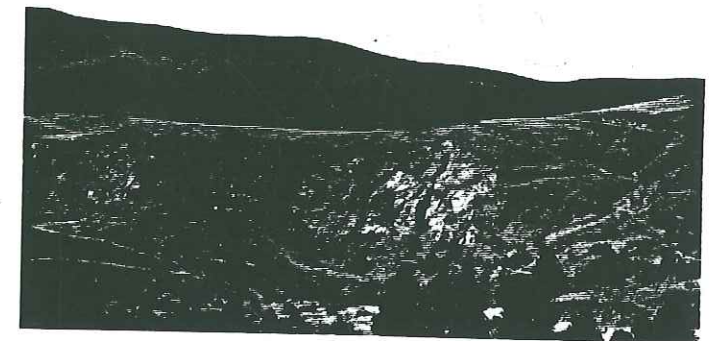
Photo 6 : Filon d'ankaramite recoupant les cumulats ultrabasiques-basiques de San Juan de Otates. Environs de la mine tungstenifère El Maguey.

Photo 7 : Filons de rodingite recoupant les cumulats ultrabasiques-basiques de San Juan de Otates. Arroyo San Juan de Otates.

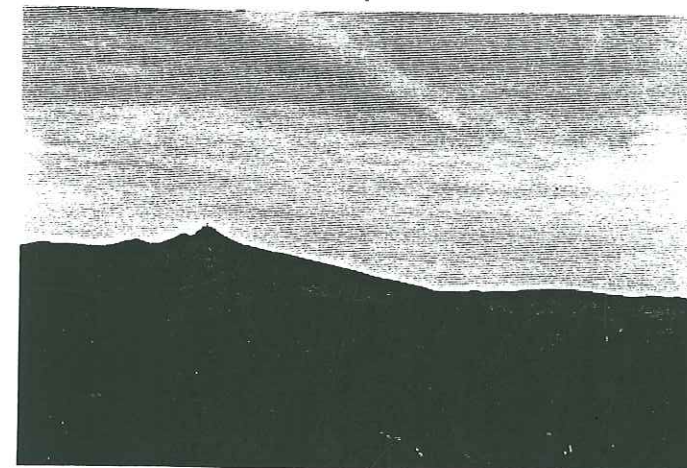
Photo 8 : Petit massif de brèche magmatique recoupant les péridotites de San Juan de Otates. Environs de la mine tungstenifère El Maguey.



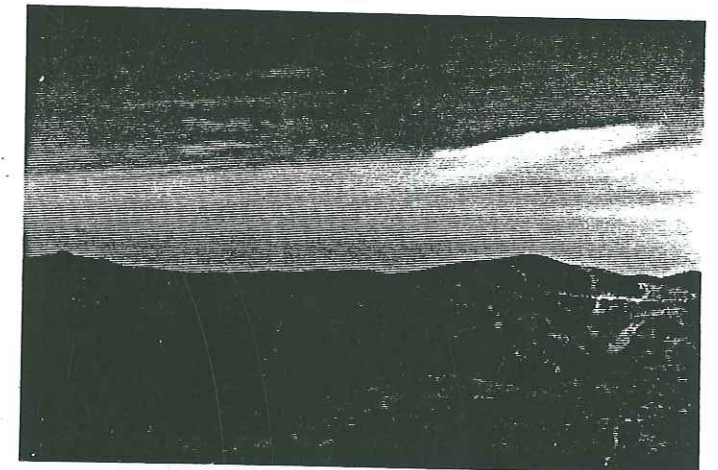
1



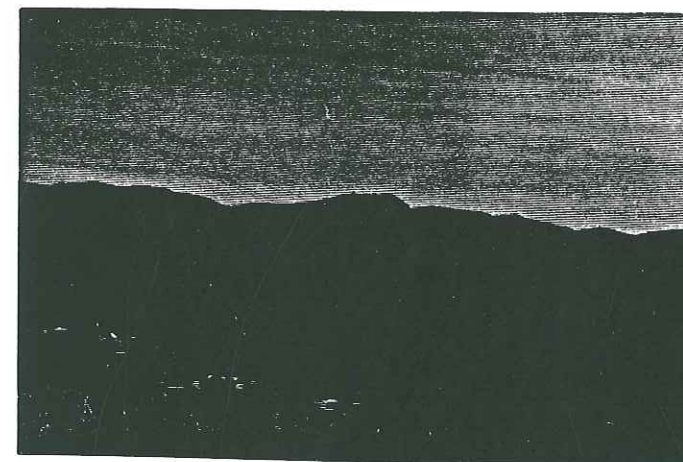
2



3



4



5



6



7



8

PLANCHE 3

Photo 1 : Schistes lustrés et sédiments greso-pélitiques de la formation Esperanza. Environs de Santa Rosa.

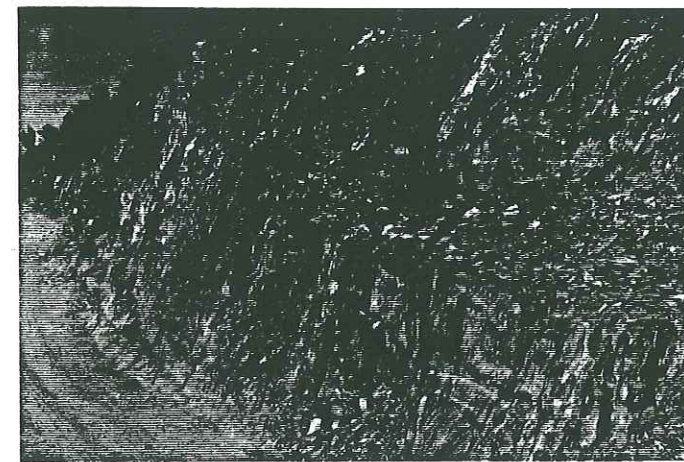
Photo 2 : Calcaire de La Perlita surmontant la formation d'Arperos. Séquence flyschœide du Crétacé supérieur (?) emballé tectoniquement dans ces calcaires. Environs de San Ignacio.

Photo 3 : Faciès volcano-détritique du calcaire de La Perlita. Environs du Puerto Blanco.

Photo 4 : Séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende en contact tectonique avec des horizons marno-calcaires du Crétacé supérieur (?). Route San Miguel de Allende-Querétaro.

Photo 5: Séquence marno-calcaire flyschœide du Crétacé supérieur (?), en contact tectonique avec la séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende. Route San Miguel de Allende-Querétaro

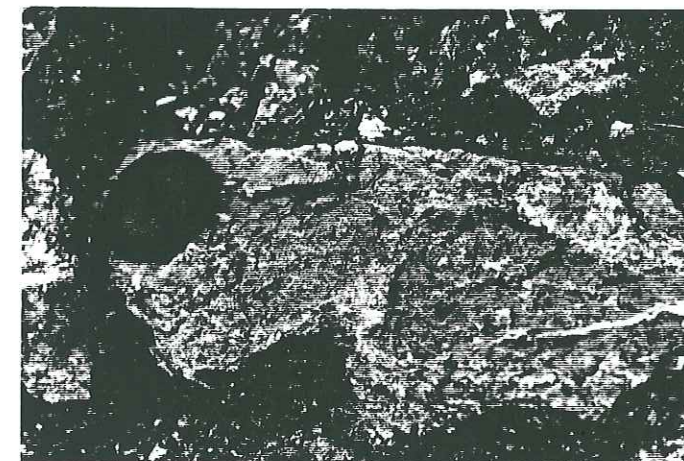
Photo 6: Plis-failles dans la séquence marno-calcaire flyschœide du Crétacé supérieur (?) de San Miguel de Allende. Route San Miguel de Allende-Querétaro.



1



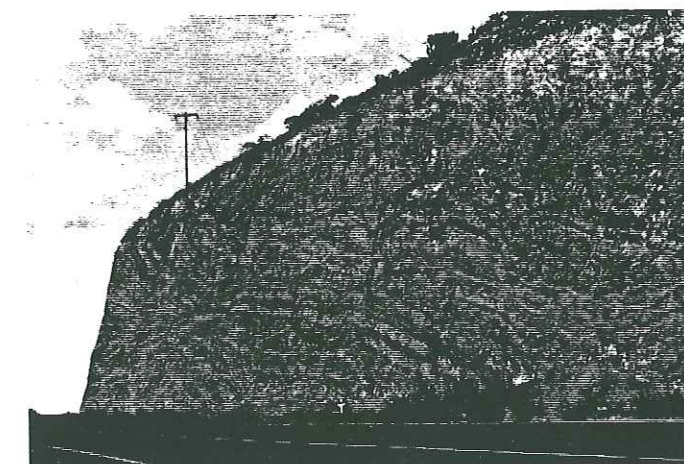
2



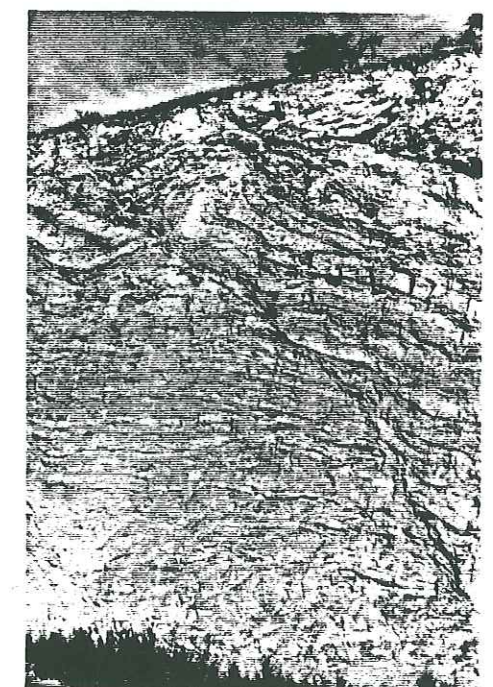
3



4



5



6

PLANCHE 4

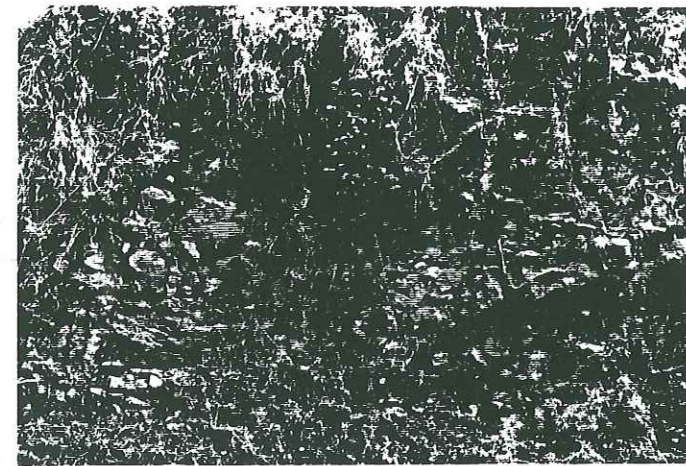
Photo 1 : Pillow-lavas basaltiques tholéiitiques intercalés avec des hyaloclastites de la séquence du Crétacé inférieur de Palmar Chico-Arcelia. Environs de Corral de Vigas.

Photo 2 : Calcaires micritiques, radiolarites et grauweekes associés aux laves de la séquence de Palmar Chico-Arcelia. Environs de La Esmeralda.

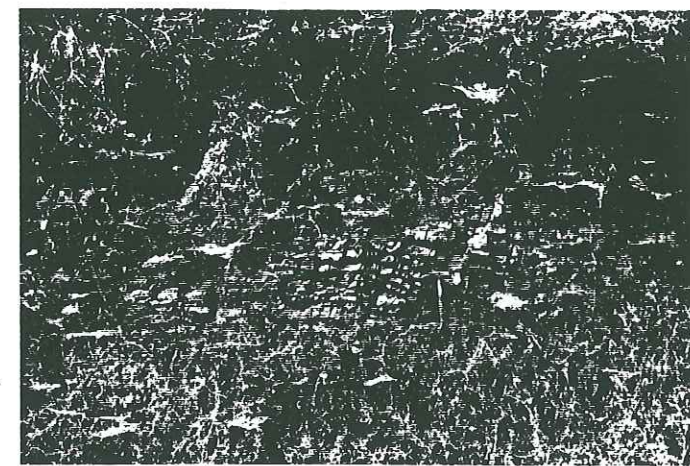
Photo 3: Calcaires micritiques recoupés par des filons basaltiques de la séquence de Palmar Chico-Arcelia. Route Palmar Chico-Palmar Grande.

Photo 4 : Filon de microgabbro tholéiitique d'arc (108.3 ± 5.6 Ma) recoupant des basaltes en coussins. Environs de Palmar Grande.

Photo 5 : Petit massif ultrabasique serpentinisé chevauchant vers le NNE des basaltes massifs et des sédiments pélagiques de la séquence de Palmar Chico-Arcelia. Environs du Cerro Pelón.



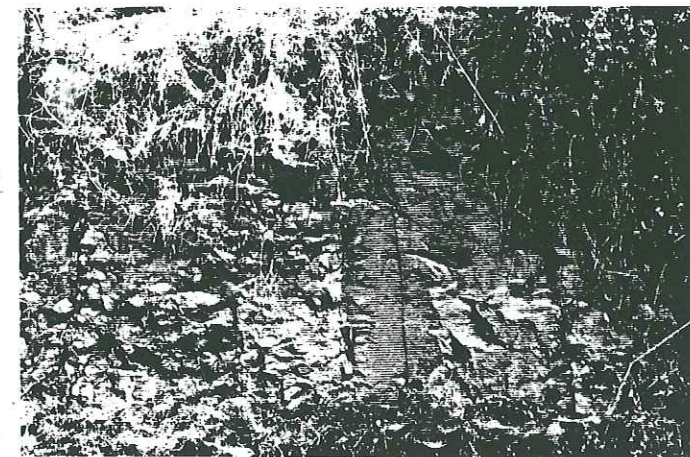
1



2



3



4



5

PLANCHE 5

Photo 1: Wehrlite à texture d'adcumulat-mésocumulat montrant des plages poecilitiques de clinopyroxène et des grains d'olivine partiellement transformés en antigorite. Echantillon JU74.

Photo 2: Clinopyroxénolite à olivine à texture d'hétéradcumulat. Grandes plages de clinopyroxène et des olivines inter-cumulus partiellement serpentinisées. Echantillon MA13.

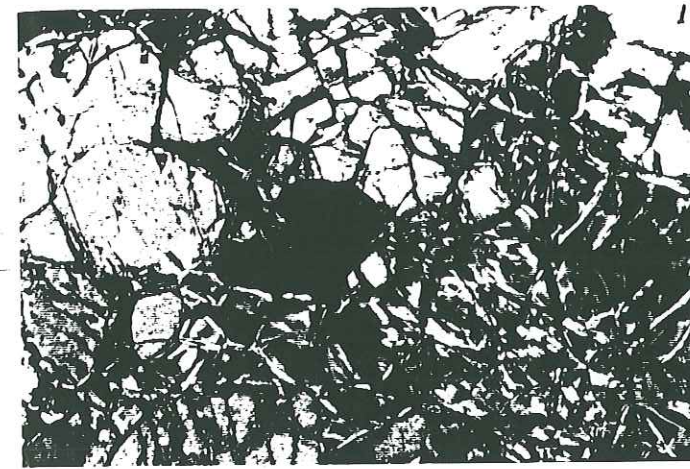
Photo 3: Gabbro cumulat à clinopyroxène et amphibole (échantillon MC195) dans les cumulats ultrabasiques-basiques de San Juan de Otates.

Photo 4: Gabbro cumulat à plagioclase+amphibole±plagioclase, encaissant du complexe filonien de Santa Ana. Echantillon SA3.

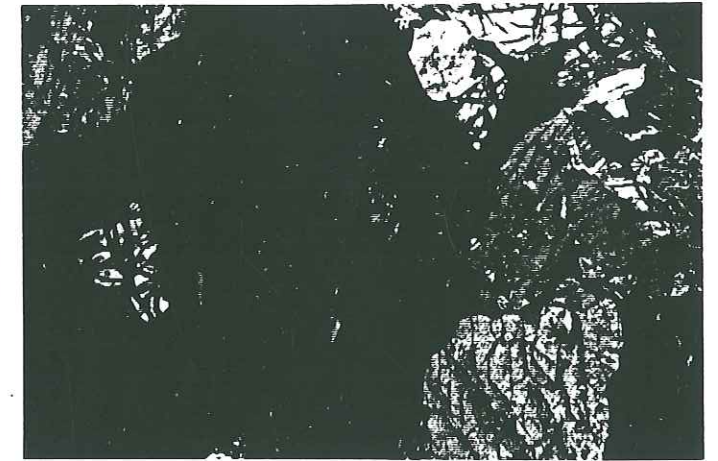
Photo 5: Diorite de Tunamansa. Plagioclases séricitisés, magnésio-hornblendes et magnétite tardive. Echantillon HM93A.

Photo 6: Diorite à clinopyroxène (LP118), encaissante du complexe filonien de Santa Ana. Texture de mésocumulat. Salite, magnésio-hornblende et plagioclases damouritisés.

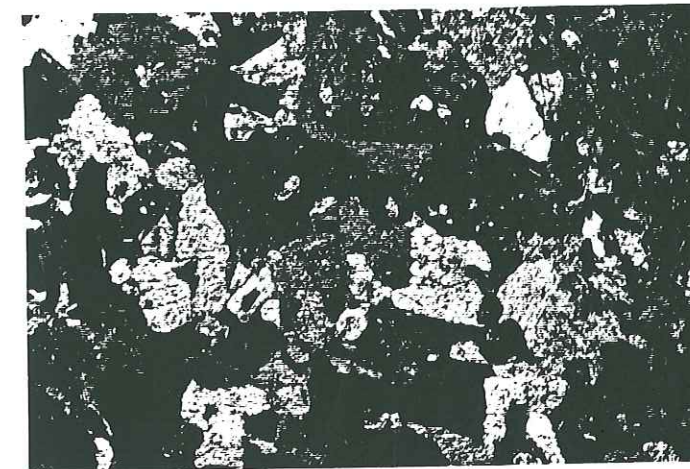
Photo 7: Diorite quartzique équante (LP116), faciès des plutonites acides. Plagioclases séricitisés, magnésio-hornblende, quartz à extinction ondulante.



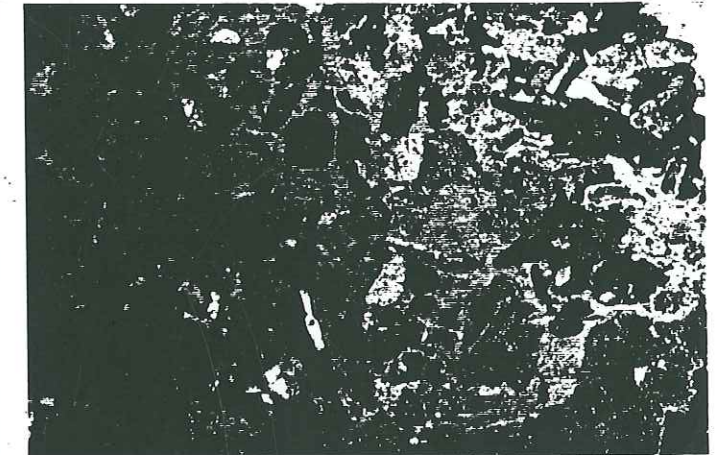
1



2



3



4



5



6



7

0 0,5
mm

PLANCHE 6

Photo 1: Filon basaltique (HM110) à texture intersertale de l'unité de La Luz. Microlites et rares phénocristaux d'albite dans une mésostase à chlorite+épidote+actinote+calcite.

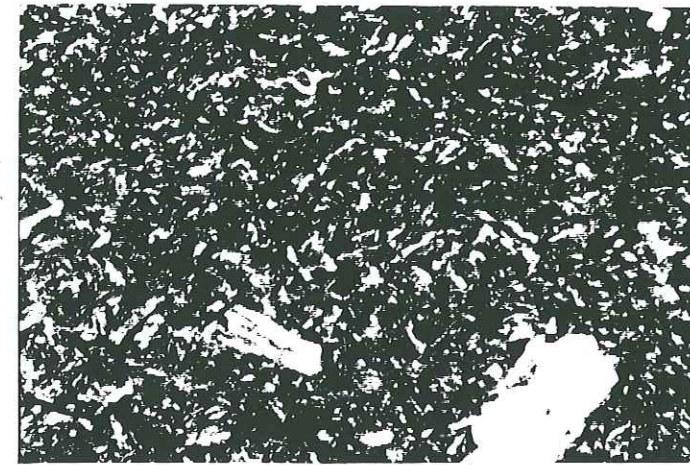
Photo 2: Basalte à texture de trempe (HM106). Agrégats de clinopyroxène et de plagioclase dessinant des figures dendritiques.

Photo 3: Dolérite à texture ophitique (HM85) montrant des cristaux de clinopyroxène frais qui renferment des plagioclases. La mésostase est formée d'oxydes ferro-titanés, de chlorite, de smectites et d'actinote.

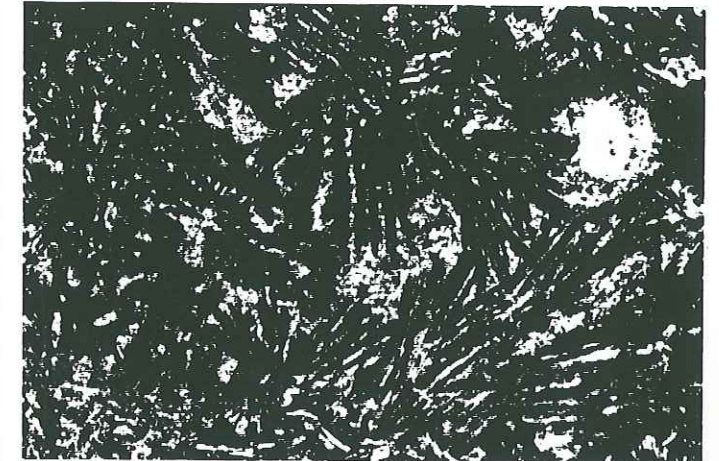
Photo 4: Dolérite de la Formation d'Arperos (LP172) montrant des phénocristaux de salite titanifère dans une mésostase formée de plagioclase albitique et de cristaux orientés d'ilmenite partiellement transformée en sphène.

Photo 5: Andésite à deux clinopyroxènes (LP63) de la séquence volcano-sédimentaire de San Miguel de Allende. Texture microlitique porphyrique à plagioclases zonés.

Photo 6: Texture porphyrique d'un filon d'ankaramite (MA7). Phénocristaux de clinopyroxène, olivine transformée en pumpellyite, amphibole zonée, dans une mésostase de microphénocristaux d'amphibole, albite, prehnite et chlorite.



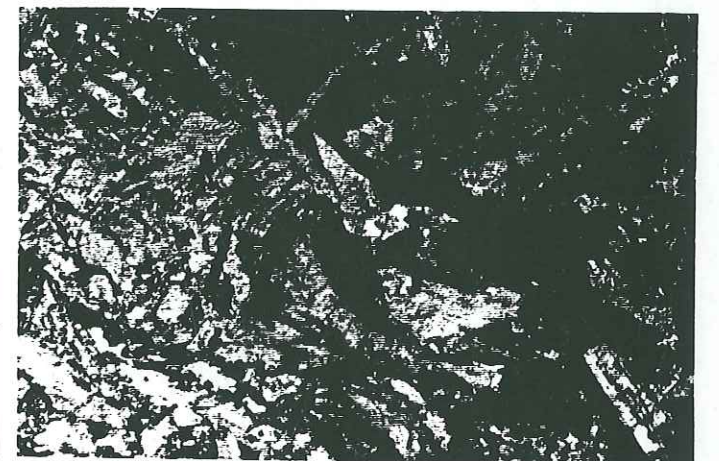
1



2



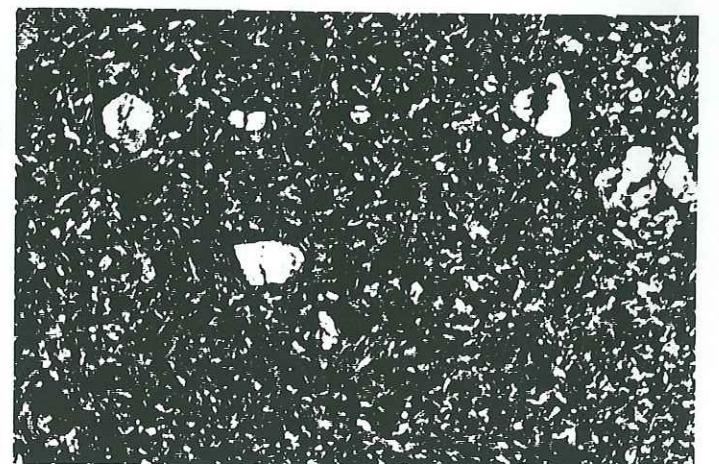
3



4



5



6

0 0,5
mm

PLANCHE 7

Photo 1: Serpentine à antigorite (CP2) montrant une texture maillée formée par des reliques d'olivine transformée en serpentine et d'anciens clinopyroxènes transformés en bastite.

Photo 2: Filon de microgabbro riche en phénocristaux accumulés de clinopyroxène associé à de l'orthopyroxène. Le plagioclase et de rares amphiboles en microlites sont dans la mésostase. Echantillon TX105A.

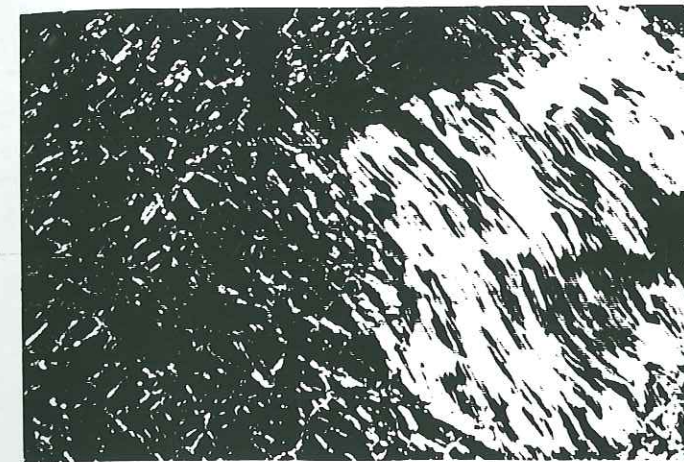
Photo 3: Pillow-lava basaltique à texture gloméroporphyrique (TX92). Phénocristaux d'orthopyroxène transformé en chlorite+épidote, à bordures de clinopyroxène et des plagioclases séricitisés, dans une mésostase microlitique albitique.

Photo 4: Andésite basique à texture de trempe, montrant de beaux agrégats radiaires de pumpellyite dans une mésostase à microlites d'albite, incluant des minéraux secondaires. Echantillon TX107.

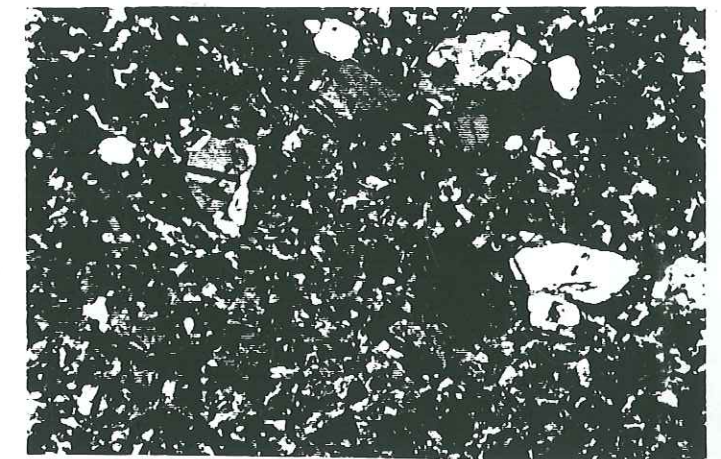
Photo 5: Lave massive à texture de trempe (CP1A), montrant des agrégats plumeux de plagioclase et de clinopyroxène salitique trempé.

Photo 6: Pillow-lava basaltique à texture intersertale (TX104). Microlites d'albite et oxydes ferrotitanés associés à la chlorite.

Photo 7: Calcaire micritique tectonisé (TX97) montrant des radiolaires déformées et calcitisées.



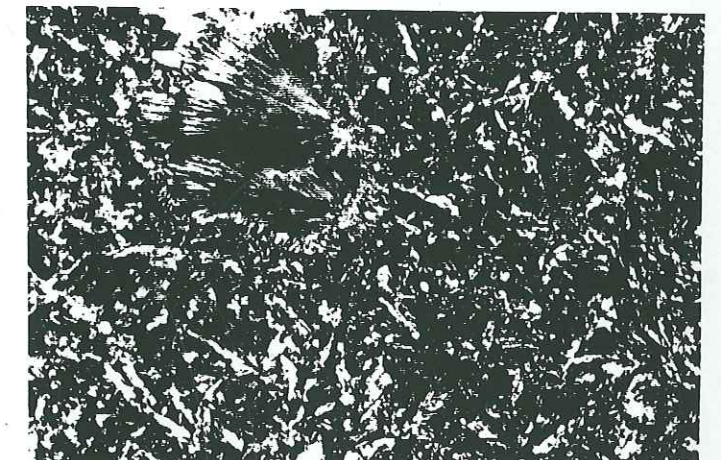
1



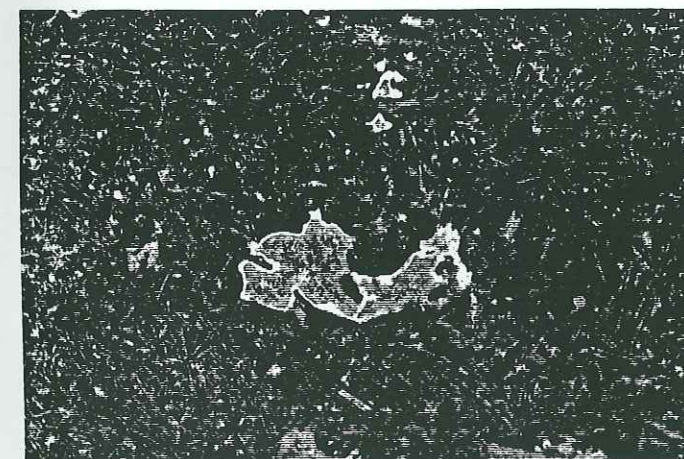
2



3



4



5



6



7

0 0,5
mm

